



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 : 2021-2022

N° D'ORDRE : 059

CANDIDAT

Nom : KOUADIO

Prénoms : Kouamé Jean
Olivier

THESE DE DOCTORAT

Mention : Géosciences et Environnement

Spécialité : Hydrogéologie et Géophysique Appliquée

**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)**

JURY

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

Co-Directeur : M. DIBI Brou, Maître de Conférences, Université Jean Lorougnon
Guédé

Co-Directeur : M. GRAILLOT Didier, Directeur de Recherche Emérite, Ecole des
Mines de Saint-Etienne

Rapporteur : M. KOFFI Yao Blaise, Maître de Conférences, Université Félix
Houphouët-Boigny

Examineur : Mme. PLAGNES Valérie, Professeur Titulaire, Sorbonne Université

Examineur : M. ROSSIER Yvan, Professeur associé, Université de Grenoble
Alpes

**Soutenu publiquement
le : 28 Septembre 2022**

TABLE DES MATIERES

DEDICACES	X
REMERCIEMENTS	XI
LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS	XVI
LISTE DES TABLEAUX.....	XVIII
LISTE DES FIGURES.....	XX
LISTE DES ANNEXES.....	XXV
INTRODUCTION.....	1
PARTIE I : GENERALITES	6
Chapitre 1 : Cadre géographique, contextes géologique, hydrogéologique et socio économique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	7
1.1 Situation géographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	7
1.2 Relief	8
1.3 Cadre climatique.....	8
1.3.1 Evolution des paramètres climatiques	9
1.3.1.1 Température	9
1.3.1.2 Pluviométrie.....	9
1.3.1.3 Variation mensuelle de la pluviométrie et de la température	9
1.3.1.4 Humidité relative	10
1.4 Réseau hydrographique	10
1.5 Occupation des sols	12
1.6 Contexte géologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	13
1.6.1 Roches magmatiques	13
1.6.1.1 Granitoïdes.....	13
1.6.1.2 Dioritoïdes.....	14
1.6.2 Roches métamorphiques	14
1.6.3 Observations de terrain	15
1.7 Caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude.....	16

1.8 Aspects socio-économiques du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	18
1.8.1 Population	18
1.8.2 Activités économiques	18
1.9 Alimentation en eau potable sur le bassin de la Lobo à Nibéhibé.....	19
Conclusion partielle.....	21
Chapitre 2 : Etat des connaissances sur les différents thèmes abordés	22
2.1 Généralités sur la caractérisation des aquifères fissurés.....	22
2.1.1 Apport de la télédétection et des SIG	22
2.1.2 Apport de la géophysique en hydrogéologie	22
2.1.2.1 Méthode de résistivité électrique	23
2.1.2.2 Principe des méthodes de résistivités électriques	23
2.1.2.3 Notion d'anomalies géoélectriques	24
2.1.2.4 Dispositifs de mesure	24
2.1.2.5 Techniques de prospection électrique	25
2.1.3 Socle et milieux fissurés	25
2.1.3.1 Modèles conceptuels du profil d'altération des aquifères de socle.....	26
2.1.3.2 Description du profil d'altération en milieu de socle.....	26
2.2 Généralités sur la recharge des nappes	27
2.2.1 Notion de recharge	27
2.2.2 Mécanisme de la recharge.....	28
2.2.3 Méthode d'étude de la recharge	28
2.2.3.1 Analyse de la fluctuation piézométrique ou Water Table Fluctuation (WTF)	29
2.2.3.2 Analyse des hydrogrammes	29
2.2.3.3 Equations empiriques.....	30
2.3 Modélisation des écoulements en milieux fissurés.....	30
2.3.1 Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés	31
2.3.1.1 Modélisation en réseaux de fractures discrètes.....	31

2.3.1.2	Approche continue équivalente.....	32
2.3.1.3	Approche double porosité.....	33
2.4	Description du processus de modélisation des écoulements souterrains.....	33
2.4.1	Equation régissant les écoulements souterrains.....	35
2.4.1.1	Charge hydraulique.....	35
2.4.1.2	Loi de Darcy.....	35
2.4.1.3	Equation de diffusivité.....	36
2.4.2	Equation régissant les écoulement en milieu variablement saturé : modèle de Richards.....	40
2.4.2.1	Teneur en eau et équation de Richards.....	41
2.4.2.2	Courbe de rétention et évolution de la conductivité hydraulique.....	42
2.4.3	Méthode de résolution de l'équation de diffusivité.....	43
2.4.4	Conditions initiales et conditions aux limites du modèle.....	43
2.4.4.1	Conditions initiales du modèle.....	43
2.4.4.2	Conditions aux limites du modèle.....	43
2.5	Pollution des eaux souterraines.....	44
2.6	Transfert de masse en solution.....	47
2.6.1	Relations phénoménologiques régissant le transfert des polluants.....	47
2.6.1.1	Convection.....	47
2.6.1.2	Diffusion moléculaire.....	47
2.6.1.3	Dispersion cinématique (appelée aussi dispersion hydrodynamique).....	47
2.6.2	Equation de convection-dispersion.....	47
2.6.2.1	Equations de transport de soluté.....	48
2.6.2.2	Cas de la dégradation du polluant.....	49
	Conclusion partielle.....	49
PARTIE II : MATERIEL ET METHODES.....		51
Chapitre 3 : Données et Materiel.....		52
3.1	Données.....	52

3.1.1 Données images satellitaires	52
3.1.2 Données cartographiques	52
3.1.3 Données techniques de forages	52
3.1.4 Classification des paramètres de forage.....	53
3.1.5 Données hydroclimatiques	54
3.1.6 Données hydrodynamiques de la zone variablement saturée	54
3.2 Matériel.....	55
3.2.1 Matériel de terrain.....	55
3.2.1.1 Matériel d'acquisition de données hydrogéologiques.....	55
3.2.1.2 Matériel de collecte de données géophysiques	57
3.2.2 Outils de traitement de données	58
Conclusion partielle	59
Chapitre 4 : Méthodes	60
4.1 Caractérisation du système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo	60
4.1.1 Cartographie structurale par la télédétection	60
4.1.1.1 Processus d'exploitation des images Sentinel 1A pour la cartographie des linéaments	60
4.1.1.2 Validation de la carte des linéaments avec les forages à gros débits.....	62
4.1.1.3 Validation de la carte linéamentaire par les structures géologiques existantes	63
4.1.1.4 Analyse statistique de la fracturation	63
4.1.2 Structure et géométrie du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	64
4.1.2.1 Description du profil d'altération à l'échelle du forage.....	65
4.1.2.2 Méthodologie de prospection géophysique	65
4.1.3 Détermination des paramètres hydrodynamiques.....	70
4.1.3.1 Détermination de la porosité totale	71
4.1.3.2 Détermination du débit spécifique des ouvrages	71
4.1.3.3 Détermination de la transmissivité.....	72
4.1.4.4 Détermination de la conductivité hydraulique de la couche d'altérite	72

4.1.4.5 Détermination de la conductivité hydraulique de la couche fissurée	74
4.1.5 Analyse des paramètres des forages	74
4.1.5.1 Traitement des données de forages : la loi de Benford	75
4.1.5.2 Test d'adéquation à la loi de Benford : test du Khi-deux	75
4.2 Estimation de la recharge	76
4.2.1 Evaluation de la piézométrie.....	77
4.2.1.1 Nivellement des points piézométriques au GPS différentiel	77
4.2.1.2 Détermination des niveaux piézométriques et des courbes isopièzes.....	80
4.2.2 Estimation de la recharge directe par la méthode water table fluctuation (WTF) ...	80
4.2.2.1 Estimation de la porosité de drainage (Sy)	81
4.2.2.2 Détermination de la variation du niveau de l'eau (ΔH)	82
4.2.3 Méthode d'analyse des hydrogrammes.....	83
4.2.3.1 Méthode de la pente constante ou Séparation graphique.....	83
4.2.3.2 Méthode WHAT	84
4.2.4 Estimation de la recharge annuelle (Recharge directe + Recharge indirecte)	86
4.3 Elaboration d'un modèle de transfert de polluants dans les eaux souterraines du bassin versant de la Lobo.....	87
4.3.1 Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée (ZS)	87
4.3.1.1 Principales hypothèses	87
4.3.1.2 Objectifs du modèle	87
4.3.1.3 Justification du choix de la zone de modélisation	87
4.3.1.4 Choix du modèle	88
4.3.1.5 Présentation du code numérique FEFLOW	89
4.3.2 Elaboration du modèle conceptuel : géométrie du modèle.....	90
4.3.2.1 Extension latérale ou horizontale.....	90
4.3.2.2 Extension verticale.....	91
4.3.3 Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée.....	93
4.3.3.1 Conditions aux limites du modèle.....	94

4.3.3.2 Conditions initiales de l'écoulement souterrain.....	95
4.3.3.3 Paramètres hydrodynamiques	95
4.3.3.3 Calage et validation des modèles d'écoulement souterrain en zone saturée	97
4.4 Simulation des écoulements en zone variablement saturée (ZVS).....	99
4.4.1 Conditions aux limites et initiales du modèle	99
4.4.2 Paramètres d'entrés du modèle 3D en zone variablement saturée.....	99
4.4.3 Calage et la validation du modèle en zone variablement saturée(ZVS)	100
4.4.3.1 Calage en régime permanent.....	100
4.4.3.2 Validation en régime transitoire.....	100
4.5 Modèle de transport.....	101
4.5.1 Choix du Nitrate.....	101
4.5.2 Conditions aux limites et initiales du modèle	101
4.5.3 Conditions hydrodynamiques du transport	102
4.5.4 Détermination du temps global de transfert.....	102
4.5.4.1 Temps de transfert vertical.....	103
4.5.4.2 Temps de transfert horizontal	103
Conclusion partielle	103
PARTIE III : RESULTATS ET DISCUSSION.....	104
Chapitre 5 : Caracterisation du système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	105
5.1 Structures linéamentaires du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	105
5.1.1 Carte détaillée de linéaments	106
5.1.2 Linéaments régionaux	106
5.2 Validation des linéaments.....	107
5.2.1 Validation des linéaments par les structures géologiques existantes.....	107
5.2.2 Corrélation entre le débit des forages et leur distance aux linéaments majeurs ...	108
5.3 Analyse statistique des réseaux de fractures.....	110
5.3.1 Rosace directionnelle	110

5.3.2 Etude de l'intensité de la fracturation	110
5.4 Etude des aquifères discontinus par exploitation des données géoélectriques	111
5.4.1 Types d'anomalies identifiés	111
5.4.2 Extension des anomalies géologiques.....	112
5.4.2.1 Discontinuités géologiques identifiées à partir des profils parallèles	112
5.4.2.2 Cartes d'isovaleurs de résistivités	113
5.4.3 Validation de la carte de fracturation à partir des résultats géophysiques	114
5.5 Description lithostratigraphique du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	116
5.5.1 Description à l'aide des données de forages	116
5.5.1.1 Terre végétale.....	116
5.5.1.2 Saprolite	116
5.5.1.3 Frange fissurée du socle.....	117
5.5.1.4 Roche saine	117
5.5.2 Description de la structure lithostratigraphique à l'aide des données électriques .	118
5.5.2.1 Sondages électriques 1D	118
5.5.2.2 Profondeur des forages et sondages de résistivité électrique.....	120
5.5.2.3 Délimitation des zones potentielles de stockage des eaux souterraines	122
5.6 Modèle conceptuel hydrogéologique du système aquifère.....	129
5.7 Paramètres géoélectriques influençant la productivité des forages dans la zone	131
5.7.1 Variation du débit moyen en fonction du type d'anomalies conductrices	131
5.7.2 Débit moyens des forages et type de courbes de sondage électrique	132
5.7.3 Analyse statistique des données électriques 1D.....	133
5.7.4 Correlation entre les données géoelectriques et la productivité des forages	133
5.8 Paramètres hydrodynamiques.....	135
5.8.1 Porosité totale.....	135
5.8.2 Débits spécifiques (Qsp)	135
5.8.3 Transmissivité.....	136

5.8.4 Conductivité hydraulique.....	136
5.8.4.1 Conductivité de la couche d'altérite ou de saprolite.....	136
5.8.4.2 Conductivité hydraulique de la frange fissurée	137
5.9 Analyse statistique de certains paramètres caractéristiques des aquifères fissurés	138
5.9.1 Loi de Benford	138
5.9.2 Test d'adéquation à la loi de Benford : Khi-deux.....	141
5.10 Discussion.....	141
Conclusion partielle	148
CHAPITRE 6 : Recharge de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	149
6.1 Piézométrie de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	149
6.1.1 Variation spatio-temporelle de la piézométrie	149
6.1.2 Variation interannuelle de la piézométrie sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	151
6.2 Recharge de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	152
6.2.1 Porosité de drainage ou efficace	152
6.2.2 Recharge directe estimée avec la méthode Water Table Fluctuation (WTF)	152
6.2.3 Analyse des hydrogrammes	154
6.2.4 Recharge annuelle sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	155
6.3 Discussion.....	155
Conclusion partielle	157
Chapitre 7 : Modélèle du transfert de polluant dans les eaux souterraines du sous-bassin versant de la Dé.....	158
7.1 Modèle d'écoulement souterrain en zone saturée (ZS)	158
7.1.1 Calage du modèle en régime permanent	158
7.1.2 Validation en régime transitoire de Novembre 2018 à Novembre 2020	162
7.2 Discussion.....	165
Conclusion partielle.....	166
7.3 Simulations du transport de polluant.....	167

7.3.1	Modèle d'écoulement en zone variablement saturée.....	167
7.3.1.1	Calage du modèle d'écoulement en zone variablement saturée	167
7.3.1.2	Test de stabilité du modèle en zone variablement saturée (ZVS) en régime transitoire	168
7.4	Transport du nitrate dissous.....	169
7.4.1	Transport du nitrate dissous en zone variablement saturée (ZVS)	169
7.4.1.1	Simulation du nitrate dissous (Recharge allant de 18,8 à 28,5 mm/an).....	169
7.4.1.2	Simulation du nitrate dissout (Recharge allant de 28,5 à 50 mm/an)	171
7.4.2	Transport du nitrate dissous dans la zone saturée (ZS).....	173
7.5	Temps global de transfert du polluant	176
7.6	Discussion.....	177
	Conclusion partielle.....	178
	CONCLUSION, RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES	180
	REFERENCES.....	186
	ANNEXES	210
	PUBLICATIONS	220

DEDICACES

*A ma mère **KOUAKOU Amelan** et mon père **KOUADIO Kanga**, Sachez que vos efforts, vos prières et vos sacrifices pour moi n'ont pas été vains ! Que Dieu, lui-même, se souviennne de tout cela et vous maintienne le plus longtemps en vie afin que vous bénéficiiez des fruits de vos efforts.*

*A mon oncle **KOUADIO Clément** et à ma tante **OULAI Sylvie épouse KOUADIO**.
Sachez que vos conseils et vos prières m'ont été d'un soutien inoubliable.*

*A mes frères **KOUADIO Désiré, Michael, Thalès, Véronique, Fidèle et Prudence**, vos prières et votre soutien m'ont été d'une très grande utilité.*

*A mes neveux et nièces **FOFANA Kader, ATSE Océane et ATSE Emmanuel**.*

REMERCIEMENTS

Cette étude s'inscrit dans un vaste projet initié par l'Université Jean Lorougnon Guédé avec le soutien du MESRS de Côte d'Ivoire dans le cadre de la mise en œuvre du C2D par l'IRD, financé par l'AFD avec l'appui de certains partenaires techniques dont la DTH de Daloa, la SODECLI, la SODEXAM et la société DHI qui nous a gracieusement offert une licence académique du logiciel FEFLOW.

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une collaboration entre Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa (Côte d'Ivoire) et l'Unité Mixte de Recherche (UMR 5600 EVS) à travers le Centre Sciences des Processus Industriels de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne (France). Par ces mots qui marquent ainsi la fin de cette aventure, je tiens à rendre un vibrant hommage à toutes les personnes qui ont contribué d'une manière ou d'une autre au succès du présent travail. Qu'elles se reconnaissent en ce travail, fruit de leur contribution.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude aux Ministres BAKAYOKO Ly Ramata et DIAWARA Adama à travers eux le gouvernement ivoirien qui m'ont offert une bourse de 15 mois (bourse AMRUGE N°2) en France.

Je voudrais aussi exprimer ma gratitude à l'Ambassade de France en Côte d'Ivoire qui a facilité nos différentes mobilités en France. Je suis très reconnaissant au Professeur MERAWA Mohammadou, Conseiller technique du Ministre de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique ; Chef du projet C2D au Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique de Côte d'Ivoire qui a veillé au bon déroulement de nos différentes mobilités en France.

Je tiens également à remercier les autorités des institutions universitaires qui m'ont accueilli et soutenu lors de la réalisation de cette étude.

D'abord, j'aimerais témoigner ma gratitude au Professeur TIDOU Abiba Sanogo Epe KONE, Présidente de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG) de m'avoir permis de réaliser cette thèse dans ladite université. Merci Professeur d'avoir permis que le projet EPEAEP_Daloa soit hébergé dans votre institution et merci pour le cadre de travail que vous n'avez offert pour le bon déroulement de ce projet.

Je remercie également le Professeur KONÉ Tidiani, Vice-président de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG), chargé de la pédagogie, de la recherche, de la vie universitaire et de l'innovation technologique pour avoir coordonné la mise en place de la formation doctorale.

Remerciements

J'exprime mes sincères remerciements au Professeur AKAFFOU Doffou Sélastique, Vice-président de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG), chargé de la planification, de la programmation et des relations extérieures.

J'exprime ma profonde gratitude au Professeur KOUASSI Kouakou Lazare, Directeur de l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) Environnement, Coordinateur du projet EPAEP_Daloa, pour sa disponibilité et ses conseils avisés et surtout de m'avoir accepté dans le projet qu'il coordonne. Merci cher Maître pour la confiance, votre soutien et surtout vos conseils avisés. Cher Maître si j'en suis aujourd'hui là, c'est en partie grâce à vous. Depuis la Licence jusqu'au Master vous nous avez encouragé au travail et surtout au travail bien fait. Vos conseils, votre rigueur et votre abnégation au travail ont contribué à forger ma personnalité, trouvez en ces quelques mots l'expression de ma profonde gratitude. Professeur, je voudrais encore vous dire merci d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse.

Au Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'UFR Environnement, Docteur DIBI Brou, Maître de Conférences et Co-directeur de cette thèse, je voudrais vous témoigner ma gratitude de m'avoir non seulement accepté dans le projet qu'il dirige mais surtout de m'avoir donné cette chance de travailler et d'apprendre à vos côtés. Merci Professeur pour vos conseils et votre soutien infailible qui ont fait de moi un homme respecté et respectable. Merci pour la confiance que vous placez en moi en me laissant parfois conduire les travaux dirigés de vos étudiants de niveaux Licence et Master, encadrer vos étudiants de Master et en m'envoyant vous représenter à certaines réunions hors de Daloa avec certains de vos partenaires. Professeurs, ces différentes marques de considérations me témoignent une fois de plus la confiance que vous placez en ma personne. Même si parfois et je le reconnais certains de mes agissements vous ont fait douter du choix de ma personne à conduire l'axe hydrogéologie de ce vaste projet, vous ne m'avez jamais retiré votre confiance et vous avez toujours cru en mon potentiel. Professeur, les simples mots écrits ici ne suffisent pas pour vous remercier. Certes, je suis l'un de vos étudiants, mais la considération que vous avez eue à mon égard est allée au-delà de celle habituellement accordée à un étudiant. Vous me considérez comme votre fils et cela je l'ai ressenti à travers vos conseils. Sincèrement, je vous dois beaucoup et je ne saurai vous remercier. Que DIEU vous élève au-delà de vos espérances et vous garde encore longtemps sur cette terre. Professeur, au terme de ce périple je voudrais vous dire MERCI.

Remerciements

Ensuite, je voudrais exprimer ma reconnaissance et ma gratitude aux autorités de l'Ecole Supérieurs des Mines de Saint-Etienne avec à sa tête M. RAY Pascal et ses collaborateurs qui ont facilité mon intégration au sein de cette institution.

Je voudrais témoigner ma gratitude aux responsables du centre SPIN qui ont mis tout en œuvre pour que mes différents séjours au sein de ce centre se déroulent dans de très bonnes conditions. Merci à Mr HERRI Jean-Michel et Madame CAMEIRAO Ana respectivement Directeur du Centre SPIN et Chef du département géosciences pour leur soutien et leur conseil durant mes différents séjours à Saint-Etienne. Je voudrais exprimer ma profonde gratitude au Professeur Emérite GRAILLOT Didier, Co-directeur de cette thèse. Merci Professeur de m'avoir intégré dans votre équipe, de m'avoir accompagné, conseillé, épaulé et surtout merci pour la confiance que vous avez placée en moi en me permettant d'apprendre à vos côtés. Sur le plan scientifique, votre expérience et votre rigueur m'ont été d'un apport capital. Vous m'avez permis de comprendre de nombreux concepts dans le domaine de l'hydrogéologie générale et de la modélisation hydrodynamique. Professeur, vous m'avez même autorisé à vous accompagner sur le terrain pour m'expliquer certains aspects des relations nappe-rivière. Professeur, j'aimerais vous témoigner toute ma reconnaissance et ma profonde gratitude. Merci cher Maître.

A travers ces mots je voudrais dire merci au Professeurs Pistre Séverin de l'Université Montpellier, France (HydroSciences Montpellier), aux Docteurs KOFFI Yao Blaise de l'Université Félix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire et SOMBO Abé Parfait de l'Université Jean Lorougnon Guédé, Côte d'Ivoire qui ont bien voulu accepter d'être rapporteurs de cette thèse. Professeurs, vos différentes observations et suggestions ont permis de considérablement améliorer 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 au Professeur PLAGNES Valérie de Sorbonne Université (France), qui a bien voulu examiner ce travail. Soyez rassurée Professeur de mon infinie reconnaissance et de mes sincères remerciements pour avoir accepté de prendre part au jury de cette thèse en tant qu'examinatrice. Vos commentaires et critiques me permettront d'améliorer ce mémoire.

Je remercie Professeur ROSSIER Yvan de l'Université de Grenoble Alpes (France). Professeur ROSSIER m'a été d'un soutien inoubliable. Professeur Rossier, j'ai eu votre adresse sur le CV de l'un de vos étudiants et j'ai décidé de vous contacter pour bénéficier de votre

Remerciements

soutien sur la partie modélisation et transfert de polluant de ma thèse. Sans même me connaître et sans même savoir là où je me trouvais, vous avez décidé de me recevoir dans votre laboratoire et de m'apprendre gracieusement les bases de la modélisation sous FEFLOW. Merci Professeur d'avoir accordé une bonne partie de votre temps pour l'aspect modélisation de cette thèse. Vous avez toujours répondu à toutes mes sollicitations en présentiel ou par visioconférence. J'ai beaucoup aimé votre manière de travailler et je me souviendrai toujours des séjours que j'ai passés dans votre laboratoire à Grenoble. Professeur, si cette étude est arrivée à son terme, c'est en partie grâce à votre soutien, vos conseils et surtout votre disponibilité. Merci Professeur d'avoir aussi accepté de participer à ce jury de thèse en temps qu'examineur et j'espère que la fin de cette thèse pourra contribuer au renforcement d'une collaboration entre vous et mon laboratoire d'origine.

Je voudrais adresser mes sincères remerciements aux Docteur MANGOUA Oi Mangoua Jules, Maître de Conférences, responsable de l'axe hydrogéologie du projet EPAEP_Dalao, Docteur EBLIN Georges, Maître Assistant qui ont pris une part active dans ce travail en m'accompagnant sur le terrain en m'apprenant les bases de l'hydrogéologie et de la géophysique. Chers Maîtres, merci pour vos conseils, vos suggestions, vos critiques et surtout grand merci pour le temps que vous avez accordé à la révision des articles scientifiques de cette thèse.

Je suis également très reconnaissant envers le Docteur KONAN-WAIDHET Arthur Brice, Maître de Conférences, Président du conseil pédagogique de l'UFR Environnement pour ses conseils et ses encouragements. Je traduis ma gratitude et ma reconnaissance au Docteur KONAN Kouakou Séraphin, Maître de Conférences qui a contribué d'une manière significative à l'avancement de mes travaux. Merci cher Maître.

Je suis également très reconnaissant envers les Docteurs KOUADIO Zilé Alex, KOUAME Innocent, SORO Tanina Drissa, SORO Dimitri, YAO Affoué Berthe, KOUASSI Kouakou Hervé, ANOH Kouao, KOUAME Yao Morton, BROU Loukou Alexis et KAMENAN Monique épouse MANGOUA pour leurs conseils et contributions significatives à travers la lecture et la correction de ce mémoire qui l'ont considérablement amélioré.

Je remercie chaleureusement le personnel du centre SPIN particulièrement M. PARAN Frédéric, FAURE Olivier, CHAPIUS Hervé, DUMA Marc, GALLICE Frédéric, PAREIRA Fernando, PEUBLE Steve, Mesdames VERNEY Joëlle et DUJARDIN Florence qui ont facilité mon intégration dans le centre.

Remerciements

Je voudrais remercier également tous les doctorants du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement principalement : KOFFI Bérenger, mon binôme et ami de tous les jours que j'appelle affectueusement "YAO Berenger" merci cher frère pour ton soutien, tes conseils et surtout merci d'avoir supporté mes humeurs, TOURE Fanraban Fabrice, "EL Fabio", merci pour ton soutien et ton amitié durant ces années passées ensemble. Je voudrais exprimer ma gratitude à OUATTARA Gningnéri Souleymane "LE PCA", KOKOBOU Kouassi Hervé "Le Coq", KOUASSI Amoin Anne-Marie "Tantie Ano", AKATCHI Akouba Agnès "La madré", N'GUESSAN Jean Yves "La Tchetchouva", ZOUGROU Ninlou Nadège "Maman Nado" et KONATE Yaya "Yahuss" qui m'ont toujours accompagné et soutenu sur le terrain. Chers amis, les petits noms que je vous ai attribués témoignent de la complicité qui a régné parmi nous pendant ces moments de dur labeur. Je prie Dieu qu'il fasse renaître cette communion parmi nous encore plus longtemps que nous serions sur cette terre. Merci chers amis.

Je n'oublie pas les autres doctorants et étudiants de Master que sont KOUASSI Jean Michel, OUEDE Blaise, COULIBALY Brice, KONAN Desmond, ADJORO Serges, N'GORAN Patrick, KANGA Constantin, YAO Joseph, KRE Edwige, COULIBALY Kiri, KONAN Xavier et YAO Ismaël, merci pour votre soutien et vos prières. Reconnaissez-en vous ce travail, car il est aussi le fruit de vos efforts.

Aux autres étudiants du parcours Génie de l'eau et de l'environnement, merci pour votre soutien et vos différentes prières.

Je voudrais remercier toutes ces personnes qui m'ont aidé sur le terrain et qui ont facilité la collecte de certaines données. Je voudrais par ces mots dire merci à l'ex Directeur de l'hydraulique humaine de Daloa M. N'GUESSAN Kouassi Claude, qui nous a fourni certaines données nécessaires à cette étude. Je tiens à remercier M. LOBO Victor et FOFANA Drissa, artisans réparateurs et les populations des villages sur notre zone d'étude principalement les villages de Agballocokro, Kouadiokro, Banoufla, P. Koukoguhé et Abdoulaye Carrefour. Merci pour votre accueil et votre soutien.

Enfin, je voudrais exprimer ma gratitude à toute la communauté ivoirienne de Saint-Etienne principalement aux familles OUYA et KOFFI pour leur accueil et leur soutien.

Merci à tous !!!

LISTE DES SIGLES, ACRONYMES ET ABREVIATIONS

AFD	: Agence Française de Développement
AFP	: Analyse de la Fluctuation Piézométrique
AMRUGE	: Appui à la Modernisation et à la Réforme des Universités et Grandes de Côte d'Ivoire
ASTM	: American Society for Testing and Materials
Bv	: Bassin versant
EA	: Epaisseur d'Altération
	: Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration
EPEAEP	de l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa
C2D	: Contrat de Desendettement et de Développement
C.I.E.H	: Comité Inter-Africain d'Études Hydrauliques
CN	: Compte Numérique
DGIHH	: Direction Générale des Infrastructures Hydrauliques Humaines
DHI	: Danish Hydraulic Institute
DNAPLs	: Dense Non-Aqueous Phase Liquids
DNRQ	: Direction des Normes, Réglementation et de la Qualité
DTH	: Direction territoriale de l'hydraulique humaine
EF	: Elements Finis
EFM	: Elements Finis Mixtes
FEFLOW	: Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System
FIT	: Front Intertropical
GNSS	: Géolocalisation et Navigation par Système de Satellites
GPS	: Global Positioning System
GRD	: Ground Range Detected
HH	: Hydraulique Humaine
HV	: Hydraulique Villageoise
INS	: Institut National de la Statistique
IRD	: Institut de Recherche et de Développement
IW1	: Interferometric Wide swath
JICA	: Agence Japonaise de Coopération Internationale
LGO	: Leica Geo Office
LNAPLs	: Light Non-Aqueous Phase Liquid
MAPE	: Pourcentage d'erreur absolu moyen
MESRS	: Ministère de l'Enseignement Supérieur et la Recherche Scientifique

Liste des sigles, acronymes et abréviations

MNA	: Modèle Numérique d'Altitude
NAPLs	: Non-Aqueous Phase Liquids
NRC	: National Research Council
NRMSE	: Normalized Root Mean Squared Error
NS	: Niveau Statique
N-S	: Nord-Sud
NE-SO	: Nord-Est-Sud-Ouest
NO-SE	: Nord-Ouest-Est
Qsp	: Débit spécifique
RADAR	: Radio Detection and Ranging
RMP	: Résonance Magnétique Protonique
RMS	: Racine de l'erreur quadratique
RMSE	: Racine de l'erreur quadratique moyenne
SAR	: Synthetic Aperture Radar
SER	: Surface Elémentaire Représentative
SNAP	: Sentinel Application Platform
SS	: Saison Sèche
SODECI	: Société de Distribution d'Eau de la Côte d'Ivoire
SODEXAM	: Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique
SP	: Saison Pluvieuse
SPIN	: Sciences des Processus Industriels et Naturels
SIG	: Système d'Information Géographique
STRM	: Shuttle Radar Topographic Mission
TRE	: Tomographie de Résistivité Electrique
UJLoG	: Université Jean Lorougnon Guédé
U.S.D.A	: United States Departement of Agriculture
UTM	: Universal Transversal Mercator
WGS 84	: World Geodetic System 1984
WHAT	: Automated Web GIS-Based Hydrograph Analysis Tool
WTF	: Water table fluctuation
ZS	: Zone Saturée
ZVS	: Zone Variablement Saturée

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Classification des paramètres de forages.....	53
Tableau II : Valeurs moyennes des paramètres du modèle de Van Genuchten	55
Tableau III : Récapitulatif sur les points de mesure de la conductivité hydraulique	74
Tableau IV : Récapitulatif des points de mesure de la porosité de drainage	82
Tableau V : Paramètres d'entrés du modèle d'écoulement	100
Tableau VI : Paramètres de transport des modèles en ZVS et zone saturé (ZS)	102
Tableau VII : Directions des profils et nombre de discontinuités géologiques.....	112
Tableau VIII : Résumé de l'interprétation des résultats des sondages électriques utilisés pour la réalisation des forages	119
Tableau IX : Valeurs du test statistique de Khi-deux de Yates	133
Tableau X : Données géoélectriques de 16 forages réalisés dans la localité de Daloa.....	134
Tableau XI : Valeurs des porosités totale sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	135
Tableau XII : Statistique des valeurs de transmissivités de la zone d'étude	136
Tableau XIII : Conductivités hydrauliques de la couche superficielle ou de saprolite	137
Tableau XIV : Conductivité hydraulique de la couche fissurée	138
Tableau XV : Valeurs moyennes des paramètres appliquées à la loi de Benford	138
Tableau XVI : Récapitulatif des résultats du Khi-deux des différents paramètres.....	141
Tableau XVII : Porosité de drainage des couches superficielles du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	152
Tableau XVIII : Recharge directe des eaux souterraines entre 2018 et 2020	153
Tableau XIX : Débit de base estimé par méthodes d'analyse des hydrogrammes.....	154
Tableau XX : Corrélations de Spearman entre les méthodes d'analyse du débit de base pour chaque station de jaugeage	155
Tableau XXI : Recharge moyenne annuelle sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé en 2019 et 2020	155
Tableau XXII : Valeur initiale et après calage de la conductivité hydraulique (K), de la recharge et de la porosité de la nappe dans le sous-bassin versant de la Dé	159
Tableau XXIII : Valeurs de vérification du calage du modèle en régime permanent.....	161
Tableau XXIV : Ecart entre charges observées et simulées en basses eaux (Février 2019)	161
Tableau XXV : Valeurs de vérification du calage des paramètres hydrodynamiques	164
Tableau XXVI : Ecart entre charges calculées et observées en Novembre 2020 (transitoire)	165
Tableau XXVII : Paramètres de calage du modèle en zone variablement saturée (ZVS) .	167

Liste des tableaux

Tableau XXVIII : Erreurs de calage du modèle en zone variablement saturée	168
Tableau XXIX : Valeurs de vérification de calage du modèle en zone variablement saturée	168
Tableau XXX : Temps de transfert vertical du nitrate en zone variablement saturée	173
Tableau XXXI: Temps global de transfert du nitrate dissous	177

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Situation géographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé 7

Figure 2 : Diagramme ombrothermique à la station de Daloa (1986-2020)..... 9

Figure 3 : Humidité relative du bassin versant de la Lobo de 1986 à 2020 10

Figure 4 : Carte du réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé 11

Figure 5 : Vue des retenues de Yuala (Y) à 25 km de Vavoua et de Kibouo (K) à 10 km de Daloa 11

Figure 6 : Vue de la rivière Lobo en période sèche en Février 2019, (A) et en période humide en Octobre 2019, (B) à (Ketro-Bassam) 12

Figure 7 : Occupation du sol sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé en Février 2018... 13

Figure 8 : Formations géologiques du bassin versant de la Lobo (Delor et al., 1995) 15

Figure 9 : Affleurement de granite en forme de dalle (A) et fracturé (B) à Monoko-Zohi 16

Figure 10 : Dôme granitique à Vrouo 1 16

Figure 11 : Puits traditionnels utilisés pour la consommation humaine à Seitifla (A) et à Château (B) 17

Figure 12 : Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (Wyns *et al.*, 2004) 17

Figure 13 : Principales cultures de la zone d'étude : a) cacao ; b) café ; c) hévéa et d) anacarde 18

Figure 14 : Vue du site de prélèvement d'eau de la SODECI sur la retenue de la Lobo 19

Figure 15 : Evolution de la production d'eau potable de la commune de Daloa (2009-2018)19

Figure 16 : Différentes sources d'approvisionnement en eau potable de la population : A émergence naturelle à Daloa B) puit traditionnel à Zorofla, C) bonne fontaine à Téguela D) pompe à motricité humaine à Vrouo 1 20

Figure 17 : Profil d'altération monophasée sur granite (a) et profil d'altération polyphasée sur granite (b) (Dewandel *et al.*, 2006) 27

Figure 18 : Mécanisme de la recharge des eaux souterraines (De Vries & Simmers 2002)... 28

Figure 19 : Diagramme schématique d'écoulement en chenaux dans les fractures (Tsang & Tsang, 1987) 31

Figure 20 : Schématisation d'un réseau de fractures par un modèle de type double porosité (Warren & Root, 1963) 33

Figure 21 : Schéma des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique (Kiraly, 1978). 34

Figure 22 : Détermination d'une limite de troisième type sur la rivière Lobo à Kéto Bassam	44
Figure 23 : Devenir des LNAPLs libérés dans l'environnement (a) (ITRC, 2009) ; Devenir des DNAPL libérés dans l'environnement (b) (Johansson, 2019)	46
Figure 24 : Carte de répartition des 123 forages sélectionnés pour le calcul des paramètres hydrodynamiques	53
Figure 25 : Prise de niveau d'eau dans un forage dont la pompe est non fonctionnel à Pélezi	56
Figure 26 : Carte de répartition des 54 points d'eau utilisés pour collecter les données piézométriques sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	56
Figure 27 : GPS différentiel	57
Figure 28 : Matériel de prospection géophysique	58
Figure 29 : Processus de cartographie des linéaments à partir des images radar (radar/Sentinelle 1A)	63
Figure 30 : Disposition des nœuds carrés et des cercles connexes avec le rayon r et l'intervalle r (Kim et al., 2004).....	64
Figure 31 : Réalisation d'un forage à Daloa. a) Fonçage dans la roche saine et b) dépôts des cuttings à chaque mètre de l'avancement du forage	65
Figure 32 : Situation géographique des localités prospectées.....	66
Figure 33 : Séquence de mesures pour construire une pseudo-section (Geotomo, 2002)	68
Figure 34 : Réalisation d'un panneau électrique à Daloa	69
Figure 35 : Tarrière de prélèvement (A), Prélèvement d'échantillon de sol (B) et étiquetage des échantillons de sol (C)	71
Figure 36 : Carte des points de prélèvement des échantillons de sol.....	71
Figure 37 : Dispositif de mesure de la conductivité hydraulique de la couche superficielle..	73
Figure 38 : Distribution fractale parabolique parfaite de la loi de Benford (Engel & Leuenberger, 2003)	75
Figure 39 : Méthodes utilisées pour calculer la recharge des eaux souterraines	76
Figure 40 : Carte des 32 points nivellés au GPS Différentiel sur la zone d'étude.....	78
Figure 41 : Principe d'acquisition et d'installation de l'une des bases à la Mairie de Zoukougbeu (A) ; GPS mobile pour le nivellement du forage de Banoufla (B)	79
Figure 42 : Effet de la montée des eaux de surface sur les eaux souterraines (Phan & Ton, 1981)	83

Figure 43 : Méthode de séparation linéaire des composantes d'un hydrogramme (Blavoux, 1978)	84
Figure 44 : Carte de la zone d'étude montrant le domaine à modéliser.....	88
Figure 45 : Délimitation du domaine à modéliser.....	91
Figure 46 : Surface topographique du domaine à modéliser.....	92
Figure 47 : Corrélation entre les données du SRTM et celles des levées au GPS Différentiel	92
Figure 48 : Modèle 3D de l'aquifère composite du sous-bassin versant de la Dé.....	93
Figure 49 : Conditions aux limites du domaine à modéliser.....	94
Figure 50 : Répartition des points d'observation sur le domaine à modéliser	95
Figure 51 : Fractures introduites de façon discrète dans le socle suivant les formations géologiques (vue en plan)	97
Figure 52 : Image Radar rehaussée issue de l'application des filtres	105
Figure 53 : Carte détaillée des linéaments du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	106
Figure 54 : Carte des linéaments régionaux (A) et la rosace directionnelle du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (B)	107
Figure 55 : Comparaison des rosaces : B) – issu des images optiques ; C) - issu de la carte photogéologique.....	108
Figure 56 : Validation de la carte des linéaments régionaux par les débits des forages	109
Figure 57 : Distribution des forages en fonction de la distance qui les sépare du linéament le plus proche	109
Figure 58 : Rosaces directionnelles des fractures	110
Figure 59 : Carte de densité de fracturation du bassin versant de la Lobo	111
Figure 60 : Exemples de types d'anomalies conductrices identifiées à Daloa.....	112
Figure 61 : Alignements d'anomalies conductrices à Daloa (Février 2021)	113
Figure 62 : Cartes d'isorésistivités de Daloa (A), Banoufla (B), Abdoulaye carrefour (C) et de B. Koukoghé (D).....	114
Figure 63 : Superposition des fractures identifiées par géophysique aux linéaments majeurs, exemple de Banoufla (A), Daloa (B), Abdoulaye Carrefour (C), B. Koukoghé (D).....	115
Figure 64 : Rosace directionnelle des linéaments issus des images radar (a) et des anomalies géologiques identifiées à partir des profils électriques	115
Figure 65 : Exemples de profils d'altération sur du granite dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	117

Figure 66 : Exemple de types de courbes de sondages électriques identifiées dans les zones prospectées	118
Figure 67 : Comparaison entre les coupes géoélectriques et les coupes de forages	120
Figure 68 : Variation de la résistivité électrique en fonction de la profondeur.....	121
Figure 69 : Regroupement des résistivités apparentes en fonction des couches du profil d'altération	122
Figure 70 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées sur le premier site (Daloa 1).....	124
Figure 71 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées sur le deuxième site (Daloa 2).....	125
Figure 72 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées sur le troisième site (Daloa 3)	126
Figure 73 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées à Banoufla	127
Figure 74 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées à Abdoulaye carrefour.....	128
Figure 75 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées à Abdoulaye carrefour.....	129
Figure 76 : Modèle conceptuel hydrogéologique mise en évidence par profils TRE réalisés	131
Figure 77 : Distribution des débits moyens et du type d'anomalies conductrices.....	132
Figure 78 : Distribution des débits moyens en fonction du type de courbe de sondage électrique dans la zone d'étude	132
Figure 79 : Comparaison des allures des courbes des différents paramètres à celles de Benford A) Transmissivité; B) Epaisseur d'Altération ; C) Niveau statique ; D) Perméabilité ; E) Profondeur moyenne des arrivées d'eau ; F) Débit ; G) Epaisseur CF.....	140
Figure 80 : Carte piézométrique des basses eaux : Février 2019 (A) et Février 2020 (B)....	150
Figure 81 : Carte piézométrique des hautes eaux : Novembre 2019 (C) et Novembre 2020 (D)	150
Figure 82 : Variation du niveau piézométrique sur le bassin de la Lobo entre Février 2018 et Février 2020 (a) ; Variation du niveau piézométrique sur le bassin versant de la Lobo entre Novembre 2018 et Novembre 2020 (b).....	151
Figure 83 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et simulées	158

Figure 84 : Approche milieu continu discrétisé : charges simulées et charges mesurées au niveau des points d'observation	160
Figure 85 : Répartition spatiale de la conductivité hydraulique de la couche d'altérite (A) et de la recharge simulée (B) sur le sous-bassin versant de la Dé	160
Figure 86 : Cartes des charges observées (a) et des charges simulées (b) en Février 2019 du sous-bassin versant de la Dé	162
Figure 87 : Corrélacion entre charges simulées et charges mesurées en régime transitoire..	163
Figure 88 : Corrélacion entre charges hydrauliques observées et charges calculées.....	163
Figure 89 : Carte des charges hydrauliques observées (e) et charges simulées (f) en régime transitoire en Novembre 2020 sur le sous-bassin versant de la Dé.....	164
Figure 90 : Saturation maximale à la fin de la simulation	169
Figure 91 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 30 jours.....	170
Figure 92 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 1 an	170
Figure 93 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 2 ans	170
Figure 94 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 4 ans et 222 jours.....	171
Figure 95 : Simulation du panache de nitrate atteignant la nappe après 7 ans et 115 jours..	171
Figure 96 : Evolution de la concentration du nitrate simulée à 30 jours.....	172
Figure 97 : Simulation de l'évolution de la concentration de nitrate à 1 an	172
Figure 98 : Simulation de l'évolution de la concentration de nitrate à 2 ans.....	172
Figure 99 : Simulation du panache de concentration de nitrate atteignant la nappe après 3 ans et 105 jours.....	173
Figure 100 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 720 jours au droit du forage de Banoufla	174
Figure 101 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 1620 jours au droit du forage de Banoufla	174
Figure 102 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 4140 jours au droit du forage de Banoufla	175
Figure 103 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 6300 jours au droit du forage de Banoufla	175
Figure 104 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 7380 jours au droit du forage de Banoufla	176

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Forages utilisés pour la détermination des paramètres hydrodynamiques i
Annexe 2 : Plan de réalisation des prospections géophysiques sur le terrain iv
Annexe 3 : Ensemble des sondages réalisés lors de cette étude..... iv
Annexe 4 : Table de Khi-deux vii
Annexe 5 : Loi de Benford vii
Annexe 6 : Courbe de la dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation. vii
Annexe 7 : Niveau piézométrique de nappe en hautes et basses eaux entre 2019 et 2020 viii

INTRODUCTION

Introduction

L'eau a longtemps été considérée comme une ressource naturelle inépuisable, car elle est omniprésente sur la terre et couvre environ 70% de la surface terrestre (Assouline & Assouline, 2012). Malgré cette forte présence, seulement 2,5% de ces ressources représentent l'eau douce. Le reste se trouve dans les océans et mers du globe (Banton & Bangoy, 1997).

Selon les projections, cette ressource inégalement répartie et peu disponible devrait d'avantage se raréfier dans beaucoup de régions du fait de plusieurs facteurs, notamment la demande de plus en plus importante pour satisfaire les besoins anthropiques (Prakash *et al.*, 2014 ; Haile *et al.*, 2019). Malheureusement, tout ceci se déroule dans un contexte climatique où la pluie, principale pourvoyeuse de l'eau douce, présente une forte variabilité spatio-temporelle avec une tendance à la baisse (Sidibé *et al.*, 2018 ; Joel *et al.*, 2020 ; Koffi *et al.*, 2020). Aussi, la fraction d'eau douce liquide qui ne représente que moins de 1 % de la réserve totale en eau du globe est en majeure partie constituée d'eau souterraine soit environ 0,6% (Anguela, 2004).

Bien que ce pourcentage soit relativement faible, les eaux souterraines en tant que ressources naturelles, sont l'une des principales sources d'eau dans le monde (Adagunodo *et al.*, 2017 ; Berhanu & Hatiye, 2020). Elles représentent la réserve la plus importante des eaux douces continentales et aussi une source importante d'eau potable dans de nombreuses régions du monde, surtout dans les zones où les eaux de surface sont limitées ou polluées (Bosca, 2002 ; Anomohanran, 2015 ; Abu & Temany, 2016, Anaba *et al.*, 2017 ; Hamad *et al.*, 2018 ; Boujghad *et al.*, 2019).

Dans de nombreux pays, la quasi-totalité de ces eaux souterraines se trouvent en milieu de socle où la perméabilité matricielle résulte de la présence d'un réseau de fissures ou de canaux. Plusieurs travaux parmi lesquels on peut citer ceux de Dewandel *et al.* (2017a ; 2017b ; 2017c ; 2018), Wyns (2020a ; 2020b) ; Lachassagne *et al.* (2016 ; 2017 ; 2021) et Tagnon *et al.* (2020) ont montré qu'en milieu cristallin et cristalloyphyllien, les eaux se trouvent dans deux principaux réservoirs (les réservoirs d'altérite et les réservoirs de fissures). Les réservoirs d'altérites ont une fonction essentiellement capacitive et les réservoirs de fissures plus profonds ayant une fonction conductrice. Les eaux de cet aquifère composite, selon Lachassagne *et al.* (2021) présentent l'avantage d'être géographiquement bien réparties. Ainsi, en réponse à l'augmentation de la demande, à la dégradation de la qualité des eaux de surface et grâce aux progrès techniques, les eaux souterraines en milieu de socle apparaissent comme une ressource complémentaire à l'alimentation en eau potable des grandes localités.

Dans ces zones, les premières prospections se sont focalisées sur les aquifères d'altérites par méconnaissance ou par sous-estimation du rôle hydraulique de la fracturation dans la partie inférieure du profil d'altération (horizon fracturé) ou par faute de moyen adéquat pour la réalisation de forage dans ces zones (Koita, 2010).

L'accès à cette ressource est conditionné par la réalisation de forages de bonne qualité, capables de durer dans le temps. Pour ce fait, ils devront être implantés dans des aquifères présentant un stockage et/ou une recharge importante. Or, ces conditions ne sont souvent pas très bien assurées à cause de la complexité des zones de socle. Celles-ci présentent dans la plupart des cas une hétérogénéité horizontale et verticale résultant à la fois d'une variation spatiale de la lithologie, de la géométrie et des propriétés hydrauliques des différentes couches (Lachassagne *et al.*, 2011). Cependant, depuis les dernières décennies plusieurs approches hydrogéologiques pour comprendre, décrire, prédire le comportement hydrodynamique et valoriser ces hydrosystèmes spécifiques ont été développées (Lachassagne *et al.*, 2021).

Ainsi, de nombreux travaux parmi lesquels ceux de Yao (2009) ; Koita *et al.* (2010) ; Ouédraogo (2016) ; Mangoua *et al.* (2019) ; Tagnon *et al.* (2020) ; Kamenan (2021) ont été réalisés en Côte d'Ivoire afin d'identifier les structures (fractures) indicatrices de l'occurrence des eaux souterraines en milieu de socle. Même si d'importants progrès ont été réalisés quant à la compréhension du fonctionnement des aquifères discontinus, la caractérisation des écoulements souterrains dans ces milieux reste un enjeu primordial pour l'hydrogéologie. Cette connaissance est un prérequis indispensable pour une gestion raisonnée, à long terme de la ressource en eau souterraine des milieux de socle (Lachassagne & Wyns, 2005 ; Amaya *et al.*, 2019). Aussi, du fait de leur complexité, de leur productivité modeste comparativement à d'autres aquifères ainsi que leur caractère hétérogène, ces ressources ont longtemps été considérées comme inexploitable vis-à-vis de la prédiction de leurs propriétés hydrodynamiques à l'échelle locale comme à l'échelle du bassin versant (Lachassagne *et al.*, 2011). Ainsi, sont-elles abandonnées au profit de grands plans d'eau de surface souvent très éloignés des localités concernées.

Au niveau du bassin versant de la Lobo de façon générale et particulièrement dans la localité de Daloa, la retenue de la Lobo, située à 25 km de la ville, utilisée pour l'alimentation en eau potable connaît une forte eutrophisation. Ces phénomènes d'eutrophisation résultants des activités anthropiques sur ce bassin versant pourraient occasionner l'envasement de cette retenue. Ce phénomène d'envasement pourrait ainsi occasionner une baisse drastique du niveau d'eau dans cette retenue pouvant aller jusqu'à l'assèchement comme ce fut le cas pour la retenue

Introduction

de la Loka dans la commune de Bouaké au Centre de la Côte d'Ivoire en 2018. Or, les travaux de Yao (2015) ; Kamenan (2021) attestent que le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé serait doté d'une bonne et excellente disponibilité en eau souterraine (environ 93% de sa superficie totale) et dont 72% de cette superficie serait favorable à l'implantation de forages à gros débit.

En outre, les travaux de Ligban (2013) montrent que les nombreuses sources qui abondent dans cette région seraient une preuve de la bonne et excellente disponibilité en eau souterraine sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Malgré cette bonne et excellente disponibilité en eau souterraine, les campagnes d'hydraulique réalisées dans cette zone se soldent généralement par des échecs (Kouassi *et al.*, 2018). Ces échecs pourraient être attribués aux manques d'études permettant de caractériser et mieux comprendre la structure et le comportement hydrodynamique de ces aquifères de socle fissuré, étape primordiale à toute gestion durable de ces hydrosystèmes (Amaya *et al.*, 2019 ; Lachassagne *et al.*, 2021).

En effet, sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, il n'y a pas encore assez d'étude visant à caractériser et mieux comprendre le fonctionnement de ces aquifères de socle, surtout dans un contexte de fluctuation climatique persistante amplifiée par une pression anthropique croissante. Dès lors, la compréhension du fonctionnement de ce système aquifère s'impose afin de localiser les aquifères dans cette zone et ainsi réduire le taux d'échec constaté lors de la réalisation des forages.

Mais une bonne compréhension du comportement hydrodynamique de ce système aquifère ne serait pas intéressante sans la maîtrise du comportement des polluants surtout dans cette région à vocation agricole où l'utilisation des produits phytosanitaires (fertilisant et herbicide) a pris de l'ampleur. Aussi, les travaux de Kamenan (2021) sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ont-ils montré de très forte concentration de nitrate dans les eaux souterraines de cette zone. Ces études ont aussi montré que 89% de la surface de cette zone est dominée par la classe de vulnérabilité élevée. Ainsi, les eaux souterraines du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé sont exposées à un risque élevé de pollution (Kamenan, 2021). C'est dans ce contexte que cette étude intitulée « **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)** » a été initiée. Elle s'inscrit dans un vaste projet dénommé Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration de l'approvisionnement en eau potable de la Commune de Daloa (EPEAEP_Daloa). Ce projet vise à améliorer le système d'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa et ses localités environnantes.

Introduction

L'objectif général de cette étude est d'élaborer un modèle de fonctionnement hydrodynamique du système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo.

De façon spécifique, il s'agit pour nous de :

- caractériser le système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ;
- estimer la recharge de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ;
- élaborer un modèle de transfert de polluants dans le système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.

Le présent travail comporte 3 parties :

- la première partie présente les généralités sur la zone d'étude. Elle fait l'état de la géologie, du contexte climatique, hydrogéologique et l'état de l'art sur des concepts abordés dans cette étude ;
- la deuxième partie expose l'approche méthodologique d'acquisition des données, le matériel et les différentes méthodes utilisés dans le cadre de cette étude ;
- la troisième partie présente les différents résultats et leur discussion.

Ce travail se termine par une conclusion générale qui dresse le bilan des connaissances acquises au cours de cette étude ainsi que les perspectives de recherche qu'elle suscite.

PARTIE I : GENERALITES

Chapitre 1 : Cadre géographique, contextes géologique, hydrogéologique et socio économique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Le premier chapitre de cette étude est consacré à la présentation des caractéristiques physiques de la zone d'étude. Cette présentation qui est essentiellement basée sur la littérature existante, permettra de situer géographiquement la zone d'étude et donner ses caractéristiques physiques.

1.1 Situation géographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé situé au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire, constitue la zone d'étude. Il forme un ensemble qui s'étend entre 6°05' et 6°55' de longitudes Ouest et entre 6°02' et 7°55' de latitudes Nord (Figure 1). Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé n'est pas circonscrit dans une seule entité administrative. Il couvre la région du Haut Sassandra dont le chef-lieu de région est Daloa et une partie de celle du Worodougou dont le chef-lieu de région est Séguéla. Sur ce bassin versant, se trouve la troisième grande ville de la Côte d'Ivoire (Daloa) qui est le pôle économique de cette région. Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a une superficie qui avoisine 7000 km².

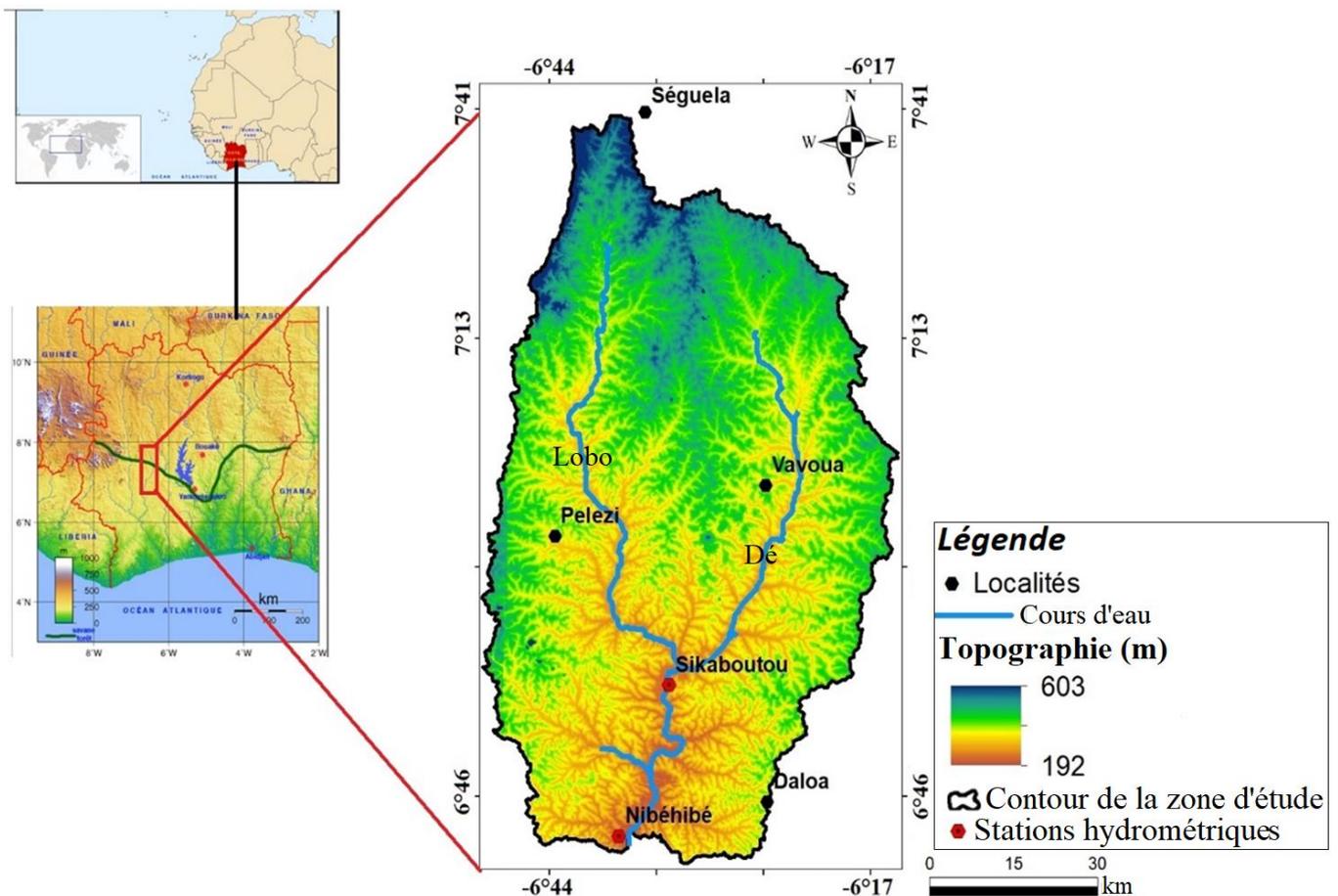


Figure 1 : Situation géographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

1.2 Relief

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est constitué dans son ensemble de plaines et de plateaux. Les plaines ont une altitude qui varie entre 160 et 245 m et sont localisées au Sud du bassin versant, et correspondent au tracé du cours d'eau. Les plateaux qui occupent la majeure partie du bassin versant ont des altitudes qui varient entre 245 et 312 m, avec dans l'extrême Nord du bassin versant, un massif de roches vertes en forme de croissant, culminant à environ 600 m d'altitude (Avenard, 1971). L'altitude du bassin versant varie entre 192 m et 603 m. La carte du relief du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Figure 1) a été réalisée à partir d'un modèle numérique de terrain de résolution 30 m.

1.3 Cadre climatique

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé à l'instar des autres régions de la Côte d'Ivoire est soumis au régime climatique ouest-africain caractérisé par l'action de deux masses d'air de natures différentes. Il s'agit de l'Harmattan marqué par un air chaud et sec, originaire du Sahara qui souffle du Nord-Est vers le Sud et la mousson caractérisée par un air froid et humide d'origine océanique et circulant du Sud vers le Nord-Est. Ces deux masses d'air qui se différencient par leur humidité, sont séparées par le Front Intertropical (FIT). Les différents déplacements du FIT engendrent différentes régions climatiques qui permettent de distinguer deux types de climat sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé : le régime équatorial de transition (climat attiéen) et le régime équatorial de transition atténué (climat baouléen) (Eldin, 1971). Le climat équatorial de transition atténué s'observe dans la moitié Nord du bassin versant et est marqué par deux saisons (une saison sèche et une saison des pluies). Le climat équatorial de transition marqué par quatre saisons (deux saisons sèches et deux saisons humides), s'observe dans l'extrême Sud. La figure 2 illustre la répartition des différents régimes climatiques du bassin versant. A Daloa, les saisons se répartissent entre une saison pluvieuse (SP) d'Avril à octobre et une saison sèche (SS) très marquée de novembre à Mars comportant quelques précipitations isolées. La moyenne interannuelle des précipitations enregistrées au niveau de cette station est de 1 227 mm sur la période 1986-2020.

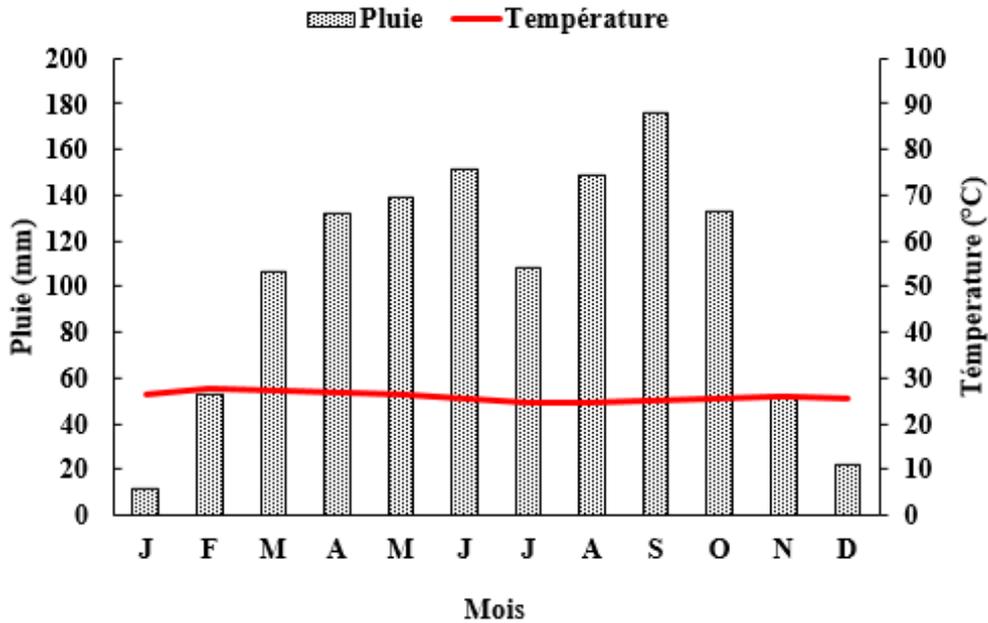


Figure 2 : Diagramme ombrothermique à la station de Daloa (1986-2020)

1.3.1 Evolution des paramètres climatiques

1.3.1.1 Température

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

1.3.1.2 Pluviométrie

Les amplitudes pluviométriques annuelles de la station de Daloa, sur la période 1986-2020, oscillent entre 749 et 1506 mm avec une valeur moyenne annuelle d'environ 1305,5 mm. La plus forte valeur a été enregistrée en 1989 et la plus faible en 2020. L'analyse de la figure 2 met en évidence une alternance de périodes humides et de périodes sèches. Elles montrent aussi qu'au niveau de la station de Daloa, les périodes sèches partent du mois de Novembre au mois de Mars et les périodes humides du mois d'Avril au mois d'Octobre.

1.3.1.3 Variation mensuelle de la pluviométrie et de la température

Les pluies moyennes mensuelles de la chronique 1986-2020 à la station de Daloa sont présentées à la figure 3. Elles mettent en évidence la variabilité pluviométrique et de la

température mensuelle à cette station. L'analyse de cette figure permet d'identifier deux (2) saisons bien distinctes : une saison des pluies allant de Mars à Octobre et marquée par deux maxima qui s'observent en Juin et en Septembre. Quant à la saison sèche, elle s'étend de novembre à février.

1.3.1.4 Humidité relative

L'humidité relative de l'air exprimée en pourcentage (%), représente le rapport de la quantité d'eau effectivement contenue dans l'air et la capacité d'absorption de l'eau à une température donnée. L'humidité relative varie peu dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Les valeurs moyennes mensuelles varient entre 54 et 80 % (Figure 3). La plus faible valeur (54%) est enregistrée en Janvier. L'humidité relative est supérieure à 55% pour tous les autres mois. Ce qui explique des températures relativement faibles dans la région.

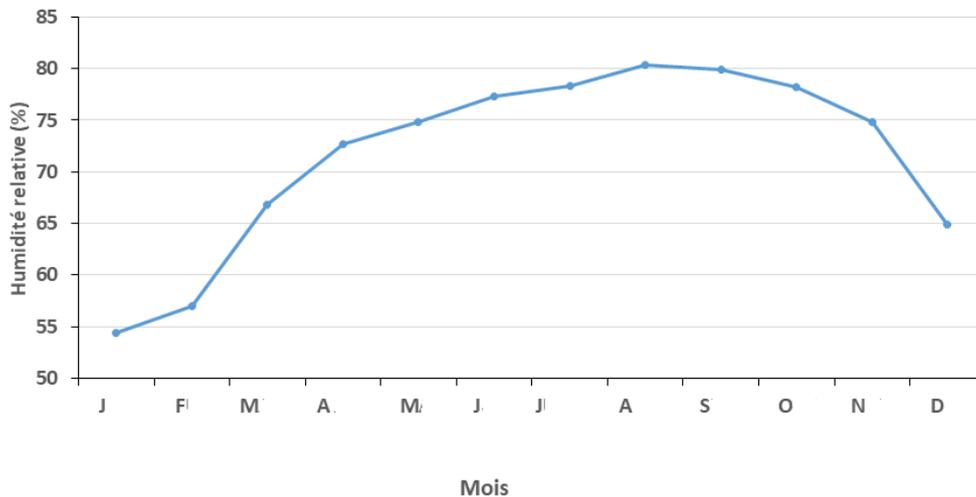


Figure 3 : Humidité relative du bassin versant de la Lobo de 1986 à 2020

1.4 Réseau hydrographique

La rivière Lobo est l'un des principaux affluents en rive gauche du fleuve Sassandra. Elle prend sa source au Nord de Séguéla et à son exutoire à la station hydrométrique de Nibéhibé. L'affluent principal de la rivière Lobo dans sa partie amont est le Dé (Figure 4). Cet affluent a un régime permanent et son lit est en eau en toute saison. Les eaux de la Lobo s'écoulent principalement dans la direction Nord-Sud et la période de plus basses eaux est observée pendant les mois de Janvier et de Février. Le lit de la rivière Lobo contient de l'eau en toute saison. Les plus hauts débits à la station de Nibéhibé sont observés aux mois de Septembre et Octobre (Figure 5). Sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, il existe plusieurs petits barrages agro-pastoraux (Figure 6).



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



Figure 5 : Vue des retenues de Yuala (Y) à 25 km de Vavoua et de Kibouo (K) à 10 km de Daloa

Les crues se produisent dans la période d’Août à Octobre. On assiste à un tarissement rapide entre Novembre et Février. Les basses eaux s’observent de Janvier à Mai. Le débit est alors très faible ou nul (Figure 6).



Figure 6 : Vue de la rivière Lobo en période sèche en Février 2019, (A) et en période humide en Octobre 2019, (B) à (Ketro-Bassam)

1.5 Occupation des sols

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est localisé dans le domaine guinéen et appartient au secteur mésophile avec des zones forestières propices à l'agriculture. La destruction importante de la forêt pour la pratique de l'agriculture fait que progressivement, la forêt défrichée se développe et la forêt naturelle devient clairsemée (Figure 7). La forêt dégradée devient de plus en plus l'élément dominant de cette végétation marquée par l'exploitation agricole. Cette zone se distingue par la pratique des cultures pérennes, comme le binôme café-cacao et surtout de l'hévéa et l'anacarde qui commencent à prendre de l'ampleur surtout dans la moitié Nord du bassin versant. La carte d'occupation des sols décrite dans cette partie a été réalisée à l'aide d'une image Landsat 8 Oli de Février 2018 avec une résolution de 30 m.

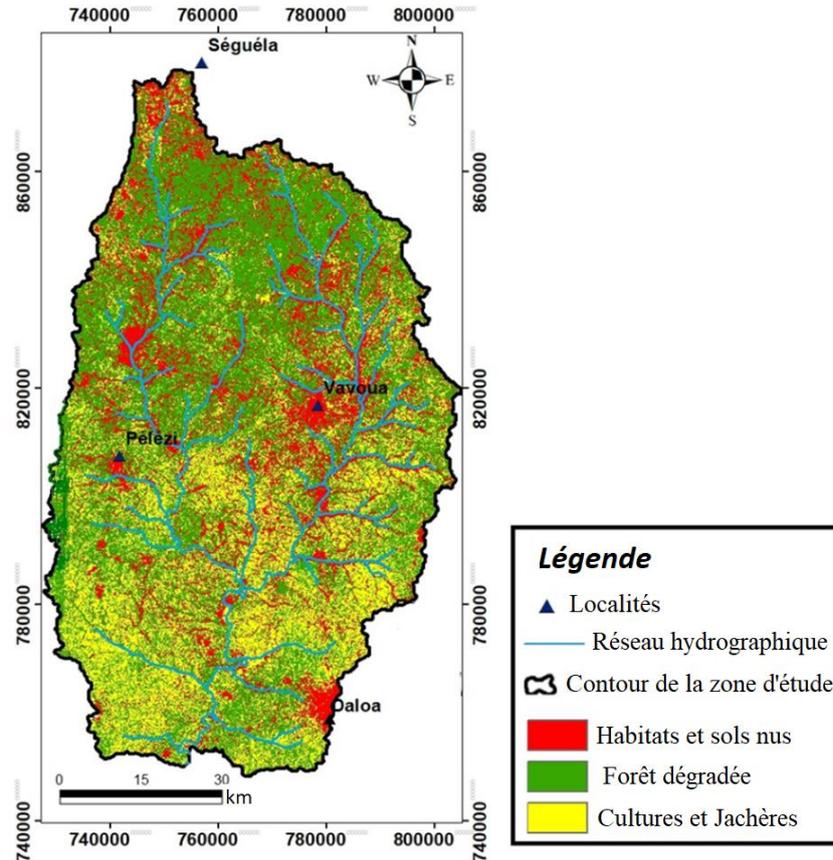


Figure 7 : Occupation du sol sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé en Février 2018

1.6 Contexte géologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

La géologie du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est connue grâce aux travaux de (Delor *et al.*, 1995). Les formations géologiques de cette zone appartiennent au socle précambrien et se regroupent en deux grandes entités : les roches magmatiques et métamorphiques. Les roches magmatiques sont essentiellement composées de granites et couvrent la quasi totalité du bassin versant. Le reste du bassin versant est composé de roches métamorphiques composées principalement de schistes (Pothin, 1988).

1.6.1 Roches magmatiques

Les roches magmatiques rencontrées sont de types plutoniques. Elles sont représentées essentiellement par les granitoïdes qui se rencontrent pratiquement dans la majeure partie du bassin versant. La composition de ces roches varie du granitoïde aux dioritoïdes.

1.6.1.1 Granitoïdes

Ce groupe renferme les granites à biotite, les granites à chlorite, albite et muscovite, les leucogranites et les granodiorites. Ils occupent le tiers de la surface étudiée et se présentent sous

forme de massifs allongés dans la direction éburnéenne. Les affleurements observés sont sous forme de :

- dômes allongés ;
- dalles aux bords et dans les lits des cours d'eau ;
- gros inselbergs culminant à plus de 200 m d'altitude.

Cependant, dans de nombreuses zones, ils sont masqués par d'épaisses couches d'altérites ou par la végétation.

1.6.1.2 Dioritoïdes

La famille des dioritoïdes est essentiellement constituée de diorites quartziques à albite. Elle se situe au milieu des schistes de l'unité Hana-lobo. La diorite rencontrée dans cette région a un grain grossier et une texture grenue. Au microscope, elle laisse apparaître les minéraux suivants : quartz, séricite, albite, biotite et muscovite (Pothin, 1988).

1.6.2 Roches métamorphiques

Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, les migmatites et les schistes sont les formations géologiques qui représentent les roches métamorphiques logées principalement dans le lit des cours d'eau. Dans la partie amont du bassin versant, les roches métamorphiques sont essentiellement dominées par les schistes. Dans cette zone, les schistes se caractérisent par une zonation dans la disposition des faciès. Les schistes sont au centre avec des faciès plus dendritiques en bordures, ensuite viennent les schistes argileux bariolés et chloritoschistes. Les schistes argileux, les schistes gréseux, les grès feldspathiques et les schistes francs à tendance micaschisteuse sont les formations géologiques schisteuses identifiées dans le degré carré de Daloa (Papon & Lemarchand, 1973). Les schistes sont présents majoritairement au Sud avec dans le Nord, une bande longitudinale de métasiltites dominant sur méta-arénites. Dans l'extrême Nord-Ouest, s'observe une intrusion de roches vertes. Ces roches comprennent des amphibolites et des schistes amphibolitiques dérivés de diverses roches basiques (dolérites et gabbros) (Figure 8).

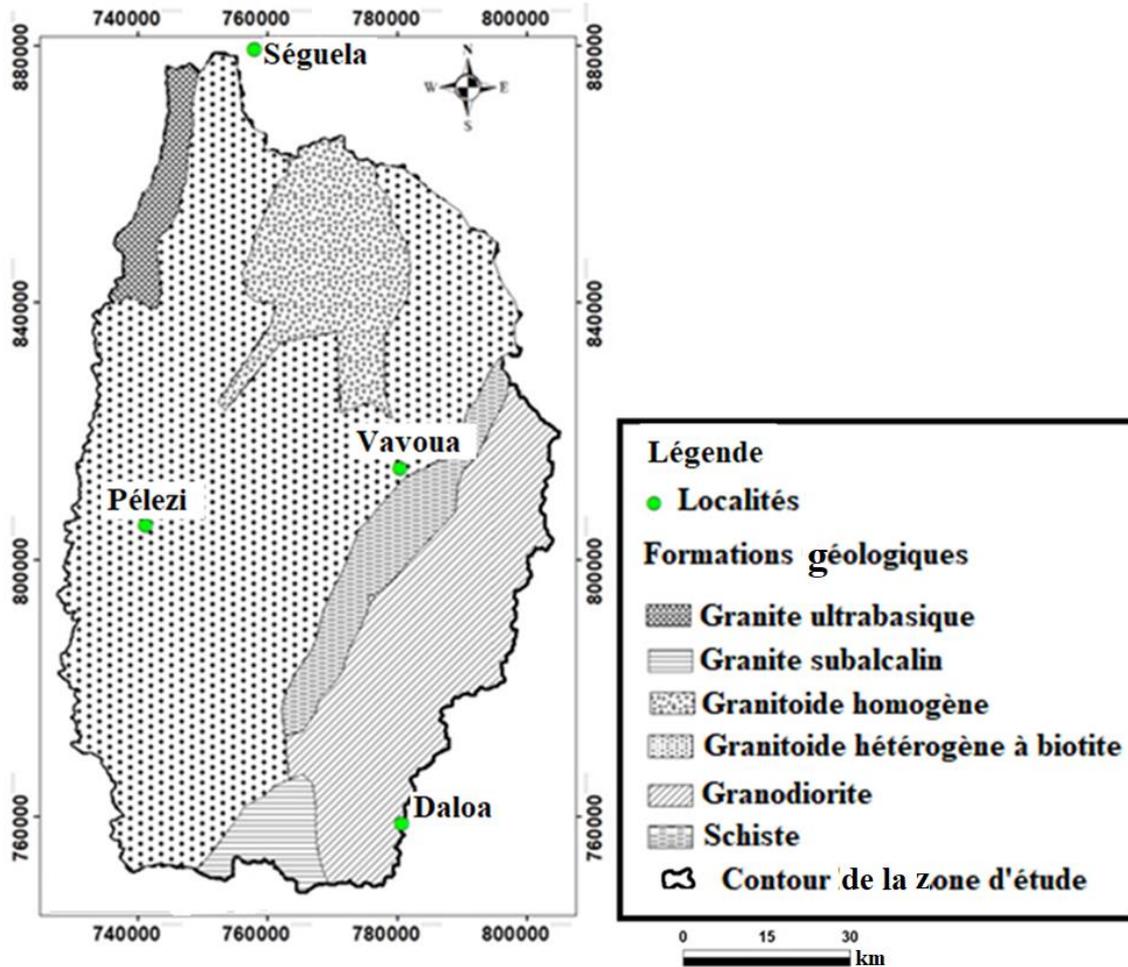


Figure 8 : Formations géologiques du bassin versant de la Lobo (Delor *et al.*, 1995)

1.6.3 Observations de terrain

Les roches observées à l’affleurement présentent différents aspects.

- **Les dalles :** ce genre d’affleurement est très peu fréquent dans la zone. Elles sont généralement couvertes par la végétation. Ces dalles s’observent principalement dans la partie ouest du bassin versant notamment à Monoko-zohi (Figure 9). Fréquemment, elles sont affectées de fractures qui sont les zones privilégiées d’infiltration des eaux de pluie.

- **Les inselbergs :** Ils forment des massifs isolés qui interrompent parfois la monotonie du relief notamment dans les localités de Vrouo 1, Daloa, Séguela et de Vavoua. Dans ces localités, des éboulis de roche granitique sont parfois observés (Figure 10).



Figure 9 : Affleurement de granite en forme de dalle (A) et fracturé (B) à Monoko-Zohi

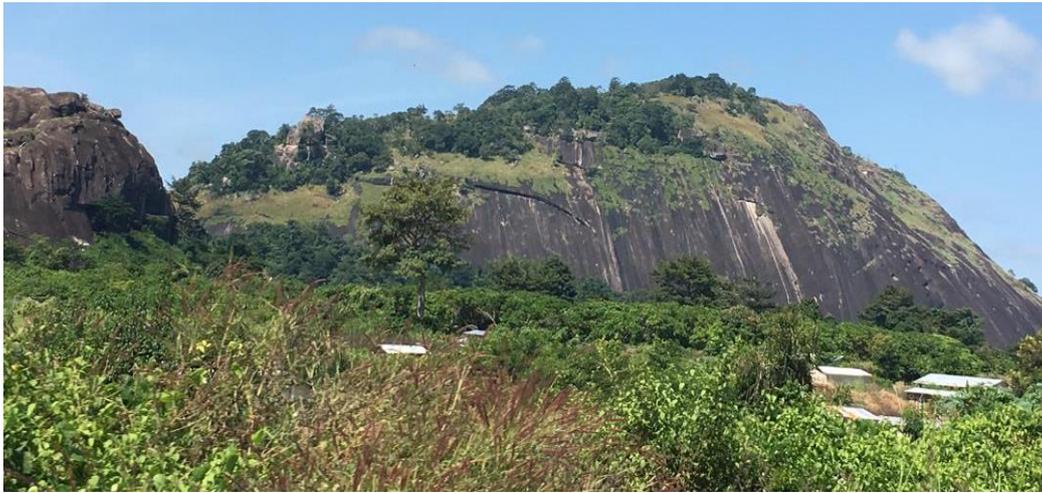


Figure 10 : Dôme granitique à Vrouo 1

1.7 Caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude

Les eaux souterraines proviennent de l'infiltration des eaux de pluie dans le sol et des échanges aquifères-rivières. Elles s'accumulent, remplissant le moindre vide, saturant d'humidité le sous-sol. Les formations géologiques sont caractérisées par leur nature compacte et leur faible capacité à retenir l'eau, et par la présence d'horizons perméables qui se développent parfois à la faveur de processus d'altération et de phénomènes tectoniques. Les aquifères de socle sont représentés par deux principaux réservoirs :

- le réservoir d'altérite qui correspond aux arènes sablo-argileuses généralement capté par les puits traditionnels de gros diamètre (Figure 11),



Figure 11 : Puits traditionnels utilisés pour la consommation humaine à Seitifla (A) et à Château (B)

- le réservoir de fracture affectant la roche mère.

Les aquifères de fissures qui constituent le réservoir principal d'eau des aquifères de socle sont captés dans la région au moyen de forages pour l'approvisionnement en eau des populations. De nombreuses études montrent que ces deux réservoirs constituent un aquifère composite dont la fonction de stockage pourrait être assurée par les altérites et la fonction conductrice par les fissures et fractures (Dewandel *et al.*, 2017a, Lassachagne *et al.*, 2021) (Figure 12). Les aquifères les plus productifs correspondent ainsi généralement aux ensembles dans lesquels un horizon d'altération suffisamment épais formé de matériaux grossiers est drainé par une zone de fissuration et/ou de fracturation sous-jacente.

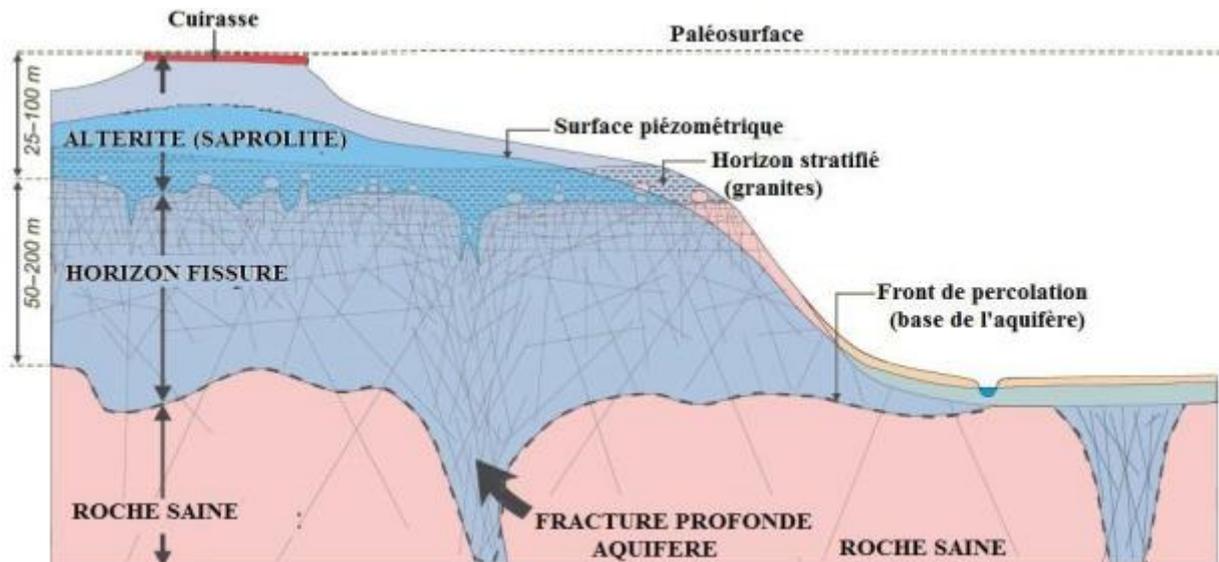


Figure 12 : Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (Wyns *et al.*, 2004)

1.8 Aspects socio-économiques du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

1.8.1 Population

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a une population estimée à 1 905 553 habitants (INS, 2014). Cette population est inégalement répartie dans les trois principaux départements du bassin versant : 49% pour le département de Daloa, contre 27% pour Vavoua et 24% pour Pélezi. Elle est essentiellement rurale. En effet, 74 % de la population vivent en milieu rural contre 26% en milieu urbain. De 1975 à 1988, la population s'est accrue au rythme annuel de 4,85 % (JICA, 2001). Le taux d'accroissement entre 1998 et 2014 est 3,72% par an (INS, 2014).

1.8.2 Activités économiques

Les activités économiques sont très peu diversifiées sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. L'agriculture constitue la principale activité génératrice de revenu des populations. C'est une agriculture extensive, pluviale et manuelle, qui compense ses faiblesses par la conquête permanente de terres nouvelles (Noufou, 1998). Elle est peu modernisée. Le système agricole au départ extensif, évolue aujourd'hui vers une agriculture beaucoup plus intensive du fait de la raréfaction des terres cultivables (Brou, 2005). La population cultive essentiellement le café, le cacao, l'hévea, l'anacarde, etc (Figure 13).



Figure 13 : Principales cultures de la zone d'étude : a) cacao ; b) café ; c) hévéa et d) anacarde

1.9 Alimentation en eau potable sur le bassin de la Lobo à Nibéhibé

Sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé et principalement dans la ville de Daloa, l'alimentation en eau potable des populations est assurée par la retenue d'eau de la rivière Lobo (Figure 14).



Figure 14 : Vue du site de prélèvement d'eau de la SODECI sur la retenue de la Lobo

Cette eau est ensuite traitée et distribuée aux populations par la Société de Distribution d'Eau de la Côte d'Ivoire (SODECI). Cette production d'eau a dans l'ensemble baissé. En effet, la localité de Daloa, pôle économique de la région, a vu sa production d'eau potable passée d'environ 2,2 millions m³ en 2009 à 2,1 millions m³ en 2018 (SODECI, 2019) (Figure 15).

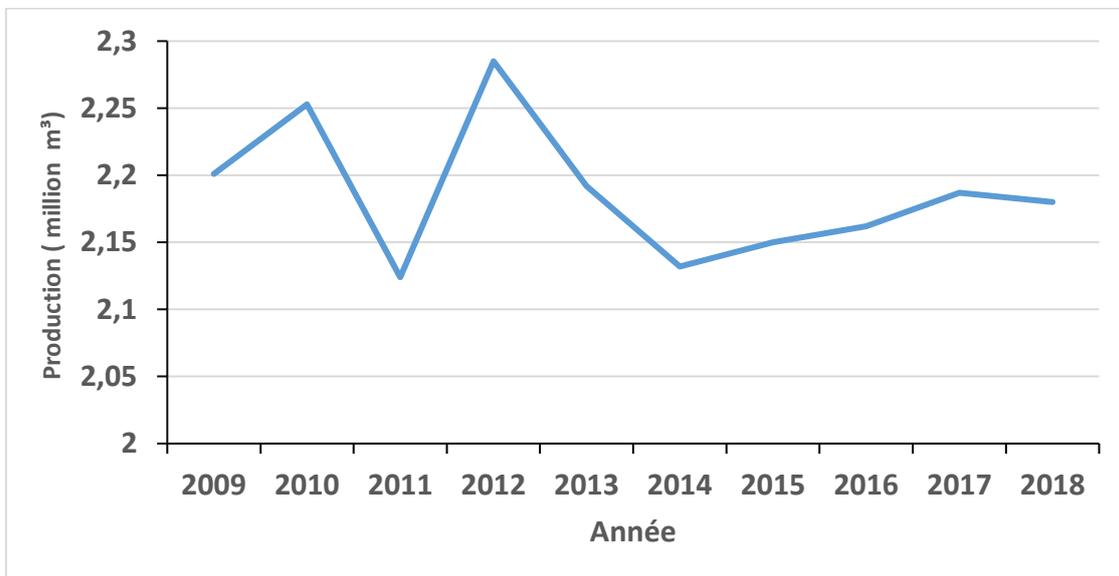


Figure 15 : Evolution de la production d'eau potable de la commune de Daloa (2009-2018)

Quant à la localité de Vavoua, elle a finalement abandonné sa retenue d'eau de surface au profit des eaux souterraines du fait de la forte eutrophisation qu'elle a subie ces dernières années. Pour les villages, l'eau potable provient des pompes à motricité humaine installées lors des

Partie I : Généralités

programmes d'hydraulique villageoise. Pour, les localités ayant une population comprise entre 1 000 et 4 000 habitants bénéficient des systèmes d'hydrauliques villageoises améliorées. A côté de ces systèmes, une frange de cette population s'approvisionne en eau à partir des émergences naturelles et des puits traditionnels dont l'eau présente une qualité physico-chimique et microbiologique douteuse (Figure 16). Cette situation est favorisée par l'abandon des forages suite aux différentes pannes mécaniques des ouvrages, à la mauvaise qualité de l'eau et du tarissement de certains puits traditionnels pendant la saison sèche.



Figure 16 : Différentes sources d'approvisionnement en eau potable de la population : A émergence naturelle à Daloa B) puit traditionnel à Zorofla, C) bonne fontaine à Téguela D) pompe à motricité humaine à Vrouo 1

Conclusion partielle

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est caractérisé par un relief peu contrasté et peu varié, dominé par les plateaux de 190 à 600 m d'altitude. Le climat du bassin est de type équatorial de transition atténué (climat baouléen) caractérisé par deux saisons dont une saison des pluies de mars à novembre avec un ralentissement des précipitations en juillet-août et une saison sèche très marquée de décembre à février comportant quelques précipitations isolées. La rivière Lobo présente un réseau hydrographique nettement plus développé sur sa rive gauche que sur sa rive droite avec son principal affluent la Dé. La population dans cette zone est estimée à 1 103 059 habitants. Les formations géologiques du bassin versant appartiennent principalement au socle précambrien (précambrien moyen) et se regroupent en deux grandes entités rocheuses que sont les roches magmatiques et les roches métamorphiques. Sur le plan hydrogéologique, le bassin versant dispose deux types d'aquifères : les aquifères d'altérites (superficiels) et les aquifères fracturés (plus profonds). Ce chapitre a permis de présenter le cadre physique de la zone d'étude. Le chapitre suivant fait l'état des connaissances sur la caractérisation hydrogéologique, la recharge, la modélisation des écoulements souterrains et le transfert des polluants.

Chapitre 2 : Etat des connaissances sur les différents thèmes abordés

2.1 Généralités sur la caractérisation des aquifères fissurés

2.1.1 Apport de la télédétection et des SIG

En Côte d'Ivoire, de nombreux travaux ont montré l'importance de l'utilisation de la télédétection et des SIG dans la caractérisation des aquifères fissurés (Biémi, 1992, Mangoua *et al.*, 2019, Tagnon *et al.*, 2020). Ces travaux ont permis de mettre en évidence l'existence des linéaments structuraux et de cartographier les zones de potentialités en eau souterraines (Kouadio *et al.*, 2020, Kamenan, 2021, Ouattara *et al.*, 2021). Ces différents auteurs ont utilisé la méthode d'analyse en composantes principales (ACP), pour le traitement des images optiques qui ont permis de réaliser ces différentes études (Yao, 2015, Mangoua *et al.*, 2019). Ces outils ont aussi été utilisés pour la cartographie des grandes formations géologiques du socle précambrien et l'identification des différents axes potentiels de circulation des eaux souterraines. Tous ces auteurs ont mis l'accent sur la capacité de ces images à identifier des fractures régionales propices à l'implantation de forages productifs, mais aussi sur l'importance que les outils géophysiques pourraient avoir dans la localisation à partir de la surface du sol de ces fractures.

2.1.2 Apport de la géophysique en hydrogéologie

La géophysique est l'application d'un ensemble de méthodes et techniques pour l'étude et la caractérisation physique de la terre par des mesures indirectes (Descloitres *et al.*, 2008). Lorsque la géophysique est appliquée à la recherche de l'eau souterraine et à l'étude des aquifères, on parlera plus d'hydrogéophysique (Soro, 2017). L'hydrogéophysique est un outil permettant l'identification des structures et formations du sous-sol susceptibles de contenir et de drainer les eaux souterraines (Amaya *et al.*, 2019, Alabi *et al.*, 2021). Par ailleurs, suite à une étude et une identification de fractures sur une image satellite, la géophysique est une méthode complémentaire qui permet de vérifier ces fractures sur le terrain (Douagui *et al.*, 2019). Il existe une multitude de méthodes géophysiques qui dépendent des propriétés physiques mesurées en surface. Les méthodes électriques et électromagnétiques sont les plus employées pour l'hydrogéologie, car le principal paramètre opérationnel (la résistivité ou son inverse la conductivité) est influencé par la nature des roches, mais également par la quantité de l'eau d'imbibition (Amaya *et al.*, 2019, Alabi *et al.*, 2021, Ibraheem *et al.*, 2021). En fait, le géophysicien mesure certains paramètres physiques du sous-sol afin d'en obtenir une image qu'il essaie ensuite de traduire en terme géologique (Soro *et al.*, 2017). Afin d'avoir des images

qui s'approchent plus de la réalité, de nombreux travaux ont montré l'intérêt d'utiliser les méthodes géophysiques avec une connaissance détaillée de la géologie de la zone (Soro *et al.*, 2017, Mainoo *et al.*, 2019). La nécessité de combiner souvent plusieurs techniques réside dans le fait que toutes les méthodes ne mesurent pas le même paramètre et ont des résolutions différentes. Le choix de la technique ou des combinaisons de techniques géophysiques à mettre en œuvre est fonction des objectifs de l'étude (Gao *et al.*, 2018).

2.1.2.1 Méthode de résistivité électrique

La méthode de résistivité électrique a été développée dans les années 1920 simultanément en France et aux Etats-Unis sous les impulsions respectives de Conrad Schlumberger et Frank Wenner (Descloitres *et al.*, 2008). Depuis lors, cette méthode a connu de grandes progressions dans sa compréhension, sa mise en œuvre et ses applications. La méthode de résistivité électrique est une méthode robuste et peu influencée par les éléments extérieurs lors de la prospection (contrairement à la méthode électromagnétique) (Alabi *et al.*, 2021). Les méthodes de type électrique (méthode de résistivité) consistent à mesurer le potentiel induit par l'injection dans le sol d'un courant continu en général au moyen d'électrodes métalliques plantées en surface. Les mesures sont généralement réalisées en courant continu, éventuellement à basse fréquence (Olorufemi & Oni, 2019). Nous ne parlerons que de la mesure de résistivité électrique, car elle la plus utilisée dans le domaine de la prospection des eaux souterraines et c'est elle qui a aussi été utilisée dans cette étude.

2.1.2.2 Principe des méthodes de résistivités électriques

Les méthodes électriques représentent l'ensemble des méthodes basées sur l'étude des propriétés électriques des formations géologiques (Descloitres *et al.*, 2008). Ces propriétés sont essentiellement la résistivité électrique et son inverse la conductivité. La conductivité d'une roche et donc sa résistivité va dépendre de la géométrie des pores, la quantité de l'eau d'imbibition dans l'unité de volume de la roche, et la qualité de l'eau (quantités de sels dissous, température). Le principe consiste à injecter en surface un courant (I) à travers deux électrodes d'injection (A et B). Le passage du courant dans le sol se fait par des filets rectilignes et produit une différence de potentiel influencée par la résistivité du terrain. Cette différence de potentiel (ΔV) est mesurée à travers deux électrodes de réception (M et N) (Massing *et al.*, 2017). La profondeur de terrain investiguée est proportionnelle à l'écartement des électrodes A et B. Sur le terrain, on peut calculer immédiatement une résistivité apparente des formations selon l'équation 1 suivante :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Eq. 1})$$

où K est un facteur géométrique qui dépend de la position relative des électrodes d'injection et de mesure selon l'équation 2 :

$$K = \frac{1}{\frac{1}{AM} + \frac{1}{AN} + \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}} \quad (\text{Eq. 2})$$

L'arrangement des électrodes du quadripôle ABMN définit un dispositif de mesure :

Schlumberger, Wenner, Pole-pole, Pole-dipôle, etc.

2.1.2.3 Notion d'anomalies géoélectriques

Les variations des propriétés physiques mesurées doivent permettre quelque soit le type de structure recherchée et quelque soit la méthode utilisée de mettre en évidence des structures anormales. Ces structures diffèrent de l'encaissant de par leurs caractéristiques physiques. Il existe deux catégories d'anomalies : les anomalies conductrices et les anomalies résistives (Douagui *et al.*, 2019). Dans le cadre de la recherche des eaux souterraines en zone de socle, ce sont les anomalies conductrices assimilables à des discontinuités géologiques (fractures, fissures, failles, contacts lithologiques, etc.), dans lesquelles les eaux souterraines circulent et s'accumulent qui sont recherchées. Ces anomalies sont généralement de formes "V"(anomalie pointue, isolée sur un profil),"U"(anomalie arrondie, également isolée sur un profil),"H"(anomalie à très fort contraste présentant un compartiment conducteur très tranché et de résistivité peu perturbée),"W"(anomalie en général large dont la partie conductrice est perturbée par un ou plusieurs zones de résistivités importantes),"M"(anomalie qui peut être en forme de V ou de U, mais qui est encadrée par d'autres anomalies conductrices),"C"(anomalie de contact géologique ne montrant pas de zones conductrices au contact,) et "K"(anomalie de contact géologique montrant un ou plusieurs zones conductrices au contact) (Dieng *et al.*, 2004).

2.1.2.4 Dispositifs de mesure

Le nombre d'électrodes et leur agencement définissent le dispositif utilisé (Gao *et al.*, 2018). Plusieurs configurations d'électrodes permettent de trouver la résistivité apparente du sous-sol à partir de mesures de la différence de potentiel (V) et de l'intensité (I) du courant. Tous les dispositifs de mesure ne sont qu'une variation du quadripôle AMNB et de l'expression de la résistivité apparente ρ_a (Gao *et al.*, 2018). Il est souvent difficile de déterminer à priori quel est le meilleur dispositif électrique à utiliser lors d'une prospection géophysique. Toutefois, le choix d'un dispositif n'est souvent qu'une question de commodité du point de vue logistique et

pratique (problèmes avec la topographie, nombre de personnes requises sur le terrain, vitesse d'exécution, etc.).

2.1.2.5 Techniques de prospection électrique

On distingue 3 techniques de prospection électrique. Le traîné électrique, le sondage électrique et la tomographie électrique. Le traîné électrique met en évidence des contrastes de résistivités latérales (zones faillées, contacts lithologiques et d'autres accidents tectoniques) des faciès, selon une épaisseur d'investigation constante. L'interprétation des données de sondage électriques va permettre de déterminer ponctuellement l'épaisseur de la zone altérée, puis de la zone fissurée ou de discontinuité du socle et établir le profil d'altération de la roche mère (Amaya *et al.*, 2019). La tomographie de résistivité électrique (TRE) réalise à la fois un sondage et un traîné. Elle peut être employée en hydrogéologie pour définir la géométrie et la structure des formations de socle (Lassachagne *et al.*, 2021), identifier les formations aquifères (Mainoo *et al.*, 2019), identifier les zones de recharge (Kumari *et al.*, 2021), caractériser les zones de décharges non contrôlées (Ibraheem *et al.*, 2021), etc.

2.1.3 Socle et milieux fissurés

Les roches de socle (encore appelées formations de socle) sont généralement opposées aux roches sédimentaires du fait de leur hétérogénéité et de leur anisotropie (Singhal, 2008). Dans la littérature, les formations de socle sont définies communément comme des formations cristallines d'origine plutonique, métamorphique et des roches sédimentaires consolidées (Krásný & Sharp, 2007). Des définitions plus restrictives sont données dans la littérature hydrogéologique. Ainsi, les formations de socle sont définies comme des formations cristallines, non-volcaniques, et non carbonatées ayant une porosité primaire et une perméabilité généralement faible pour l'extraction de l'eau souterraine (Gustafsson, 1994). Les formations de socle doivent leurs propriétés hydrauliques à la fracturation et à l'altération associée. De ce fait, elles sont souvent appelées roches fracturées. Présentes sur tous les continents, les formations de socle occupent entre 20 et 35% environ des terres émergées à travers le monde (Krásný & Sharp, 2007, Singhal, 2008). 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 (Lachassagne *et al.*, 2011). Pour de diverses raisons telles que : l'approvisionnement en eau potable, l'irrigation, la connaissance des migrations de polluants au sein des fractures et la recherche de réservoirs de gaz et de pétrole Wang *et al.* (2018), les aquifères de socle font l'objet d'un intérêt de plus en plus grandissant dans la communauté scientifique.

2.1.3.1 Modèles conceptuels du profil d'altération des aquifères de socle

Les roches cristallines, une fois exposées à la surface du sol, sont soumises aux processus d'altération chimique et physique (Guihéneuf, 2014). La mise en place des profils d'altération est favorisée par plusieurs facteurs. Parmi ces facteurs, nous pouvons citer par exemple 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). Depuis les années 1950, jusqu'à nos jours, de nombreux travaux de recherche se sont intéressés aux processus d'altération et aux profils d'altération qui en sont issus (Maillary, 1964, Soro *et al.*, 2017, Zhang *et al.*, 2018, Lachassagne *et al.*, 2021).

2.1.3.2 Description du profil d'altération en milieu de socle

Plusieurs descriptions du profil d'altération ont été faites à partir de différents critères tels que la composition minéralogique et/ou chimique des différents horizons, la structure du profil, les propriétés hydrodynamiques et le paléoclimat (Soro *et al.*, 2017, Vassolo *et al.*, 2018, Lachassagne *et al.*, 2021). Ces études qui utilisent des techniques d'interprétation spécifiques aux milieux fracturés, proposent des modèles conceptuels du profil d'altération, mais décrivent aussi l'hydrodynamique dans les couches altérées des aquifères associés. En plus de la simple description structurale des profils, ces modèles conceptuels proposent une évolution des profils en fonction du paléoclimat et des événements tectono-morphologiques subis par la roche (Bon *et al.*, 2016). Ces derniers résultats indiquent que les profils d'altération typiques peuvent être scindés en deux catégories : i) les profils issus de l'altération monophasée (Wyns, 2020a) et ii) les profils issus de l'altération polyphasée (Dewandel *et al.*, 2017a).

De la base au sommet (Figure 17), ces modèles peuvent être décrits comme suit.

- La roche non altérée, mais fracturée et perméable localement où elle est affectée par la fracturation. Sa capacité d'emmagasinement est limitée à l'échelle locale (Soro *et al.*, 2017 ; Lachassagne *et al.*, 2021). A l'échelle du bassin versant et pour des applications à la recherche de ressources en eau, la roche saine peut être considérée comme imperméable et d'une capacité d'emmagasinement très faible (Maréchal *et al.*, 2004).
- Au-dessus du socle fracturé, se situe une couche altérée fissurée dont la densité de fissuration augmente vers le sommet. La partie inférieure de cette couche est dominée par une fissuration verticale alors qu'une fissuration horizontale devient prépondérante dans sa partie supérieure. L'intensification de la fissuration au sommet de cette couche, qui constitue la zone

laminée sus jacente, assure la fonction capacitive principale de l'aquifère composite. C'est cette zone que draine la plupart des forages réalisés en zone de socle.

- Au sommet du profil se trouvent les formations d'altérites (ou saprolite).

L'épaisseur de cette couche est la moitié de celle de la zone fissurée. Les altérites peuvent être subdivisées en deux sous couches, les allotérites et les isaltérites, selon le changement de volume et la préservation de la structure originelle de la roche (Soro *et al.*, 2017). Dans la couche inférieure (isaltérite) qui repose directement sur la zone laminée, la structure de la roche originelle est préservée tandis que dans la couche supérieure (allotérite) essentiellement argileuse, elle ne l'est plus.

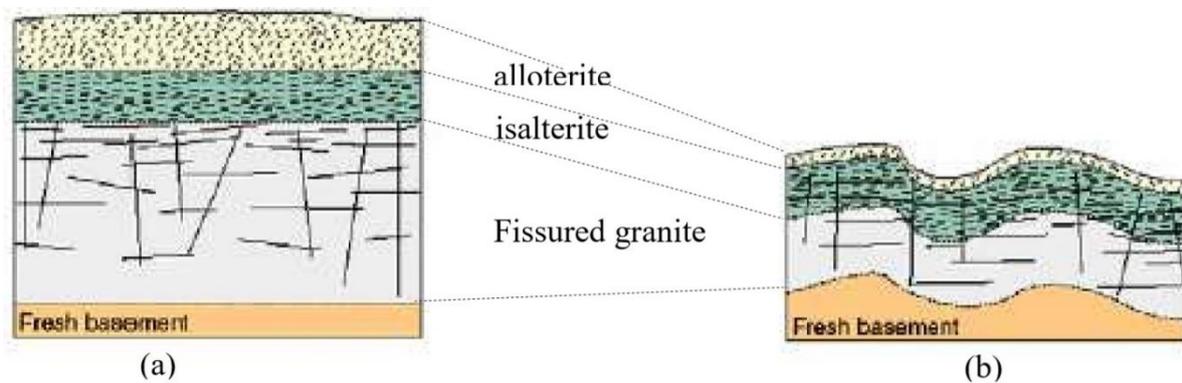


Figure 17 : Profil d'altération monophasée sur granite (a) et profil d'altération polyphasée sur granite (b) (Dewandel *et al.*, 2006)

2.2 Généralités sur la recharge des nappes

2.2.1 Notion de recharge

Le renouvellement des eaux souterraines est un facteur essentiel dans tout programme de développement durable basé sur l'exploitation et la gestion des réserves en eaux souterraines (Ali *et al.*, 2018). La recharge est le flux d'eau qui reconstitue ou réapprovisionne un aquifère, essentiellement par percolation à travers le sol. L'exploitation durable des eaux souterraines doit tenir compte du mode d'alimentation des aquifères à travers des informations précises sur les entrées (précipitations, échanges avec d'autres aquifères, recharge par des lâchers de barrage, les excédents d'irrigation, etc.) et les sorties (évapotranspiration et pompage) (Hung & Broder, 2019). Ainsi, l'évaluation quantitative du taux de recharge peut contribuer d'une manière décisive à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des systèmes aquifères. Elle peut également aider à comprendre à grande échelle le processus hydrologique. Cette opération nécessite en premier lieu de connaître les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère et de déterminer sa forme, sa géométrie, son extension et ses conditions aux limites.

Le choix d'une méthode d'estimation de la recharge est basé sur l'identification des mécanismes d'alimentation prépondérants et des principaux facteurs hydrologiques qui influencent ces processus.

2.2.2 Mécanisme de la recharge

L'alimentation des nappes peut s'effectuer suivant trois mécanismes (Goni *et al.*, 2021) :

- la recharge directe correspondant à la part de la pluie qui échappe à l'évapotranspiration (E) et au ruissellement pour atteindre la nappe par percolation verticale directe à travers la zone non-saturée ;
- la recharge indirecte qui se réalise par percolation latérale à travers le lit des cours d'eau (échange nappe-rivière) ;
- la recharge localisée qui s'effectue par percolation à partir des volumes d'eau accumulés dans les dépressions topographiques (Figure 18) (Acworth *et al.*, 2021).

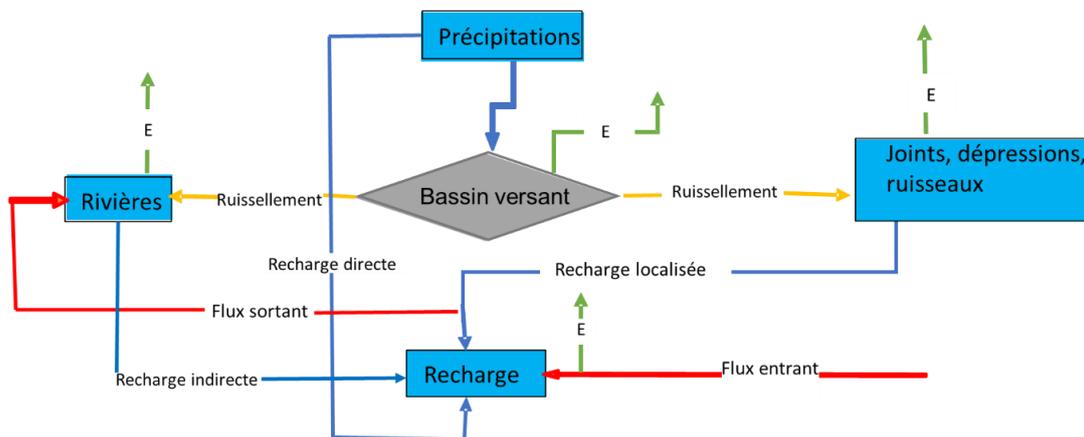


Figure 18 : Mécanisme de la recharge des eaux souterraines (De Vries & Simmers 2002)

2.2.3 Méthode d'étude de la recharge

Plusieurs auteurs parmi lesquels Adeleke *et al.* (2015), Ali *et al.* (2018), Goni *et al.* (2021) ont montré que les méthodes couramment utilisées pour l'estimation de la recharge des nappes n'ont pas apportés les précisions souhaitées. Ainsi, pour une bonne évaluation de l'alimentation des nappes souterraines, il est nécessaire d'utiliser conjointement plusieurs méthodes et de comparer les résultats entre eux (Hung & Broder, 2019). Plusieurs méthodes ont été appliquées pour estimer la recharge des nappes souterraines en milieu aride, semi-aride, tempéré et tropical. On distingue deux groupes de méthodes : les méthodes physiques et géochimiques (Hussein & Broder, 2014). Chacune de ces méthodes possède ses propres avantages et inconvénients (Risser *et al.*, 2008). Il est difficile de trouver une méthode unique et fiable pour estimer la

recharge des eaux souterraines en raison de la complexité de ce phénomène et de la grande variété des situations rencontrées (Hung & Broder, 2019). Pour l'estimation de la recharge des eaux souterraines, il est important de choisir des méthodes qui sont adaptées à la zone d'étude. Pour cela on se réfère à la disponibilité des données, aux objectifs de l'étude, ainsi qu'à l'échelle de la zone (Hussein & Broder, 2014). Les méthodes les plus couramment utilisées sont : la méthode du bilan hydrologique (Kamenan, 2021), la méthode de la fluctuation piézométrique (Hung & Broder, 2019), 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, les méthodes d'analyses de la fluctuation piézométrique et de l'analyse des hydrogrammes ont été utilisées pour l'estimation de la recharge annuelle en fonction de la disponibilité des données.

2.2.3.1 Analyse de la fluctuation piézométrique ou Water Table Fluctuation (WTF)

Cette méthode se base sur le fait qu'une augmentation du niveau de l'eau dans la nappe est due à la recharge. En plus, du fait que l'analyse de la fluctuation piézométrique (WTF) s'appuie sur les données des eaux souterraines, son attractivité réside dans sa simplicité, sa facilité d'utilisation et son faible coût d'application. Aucune hypothèse n'est formulée sur les mécanismes par lesquels l'eau se déplace à travers la zone non saturée. Par conséquent, la présence de voies d'écoulement préférentielles au sein de la zone non saturée ne limite en rien son application (Healy & Cook, 2002). Selon cette méthode, le niveau d'eau mesuré à un endroit est bien représentatif d'une zone d'au moins plusieurs mètres carrés. De ce fait, WTF peut être considérée comme une approche plus intégrée qu'une mesure ponctuelle (Healy & Cook, 2002). Cependant, son utilisation repose sur un certain nombre de contraintes (Obuobie *et al.*, 2012, Hussein & Broder, 2014) : pas de perturbation par les pompages, pas d'effet de retard important lors du transit dans la zone non saturée, système aquifère libre. Dans cette étude, nous avons fait le choix d'une méthode basée sur la fluctuation des niveaux d'eau souterraine. Les méthodes basées sur les données des eaux souterraines donnent généralement des estimations de la recharge plus précises (Hung & Broder, 2019).

2.2.3.2 Analyse des hydrogrammes

L'analyse des hydrogrammes, en particulier la séparation du débit de base et le déplacement de la courbe de tarissement, sont des méthodes utilisées pour estimer la recharge régionale nette et ne nécessitent ni une modélisation conceptuelle complexe, ni une connaissance détaillée des types de sol et des pratiques d'occupation des sols (Shao *et al.*, 2020). Eckhardt (2005) a défini le débit de base comme la composante du débit du cours d'eau qui réagit lentement aux

précipitations et qui est généralement associée à l'eau provenant du stockage des eaux souterraines. Normalement, la décharge des eaux souterraines est approximativement égale à la recharge (Combalicier *et al.*, 2008, Ali *et al.*, 2018). Cette hypothèse est justifiée si l'écoulement intermédiaire, l'évapotranspiration des zones riveraines, l'interaction avec l'aquifère sous-jacent, les bassins avoisinants et les facteurs anthropiques sont considérés comme ayant un effet minime. Dans ce cas, on peut utiliser cette recharge dans l'évaluation des ressources en eau sur une grande zone (Hung & Broder, 2019). Par conséquent, la séparation du débit de base est considérée comme une méthode simple et facile pour estimer la recharge régionale et une bonne stratégie pour comprendre la dynamique de la décharge des eaux souterraines vers les cours d'eau. Pour éviter la surestimation du débit de base annuel causée par les événements pluvieux, plusieurs chercheurs dont Rutledge (1998), Lee *et al.* (2006) et Chen & Lee (2003), ont recommandé l'utilisation d'un débit de base stable en saison sèche comme valeur moyenne sur l'année.

2.2.3.3 Equations empiriques

Une analyse comparative des équations empiriques basées sur les précipitations pour l'estimation de la recharge a été réalisée par (Oke *et al.*, 2015). Les résultats de ces analyses ont révélé que ces équations donnent des résultats satisfaisants D'où leur conclusion que n'importe laquelle de ces équations peut être utilisée pour l'estimation de la recharge des eaux souterraines en milieu tropical (Adeleke *et al.*, 2015, Hung & Broder, 2019). De plus, afin de valider ces équations, la recharge des eaux souterraines et la capacité des aquifères dans plusieurs régions ont été estimées en utilisant des équations empiriques et ont donné des résultats satisfaisants (Saghavani *et al.*, 2013, Adeleke *et al.*, 2015, Hung & Broder, 2019). Simples dans leur application, ces équations sont généralement appliquées aux zones où les données sont parfois insuffisantes pour l'estimation de la recharge (Adeleke *et al.*, 2015, Ali *et al.*, 2017, Varade & Patel, 2017).

2.3 Modélisation des écoulements en milieux fissurés

En milieu de socle, les fractures sont des chemins d'écoulements préférentiels lorsqu'elles ne sont pas colmatées. Les propriétés hydrauliques des milieux fracturés sont difficiles à estimer. Celles-ci peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur. L'approche retenue pour la modélisation des écoulements est souvent contrainte par la géométrie et l'échelle d'étude du milieu fracturé, les données de terrain disponibles, et quelques limitations pratiques liées à la capacité des ressources informatiques. Les approches de modélisation les plus utilisées sont ; (i) les modèles de réseaux de fractures discrètes pour les milieux à matrice imperméable ; (ii)

les modèles de milieux poreux hétérogènes fracturés ; (iii) les modèles continus équivalents et (iv) les modèles multiporosités pour les milieux poreux fracturés.

2.3.1 Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés

Nous distinguons deux grandes approches de modélisation suivant la prise en compte des fractures : approche continue et approche discrète. Elles peuvent être réalisées dans un cadre déterministe ou stochastique.

2.3.1.1 Modélisation en réseaux de fractures discrètes

Dans les roches fracturées de faible perméabilité matricielle, l'écoulement est souvent très hétérogène et localisé dans quelques fractures. La complexité de l'écoulement dans les roches fracturées est principalement due à la géométrie des fractures, où des structures superposées de tailles variables peuvent chacune avoir une contribution non négligeable sur l'écoulement global (Bour & Davy, 1997). Dans les milieux fracturés de faibles perméabilités, l'écoulement est lié à la connectivité des fractures. En effet, si les fractures ne sont pas connectées ou forment de petits amas isolés, aucun écoulement n'est possible. Par contre, si les fractures sont connectées, le système se comporte comme un milieu continu (Cacas *et al.*, 1990). La connectivité étant plus simple à calculer que l'écoulement (Ezzedine & De Marsily, 1993), elle peut être étudiée au préalable, en vue d'éviter le calcul de l'écoulement quand celui-ci ne peut se mettre en place. A l'échelle de la fracture, l'irrégularité et la rugosité des surfaces de plans de fractures conduisent à un écoulement en chenaux à l'intérieur des fractures (Tsang & Tsang, 1987) (Figure 19).

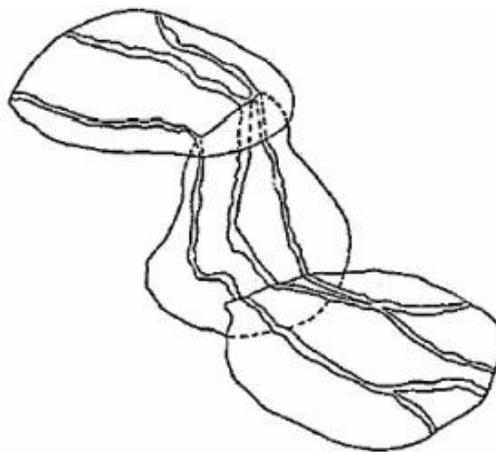


Figure 19 : Diagramme schématisé d'écoulement en chenaux dans les fractures (Tsang & Tsang, 1987)

Tandis qu'à l'échelle du réseau, la conductivité hydraulique dépend de l'arrangement des fractures et plus particulièrement de leur degré d'interconnexion. La compréhension des écoulements ayant lieu dans ces zones, elle nécessite une détermination de l'importance et du rôle de ces deux parties (matrice et réseaux de fractures) (Michel, 2009). Pour ce faire, des modèles sont utilisés pour étudier les écoulements. Ceux-ci permettent de représenter la ou les fractures dans la matrice rocheuse. En effet, ces milieux sont hétérogènes sur une large gamme d'échelle et leur échantillonnage exhaustif est impossible.

2.3.1.2 Approche continue équivalente

Dans cette approche, le milieu hétérogène est assimilé à un milieu équivalent (ou ensemble de milieux équivalents 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. Cette approche est utilisée du fait de sa simplicité en termes de données requises et de son efficacité numérique via l'utilisation de mailles de grandes tailles (Wu *et al.*, 1999). Dans cette approche, les porosités primaires (de matrice) et secondaires (de fissures) et les distributions de perméabilités sont remplacées par un milieu poreux continu avec des propriétés hydrauliques équivalentes. Dans ce cas, les équations habituellement utilisées (équation de continuité) pour simuler les écoulements en milieu poreux peuvent être utilisées. Les propriétés équivalentes utilisées dans le modèle continu équivalent sont estimées selon les équations 3 et 4 pour des cas simples de l'écoulement à travers un domaine intersecté par une famille de fractures parallèles d'égale ouverture (Samardzioska & Popov, 2005).

- Pour la porosité :

$$n_{eq} = n_m \cdot \frac{V_m}{V_t} + n_f \cdot \frac{V_f}{V_t} \quad (\text{Eq. 3})$$

- Pour la conductivité hydraulique :

$$K_{eq} = \frac{\rho g}{\mu L} \left(\frac{mb^3}{12} + k_m(L - mb) \right) = K_f \frac{V_f}{V_t} + K_m \frac{V_m}{V_t} \quad (\text{Eq. 4})$$

où n_f et n_m sont respectivement les porosités des fractures et de la matrice dans le volume élémentaire représentatif (VER). V_f et V_m sont respectivement les volumes de fractures et de matrice dans le VER. V_t est le volume total du domaine. L est l'épaisseur totale du domaine en mètre, m est le nombre de fractures parallèles. ρ est la densité du fluide [Kg/m^3]. μ , est la

viscosité dynamique en $\text{Kg/m}^{-1}/\text{s}^{-1}$. K_f et K_m sont respectivement les conductivités hydrauliques des fractures et de la matrice en m/s^{-1} .

2.3.1.3 Approche double porosité

Ce type de modèle prend en compte les écoulements à la fois dans les fractures et dans la matrice rocheuse. Ils peuvent être appliqués dans le cas de matrices poreuses par l'évaluation des flux de la matrice vers le réseau de discontinuités. La géométrie du réseau de fractures est idéalisée et le système aquifère est représenté par le biais de deux milieux poreux superposés. Les propriétés hydrauliques sont définies par la perméabilité, la porosité et le coefficient d'emmagasinement du réseau de fractures d'une part et de la matrice rocheuse d'autre part. L'équation exprimant l'écoulement de fluide à travers le réseau de fractures contient des termes sources pour tenir compte des flux de la matrice vers les fractures. Une seconde série d'équations décrit l'écoulement dans les blocs de la matrice. Le principal avantage du modèle à double porosité est qu'il permet de tenir compte du facteur de retard induit par les faibles perméabilités de la matrice. Dans cette approche, les paramètres propres aux fractures et à la matrice rocheuse sont difficiles à obtenir (NRC, 1996). Ces modèles ont été introduits par les travaux de (Warren & Root, 1963) (Figure 20).

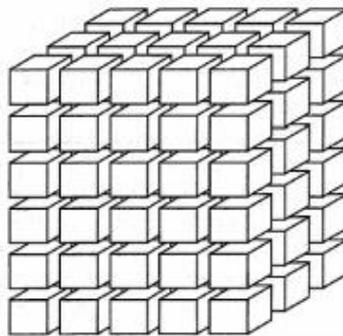


Figure 20 : Schématisation d'un réseau de fractures par un modèle de type double porosité (Warren & Root, 1963)

2.4 Description du processus de modélisation des écoulements souterrains

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). Le niveau de détail exigé dans les modèles dépend du but pour lequel le modèle est développé. En hydrogéologie, les modèles sont mis en place pour une meilleure connaissance et une gestion durable des eaux souterraines (Sahoo & Jha, 2017). En effet, les informations sur la ressource en eau souterraine sont souvent ponctuelles (forage, piézomètre,...)

(Sahoo & Jha, 2017). Elles ne peuvent pas alors servir de support de prise de décisions. Afin de minimiser cette contrainte, le comportement du système étudié est retranscrit en équations mathématiques. On parle alors de modèle mathématique. La simulation mathématique des flux au sein des aquifères discontinus reste aujourd'hui un challenge pour les hydrogéologues. Néanmoins, l'expérience montre qu'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. La discrétisation spatiale des équations de l'écoulement permet d'avoir un champ de potentiels à partir duquel, les vitesses sont déterminées en utilisant la loi de Darcy (Prabhu & Inayathulla, 2019, Colombani *et al.*, 2021, Kamenan, 2021). 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 21.

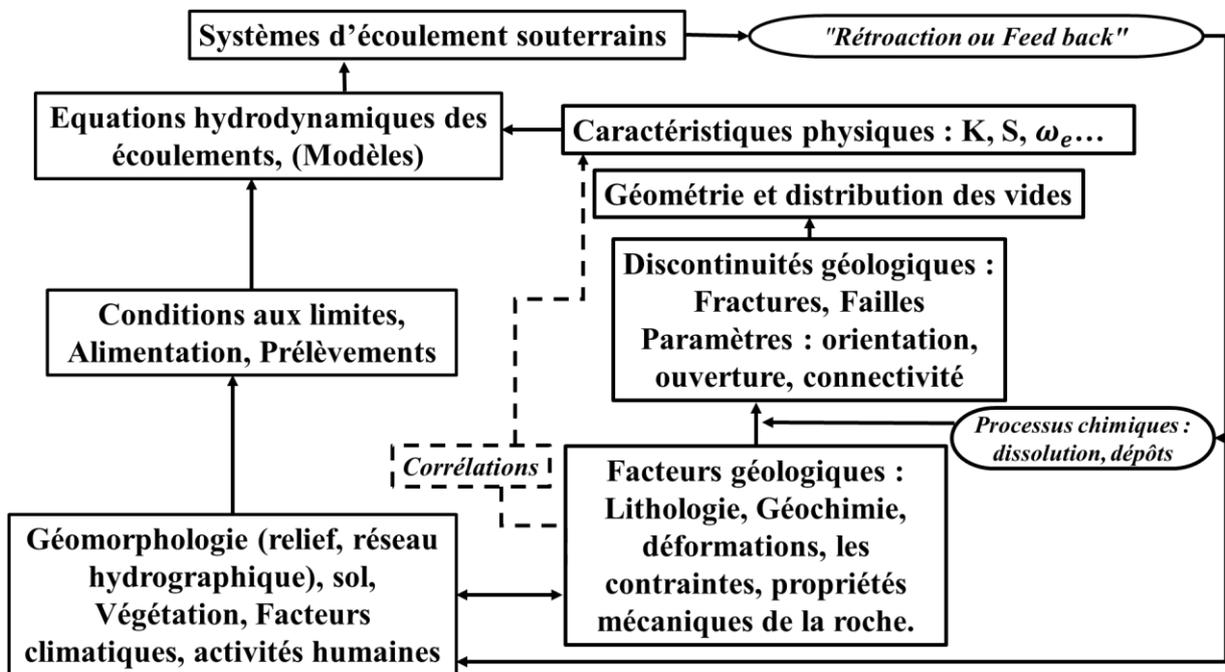


Figure 21 : Schéma des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique (Kiryaly, 1978).

2.4.1 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.

2.4.1.1 Charge hydraulique

La charge hydraulique (H), 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 5 :

$$H = z + \frac{P}{\rho g} + \frac{\Psi}{\rho g} \quad (Eq. 5)$$

En milieu uniquement saturé, elle devient (équation 6) :

$$H = \frac{P}{\rho g} + z \quad (Eq. 6)$$

En non variablement saturée, cette charge devient (équation 7) :

$$H = z + \frac{\Psi}{\rho g} \quad (Eq. 7)$$

Avec :

H le potentiel hydraulique en (m)

P pression atmosphérique en (Pa)

ρ masse volumique en (Kg/m³)

g accélération de la pesanteur en (m.s⁻²)

z altitude en (m)

Ψ pression capillaire

2.4.1.2 Loi de Darcy

La loi de Darcy permet de déterminer le flux d'un fluide à travers un milieu poreux. Dans un problème à une dimension, elle s'exprime de la façon suivante (équation 8) :

$$q = -K \cdot \text{grad } H \quad (Eq. 8)$$

q : la vitesse de Darcy est le flux à travers un milieu poreux (m/s) ;

K la conductivité hydraulique (m/s) ;

grad H exprime la variation du potentiel hydraulique (m).

2.4.1.3 Equation de diffusivité

Le modèle qui rend compte de l'écoulement dans un aquifère, est l'équation de diffusivité, qui s'écrit (équation 9), en régime permanent :

$$\text{div} (-K \text{grad } H) = 0 \quad (\text{Eq. 9})$$

Cette loi est l'expression d'un bilan de masse. Elle indique simplement que tout ce qui rentre dans l'aquifère en ressort. Le bilan de masse est équilibré. Elle permet de décrire les écoulements dans un domaine d'étude, connaissant le champ de perméabilité et en supposant des conditions aux limites qui règlent les échanges d'eau avec l'extérieur du domaine d'étude.

✓ Nappe libre

Dans une nappe libre en prenant un volume élémentaire représentatif localisé dans un repère cartésien [x, y, z], disposant de trois faces le long des axes x, y et z avec les aires respectifs dx.dz, dy.dz et dx.dy, le flux massique entrant le long de l'axe des x peut s'écrire selon l'équation 10 :

$$x = \rho_w \cdot q_x \cdot d_y \cdot d_z \quad (\text{Eq. 10})$$

Avec :

ρ_w la masse volumique de l'eau (Kg/m³)

q_x le flux de Darcy (m/s)

$d_y \cdot d_z$ la surface du volume élémentaire représentatif, normale à la direction du flux de Darcy (m²)

Le flux massique sortant de l'autre côté du volume élémentaire représentatif, à une distance dx peut s'écrire selon l'équation 11 :

$$x = \left(\rho_w \cdot q_x + \frac{\partial(\rho_w + q_x)d_x}{\partial x} \right) d_y \cdot d_z \quad (\text{Eq. 11})$$

Le bilan de masse le long de l'axe des x, soit la différence entre le flux massique entrant et sortant dans le volume élémentaire représentatif, peut s'écrire selon l'équation 12 :

$$x = \left(\frac{-\partial(\rho_w + q_x)d_x}{\partial x} \right) d_y \cdot d_z \quad (Eq. 12)$$

On peut appliquer le même raisonnement à un flux massique le long de l'axe des y et à un flux massique le long de l'axe des z. On obtient les équations 13 et 14 :

$$y = \left(\frac{-\partial(\rho_w + q_y)d_x}{\partial y} \right) d_y \cdot d_z \quad (Eq. 13)$$

$$z = \left(\frac{-\partial(\rho_w + q_z)d_x}{\partial z} \right) d_y \cdot d_z \quad (Eq. 14)$$

La somme des trois flux massiques permet d'obtenir le bilan de masse total qui s'écrit selon l'équation 15 :

$$-\left(\frac{\partial}{\partial x} \rho_w \cdot q_x + \frac{\partial}{\partial y} \rho_w \cdot q_y + \frac{\partial}{\partial z} \rho_w \cdot q_z \right) dx \cdot dy \cdot dz \quad (Eq. 15)$$

Pour établir le bilan de masse, il faut connaître la masse d'eau contenue dans le volume élémentaire représentatif et sa variation dans le temps. La variation de la masse (∂M) contenue dans un volume représentatif par unité de temps peut d'écrire selon l'équation 16 :

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \cdot \omega \cdot dx \cdot dy \cdot dz) \quad (Eq. 16)$$

Avec :

ω est la porosité totale (%)

$dx \cdot dy \cdot dz$ le volume élémentaire représentatif (m^3)

Le bilan de masse dans un volume élémentaire représentatif qui est égale à la variation de masse contenue dans le volume élémentaire représentatif par unité de temps s'écrit selon l'équation 17.

$$-\left(\frac{\partial}{\partial x} \rho_w \cdot q_x + \frac{\partial}{\partial y} \rho_w \cdot q_y + \frac{\partial}{\partial z} \rho_w \cdot q_z \right) dx \cdot dy \cdot dz = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \cdot \omega \cdot dx \cdot dy \cdot dz) \quad (Eq. 17)$$

Si l'on considère uniquement la masse volumique de l'eau et que l'on peut étendre à un domaine d'étude donné l'équation 17 devient l'équation 18 :

$$-\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \cdot \omega) \quad (Eq. 18)$$

Si l'on développe cette équation en prenant en compte l'expression de la loi de Darcy, l'équation 18 devient l'équation 19 :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \cdot \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \cdot \frac{\partial H}{\partial z} \right) = \frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \cdot \omega) \quad (Eq. 19)$$

La partie droite de l'équation peut s'exprimer comme le produit d'un coefficient constant, le coefficient d'emménagement S_s , par la variation de H en fonction du temps (équation 20) :

$$\frac{1}{\rho_w} \cdot \frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \cdot \omega) = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (Eq. 20)$$

L'équation de diffusivité en **régime transitoire** s'écrit alors selon l'équation 21 :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \cdot \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \cdot \frac{\partial H}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (Eq. 21)$$

L'équation de diffusivité en régime transitoire peu aussi s'écrire selon l'équation 22 :

$$div (K \cdot \overrightarrow{grad} H) = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (Eq. 22)$$

Quand le temps t tend vers l'infini on arrive au **régime permanent** et la partie droite de l'équation de diffusivité tend vers zéro. L'équation de diffusivité s'écrit dès lors selon l'équation 23 :

$$div (K \cdot \overrightarrow{grad} H) = 0 \quad (Eq. 23)$$

✓ **Nappe captive**

Pour une nappe captive, l'eau est contenue dans une strate perméable qui se situe entre deux épontes imperméables. De plus l'eau y circule sous pression ; la surface libre de l'aquifère se situe à une altitude qui ne correspond pas à celle de l'éponte supérieure. Le milieu poreux est entièrement saturé. Dans ce cas l'expression du coefficient d'emménagement n'a pas du tout la même signification physique que dans le cas où l'eau peut monter ou descendre librement dans le milieu poreux. Ainsi, l'équation du bilan de masse s'écrit comme selon l'équation 24 :

$$div (\rho q) + \frac{\partial \omega \rho}{\partial t} \quad (Eq. 24)$$

Le terme $\frac{\partial \omega \rho}{\partial t}$, représente la variation de la masse d'eau par unité de temps et par unité de volume du milieu poreux. Si, la densité et la porosité change avec le temps et avec la pression alors, le terme précédent peut s'écrire selon en l'équation 25 :

$$\frac{\partial \omega \rho}{\partial t} = \left(\omega \frac{\partial \rho}{\partial P} + \rho \frac{\partial \omega}{\partial P} \right) \cdot \frac{\partial P}{\partial t} = S_{(P)}^m \cdot \frac{\partial P}{\partial t} \quad (Eq. 25)$$

Avec

$S_{(P)}^m$ Coefficient d'emménagement massique (s^2/m^2).

Si nous définissons la compressibilité de l'eau β ($m/s^2/kg$) (équation 26 et 27) et la compressibilité verticale de la matrice solide α ($m/s^2/kg$) (équation 28 et 29).

$$\beta = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial P} \quad (Eq. 26)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial P} = \rho \beta \quad (Eq. 27)$$

$$\alpha = \frac{1}{(1 - \omega)} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial P} \quad (Eq. 28)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial P} = (1 - \omega) \alpha \quad (Eq. 29)$$

En se basant sur les équations suivantes, le coefficient d'emménagement massique s'écrit selon l'équation 30 :

$$S_{(P)}^m = \rho((1 - \omega)\alpha + \omega\beta) \quad (Eq. 30)$$

En hydrogéologie c'est le potentiel hydraulique H qui est utilisé plutôt que la pression. Ainsi, la dérivée du potentiel est exprimée par rapport au temps plutôt que la dérivée de la pression H (équation 31) :

$$P = \rho g (H - z) \quad (Eq. 31)$$

La dérivée de la pression par rapport au temps s'écrit en fonction de la formulation du potentiel hydraulique (équation 32) :

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \rho g \frac{\partial H}{\partial t} + (H - z)g \cdot \frac{\partial \rho}{\partial P} \cdot \frac{\partial P}{\partial t} \quad (Eq. 32)$$

On peut en déduire l'équation de la dérivée du potentiel par rapport au temps (équation 33) :

$$\rho g \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} (1 - (H - z))g \cdot \frac{\partial \rho}{\partial P} \quad (Eq. 33)$$

En négligeant $(1 - (H - z))g \cdot \frac{\partial \rho}{\partial P}$, l'équation 33 dévient l'équation 34 :

$$\rho g \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial P}{\partial t} \quad (\text{Eq. 34})$$

Ainsi, l'équation 35 :

$$\frac{\partial \omega \rho}{\partial t} \quad (\text{Eq. 35})$$

peut s'écrire selon l'équation 36 :

$$\frac{\partial \omega \rho}{\partial t} = \rho g \cdot S_{(p)}^m \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = \rho S \cdot \frac{\partial H}{\partial t} \quad (\text{Eq. 36})$$

où S est le coefficient d'emménagement spécifique (m^{-1}).

L'équation 36 $div(\rho q)$ se développe en l'équation 37 :

$$div(\rho q) = \rho \cdot div(q) + q \cdot grad(\rho) \quad (\text{Eq. 37})$$

Du fait de la faible valeur de la compressibilité de l'eau, l'équation 38 :

$$q \cdot grad(\rho) \quad (\text{Eq. 38})$$

Peut être négligé, et dès lors : l'équation 37 devient l'équation 39 :

$$div(\rho q) = \rho \cdot div(q) \quad (\text{Eq. 39})$$

L'équation du bilan de masse devient alors l'équation 40 et 41:

$$\rho \cdot div(q) + \rho S \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (\text{Eq. 40})$$

soit :

$$div(q) + S \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \leftrightarrow div(-K \cdot grad H) + S \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (\text{Eq. 41})$$

qui est l'équation de diffusivité, **en régime transitoire**, pour une nappe captive.

2.4.2 Equation régissant les écoulement en milieu variablement saturé : modèle de Richards

Cette zone est comprise entre la surface du sol et le niveau piézométrique (par exemple la surface d'une nappe libre). C'est un milieu poreux constitué d'une composante solide formée par des éléments minéraux et d'une composante poreuse caractérisée par des petits espaces vides (connectés ou non) délimités par la matrice solide et formant un réseau. La composante poreuse est remplie par une phase liquide et une phase gazeuse ; elle permet un écoulement de

fluide (gaz ou liquide) (Parker & Albrecht, 1987). Au cours de cette étude, le système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé fait l'objet d'une caractérisation. Pour modéliser l'infiltration et le temps global de transfert des polluants dans ce système, il est nécessaire de tenir compte de la non-saturation du sol sous-jacent.

2.4.2.1 Teneur en eau et équation de Richards

✓ Teneur en eau

A l'échelle du VER, la teneur en eau volumique θ est définie selon l'équation 42 :

$$\theta = \frac{V_w}{V_T} \quad (Eq. 42)$$

Où θ est la teneur en eau volumique (en $m^3.m^{-3}$), V_w est le volume d'eau total de l'échantillon (en m^3) et V_T correspond au volume total de l'échantillon qui tient compte du volume de vide et du volume de solide (en m^3).

La teneur en eau varie entre une valeur maximale, à saturation, θ_s , et une valeur minimale, résiduelle, θ_r . Cette teneur en eau résiduelle est expliquée par l'eau qui reste piégée dans les pores non connectés, et par l'eau absorbée sur la matrice (eau difficilement mobilisable). Ainsi, la teneur en eau disponible à l'écoulement correspond à la différence $\theta_s - \theta_r$ (Hiscock & Bense, 2014 ; Hiscock, 2005).

Ces valeurs de teneurs en eau permettent de définir la saturation effective, notée S_e (sans unité), qui équivaut à l'équation 43 :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (Eq. 43)$$

S_e est la saturation effective (sans unité), θ_r est la teneur en eau résiduelle (en $m^3.m^{-3}$), θ_s est la teneur en eau à saturation (en $m^3.m^{-3}$).

✓ Equation de Richards

L'écoulement et les variations de teneur en eau sont modélisés à l'aide de l'équation de Richards (Richards, 1931), que l'on utilisera en géométrie 3D axisymétrique (équation 44).

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[K_{sh} * K_r(h) \frac{\partial H}{\partial r} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{sv} * K_r(h) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_{sv} * K_r(h) \frac{\partial H}{\partial y} \right] \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_{sv} * K_r(h) \frac{\partial H}{\partial z} \right] \end{aligned} \quad (Eq. 44)$$

K_{sh} et K_{sv} sont respectivement les conductivités hydrauliques à saturation horizontale et verticale (en $m.s^{-1}$), $Kr(h)$ est la fonction de conductivité hydraulique relative, H est la charge hydraulique (en m), z est la coordonnée verticale (en m), r est la coordonnée radiale (en m), θ est la teneur en eau (en $m^3.m^{-3}$), t est le temps (en s) et h est la charge de pression (en m).

La charge de pression h est définie par l'équation 45 :

$$h = H - z_0 \quad (Eq. 45)$$

2.4.2.2 Courbe de rétention et évolution de la conductivité hydraulique

Un degré de complexité supplémentaire en milieu variablement saturé en eau vient de la dépendance à la teneur en eau de la charge de pression et de la conductivité hydraulique. La courbe de rétention en eau $S_e(h)$ (équation 46) et l'évolution de la conductivité hydraulique $K_r(h)$ (équation 47) sont décrites, dans ce travail, par les fonctions de van Genuchten–Mualem (Mualem, 1976 ; van Genuchten, 1980) :

$$S_e h = (1 + (\alpha h)^n)^{-m} \quad (Eq. 46)$$

$$K_r(h) = S_e^{0,5} (1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m)^2 \quad (Eq. 47)$$

Avec $m = 1 - \frac{1}{n}$

α (en m^{-1}) et n sont les paramètres de van Genuchten, dépendants du milieu poreux étudié.

2.4.2.3 Equation de Richards exprimée en variable de charge de pression

Pour résoudre l'équation 44 à deux inconnues (θ et h), la variable θ est éliminée en l'exprimant en fonction de h . Cette forme, dite en h , de l'équation de Richards, permet de gérer de façon naturelle la transition entre la zone saturée et zone non-saturée. Pour ce faire, la capacité capillaire, notée C et exprimée en m^{-1} , est introduite par l'équation 48 :

$$C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (Eq. 48)$$

En dérivant la fonction de van Genuchten – Mualem (équation 46 et 47), la capacité capillaire s'exprime selon l'équation 49 :

$$C(S_e) = \frac{\alpha m}{1 - m} (\theta_s - \theta_r) S_e^{\frac{1}{m}} (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^2 \quad (Eq. 49)$$

Pour $h > 0$ et $C(S_e) = 0$ pour $h \geq 0$

La résolution du problème de l'écoulement nécessite de préciser les conditions initiales et aux limites exprimées en terme de charge de pression.

2.4.3 Méthode de résolution de l'équation de diffusivité

Dans cette partie, le choix de la méthode de résolution numérique de l'équation de diffusivité seront fait. Ces méthodes numériques 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). 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 (Frind & Matanga, 1985 ; Ackerer *et al.*, 1999 ; Younès *et al.*, 1999 ; Chavent *et al.*, 2003).

2.4.4 Conditions initiales et conditions aux limites du modèle

2.4.4.1 Conditions initiales du modèle

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.

2.4.4.2 Conditions aux limites du modèle

Un modèle numérique ne peut fonctionner que si on définit des conditions aux limites, c'est-à-dire aux bornes du domaine. En effet, le modèle est conditionné par le fait que l'eau rentre ou sort par ces limites (Atteia, 2011). Les conditions aux limites pour un modèle d'écoulement peuvent être de trois types.

- **1^{er} type, condition de type « Dirichlet » condition de charge imposée :**

Cette limite permet d'imposer une charge hydraulique sur une frontière du modèle (lorsque la cote piézométrique est connue, ainsi que son évolution temporelle).

- **2^{ème} type, condition de type « Neumann » ou de flux :** définition d'un flux (lié à une précipitation effective, une irrigation, un drainage, une surface imperméable, ...)

Ce type de condition est imposé lorsque le flux entrant ou sortant à la frontière est connu. Il permet par exemple de tenir compte de la pluie efficace qui s'infiltrer en surface, des flux qui s'infiltreront dans les bassins d'infiltration, des flux pompés et des flux en provenance de

l'extérieur du domaine. Un flux nul équivaut à $\vec{\nabla} H \cdot \vec{n} = 0$, il est mis en application 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.

- 3^{ème} type, condition mixte de type « Cauchy » ou mixtes $\vec{\nabla} H \cdot \vec{n} = \Phi(H - H_0)$ condition de charge imposée avec transfert imposé.

Cette condition est utilisée pour simuler l'échange nappe-rivière à condition que le fond du cours d'eau 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). La charge à imposer doit être connue (Figure 22).



Figure 22 : Détermination d'une limite de troisième type sur la rivière Lobo à Kéto Bassam

Le second terme fait intervenir un coefficient d'échange. Ce paramètre de transfert est estimé de la manière suivante (équation 50).

$$\Phi = \frac{K_s}{d} \quad (\text{Eq.50})$$

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

2.5 Pollution des eaux souterraines

La pollution des eaux souterraines constitue un problème environnemental majeur tant dans les pays développés que ceux en développement (Kouamé, 2017). La pollution de l'eau en générale se définit comme étant la dégradation ou l'altération de l'eau qui rend son utilisation dangereuse pour la santé humaine, animale ou végétale. A cet effet, plusieurs études relatives à la pollution des eaux souterraines sont menées à travers le monde dans le but de proposer des solutions aux gouvernants et d'apporter de nouveaux outils de gestion des eaux souterraines (Deh, 2013 ;

Kouamé, 2017 ; Kamenan *et al.*, 2020 ; Mayo & Tingey, 2021). De façon spécifique, certaines de ces études ont montré la contamination des eaux souterraines par les pesticides, les nitrates, les nitrites, les BTEX (Benzène Toluène, Ethylbenzène et Xylènes), le perchloroéthylène (PCE) et les métaux lourds tels que l'arsenic et le cadmium. D'autres par contre ont mis en évidence le transfert des polluants à travers des modèles numériques dans le sous-sol. D'après Saracino & Phipps (2002), les contaminants peuvent entrer dans l'aquifère par plusieurs moyens dont :

- l'infiltration des eaux de surface à travers le sol, les sédiments et les roches ;
- l'écoulement direct des eaux de surface dans le cas des terrains fracturés ou karstiques ;
- l'écoulement direct par des puits mal construits qui deviennent des conduits de contamination ;
- la contamination croisée en-dessous de la surface du sol par les autres nappes par l'intermédiaire du boîtier de puits mal construits.

Une fois que les polluants atteignent les eaux souterraines, ils se divisent en trois groupes selon leur comportement et leur solubilité (Brassington, 2007) :

- les polluants solubles très mobiles sont entraînés par les eaux d'infiltration ;
- les contaminants non-solubles dans l'eau ;
- les polluants faiblement solubles dans l'eau.

Les deux derniers groupes sont appelés les NAPLs « Non-Aqueous Phase Liquids » en anglais. Quand la densité d'un NAPLs est inférieure à celle de l'eau, il est nommé LNAPLs (Light Non-Aqueous Phase Liquids) ; dans le cas contraire il est appelé DNAPLs (Dense Non-Aqueous Phase Liquids ou Liquide dense en phase non-aqueuse). Les LNAPLs étant légers (Figure 23a), ils se déplacent avec l'eau souterraine alors que les DNAPLs (Figure 23b) plus lourds vont s'accumuler au mur de l'aquifère ou dans les parties de l'aquifère à faible perméabilité (Hiscock & Bense, 2014).

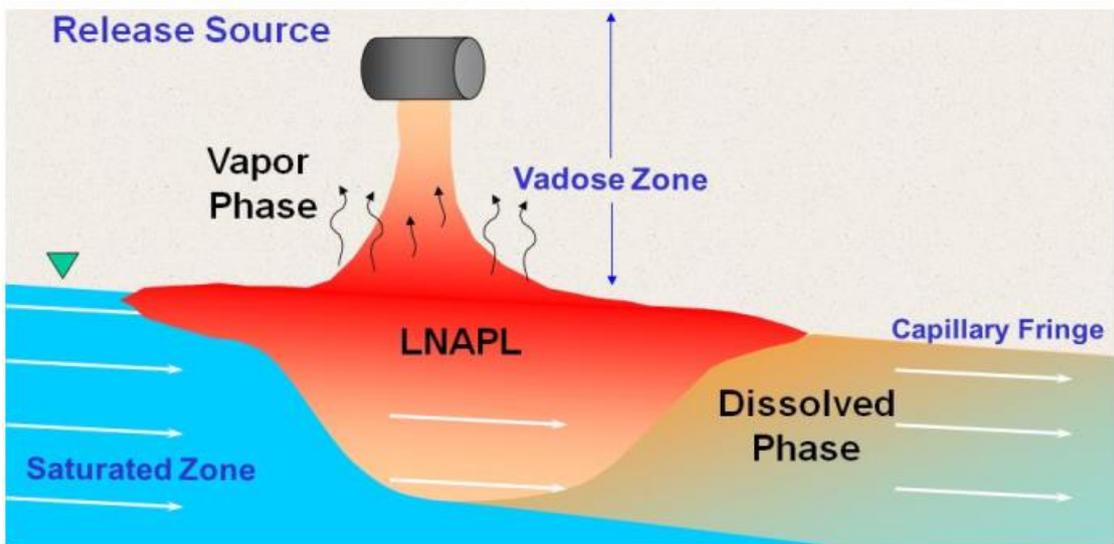
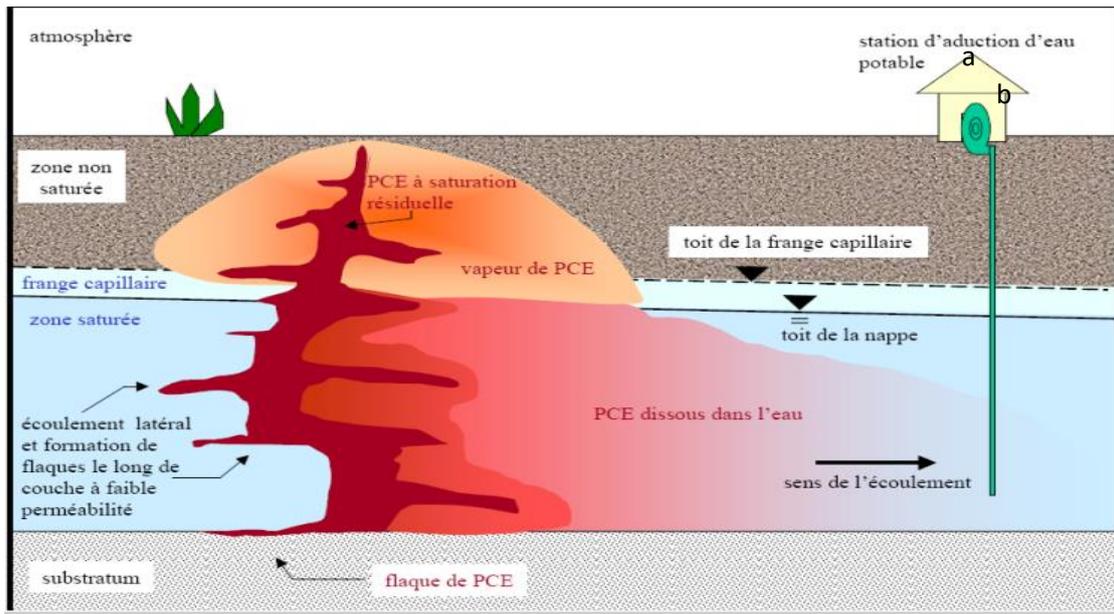


Figure 23 : Devenir des LNAPLs libérés dans l’environnement (a) (ITRC, 2009) ; Devenir des DNAPL libérés dans l’environnement (b) (Johansson, 2019)

Les eaux souterraines contiennent en général quelques impuretés provenant de la nature du matériel géologique dans lequel ces eaux se déplacent ainsi que lors de l’infiltration des eaux de surface et de pluie (Castany, 1982). Ces impuretés originelles, appelées communément « bruit de fond », constituent une pollution naturelle lorsque les concentrations élevées sont observées. Parmi ces pollutions naturelles, qui représentent un risque important de contamination des eaux souterraines se trouvent l’intrusion saline (Stensvold, 2012). Ces eaux souterraines peuvent aussi être polluées par les activités anthropiques (Kouamé, 2007, Matini *et al.*, 2009). Les travaux de Kamenan (2021) dans le bassin de la Lobo ont révélé des teneurs en nitrates supérieures à celles recommandées par l’OMS (50 mg/L) dans les eaux souterraines de cette zone. Seul ce polluant sera pris en compte dans la suite de cette étude.

2.6 Transfert de masse en solution

2.6.1 Relations phénoménologiques régissant le transfert des polluants

Dans le milieu donné, l'eau peut dans son déplacement entraîner des polluants sous forme dissous. Un ensemble de processus tels que l'advection, la dispersion et la diffusion moléculaire permet ce transport (Banton & Bangoy, 1997). Le type de sol de l'aquifère et les propriétés physico-chimiques des polluants jouent un rôle important dans la propagation des contaminants des eaux souterraines (Hiscock, 2005, Hiscock & Bense, 2014). Selon De Marsily (1994), trois principaux mécanismes régissent la migration des polluants dans le sous-sol : la convection, la diffusion moléculaire et la dispersion. Ces trois processus se résument en une équation principale : l'équation de la convection-dispersion.

2.6.1.1 Convection

C'est l'entraînement des éléments en solution dans le mouvement du fluide qui se déplace (De Marsily, 1981). Ainsi, la convection n'a lieu que dans la porosité dite cinématique qui participe au transfert de masse.

2.6.1.2 Diffusion moléculaire

Ce mouvement suit la loi de Fick où le coefficient de diffusion moléculaire traduit la proportionnalité du flux massique de soluté au gradient de concentration.

2.6.1.3 Dispersion cinématique (appelée aussi dispersion hydrodynamique)

Analogue à la loi de Fick, la dispersion hydrodynamique (ou diffusion macroscopique) caractérise la tendance d'une substance à se répartir dans la masse de son contenant suivant le gradient de concentration. La dispersion cinématique est liée à l'hétérogénéité des vitesses microscopiques quelle que soit l'échelle d'observation, dans le milieu poreux. Deux phénomènes sont regroupés sous ce nom : la diffusion moléculaire et la dispersivités longitudinale et transversale), qui caractérise l'aptitude de l'eau à propager le soluté dans toutes les directions grâce à son déplacement. Seules les particules situées dans l'eau sont concernées. En général, la diffusion moléculaire est négligeable par rapport à la dispersion, sauf pour des vitesses très faibles.

2.6.2 Equation de convection-dispersion

Par le phénomène de dispersion cinématique, on prend en compte l'hétérogénéité du champ de vitesse. Le modèle de convection-dispersion (équation 51) suppose que l'écoulement du soluté

dans le milieu poreux est homogène et que toutes les molécules d'eau dans le milieu participent au transfert de soluté par des phénomènes convectifs et dispersifs (la diffusion moléculaire étant négligée).

2.6.2.1 Equations de transport de soluté

Le transport de polluants dans les eaux souterraines s'effectue suivant plusieurs processus et cela dépend du polluant ainsi que du matériau poreux traversé. Le flux total de soluté à tout point donné est la somme des flux de convection, de diffusion moléculaire et de dispersion cinématique (Ingebristen *et al.*, 2006). L'équation qui régit le transfert masse en solution et qui tient compte des trois phénomènes conservatifs peut s'écrire selon l'équation 51 :

$$\text{div} \left((\bar{D} + d_0) \cdot \overrightarrow{\text{grad}} C + C \vec{u} \right) = \varepsilon_c \cdot \frac{\partial C}{\partial t} \quad (\text{Eq.51})$$

avec,

d_0 : le coefficient de diffusion moléculaire en (m²/s)

ε_c : la Porosité cinématique

C : la concentration volumique du fluide en Kg/m³

u : le Flux de darcy en m/s

D : le coefficient de dispersion

Si l'on considère un milieu en 3 dimensions, alors \bar{D} est un tenseur symétrique du 2^{ème} ordre ayant comme direction principale la direction du vecteur vitesse de l'écoulement, les deux autres directions principales étant généralement orthogonales à la première. Le coefficient de dispersion qui est un tenseur d'ordre 2, symétrique s'écrit selon l'équation 52 :

$$D = \begin{pmatrix} D_L & 0 & 0 \\ 0 & D_T & 0 \\ 0 & 0 & D_T \end{pmatrix} \quad (\text{Eq. 52})$$

avec :

$$D_L = \alpha_L \cdot u$$

$$D_T = \alpha_T \cdot u$$

D_L : le coefficient de dispersion longitudinale en m²/s

D_T : le coefficient de dispersion transversale en m²/s

α_L : Dispersivité longitudinale en m

α_T : Dispersivité transversale en m

u : le flux de Darcy en m/s

Avec le coefficient de retard (R) dû à l'adsorption l'équation du transfert de soluté peut s'écrire (équation 53) :

$$\text{div} \left((\bar{D} + d_0) \cdot \overrightarrow{\text{grad}} C + C \vec{u} \right) = \varepsilon_c \cdot R \cdot \frac{\partial C}{\partial t} \quad (\text{Eq.53})$$

Le coefficient de retard (R) est introduit dans l'équation du transfert de soluté comme un coefficient multiplicateur de la porosité (De Marsily, 1981). Il modifie de ce fait la vitesse apparente de transfert de la substance dans le milieu poreux.

2.6.2.2 Cas de la dégradation du polluant

Il s'agit d'une décroissance exponentielle. La concentration décroît avec le temps. La dégradation fait disparaître, par unité de temps, le soluté λC par unité de volume de la phase liquide. Le phénomène de dégradation est régi par l'équation (54) :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\lambda \cdot t \quad (\text{Eq. 54})$$

Avec :

λ : le coefficient de dégradation

Ainsi, l'équation de transport de soluté en tenant compte de l'adsorption et de la dégradation est définie par l'équation (55). C'est cette équation, qui régit le transfert de soluté, que nous allons utiliser pour étudier les phénomènes de transfert en zone saturée.

$$\text{div} \left((\bar{D} + d_0) \cdot \overrightarrow{\text{grad}} C + C \vec{u} \right) = \varepsilon_c \cdot R \cdot \frac{\partial C}{\partial t} - \varepsilon_c \cdot R \cdot \lambda C \quad (\text{Eq. 55})$$

Conclusion partielle

Ce chapitre nous a permis de faire un état de l'art sur la caractérisation des aquifères fissurés. Ainsi, une synthèse sur le profil typique des aquifères fissurés a été décrite. L'apport de la télédétection, des SIG et de l'hydrogéophysique, à travers les méthodes de résistivité électrique ont été montrés. Les mécanismes d'étude de la recharge des nappes, de la modélisation hydrodynamique et du transfert des polluants ont été aussi montrés. Au terme de ce chapitre, il

convient de passer à la deuxième partie du mémoire qui présente le matériel et les méthodes utilisés pour atteindre les objectifs de cette étude.

PARTIE II : MATERIEL ET METHODES

Chapitre 3 : Données et Matériel

Ce chapitre présente les données, le matériel de terrain et les logiciels qui ont été utilisés dans le cadre de ce travail. Il présente également les différents modes d'acquisition de ces données ainsi que leurs sources.

3.1 Données

Il s'agit des données techniques de forages et des fiches d'essais de pompage, des données piézométriques, des images satellitaires, des données cartographiques des données hydroclimatiques et des données hydrodynamiques de la zone variablement saturée.

3.1.1 Données images satellitaires

Les images satellitaires utilisées sont les images Radar du système SAR (Synthetic Aperture Radar) du satellite Sentinel-1 en bande C et d'une longueur d'onde de 5,6 cm. L'étude du bassin versant a nécessité deux scènes images acquises selon une fauchée de 250 km en format GRD (Ground Range Detected). Le mode d'acquisition de ces images est IW1 (Interferometric Wide swath). Ces images ont une résolution spatiale de 10 m et ont été téléchargées sur le site <https://vertex.daac.asf.alaska.edu>. Elles ont une polarisation VH. VV. Elles ont été acquises les 18 et 21/02/ 2018. Cette période de l'année correspond à la grande saison sèche sur le bassin versant. Le STRM (Shuttle Radar Topographic Mission) de résolution 30 m a été utilisé pour extraire le MNA de la zone d'étude et le réseau hydrographique.

3.1.2 Données cartographiques

Au cours de cette étude, deux cartes géologiques couvrant la zone d'étude et la carte photogéologique de la Côte d'Ivoire pour la validation de la carte linéamentaire ont été utilisées. Il s'agit des cartes géologiques établies à l'échelle 1/200 000 pour les degrés carrés de Daloa et de Séguéla et provenant des travaux de Delor *et al.* (1995) et de la carte photogéologique issue des travaux de (Biémi, 1992).

3.1.3 Données techniques de forages

Les fiches techniques des forages ont été recueillies lors de nos missions auprès de la Direction territoriale de l'hydraulique humaine (DHH), sise à Daloa (Chef-lieu de la région du Haut Sassandra). Pour l'analyse des données, on se limitera de préférence aux forages où l'on a les données complètes. A cet effet, 159 forages ont été utilisés. Les données recueillies pour chaque forage sont : la nature de l'ouvrage (forage ou puits), les coordonnées géographiques, l'altitude du sol (cote par rapport au niveau de la mer) à la tête du forage, la profondeur totale (Pt),

l'épaisseur de l'horizon d'altérites (Na), l'épaisseur de socle traversée (Ps), le niveau statique (Ns), le débit de soufflage, la lithologie de l'encaissant, les profondeurs des arrivées d'eau, le débit air-lift, etc. La figure 24 illustre la répartition des différents forages sélectionnés pour le calcul des paramètres hydrodynamiques. Cette répartition n'est pas homogène sur l'ensemble de la zone d'étude. Ces forages captent pour la plupart les eaux des réservoirs fissurés du socle sain. Sur les 159 forages seulement 123 disposent de fiches d'essais de pompage (Annexe 1). Ces essais de pompage sont de longue ou de courte durée (4h à 72h) avec au moins deux heures (2 h) de remontée.

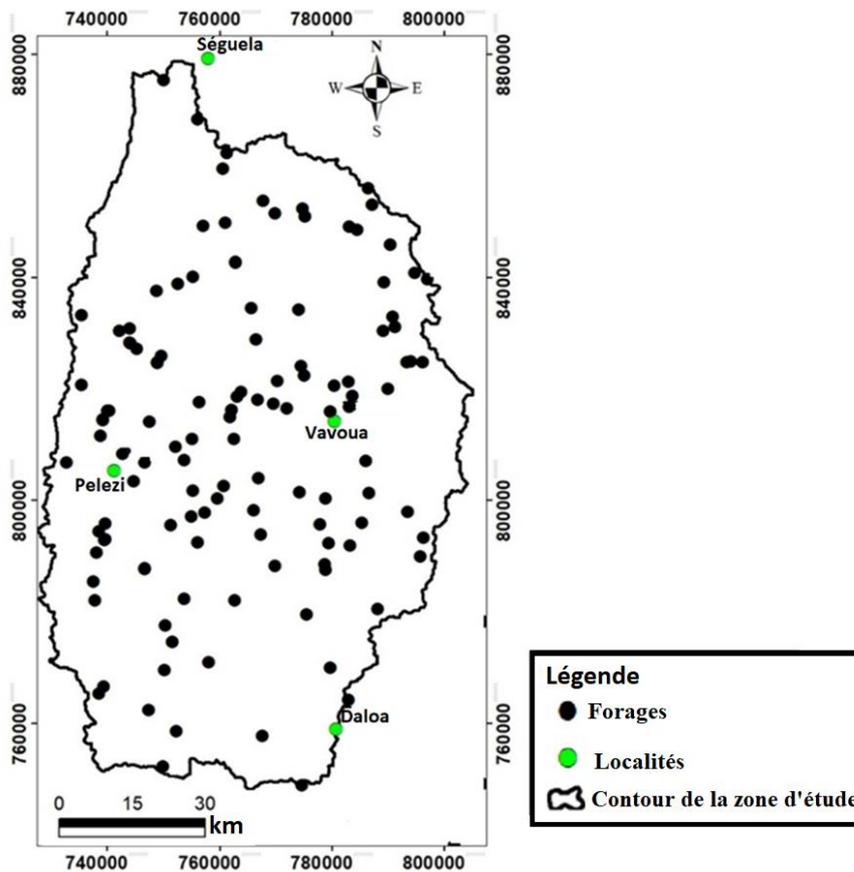


Figure 24 : Carte de répartition des 123 forages sélectionnés pour le calcul des paramètres hydrodynamiques

3.1.4 Classification des paramètres de forage

La classification selon le Comité Inter-Etat d'Hydraulique (C.I.E.H, 1985) a été adoptée pour classer les données de forages (Tableau I).

Tableau I : Classification des paramètres de forages

Classes	Très faible	Faible	Moyenne	Forte	Très forte
Débit (m ³ /h)	0-1	1-2	2-4	4-10	10-40
Epaisseur d'altération (m)	0-10	10-15	15-25	25-40	40-70

3.1.5 Données hydroclimatiques

Les données climatologiques proviennent principalement des stations de Daloa et de Zuénoula. En effet, dans notre étude, la seule station qui a des données complètes et à jour est la station synoptique de Daloa. Les données de la station de Zuenoula (ville située à 75 km de Daloa) ont été utilisées pour compléter notre chronique de données. Ces deux régions sont dans la même zone climatique et par conséquent, présentent des températures similaires. Elles ont été mises à notre disposition par la Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique (SODEXAM). Les données obtenues comprennent les valeurs des précipitations (en mm), de la température (en °C) et de l'humidité (en %). Elles ont été utilisées pour la description des caractéristiques du climat du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Les données de débits à la station de Nibéhibé, au pas de temps mensuel de 2018 et 2020 ont été fournies par la Direction des Normes, Réglementation et de la Qualité (DNRQ). Celles de Sikaboutou ont été collectées lors de la réalisation de cette étude.

3.1.6 Données hydrodynamiques de la zone variablement saturée

L'équation de Richards qui permet de décrire le transport de l'eau dans le sol et dans la nappe nécessite la formulation de deux fonctions mathématiques $K(\theta)$ et $h(\theta)$. Ces fonctions représentent respectivement la conductivité hydraulique, et la charge de pression, en fonction de la teneur en eau volumique (θ). Mis à part les paramètres hydrodynamiques qui interviennent dans ces deux fonctions $h(\theta)$ et $K(\theta)$, deux types d'informations sont nécessaires pour étudier les mouvements d'eau dans le sol : la quantité d'eau dans le sol et son état énergétique. Ces informations correspondent respectivement à la teneur en eau du sol et à la pression de l'eau dans le sol (Lehmann, 1996). A cette fin, l'étude de 1 323 sols correspondant à plus de 5 353 horizons réalisés par Rawls *et al.* (1982), a servi pour déterminer les paramètres qui interviennent dans les modèles de Brooks & Corey (1964) et de Mualem-Van Genuchten. Les valeurs moyennes des paramètres pour les classes granulométriques de la classification de l'U.S.D.A. sont données dans le tableau II.

Tableau II : Valeurs moyennes des paramètres du modèle de Van Genuchten (Carsel & Parrish, 1988)

Formations géologiques	K (cm/h)	$\theta_m[-]$	$\theta_r[-]$	n	α
Sable	29,70	0,43	0,045	0,145	2,68
Sable limoneux	14,59	0,41	0,057	0,124	2,28
Limon sableux	4,42	0,41	0,065	0,075	1,89
Limon Argileux sableux	1,31	0,39	0,100	0,059	1,48
Limon	1,04	0,43	0,078	0,036	1,56
Limon silteux	0,45	0,45	0,067	0,020	1,41
Limon argileux	0,26	0,41	0,095	0,019	1,31
Silt	0,25	0,46	0,034	0,016	1,37
Argiles	0,20	0,38	0,068	0,008	1,09
Argiles sableuses	0,12	0,38	0,100	0,027	1,23
Limon argileux silteux	0,07	0,43	0,089	0,10	1,23
Argiles limoneuses	0,02	0,36	0,070	0,005	1,09

K : Conductivité hydraulique, θ_m : Teneur en eau maximale, θ_r : Teneur en eau résiduelle, α et n : paramètres de van Genuchten

3.2 Matériel

3.2.1 Matériel de terrain

3.2.1.1 Matériel d'acquisition de données hydrogéologiques

Le comportement de l'eau dans un aquifère est décrit à travers un réseau de piézomètres. Ne disposant pas de piézomètres dans notre zone, ce suivi a été fait dans des forages dont la plupart ont leur pompe en panne (Figure 25). Ainsi, le matériel utilisé est essentiellement composé d'un décamètre déroulant de 100 m pour la mesure des margelles, d'un appareil photo numérique pour les prises de vues, d'un GPS différentiel, d'une boussole pour l'orientation sur le terrain et d'une sonde piézométrique. Il s'agit d'une sonde piézométrique lumineuse et sonore qui a permis de faire la mesure des différentes profondeurs de la nappe au niveau de chaque ouvrage. Dans cette étude, un réseau constitué de 54 forages et puits (Figure 26) ont permis de collecter l'ensemble des données piézométriques de 2018 à 2020.



Figure 25 : Prise de niveau d'eau dans un forage dont la pompe est non fonctionnel à Pélezi

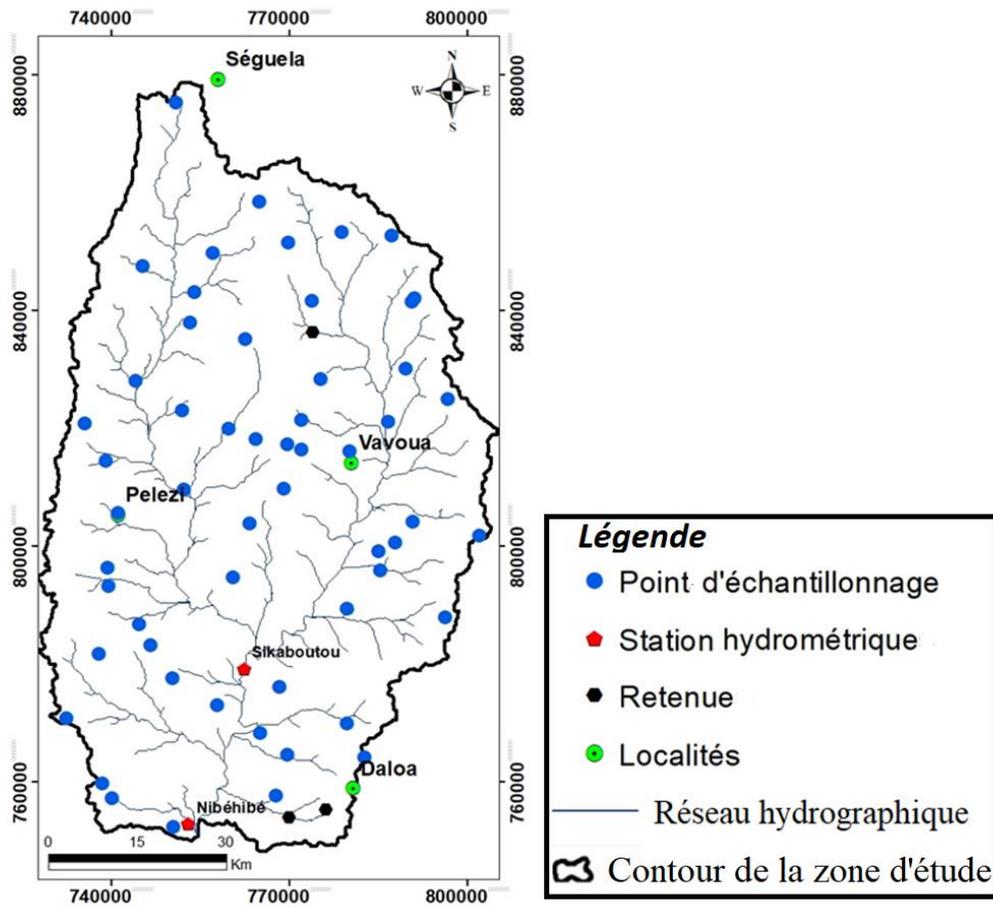


Figure 26 : Carte de répartition des 54 points d'eau utilisés pour collecter les données piézométriques sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Le GPS (Global Positioning System) a servi à déterminer la longitude, la latitude et l'altitude des points de mesure. Il utilise la triangulation pour se localiser. Celui utilisé dans cette étude, Leica R 1200 plus est composé d'un récepteur bi-fréquence GPS Smart Track avec la

technologie GNSS, associés à une antenne Standard Smart Track AX 1201. Ces éléments sont alimentés par une batterie externe (Figure 27).



Figure 27 : GPS différentiel

3.2.1.2 Matériel de collecte de données géophysiques

La collecte des données géophysiques sur le terrain s'est faite avec le matériel suivant (Figure 28) :

- **un résistivimètre "Syscal pro"** : permet de collecter les différentes données géoélectriques et se présente sous la forme d'un boîtier contenant une batterie de 12 V incorporée ;
- **une batterie externe** : permet d'alimenter le résistivimètre en énergie lors de la réalisation des mesures ;
- **des massettes** : utilisées pour l'implantation des électrodes dans le sol ;
- **une boussole** : utilisée pour relever la direction des profils ;
- **des rubans métriques** : au nombre de 100 m chacun, permettent de mesurer les longueurs des différents layons, le pas de mesure entre les électrodes et l'espacement entre les layons ;
- **des machettes** : utilisées pour tracer les différents layons ;
- **des bobines émettrices de courant et réceptrices de potentiel** : au nombre de 6 dont deux bobines de 120 m, deux Bobines de 500 m et deux bobines de 200 m permettent de mesurer la différence de potentielle (ddp) ou d'envoyer le courant dans le sous-sol ;
- **des électrodes en acier** : au nombre de 98, permettent le contact entre le sol et la bobine ;
- **un GPS MAP 64st** : permet la géolocalisation précise des points de mesure de résistivité apparente ;

- des fils de jonction : permettent de relier les électrodes à la bobine.



Figure 28 : Matériel de prospection géophysique

A : Bobine de 500 m ; B : Bobine de 200 m ; C : Resistivimètre ; D : Batterie externe ; E : Massettes ; F : Boussole ; G : Bobine de 120 m ; H : Ruban métrique ; I : électrodes pour l'imagerie ; J : Electrodes pour traînées et sondages ; K : Câbles de connexion ; L : Machettes ; M : Appareil photo numérique ; N : GPS.

3.2.2 Outils de traitement de données

Plusieurs logiciels ont été utilisés au cours de cette étude. Les travaux de prétraitements et de traitements des images Radar ayant abouti à l'établissement des linéaments détaillés et majeurs ont été exécutés à partir du logiciel SNAP. L'analyse de l'aquifère de fissures et la

compréhension de son fonctionnement hydrodynamique nécessitent l'utilisation de plusieurs logiciels. Ce sont : **ArcGis, Linwin, Leica Geo Office (LGO), Aqtesolv, Surfer, Res2Dinv, Ipi2win et Feflow**

La carte de fracturation générée sous ArcGis est utilisée par le logiciel Linwin pour le prétraitement de la carte de fracturation en vue de calculer les paramètres (les longueurs de fractures et la densité de fracturation) nécessaires à la réalisation des analyses statistiques. Au laboratoire, le transfert des données du GPSD sur PC portable a été assuré par le logiciel Leica Geo Office (LGO).

- ArcGis permet de faire des grilles de la carte de fracturation et permet ainsi de générer automatiquement sa table attributaire contenant la longueur et les coordonnées des extrémités des différentes fractures. Cette table attributaire permet de calculer l'orientation de chaque fracture. Ce logiciel de cartographie a aussi permis de réaliser les différentes cartes thématiques.
- Aqtesolv permet de calculer les paramètres hydrodynamiques du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ;
- Surfer est utilisé pour l'interpolation des données de traîné électrique ;
- Ipi2win est utilisé pour l'interprétation des données de sondage ;
- Res2Dinv permet de faire l'inversion des données de Tomographie de résistivité électrique (TRE) ;
- Feflow (Finite Element Flow) est un logiciel de modélisation hydrogéologique qui a servi à réaliser les modèles d'écoulement et de transfert des polluants dans l'aquifère du sous-bassin versant de la Dé.

Conclusion partielle

La collecte des données de terrain s'est faite à partir de plusieurs matériels. Les données collectées ont fait l'objet de traitement à partir de plusieurs logiciels et permettent de transformer les différentes informations recueillies en des données utiles pour cette étude. Ces données ont fait l'objet de plusieurs traitements en utilisant différentes méthodes qu'il convient de présenter 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 du système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ; ii) l'estimation de la recharge des aquifères du bassin versant de la Lobo Nibéhibé; iii) l'élaboration d'un modèle d'écoulement et de transfert de polluant dans les eaux souterraines.

4.1 Caractérisation du système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo

4.1.1 Cartographie structurale par la télédétection

La cartographie structurale débute par la cartographie des linéaments. Le terme linéament désigne toute structure linéaire perceptible dans la topographie (Hobbs, 1904 ; O'leary *et al.*, 1976). Celui-ci peut indiquer la variation de la résistance des roches ou la présence d'une fracture (Scanvic, 1993). La cartographie des linéaments peut se faire par analyse des cartes topographiques, des réseaux hydrographiques ou par interprétation des photographies aériennes (Yaméogo, 2008 ; Ouattara *et al.*, 2021) et des images satellitaires (Mangoua *et al.*, 2019 ; Tagnon *et al.*, 2020). Dans le cadre de cette étude, les images radar sentinel 1A ont été choisies pour la cartographie des linéaments. Selon Adiri *et al.* (2017) ces images de par leurs résolutions donneraient de meilleurs résultats par rapport aux images optiques.

4.1.1.1 Processus d'exploitation des images Sentinel 1A pour la cartographie des linéaments

Les images disponibles sur la zone d'étude ont fait l'objet de plusieurs prétraitements (traitements préliminaires). Les prétraitements des données radar concernent la calibration, le filtrage et le référencement géographique de ces différentes données. Pour l'exploitation des données radar, plusieurs prétraitements ont été réalisés.

✓ Prétraitement des images radar

Les images radars comportent un bruit appelé chatoiement, qui correspond à un fort bruit multiplicatif provenant d'un nombre élevé d'interférences de répartition spatiale désordonnées des réponses de très nombreuses micro-cibles (Lee *et al.*, 1994). Sa présence dans une image dégrade la résolution radiométrique, réduisant ainsi la possibilité de discriminer les différentes structures. Le prétraitement des images radar a consisté à effectuer toutes les opérations indispensables qui précèdent l'analyse principale et l'extraction des informations.

✓ **Calibration des scènes**

La calibration consiste à transformer le compte numérique (CN) de l'image d'amplitude en coefficient de radiodiffusion radar (σ^0) encore appelé sigma 0. Pour faciliter la comparaison des images et les analyses multi-temporelles, il est indispensable de normaliser l'intensité du signal rétrodiffusé. Cette normalisation est réalisée par une calibration radiométrique des images qui consiste à calculer à partir du signal rétrodiffusé, une grandeur sans dimension appelée le coefficient de rétrodiffusion σ^0 (Holah, 2005). Le coefficient de rétrodiffusion d'une surface est une valeur liée au rapport entre l'énergie renvoyée et l'énergie incidente. Il représente sa signature spectrale radar (Curlander & McDonough, 1991). Le coefficient de rétrodiffusion naturel est exprimé sur une échelle linéaire (sans unité) et est donné par l'équation 56.

$$\sigma^0(\theta) = \frac{DN^2 \sin\theta}{K} \quad (\text{Eq. 56})$$

où DN est la valeur numérique de chaque pixel (Digital Number). K est la constante de calibration qui dépend de l'angle d'incidence et du mode de polarisation. Compte tenu de sa grande dynamique, il est d'usage d'exprimer le coefficient de rétrodiffusion sur une échelle logarithmique (décibel (dB)). Il s'exprime de la manière suivante (équation 57) :

$$\sigma^0 (dB) = 10 * \log_{10} (\sigma^0) \quad (\text{Eq.57})$$

Les comptes numériques des images radar enregistrent l'amplitude du signal rétrodiffusé. A chaque pixel, l'amplitude est convertie en coefficient de rétrodiffusion (σ^0) (Rosenqvist *et al.*, 2007).

✓ **Orthorectification et mosaïque des scènes SAR/ Sentinel 1A**

La distorsion dans les scènes radar due aux variations topographiques du terrain imagé et l'inclinaison des capteurs du satellite sont corrigées par le processus d'orthorectification à partir de la méthode « Range Doppler Terrain-correction ». Cette technique utilise le MNT pour la correction du terrain. De la géométrie image, on passe à la géométrie planimétrique UTM (zone 29 Nord) sur la base de l'ellipsoïde WGS 84. Les deux scènes acquises ont été regroupées en une seule image. A partir de la mosaïque des deux scènes SAR/ Sentinel 1A est extraite la zone d'étude.

✓ **Filtrage des chatoiements**

Les filtres utilisés pour la suppression des chatoiements sont proposés par (Frost *et al.*, 1982, Lee *et al.*, 1994, Lopéze *et al.*, 1990). L'intérêt de ces filtres réside dans leur capacité à réduire les chatoiements dans les zones homogènes et hétérogènes et à conserver aussi bien la résolution spatiale que les niveaux de réflectivité des cibles ou des structures hétérogènes isolées (Frost *et al.*, 1982). Pour la suppression des chatoiements, les filtres adaptatifs de Frost, Lee et Median ont été utilisés avec une fenêtre de taille respective de 7x7, 5X5 et 5X5.

✓ **Extraction des linéaments**

En utilisant, d'une part, les images issues des traitements effectués, notamment des techniques d'amélioration du contraste et de filtrage, et d'autre part, les critères définissant les discontinuités-images, la cartographie de toutes les structures linéaires visibles a été effectuée. Auparavant, nous avons procédé à la vectorisation des linéarités que sont les routes, les zones défrichées et les réseaux électriques dans le but de les ignorer lors de l'extraction manuelle des linéaments.

4.1.1.2 Validation de la carte des linéaments avec les forages à gros débits

La phase de contrôle et de validation des linéaments extraits à partir du traitement numérique des images satellitaires est nécessaire pour préciser leur signification structurale (Tagnon *et al.*, 2020). Les linéaments identifiés à partir des images Radar ont fait l'objet d'une analyse fréquentielle permettant de faire ressortir les directions principales. En effet, l'orientation des fractures constitue l'un des paramètres essentiels intervenant dans l'écoulement des eaux souterraines en milieu de socle. Selon leur orientation, les fractures peuvent favoriser ou faciliter le drainage des eaux souterraines. Pour la validation de la carte linéamentaire de notre zone, une comparaison de la direction des linéaments obtenus a été faite avec celle des accidents majeurs identifiés par Biémi (1992) qui a réalisé une carte de fracturation de toute la Côte d'Ivoire. Ensuite, la carte des linéaments majeurs a été superposée à celle des forages productifs ($Q \geq 5 \text{ m}^3/\text{h}$). Selon Jourda *et al.* (2006) ; Tagnon *et al.* (2020), les forages les plus productifs sont situés sur ou à proximité des accidents majeurs et peuvent donc être un outil essentiel à la validation des linéaments. Enfin, des mesures géophysiques ont permis de valider certains linéaments sur le bassin versant. Dans le cadre de cette étude, ce sont les trainés, les sondages et la Tomographie de résistivité électriques (TRE) qui permettent d'identifier les horizons aquifères en milieu de socle fracturé.

4.1.1.3 Validation de la carte linéamentaire par les structures géologiques existantes

L'étape de la validation des structures géologiques relevées à la suite des divers traitements qui ont précédé, revient à mettre en conformité certaines discontinuités hydrostructurales avec celles des travaux antérieurs. Une comparaison des résultats de la géologie structurale obtenue à partir de l'exploitation des images de télédétection du bassin versant de la Lobo est faite avec ceux des travaux antérieurs de la photogéologie (Biémi, 1992). Il s'agit de notifier les concordances des structures et les contours des différentes formations lithologiques observées. La correspondance des éléments observés à ceux antérieurement identifiés tient compte de la nature des structures, de la taille et de leur orientation. L'organigramme de la figure 29 résume la méthodologie de traitement des images radar pour la réalisation de la carte linéamentaire.

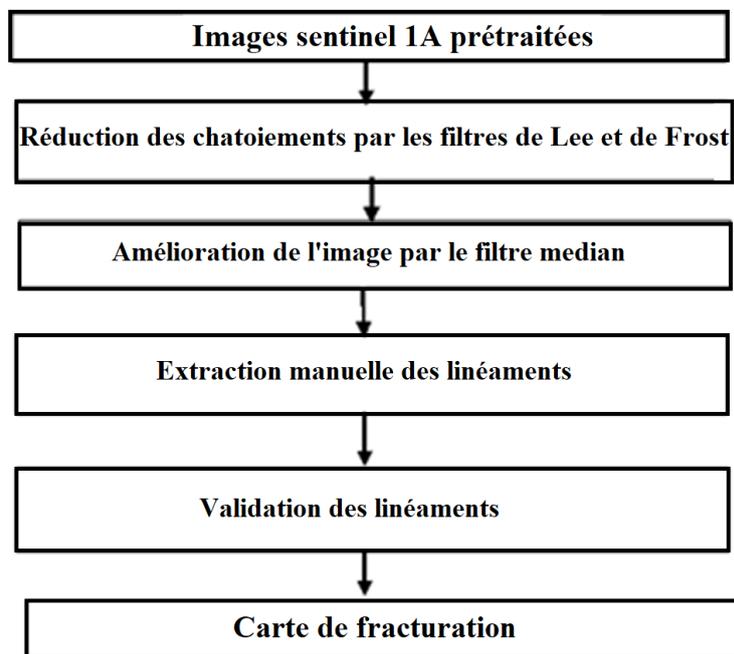


Figure 29 : Processus de cartographie des linéaments à partir des images radar (radar/Sentinelle 1A)

4.1.1.4 Analyse statistique de la fracturation

Le traitement statistique du champ de fracturation du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a pour but de construire la rosace directionnelle et la carte de densité de fracturation. L'approche adoptée dans cette étude consiste à discrétiser le champ de fracturation en mailles en considérant la Surface Élémentaire Représentative (SER) de la fracturation. Dans chaque maille, il est déterminé le nombre total et la longueur de chaque fracture. L'intérêt de cette carte est de mettre en évidence la variabilité spatiale de l'intensité de la fracturation à petite échelle d'investigation. Dans cette étude, la méthode d'évaluation de la densité des linéaments utilisés, a été développée par (Kim *et al.*, 2004). Dans cette étude, un maillage circulaire a été adopté. Ainsi, chaque point

est le centre d'un cercle de rayon r correspondant à l'équidistance entre ces points. Selon Kim *et al.* (2004), le maillage rectangulaire introduit des biais dans la carte de densité des linéaments tandis que le maillage circulaire réduit les biais, en particulier ceux liés à l'orientation des linéaments. Un rayon r de 2 km a été utilisé pour réaliser l'étude parce que cette valeur permet un bon raffinement du maillage (Figure 30) (Tagnon *et al.*, 2020).

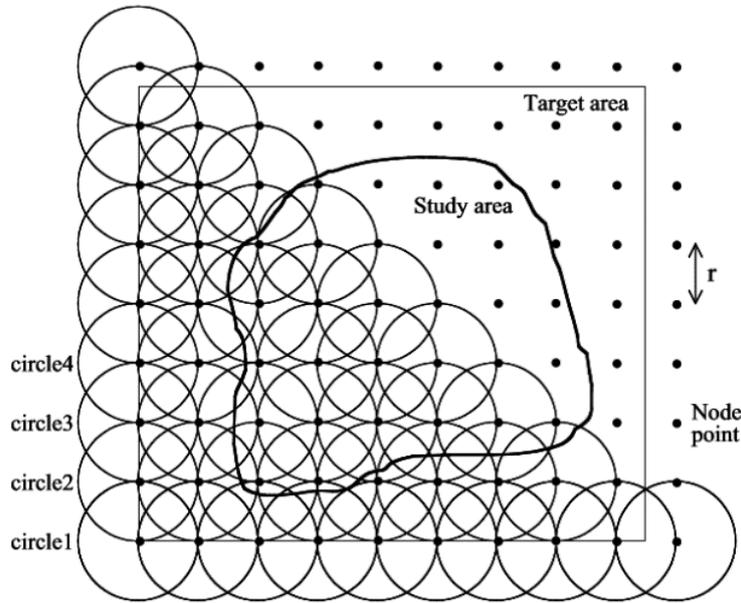


Figure 30 : Disposition des nœuds carrés et des cercles connexes avec le rayon r et l'intervalle r (Kim *et al.*, 2004)

4.1.2 Structure et géométrie du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

La reconstitution de la configuration géométrique des systèmes aquifères représente une étape majeure dans la compréhension de leur fonctionnement hydrogéologique (Soro *et al.*, 2017 ; Wyns, 2020a ; Lassachagne *et al.*, 2021). La géométrie permet de définir l'aquifère comme un espace fini, limité à la base par le substratum et latéralement par les conditions aux limites géologiques (failles, passages latéraux de faciès, etc.) et hydrodynamiques (flux et potentiels) (Dewandel *et al.*, 2017a ; Amaya *et al.*, 2019). L'approche méthodologique appliquée lors de cette étude a consisté tout d'abord à analyser la lithologie du substratum rocheux, afin de déterminer le type et l'épaisseur des différentes couches du profil d'altération de la roche mère. Des valeurs de résistivités électriques sont ensuite déterminées pour chaque couche du profil d'altération. Celles-ci dérivent des résistivités électriques obtenues lors des travaux de terrain. Les cuttings des forages réalisés ont été utilisés pour affiner la lithologie de la zone d'étude. Enfin, des sections 2D de tomographie à résistivité électrique (TRE) sont réalisées et classées en termes géologiques sur la base des gammes de résistivités du profil d'altération dérivées des sondages électriques.

4.1.2.1 Description du profil d'altération à l'échelle du forage

A l'échelle du bassin versant, les investigations géologiques durant les différentes campagnes de terrain ont consisté dans un premier temps à analyser le substratum granitique ainsi que les profils d'altération (lorsqu'ils étaient visibles) à l'affleurement. Dans un second temps, l'investigation géologique a consisté à interpréter 133 lithologs issus de différents forages répartis sur l'ensemble de la zone d'étude. L'interprétation de ceux-ci a pu être améliorée grâce à certaines données de forage (vitesse d'avancement et changement d'outil de foration lors du fonçage, analyse des cuttings) (Figure 31).



Figure 31 : Réalisation d'un forage à Daloa. a) Fonçage dans la roche saine et b) dépôts des cuttings à chaque mètre de l'avancement du forage

A partir de ces informations obtenues sur l'ensemble du bassin versant de la Lobo, un modèle 1D a été réalisé.

4.1.2.2 Méthodologie de prospection géophysique

L'objectif visé par ces investigations est d'une part de rechercher des zones conductrices, favorables à l'implantation de forage productif et d'autre part d'élaborer un modèle de couche du système aquifère. Les sites prospectés dans cette partie ont été sélectionnés après un travail préparatoire. D'abord, une campagne de collecte de logs de forage suivie d'une analyse des photographies aériennes et de la carte de fracturation de la zone a été réalisée. Ensuite, des visites de terrain ont été organisées pour avoir une idée de la géomorphologie, du profil d'altération (lorsqu'il était visible) et l'état des forages existants. Enfin, des levés géophysiques par les méthodes de résistivités électriques ont également été réalisés. Les techniques mises en œuvre dans cette étude sont les traînés, les sondages et les panneaux électriques ou tomographies de résistivités électriques (TRE). Au total, ces études se sont déroulées sur 4 sites

choisis d'une part sur la base des travaux de Kamenan (2021) qui ont permis d'identifier les potentialités en eau souterraine du bassin versant de la Lobo et d'autre part en fonction de leur proximité à la localité de Daloa, principale ville de cette zone (Figure 32).

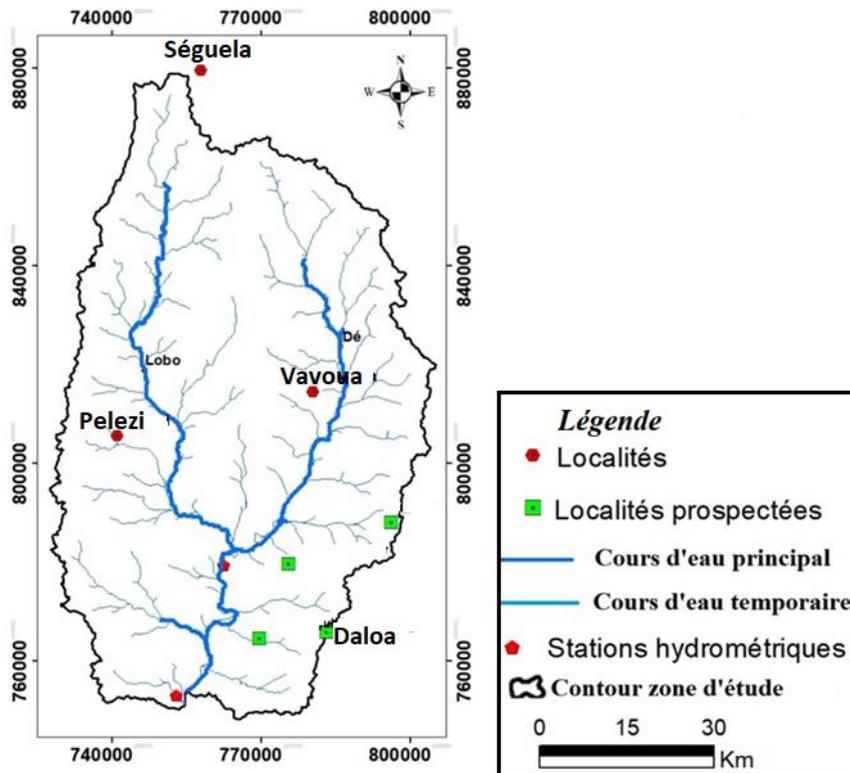


Figure 32 : Situation géographique des localités prospectées

✓ **Collecte et traitement des données 1D**

Dans cette étude, les traînés électriques simples, parallèles et perpendiculaires ont été utilisés pour d'une part contrôler la continuité latérale des couches et d'autre part identifier des anomalies conductrices (Massing *et al.*, 2017 ; Bakkali & Bouyalaoui, 2005). Le prolongement de ces anomalies au niveau des profils parallèles, permet de déterminer leur extension. Les traînés électriques simples et parallèles ont été réalisés. Les dispositifs Schlumberger et gradient rectangle avec les caractéristiques géométriques respectives de $AB/2 = 200$ m, $AB/3=300$ m et $MN = 20$ m avec un pas de mesure de 10 m ont été utilisés pour la réalisation des traînés simples et parallèles. Au total, 15 profils électriques ont été réalisés.

Les sondages électriques avec le dispositif Schlumberger ont été réalisés aux endroits des anomalies conductrices identifiées (Douagui *et al.*, 2019). Ceci afin de déterminer l'épaisseur et la résistivité des couches composites du système aquifère et identifier des fractures en profondeur. Les valeurs de résistivités apparentes (ρ_a) obtenues à partir des sondages

électriques, sont estimées par l'équation 58. Dans cette étude, 66 sondages électriques ont été réalisés avec une distance $AB/2 = 150$ m et un pas de mesure compris entre 1 et 150 m.

$$\rho_a = \pi \frac{[(AB/2)^2 - (MN/2)^2] V}{MN I} \quad (\text{Eq. 58})$$

où ρ_a est la résistivité apparente, V et I sont respectivement la différence de potentiel mesurée entre les électrodes de courant (volts) et l'intensité du courant appliqué (milliampère). AB représente la distance entre les électrodes d'injection en mètre et MN est la distance entre les électrodes de potentiel (mètre). Les données de traîné et de sondages électriques obtenues sur le terrain ont été représentées sur des graphiques semi-logarithmiques et au laboratoire une interprétation plus poussée des données a été effectuée.

✓ Cartes de résistivités apparentes

Les cartes de résistivités apparentes sont des cartes d'isovaleurs de résistivités. Ces cartes sont établies à partir de plusieurs profils de résistivités apparentes. Elles correspondent à une distribution de résistivités apparentes dans une tranche de terrain de profondeur constante (Chapellier, 2001). Autrement dit, elles rendent compte de la variation latérale des résistivités. Ces cartes présentent l'avantage de permettre une exploitation continue des sites d'étude au niveau local (Michot *et al.*, 1997). Elles sont très utiles dans les études de reconnaissance ayant pour but de mettre en évidence des zones anormales. Leur utilité est aussi évidente quand il s'agit de localiser des zones de fractures ayant des intérêts hydrogéologiques. Ces cartes sont établies à l'aide du logiciel Surfer. En effet, à chaque coordonnée géographique des stations de mesure, on affecte la valeur de résistivité apparente correspondante. Ceci permet d'obtenir une carte d'isovaleurs de résistivités d'une zone donnée.

✓ Description du profil d'altération en 2D

La description du profil d'altération du bassin versant de la Lobo est faite essentiellement à partir de TRE. Elle permet d'obtenir un modèle de la résistivité en 2D du sous-sol où la répartition de la résistivité varie verticalement et horizontalement le long du profil (Ibraheem *et al.*, 2021).

- Acquisition des données TRE

Le but de la tomographie est d'imager des propriétés d'un milieu à partir de séries de mesures effectuées autour et à l'intérieur de celui-ci (Kumari *et al.*, 2021). La tomographie de résistivité électrique (TRE) encore appelée « panneau électrique » permet de faire des mesures de

résistivités du sol selon un plan vertical (2D) ou dans un volume de sol (3D). Elle consiste à mettre en œuvre un très grand nombre de quadripôles de dimensions et de positions différentes le long d'un ou de plusieurs profils (Figure 33).

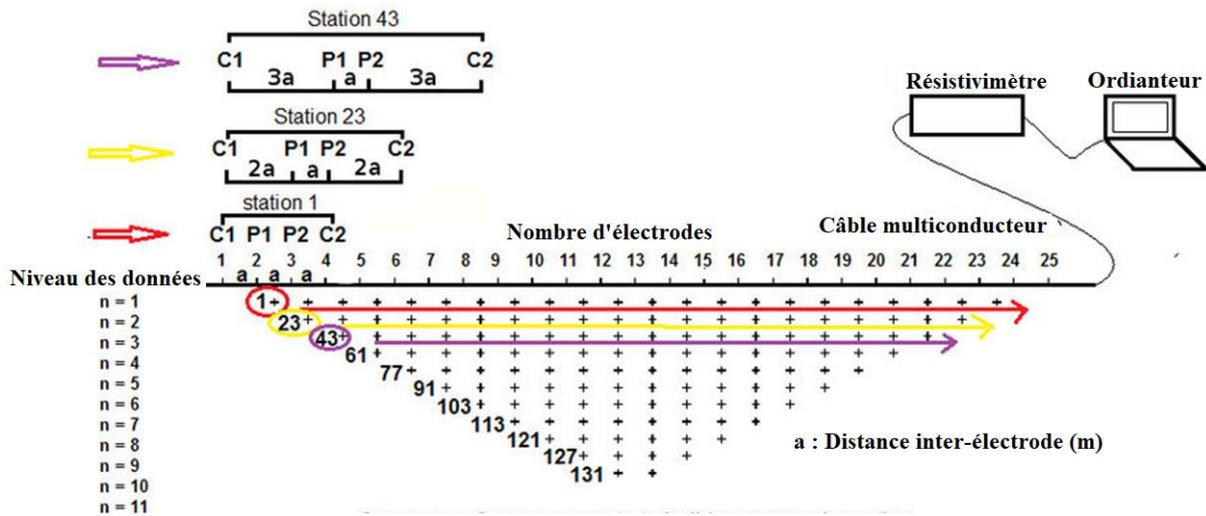


Figure 33 : Séquence de mesures pour construire une pseudo-section (Geotomo, 2002)

Diverses géométries de collecte de données existent pour l'imagerie de résistivité 2D et doivent être choisies en fonction des objectifs. Les techniques de Wenner, Schlumberger, pôle-pôle, dipôle-dipôle et pôle-dipôle sont les plus couramment utilisées (Gao *et al.*, 2018). La dernière configuration a été efficacement utilisée par Gao *et al.* (2018) pour la différenciation des structures géologiques complexes dans de nombreuses études. Ainsi, le dispositif pôle-dipôle a été utilisé dans la présente étude parce qu'il a une force de signal significativement plus élevée pour obtenir une haute résolution des données TRE, a une plus grande sensibilité verticale et est moins affecté par l'électrode placée à l'infini (Bernard *et al.*, 2006 ; Szalai *et al.*, 2011). Cette technique de résistivité multi-électrodes utilise des câbles multiconducteurs avec des électrodes branchées dans le sol avec un espacement fixe. La différence de potentiel électrique créée par un courant électrique traversant le matériau terrestre via les conducteurs est mesurée. Ceci permet de calculer la résistance du matériau. Les différentes combinaisons de paires d'électrodes de courant (A, B) et de potentiel (M, N) construisent la section mixte de sondage et de traîné électrique. La profondeur maximale d'investigation dépend de la longueur du câble, du nombre d'électrodes et du type de configuration utilisé. Les variations de résistivité en fonction de la profondeur aident à la construction d'une section géoélectrique 2D du sous-sol. Les levés ont été réalisés avec un espacement unitaire des électrodes de 5 m maximum et une longueur de profil comprise entre 240 et 480 m, avec une électrode placée à l'infini. Pour les

mesures 2D sur le terrain, le résistivimètre Syscal Pro de la société Iris instrument a été utilisé (Figure 34).



Figure 34 : Réalisation d'un panneau électrique à Daloa

Ce sont au total six (06) sections de profils TRE qui ont été réalisées. Dans un souci de recouper le maximum de structures linéamentaires préalablement identifiées, différentes directions ont été choisies pour la réalisation des mesures sur le terrain. Ceci a permis de valider les linéaments qui seraient la représentation surfacique des fractures du substratum. Ces mesures ont été aussi effectuées à proximité des forages. L'intérêt de faire passer les sections de mesure à proximité de ces forages réside dans le fait que les lithologs issus de ces forages serviront de référence pour apprécier la réalité géologique des modèles de profils d'altération issus de l'inversion des résistivités apparentes et ainsi d'aider à la validation des modèles géologiques obtenus (Soro, 2017).

- **Prétraitements et traitements des données TRE**

- **Prétraitements des données**

Lorsque les données sont acquises, elles sont soumises d'abord à des prétraitements qui permettent une présentation graphique et numérique.

- **Filtrage de données et élimination des valeurs aberrantes**

Les données brutes de résistivités électriques obtenues subissent un prétraitement avec le programme Prosys II afin de faciliter le traitement de ces données. Une fois le filtrage terminé, si ces données contiennent certaines valeurs aberrantes, elles sont aussi éliminées (Bobatchev, 2003).

- **Traitements des données : inversion et classification**

A la suite des prétraitements, le traitement proprement dit des données a été effectué. Il comprend les phases d'inversion des données et de classification. L'inversion des données de résistivité apparente permet la reconstruction de la distribution interprétée aussi proche que possible de la distribution « réelle » de la résistivité dans le sous-sol (Soro *et al.*, 2017). La technique d'ajustement des moindres carrés a été utilisée pour obtenir le meilleur ajustement du modèle de résistivité par itérations (Loke & Barker, 1996). Un certain nombre d'itérations a été effectué afin que la différence entre la réponse du modèle et les données mesurées soit minimale. Cette différence est quantifiée sous la forme d'une valeur d'erreur quadratique moyenne (RMS). Cet estimateur d'incertitude est calculé par l'équation (59). Toutefois, il faut noter qu'une valeur de RMS n'est pas impérativement la signification d'une bonne représentation de la réalité (Descloitre *et al.*, 2008 ; Mainoo *et al.*, 2019). Il faut toujours se référer à des réalités du terrain telles les coupes lithologiques des forages.

$$RMS = \sqrt{\frac{(\sum_{i=1}^n (x_{donnée,i} - x_{modèle,i})^2)}{\frac{x_{donnée,i}}{N}}} \quad (\text{Eq.59})$$

avec N représentant le nombre total des mesures

Les données TRE issues de ces différents traitements ont par la suite été utilisées pour identifier des zones à potentiels aquifères de la zone d'étude. Ces résultats ont été validés par des forages réalisés à proximité de ces profils.

4.1.3 Détermination des paramètres hydrodynamiques

Dans cette étude, la détermination des paramètres hydrodynamique a été faite, d'une part avec les données d'essais de pompage et d'autre part à partir de mesures directes de terrain.

4.1.3.1 Détermination de la porosité totale

Les échantillons de sol prélevés à l'aide d'une tarière et étiquetés (Figure 35) sur le terrain ont été transportés au laboratoire en vue d'une analyse pour la détermination de la porosité totale.



Figure 35 : Tarière de prélèvement (A), Prélèvement d'échantillon de sol (B) et étiquetage des échantillons de sol (C)

Au laboratoire, la méthode par saturation a été utilisée pour déterminer la porosité totale des 14 échantillons de sol prélevés sur terrain (Figure 36).

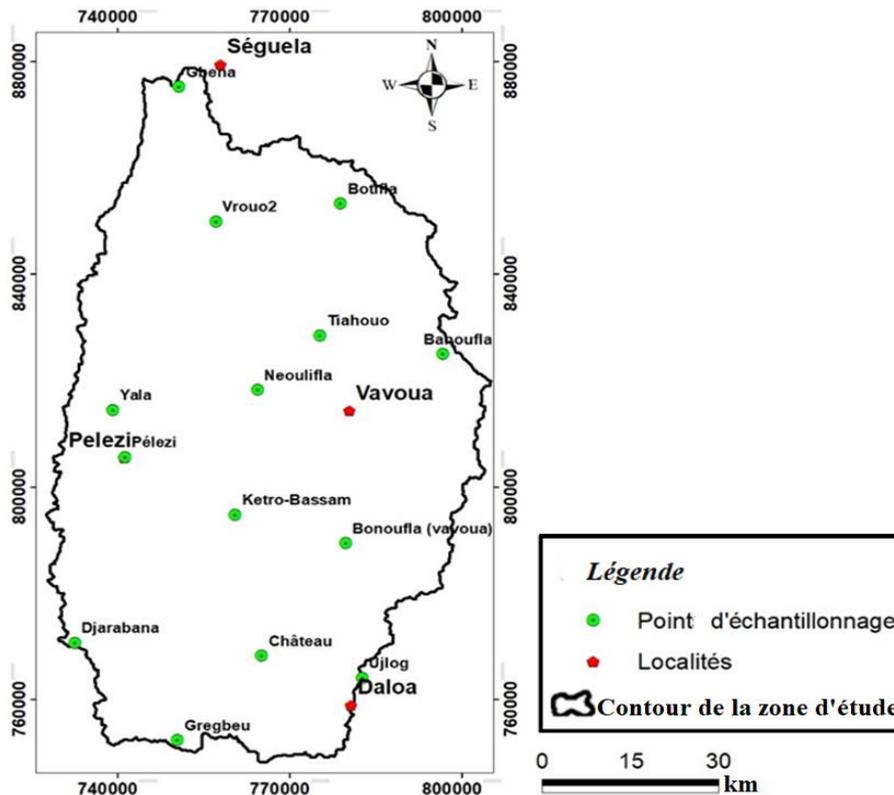


Figure 36 : Carte des points de prélèvement des échantillons de sol

4.1.3.2 Détermination du débit spécifique des ouvrages

Selon Castany (1982), le débit spécifique (Q_{sp}) d'un forage est le débit pompé (Q) rapporté au rabattement (s) dans le forage dans des conditions d'essais de forage définies. Ce paramètre qui

fait intervenir à la fois le rabattement et le débit de pompage, donne des indications tant sur les caractéristiques des forages que sur l'état de connexion entre les réseaux de fractures (Douagui *et al.*, 2019). Cette grandeur est souvent utilisée pour évaluer l'efficacité des forages. Pour l'hydrogéologue, il est primordial de connaître l'épaisseur de la zone décomprimée, car l'expérience révèle que les débits spécifiques dans le socle pourraient diminuer avec la profondeur (Sawadogo, 1984).

4.1.3.3 Détermination de la transmissivité

La transmissivité est un paramètre qui régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur de l'aquifère, sous l'effet du gradient hydraulique, incluant l'épaisseur de l'aquifère. Elle peut renseigner sur la perméabilité du milieu connaissant l'épaisseur de la couche de l'aquifère traversée. Elle est déterminée avec les données d'essais de pompage. Nous avons choisi dans cette étude, la méthode de Cooper-Jacob (1946) puisque la plupart des données disponibles sont celles des forages de pompage.

4.1.4.4 Détermination de la conductivité hydraulique de la couche d'altérite

Pour la détermination de la conductivité hydraulique de couche d'altérite, la loi de Darcy (équation 60) a été utilisée. Les données ayant servi à la détermination de ce paramètre, ont été collectées avec un infitromètre double anneaux (Figure 37) (Koffi, 2004, Kouamé, 2007).

$$Q = K \cdot S \cdot \frac{H}{L} \quad (\text{Eq. 60})$$

avec :

Q : le débit percolé en mm³/h ;

H : la charge d'eau en mm ;

L : épaisseur de la colonne de terre en mm ;

S : la surface de la section de la colonne en mm² ;

K : la conductivité hydraulique en mm/h

La loi de Darcy est appliquée à une colonne de sol saturée soumise à un écoulement unidimensionnel dans un milieu homogène et isotrope. Avec H/L qui est le gradient hydraulique. A partir de l'équation de Darcy, on obtient la conductivité hydraulique avec l'équation (61).

$$K = \frac{\pi \cdot r^2 \cdot h'}{t \cdot (2\pi \cdot r \cdot h + \pi r^2)} = \frac{r \cdot h'}{t \cdot (2h + r^2)} \quad (\text{Eq. 61})$$

avec :

r : le rayon de l'anneau central en mm ;

h' : la hauteur de la lame d'eau percolée en mm ;

t : le temps écoulé en mn ;

h : la hauteur de la colonne d'eau initiale en mm.

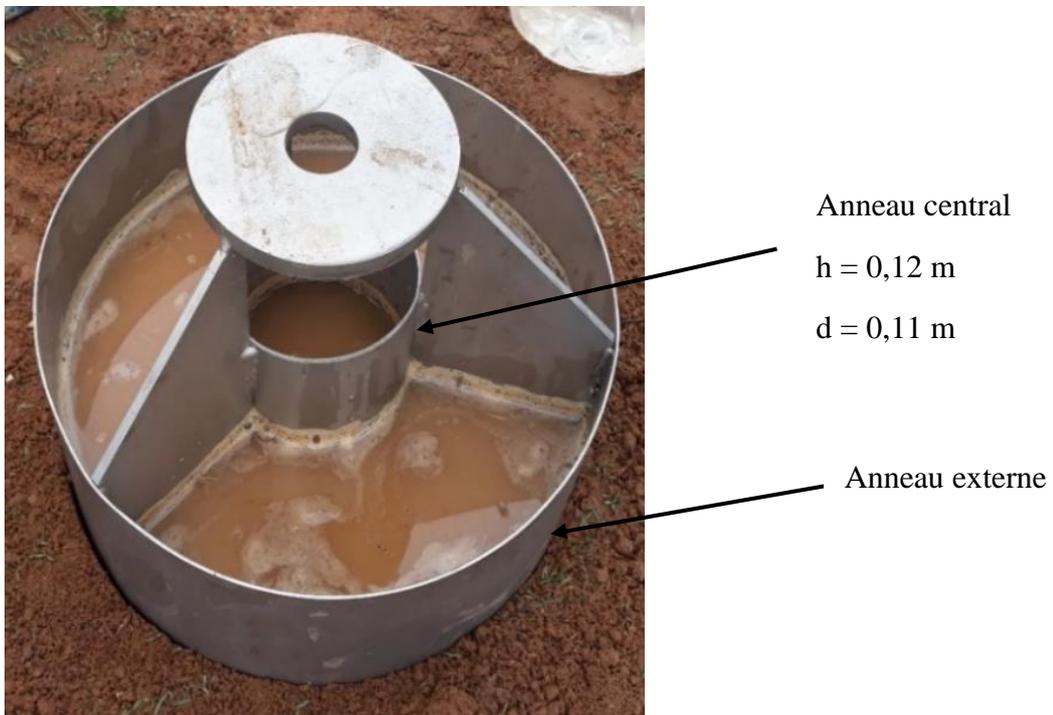


Figure 37 : Dispositif de mesure de la conductivité hydraulique de la couche superficielle
Les données ayant permis de déterminer ce paramètre sont présentées par le tableau III.

Tableau III : Récapitulatif sur les points de mesure de la conductivité hydraulique

Localités	Gregbeu	Djarabana	Château	Banoufla	
Hauteur d'eau initiale (m)	0,04	0,05	0,04	0,04	
Hauteur d'eau infiltrée (m)	0,1	0,001	0,2	0,01	
Temps d'infiltration (s)	3787	660	2282	1440	
Rayon de l'anneau central (m)	5	5	5	5	
Localités	Tiahouo	Gbena	Vrouo2	Neoulifla	UJLoG
Hauteur d'eau initiale (m)	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
Hauteur d'eau infiltrée (m)	0,1	0,1	0,2	0,04	0,006
Temps d'infiltration (s)	2460	3000	1920	2460	2248
Rayon de l'anneau central (mm)	5	5	5	5	5
Localités	Kétro-B		Pelezi		Yala
Hauteur d'eau initiale (m)	0,07		0,08		0,07
Hauteur d'eau infiltrée (m)	0,02		0,03		0,03
Temps d'infiltration (s)	2040		4800		1800
Rayon de l'anneau central (mm)	5		5		5

4.1.4.5 Détermination de la conductivité hydraulique de la couche fissurée

La propriété de conduite d'un aquifère est contrôlée par sa perméabilité ou conductivité hydraulique. Celle-ci exprime l'aptitude d'un milieu à laisser circuler un fluide sous l'effet d'un gradient de pression. Elle est généralement exprimée par le coefficient de perméabilité K de Darcy. Elle dépend des caractéristiques du milieu et du fluide. Elle a la dimension d'une vitesse. La perméabilité (équation 62) s'exprime en (LT^{-1}) ou en m/s .

$$K = \frac{T}{e} \quad (\text{Eq. 62})$$

avec T la transmissivité en m^2/s et e : l'épaisseur de l'aquifère en m

4.1.5 Analyse des paramètres des forages

Des relations ont été établies entre les paramètres des forages de la zone d'étudiée. Pour mieux apprécier la distribution des débits de forage, le Comité Inter-Africain d'Études Hydrauliques (C.I.E.H, 1985) a proposé une classification.

4.1.5.1 Traitement des données de forages : la loi de Benford

Dans cette étude, la loi de Benford nous permet de faire ressortir les irrégularités dans nos données de forages. De façon pratique, nous avons tracé les courbes de chaque paramètre étudié selon Benford. Par la suite, une interprétation selon le modèle idéal de Benford a été faite (Figure 38). Cette loi a été appliquée à la transmissivité (T), la perméabilité (K), au débit d'exploitation (Q), à la profondeur moyenne des AE (Prof AE), au niveau statique (NS), à l'épaisseur d'altération (EA) et à l'épaisseur de la frange fissurée (CF). Elle consiste à sélectionner les premiers chiffres non nuls les plus à gauche des données de forage. C'est ainsi que nous avons pu regrouper le nombre de chiffre de 1 à 9 pour chaque paramètre, puis calculer par la suite leur fréquence d'apparition pour les comparer à l'allure de la courbe empirique de Benford. Une fois que cela est fait, pour mieux apprécier si ces paramètres obéissent effectivement à la loi de Benford, nous avons utilisé dans la suite le test statistique de Khi-deux qui est un test d'adéquation à la loi de Benford.

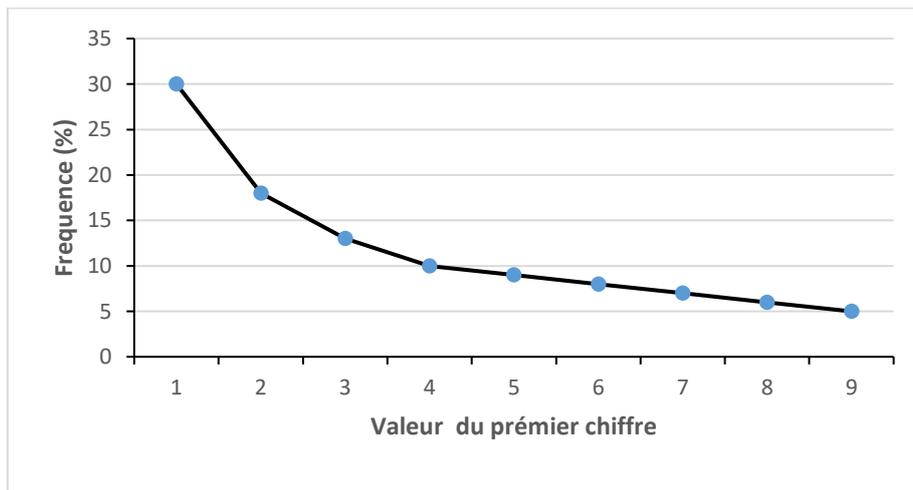


Figure 38 : Distribution fractale parabolique parfaite de la loi de Benford (Engel & Leuenberger, 2003)

4.1.5.2 Test d'adéquation à la loi de Benford : test du Khi-deux

Le test de Khi-deux (χ^2) est un test statistique conçu pour déterminer, si la différence entre deux distributions de fréquences est attribuable à l'erreur de l'échantillonnage (le hasard) ou est suffisamment grande pour être statistiquement significative (Pirhaji *et al.*, 2008). Comme les événements sont considérés comme indépendants avec la même distribution, ce test peut être déterminé selon l'équation 63 (Mercier *et al.*, 2011).

$$\frac{(O_1 - T_1)^2}{T_1} + \frac{(O_2 - T_2)^2}{T_2} + \dots + \frac{(O_p - T_p)^2}{T_p} = \sum \frac{(O_i - T_i)^2}{T_i} \quad (\text{Eq. 63})$$

avec O_i : le effectifs observés et T_i : les effectifs théoriques

La statistique du Khi-deux déterminée ($\chi^2_{\text{obs.}}$) est comparée avec la valeur seuil, χ^2_{seuil} lue sur la table du χ^2 pour 8 degrés de liberté dans le cas de la loi de Benford et pour un risque d'erreur α fixé à 10 %. Deux cas de figure s'offrent à nous :

✓ $\chi^2_{\text{obs}} < \chi^2_{\text{seuil}}$, l'hypothèse H_0 (le paramètre (X) suit la loi de Benford) ne peut être rejetée alors la distribution des effectifs théoriques et observés ne sont pas significativement différents ;

✓ $\chi^2_{\text{obs}} > \chi^2_{\text{seuil}}$, l'hypothèse H_0 est rejetée au seuil de signification $\alpha = 10\%$ et l'hypothèse H_1 (le paramètre (X) ne suit pas la loi de Benford) est acceptée.

Dans cette étude le test de Khi-deux (χ^2) permet de dire si la transmissivité (T), la conductivité hydraulique (K), le Débit (Q), le niveau statique (NS), la profondeur moyenne des arrivées d'eau (Prof AE), l'épaisseur de l'altération (EA) et l'épaisseur de la couche fissurée (CF) suivent la loi de Benford (Hypothèse nulle H_0) ou pas.

4.2 Estimation de la recharge

La recharge des eaux souterraines a été estimée par la méthode de l'analyse des fluctuations piézométriques ou Water table fluctuation (WTF) et différentes méthodes basées sur l'analyse des hydrogrammes de la rivière. La Figure 39 montre les méthodes sélectionnées appliquées à ce travail. Alors que la méthode WTF utilise des données sur les montées et les descentes du niveau de la nappe, et les analyses des hydrogrammes utilisant les hydrogrammes de la rivière (Risser *et al.*, 2005).

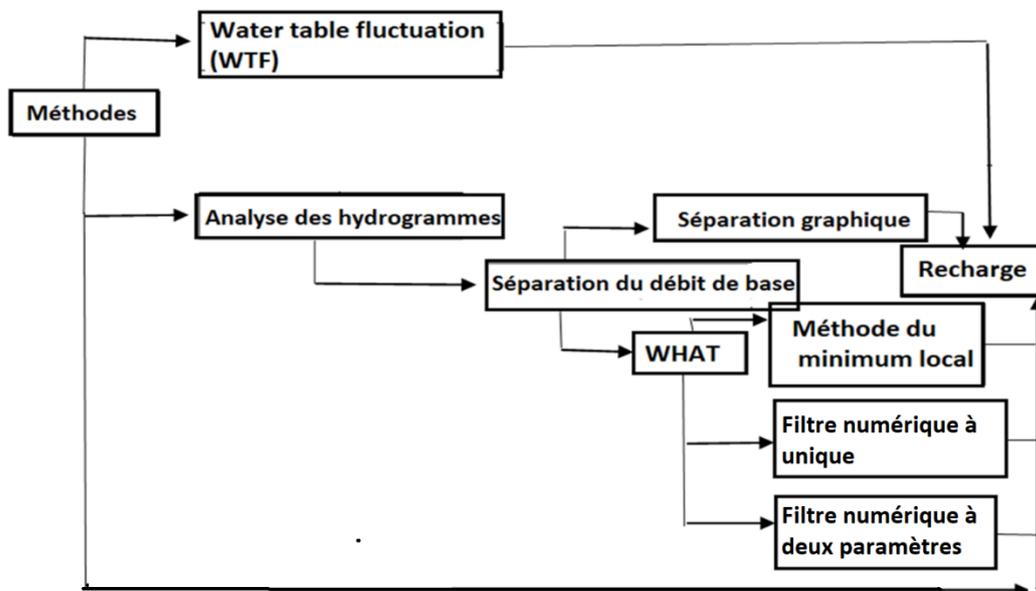


Figure 39 : Méthodes utilisées pour calculer la recharge des eaux souterraines

4.2.1 Evaluation de la piézométrie

La détermination du sens d'écoulement et de la recharge a une importance dans la caractérisation d'un aquifère (Bhunja, 2020 ; Jaafarzadeh *et al.*, 2021). Avant la mise en place d'un modèle hydrogéologique, il est nécessaire de réaliser une carte piézométrique à l'aide de potentiel hydraulique mesurée sur le terrain (Sahoo & Jha, 2017). Celle-ci permet d'identifier des zones où apparaissent des changements de sens des écoulements et les zones de recharge (Atteia, 2011). En effet, il est très important d'identifier ces zones qui constituent des zones de renouvellement du stock d'eau du système aquifère. C'est ce renouvellement qui gouverne essentiellement la pérennité d'un aquifère.

4.2.1.1 Nivellement des points piézométriques au GPS différentiel

L'établissement des différentes cartes piézométriques de référence fait appel à l'hypothèse selon laquelle les niveaux piézométriques mesurés sont représentatifs de la surface piézométrique aux environs du point considéré (Qiu *et al.*, 2015). Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé depuis la réalisation des premiers forages d'hydraulique villageoise dans les années 1970, aucune carte piézométrique n'a été réalisée jusqu'à nos jours. Ainsi, l'imprécision des cartes topographiques disponibles et des GPS de poche de même que la rareté des bornes altimétriques au nombre de quatre sur le bassin versant, ne permettent pas un référencement altimétrique commun des ouvrages. Par conséquent, il serait pratiquement impossible d'établir une carte piézométrique fiable du bassin versant. Pour ce faire, un nivellement au GPS différentiel a été effectué sur l'ensemble du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Cette campagne de nivellement au GPS différentiel a été réalisée en mars 2020 afin de pallier aux imprécisions qui entachent les courbes de niveau disponibles sur les cartes topographiques. Cette campagne était également nécessaire, car certains auteurs comme Koita (2010) et Kouassi (2013) ont émis des réserves sur les valeurs des cotes des piézomètres ou des ouvrages faisant office de piézomètre dans le cadre de leurs différentes études. Ainsi, pour qu'il n'y ait pas d'ambiguïté sur les cotes des têtes des forages non fonctionnels servant de piézomètre dans cette étude, sur la profondeur et le sens d'écoulement de la nappe, ce nivellement s'imposait. Au total, 32 forages non fonctionnels, trois puits traditionnels et 7 points sur la rivière Lobo et son affluent la Dé ont fait l'objet d'un nivellement afin de connaître leurs cotes altimétriques (Figure 40).

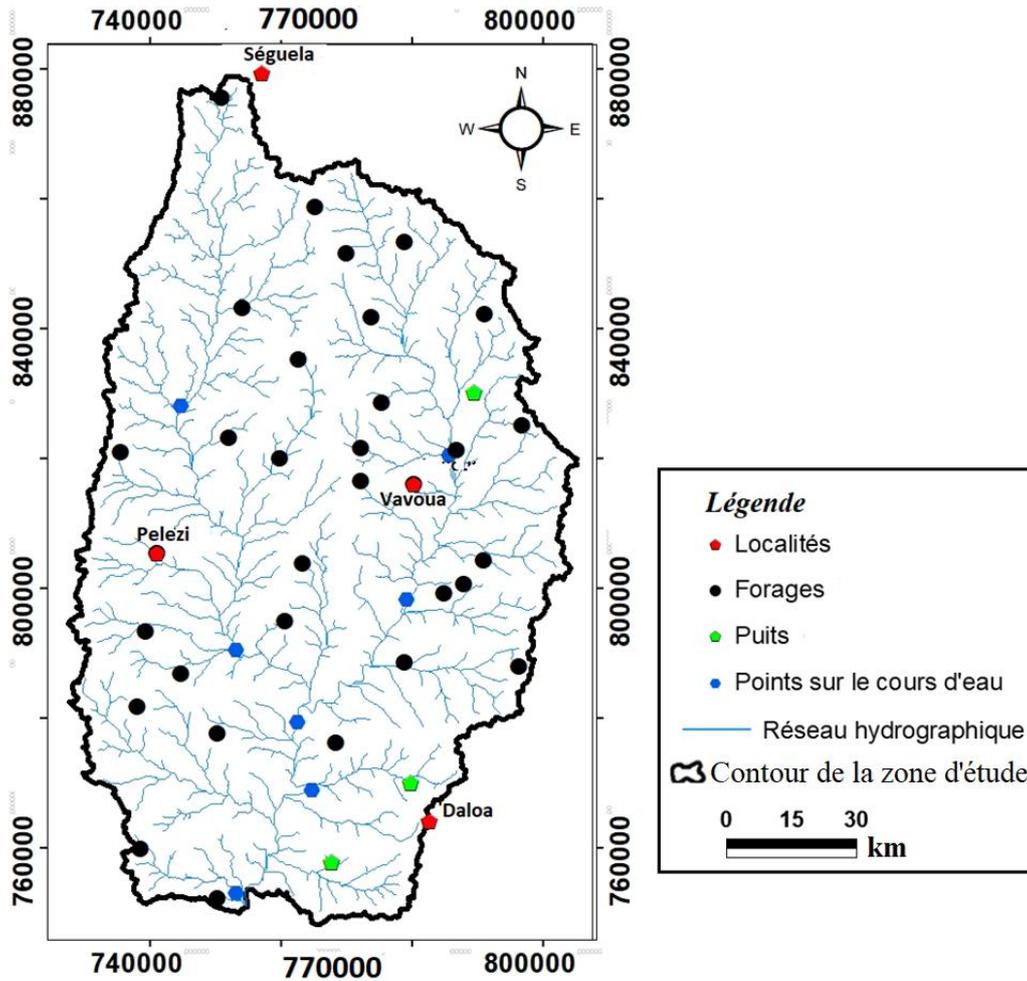


Figure 40 : Carte des 32 points nivellés au GPS Différentiel sur la zone d'étude

Le procédé le plus efficace et le plus précis pour référencer les ouvrages servant à réaliser les cartes piézométriques et les niveaux des cours d'eau est la méthode du GPS différentiel (Kouassi, 2013 ; Tata & Eteje, 2021). La méthode GPS différentiel utilisée consiste à installer une station GPS de référence appelée base (Figure 41.A) sur un repère altimétrique connu, tandis qu'une acquisition par GPS itinérant appelée mobile (Figure 41.B) est réalisée sur les margelles des forages non fonctionnels et les plans d'eau.



Figure 41 : Principe d'acquisition et d'installation de l'une des bases à la Mairie de Zoukougbeu (A) ; GPS mobile pour le nivellement du forage de Banoufla (B)

Dans cette étude, deux bases ont été installées : à la sous-préfecture de Vavoua pour l'un et à la mairie de Zoukougbeu pour l'autre. L'acquisition des données GPS mobile sur les forages non fonctionnels et les cours d'eau s'est effectuée dans un rayon de 60 km environ autour de la base. Cette méthode a permis une bonne visibilité par un nombre important de satellites captés à chaque levé (8 à 10 satellites), pendant qu'il est demandé de capter simultanément au moins 4 satellites en raison des quatre variables (x, y, z, t) à calculer. L'utilisation d'un seul récepteur GPS (mode statique et avec l'option GPSD) est donc théoriquement suffisante pour connaître les coordonnées d'un point. Cette configuration a conduit à une précision de l'ordre de 5 mm en planimétrie et de 10 mm en altimétrie. Le temps nécessaire pour l'acquisition de tous les satellites après la mise en route est de 50 secondes, mais cela pouvait atteindre plusieurs minutes en fonction de la couverture nuageuse. Cette précision a pu être améliorée sur une durée d'acquisition de plusieurs heures, soit 3 mm en planimétrie et 4 mm en altimétrie. Un post-traitement basé sur le calcul des lignes de base a été effectué sur ordinateur au laboratoire à l'aide du logiciel Leica Geo Office (LGO). Toutes les données ont été traitées dans le système de coordonnées UTM WGS 84, zone 29, hémisphère Nord avec le système de coordonnées projetés (transverse mercator). Le critère d'arrêt lors du traitement des lignes de base est la valeur du Root Mean Square (RMS) définie par l'équation 64 qui doit être le plus petit possible.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R^2} \quad (\text{Eq. 64})$$

avec : n le nombre de point de levé et R est l'écart de calage définie par : $R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_c - X_m)$ représentant la différence entre la position calculée (X_c) par le logiciel Léica et la position mesurée (X_m) sur le terrain.

4.2.1.2 Détermination des niveaux piézométriques et des courbes isopièzes

La carte piézométrique détermine le comportement hydrodynamique de l'aquifère. Les cartes piézométriques représentent à une date donnée, la distribution spatiale des potentiels hydrauliques. Dans cette étude, les campagnes piézométriques saisonnières se sont déroulées sur toute la zone d'étude. Les cotes piézométriques ont été déterminées en utilisant l'équation 65 utilisé dans le cas d'une nappe libre.

$$H = Z - (P - H_m) \quad (\text{Eq.65})$$

avec : H : Cote piézométrique (m)

Z : Cote sol ou élévation du terrain naturel (m)

P : Profondeur mesurée (m)

H_m : Hauteur margelle (m)

A l'issue de la détermination des cotes piézométriques, le tracé des courbes piézométriques nécessite le choix d'une équidistance, d'une technique de tracé et des conditions aux limites du domaine (flux nul dans le cas de cette étude). Le choix d'une équidistance dépend de la précision et de la densité des données, des valeurs du gradient hydraulique et de l'échelle de la carte. En général, elle est de l'ordre du mètre (0,5 à 2 m) pour les cartes à l'échelle 1/1 000 et 1/20 000 ; de 5 à 10 m pour celles à l'échelle 1/50 000 et 1/100 000 (Castany, 1982). Nous avons choisi une équidistance de 5 m pour nos cartes à une échelle de 1/10 000 et réalisé les cartes manuellement par la méthode des triangles.

4.2.2 Estimation de la recharge directe par la méthode water table fluctuation (WTF)

En utilisant cette méthode, la recharge directe recherchée est estimée par l'équation 66.

$$R(t_j) = S_y * \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (\text{Eq. 66})$$

avec, $R(t_j)$: la recharge (en m) entre le temps ($t = 0$) et le temps ($t = j$), S_y : la porosité de drainage et $\Delta h(t_j)$: la différence du niveau piézométrique (en m) entre le temps ($t = 0$) et le temps ($t = j$). L'estimation de la recharge par la méthode de fluctuation du niveau piézométrique est basée sur le principe selon lequel l'augmentation du niveau des eaux souterraines dans un

aquifère libre est due à la recharge (Healy & Cook, 2002). Cette méthode nécessite la connaissance de la porosité de drainage et des variations du niveau de la nappe au cours du temps (Hussein & Broder, 2014).

4.2.2.1 Estimation de la porosité de drainage (S_y)

La porosité de drainage (S_y), 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 67 :

$$S_y = \frac{V_r}{V_t} \quad (\text{Eq.67})$$

Au laboratoire, les échantillons de sol ont été pesés dans des récipients jaugés puis aspergés par un volume d'eau connu. Après 48 heures d'égouttage, les volumes d'eau recueillis au niveau de chaque échantillon ont été déterminés (Tableau IV) (Kouamé, 2007).

Tableau IV : Récapitulatif des points de mesure de la porosité de drainage

Points de prélèvements	Gbena	Gregbeu	Djarabana	Néoulifla
Profondeur de prélèvement (m)	1,92	2,1	2,1	1,6
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	330	330	330	330
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	93	130	120	60
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	423	460	450	390
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	39	48	70	17
Points de prélèvements	Vrouo 2	Château	UJLoG	Tiahouo
Profondeur de prélèvement (m)	2,3	1,58	1,68	0,93
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	200	330	330	330
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	72	63	65	70
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	272	393	395	400
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	34	20	35	9
Points de prélèvements	Banoufla	Bonoufla	Botifla	Ketro-B
Profondeur de prélèvement (m)	1,09	1,02	1,84	1,85
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	330	130	170	320
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	63	33	65	65
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	393	163	235	385
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	35	27	32	37,5
Points de prélèvements	Yala	Pelezi		
Profondeur de prélèvement (m)	1,90	2,3		
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	330	340		
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	65	67		
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	395	407		
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	36,9	31,1		

4.2.2.2 Détermination de la variation du niveau de l'eau (ΔH)

ΔH est définie comme la différence entre le niveau piézométrique maximal et le niveau piézométrique supposé le plus bas sur la même période (Healy & Cook, 2002). Afin d'exclure l'effet de la rivière sur l'élévation du niveau des eaux souterraines, la distance à laquelle l'élévation du niveau de la rivière n'affecte pas le niveau des eaux souterraines doit être calculée. En régime permanent, la relation entre la nappe et le niveau d'eau de la rivière est définie par l'équation 68 (Dupuit, 1863).

$$y_x^2 = h_x^2 + (y_1^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L} + (y_2^2 - h_2^2) \frac{x}{L} \quad (\text{Eq. 68})$$

h_1 , h_x , h_2 sont respectivement les hauteurs d'eau initiales dans la rivière, à la distance x et à la distance L de la rivière; y_1 , y_x , et y_2 sont respectivement les niveaux d'eau au moment de la crue, à la distance x et à la distance L de la rivière (Figure 42).

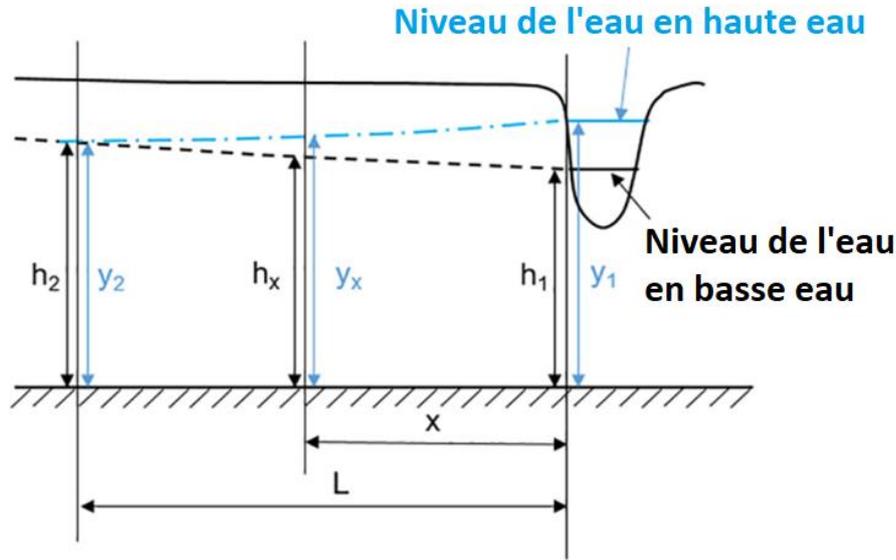


Figure 42 : Effet de la montée des eaux de surface sur les eaux souterraines (Phan & Ton, 1981)

On suppose que L est la distance à laquelle l'élévation du niveau de l'eau dans la rivière n'affecte pas la nappe, y_2 est égal à h_2 . L'équation 68 devient alors l'équation 69.

$$y_x^2 = h_x^2 + (y_1^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L} \quad (\text{Eq. 69})$$

Avec le niveau d'eau dans la rivière et les forages d'observation proches de celle-ci, la distance (L) peut être obtenue par l'équation 70. Tous les forages utilisés pour l'estimation de la recharge par la méthode WTF doivent être situés à une distance supérieure à la distance L de la rivière. Dans ces conditions, 23 forages ont finalement été sélectionnés.

$$L = \frac{x(y_1^2 - h_1^2)}{(y_1^2 - y_x^2) - (h_1^2 - h_x^2)} \quad (\text{Eq. 70})$$

4.2.3 Méthode d'analyse des hydrogrammes

4.2.3.1 Méthode de la pente constante ou Séparation graphique

Les méthodes linéaires permettent de séparer le ruissellement du débit de base ou partie des eaux souterraines qui contribue à l'écoulement en identifiant, directement sur l'hydrogramme, les points de départ et d'arrivée du ruissellement. Cette méthode consiste à joindre sur un hydrogramme les points A et B par une ligne droite (Figure 43). Le point A correspond au début

de la phase ascendante de l'hydrogramme et le point B correspond au point d'inflexion de la phase descendante. Ce point est déterminé par l'intersection formée après le prolongement des courbes de décrue et de tarissement. Ces courbes deviennent linéaires lorsqu'une transformation logarithmique de l'axe des ordonnées est effectuée. Le débit de base est calculé en reliant le point de départ de l'hydrogramme au point d'inflexion de la partie déclinante de celui-ci. La surface obtenue sous la courbe devrait ainsi correspondre au débit de base (McCuen & Richard 2005).

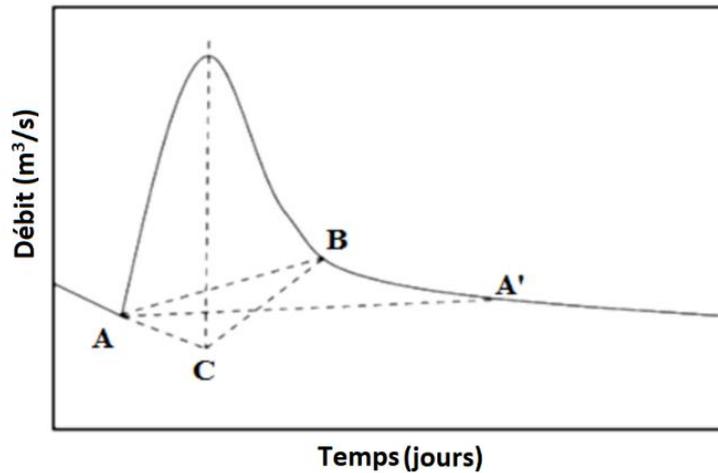


Figure 43 : Méthode de séparation linéaire des composantes d'un hydrogramme (Blavoux, 1978)

4.2.3.2 Méthode WHAT

L'outil Web automatisé d'analyse des hydrogrammes basé sur un SIG ou Automated Web GIS-Based Hydrograph Analysis Tool (WHAT) a été développé par (Lim *et al.*, 2005). Cet outil comprend trois techniques de séparation du débit de base : la méthode du minimum local, le filtre numérique à un seul paramètre et le filtre numérique à deux paramètres. WHAT est adapté à l'analyse des hydrogrammes sur une longue période (par exemple, des années). Les filtres numériques sont utilisés pour diviser l'hydrogramme de débit en composantes de "haute fréquence" (ruissellement direct) et de "basse fréquence" (débit de base).

- **Filtre numérique à paramètre unique (Nathan & McMahon, 1990)**

Dans cette première étape, le ruissellement direct est considéré nul ($R_0 = 0$) et le débit de base est égal au débit du cours d'eau ($B_0 = Q_0$). Ensuite, pour chaque pas de temps choisi, le ruissellement est calculé à partir de l'équation 71 :

$$R_{k+1} = \alpha R_k + \frac{(1+\alpha)}{2} (Q_{k+1} - Q_k) \quad (\text{Eq. 71})$$

où Q_k est le débit au pas de temps k en m^3/s . R_k est le ruissellement direct au pas de temps k en m^3/s . α est le paramètre de filtrage du débit de base. Les hypothèses suivantes sont émises : si $R_{k+1} < 0$ alors $R_{k+1} = 0$; si $R_{k+1} > Q_{k+1}$ alors $R_{k+1} = Q_{k+1}$. Enfin, le débit de base est calculé à partir de l'équation 72.

$$B_{k+1} = Q_{k+1} - R_{k+1} \quad (\text{Eq. 72})$$

où, B_k est le débit de base au pas de temps k en m^3/s

- **Filtre numérique à deux paramètres ou méthode d'Eckhardt (Eckhardt, 2005)**

Dans cette étape, la procédure est la même que dans le filtre numérique à un seul paramètre. Le ruissellement direct est également nul ($R_0 = 0$) et le débit de base est égal au débit du cours d'eau ($B_0 = Q_0$). Ensuite, à chaque pas de temps, le ruissellement est calculé à partir de l'équation 73 :

$$B_{k+1} = \frac{(1 - BFI_{max}) \cdot \alpha \cdot B_k + (1 - \alpha) \cdot BFI_{max} \cdot Q_{k+1}}{1 - \alpha \cdot BFI_{max}} \quad (\text{Eq. 73})$$

avec, α le paramètre du filtre du débit de base. BFI_{max} est la valeur maximale du rapport à long terme entre le débit de base et le débit total du cours d'eau ; elle est égale à 0,80 pour les cours d'eau pérennes sur aquifères poreux 0,50 pour les cours d'eau temporaires sur un aquifère poreux et 0,25 pour les cours d'eau pérennes en milieu de socle (aquifère fissuré ou fracturé).

- **Méthode du minimum local**

Avec cette approche, chaque débit journalier est vérifié afin de savoir s'il s'agit du débit le plus faible ou non sur une période donnée moins un jour avant et après le jour considéré (Sloto & Crouse, 1996). Si c'est le cas, il est considéré comme le débit minimum local. En reliant ainsi tous les points du minimum local par une ligne droite sur un graphique on obtient le débit de base annuel (Sloto & Crouse, 1996). En raison de la surestimation que pourraient causer les débits des périodes de hautes eaux, Rutledge (1998) a recommandé que cette méthode ne soit appliquée qu'en saison sèche. Dans certains cas, Zektser (2002) a montré que le débit de base moyen annuel devrait correspondre aux deux débits de base mensuels les plus faibles d'une année donnée. Pour ainsi éviter une sous-estimation du débit de base, Chen & Lee (2003) ont suggéré d'utiliser l'analyse du débit de base stable. En suivant cette méthode, le débit de base stable peut être calculé comme suit :

- calculer le débit de base mensuel à partir des données de débit par la méthode de séparation graphique, la méthode du minimum local, le filtre numérique à un seul paramètre et le filtre numérique à deux paramètres ;
- calculer le débit de base mensuel moyen et faire la moyenne des débits de base sur la période de l'étude ;
- choisir le segment le plus stable (presque linéaire) pour la détermination du débit de base stable ;
- pour éviter de surestimer le débit de base, les périodes pluvieuses ne sont pas choisies et en utilisant des interpolations linéaires sur les mois restants, le débit de base annuel moyen est obtenu.

L'indice de débit de base (B_p), peut être calculé par l'équation 74 en utilisant le débit de base stable (Q_b) sur le débit de base (Q) du cours d'eau.

$$B_p = \frac{Q_b}{Q} \quad (\text{Eq. 74})$$

4.2.4 Estimation de la recharge annuelle (Recharge directe + Recharge indirecte)

A partir du bilan hydrique, la recharge annuelle des eaux souterraines peut être estimée par l'approche développée par Schicht & Walton (1961), en utilisant l'équation 75. Selon cette équation, toute l'eau qui atteint la nappe sur un bassin versant pourrait soit s'écouler vers d'autres aquifères adjacents, vers les cours d'eau en surface, s'évaporer ou être stockée.

$$R_a = (Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw}) + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw} \quad (\text{Eq. 75})$$

où R_a est la recharge annuelle (mm). Q_{off}^{gw} est le débit des eaux souterraines rechargeant les aquifères adjacents (m^3/s). Q_{on}^{gw} est le débit des eaux souterraines des aquifères adjacents rechargeant la nappe (m^3/s). Q^{bf} est le débit de base (m^3/s). ET^{gw} est l'évapotranspiration de la nappe (mm). ΔS^{gw} est la variation du stock des eaux souterraines (mm).

En considérant le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé comme un système fermé et la rivière comme le principal exutoire des eaux souterraines avec une évapotranspiration de la nappe nulle en raison de la profondeur de la nappe, l'équation 44 devient l'équation 76.

$$R_a = \Delta S^{gw} + Q^{bf} \quad (\text{Eq. 76})$$

R_a est la recharge annuelle. ΔS^{gw} la variation du stocke ou la recharge directe par la pluie estimée par la méthode WTF et Q^{bf} le débit de base estimé par la méthode d'analyse des hydrogrammes.

4.3 Elaboration d'un modèle de transfert de polluants dans les eaux souterraines du bassin versant de la Lobo

La maîtrise de la migration des polluants dans le système hydrogéologique passe par la réalisation d'un modèle d'écoulement, étape primordiale à la mise en place d'un modèle de transfert de polluants.

4.3.1 Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée (ZS)

La modélisation numérique des systèmes hydrogéologiques est une tâche complexe basée sur des hypothèses.

4.3.1.1 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 et les fractures cartographiées et validées dans le chapitre précédent sont introduites de façon discrète dans le milieu qui est considéré saturé et libre.

4.3.1.2 Objectifs du modèle

Cette partie de l'étude, vise à valoriser l'ensemble des acquis des travaux antérieurs, surtout en termes de schéma conceptuel, pour élaborer un modèle qui va permettre de comprendre le comportement hydrogéologique global de l'aquifère. De façon spécifique, il s'agit de :

- ✓ définir la dynamique de l'écoulement régional et d'estimer quantitativement les paramètres hydrodynamiques des aquifères du bassin versant de la Dé ;
- ✓ simuler la recharge directe des eaux souterraines dans le bassin versant de la Dé.

4.3.1.3 Justification du choix de la zone de modélisation

Dans cette partie, le sous-bassin versant de la Dé qui est un sous-bassin versant de la Lobo a été choisi pour la réalisation des modèles (Figure 44). Le choix de ce sous-bassin versant est lié à l'existence de plusieurs critères. Ce site dispose de la plupart des données nécessaires pour la réalisation d'un modèle hydrogéologique. Dans cette zone, des prospections géophysiques ont

été réalisées pour caractériser le système aquifère. Aussi, ce site est-il doté de plusieurs forages dont la plupart ne sont plus en activité et l'on peut y avoir accès en toutes saisons. Sur ce sous-bassin versant, tous les forages ont des fiches d'essais de pompage qui ont permis d'avoir une bonne répartition des paramètres hydrodynamiques. De plus, 60% des forages réalisés ont un débit supérieur ou égal à 2,5 m³/h et on y rencontre également le forage qui a le débit le plus important (30 m³/h). Dans cette zone, la pratique des activités agricoles est plus intense comparativement au reste de la zone d'étude. Cette zone est plus proche de la localité de Daloa et regroupe l'ensemble des formations géologiques présentes sur le bassin versant de la Lobo et principalement dans la ville de Daloa.

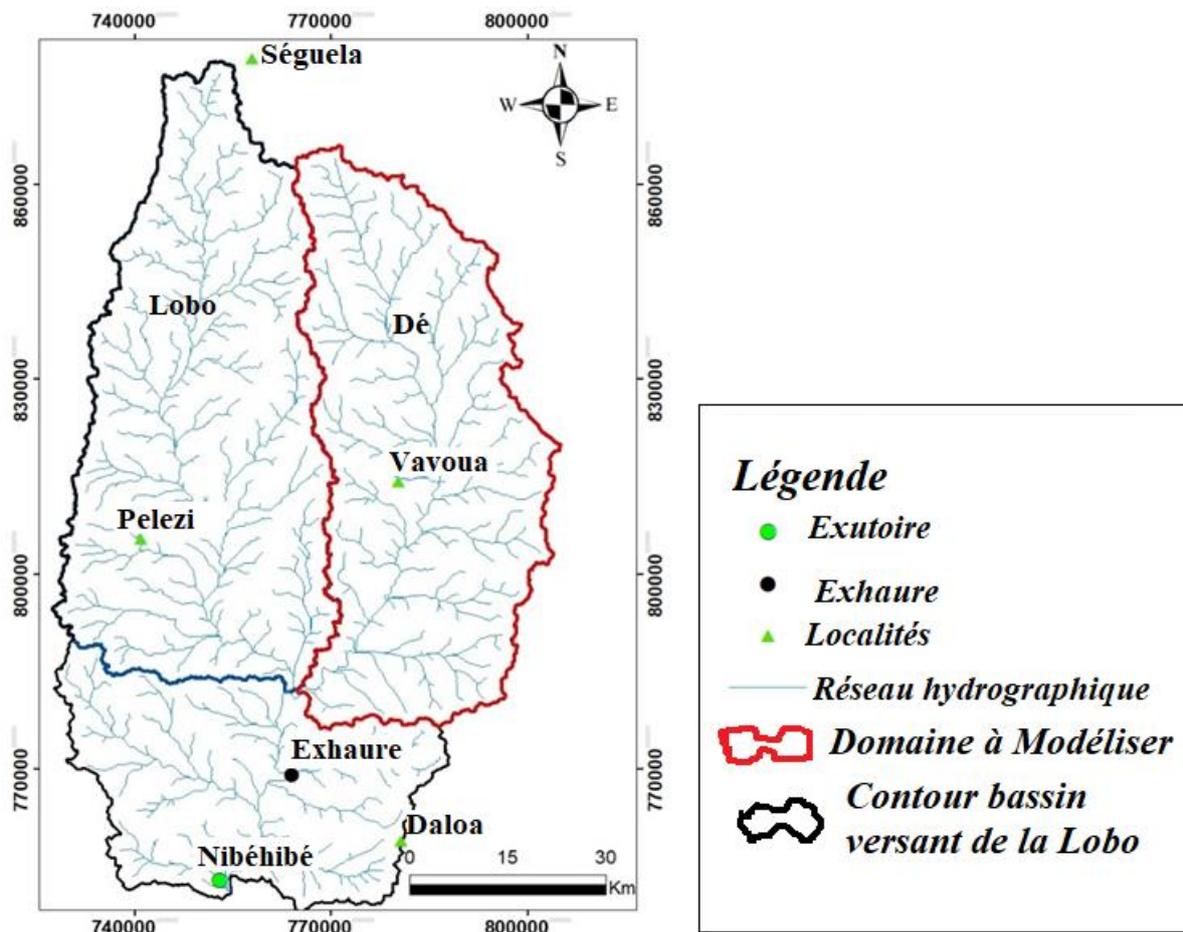


Figure 44 : Carte de la zone d'étude montrant le domaine à modéliser

4.3.1.4 Choix du modèle

Le modèle doit prendre en compte l'hétérogénéité des horizons géologiques du site, les frontières du domaine avec leurs conditions aux limites et doit aussi prendre en compte la zone non saturée. La sélection s'est faite suivant plusieurs critères dont la dimension (3D), la convection, la dispersion et la diffusion. Le bilan de cette présélection pour la modélisation des écoulements et du transport des polluants a abouti à plusieurs modèles. Les modèles retenus

sont ceux traitant des écoulements et du transport en 3D en zone saturée et non saturé. Il s'agit des modèles suivants :

- MODFLOW de l'U.S. Geological Survey ;
- MARTHE du BRGM (www.brgm.fr) (France) ;
- FEFLOW développé par DHI/WASY.

Parmi ces outils présélectionnés, le choix s'est porté sur l'utilisation du modèle FEFLOW développé par WASY (Allemagne). Ce modèle est capable d'effectuer des simulations tant en zone non saturée que saturée. De plus, il utilise la technique des éléments finis plus adaptée pour les milieux hétérogènes.

4.3.1.5 Présentation du code numérique FEFLOW

Le logiciel FEFLOW « Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System » est un code numérique pour la simulation de l'écoulement souterrain, du transport de masse et aussi du transport de la chaleur par la méthode des éléments finis. Développé à l'origine par Hans-Jörg Diersch, FEFLOW a été complété par une équipe internationale d'experts de la société DHI/WASY (Diersch, 2013). La modélisation avec FEFLOW peut être réalisée en 2 ou en 3 dimensions. Les processus d'écoulement et de transport de contaminant sont basés sur les principes physiques fondamentaux (conservation de masse du fluide et du contaminant, etc.) (Diersch, 1998a). En 2-dimensions et 3-Dimensions, le logiciel utilise les équations d'écoulement d'eau en zone saturée ou non saturée (équations de diffusivité et ou de Richards). Il propose plusieurs modèles pour représenter la courbe de rétention et la relation entre la conductivité hydraulique et l'état de saturation du sol qui sont entre autres les modèles de :

- Brooks & Corey (1964) ;
- Haverkamp *et al.* (1977) ;
- Van Genuchten (1980) ;
- Gardner (1988).

La discrétisation du domaine quant à elle, nécessite de définir le type et le nombre d'éléments utilisés (éléments triangulaires et/ou quadrilatéraux qui peuvent être linéaires ou quadratiques). La répartition dans l'espace des éléments est effectuée par des mailleurs automatiques (Delaunay, « advancing front », etc.) (Diersch, 1998b). Les différents types de conditions aux limites en termes d'écoulement sont de type : « Dirichlet » (1ère catégorie), « Neumann » (2ème catégorie), « Cauchy » (3ème catégorie). Les conditions initiales du milieu peuvent être introduites dans FEFLOW soit par la charge hydraulique en milieu saturé ou non saturé, soit

par le degré de saturation, soit par la teneur en eau volumique ou encore par la pression de l'eau (KPa) (pression matricielle) en milieu non saturé. Enfin, les conditions de calcul et la discrétisation temporelle sont essentielles à la simulation du problème posé en régime permanent ou transitoire. Elles définissent le temps initial et posent les conditions sur les critères de convergence et d'erreur tolérées dans le calcul (selon trois normes aux choix « Euclidian L2 integral (RMS) », « Absolute L1 integral error », « Maximum Error »). L'outil de modélisation permet d'observer l'évolution de la simulation en des points particuliers du domaine, il s'agit « des points d'observation » qui sont positionnés par l'utilisateur. Il est important de se souvenir que les principes fondamentaux d'une modélisation restent les mêmes quel que soit le logiciel utilisé.

4.3.2 Elaboration du modèle conceptuel : géométrie du modèle

Le développement d'un modèle conceptuel a pour but selon Ledoux (1986), de simplifier un problème de terrain complexe et d'organiser les données associées au terrain de sorte que le système puisse être analysé. De ce fait, la géométrie du modèle est un aspect à définir pour conceptualiser le modèle. En effet, dans le modèle, les systèmes aquifères peuvent être représentés en système monocouche ou en système multicouche. Pour un système multicouche, les trois composantes de l'écoulement sont prises en compte au sein des couches et le modèle conceptuel tient compte des caractéristiques de chaque couche (De Marsily, 1981). Selon Lassachagne *et al.* (2021), les aquifères de socle sont des systèmes composites dont les différentes strates n'ont pas les mêmes propriétés. 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.

4.3.2.1 Extension latérale ou horizontale

D'après Anderson & Woessner (1992), le premier pas dans la formulation du modèle conceptuel est de définir la zone d'intérêt c'est-à-dire les limites du modèle. Les coordonnées géographiques de la zone modélisée se situent dans le référentiel WGS 1984 UTM, Zone 29 Nord entre les latitudes 770 000 et 800 000 m en abscisses et entre les longitudes 780 000 et 860 000 m en ordonnées. Cette zone couvre une superficie d'environ 2 400 km² (Figure 45). L'extension latérale du modèle est celle de la limite du sous bassin-versant de la Dé.

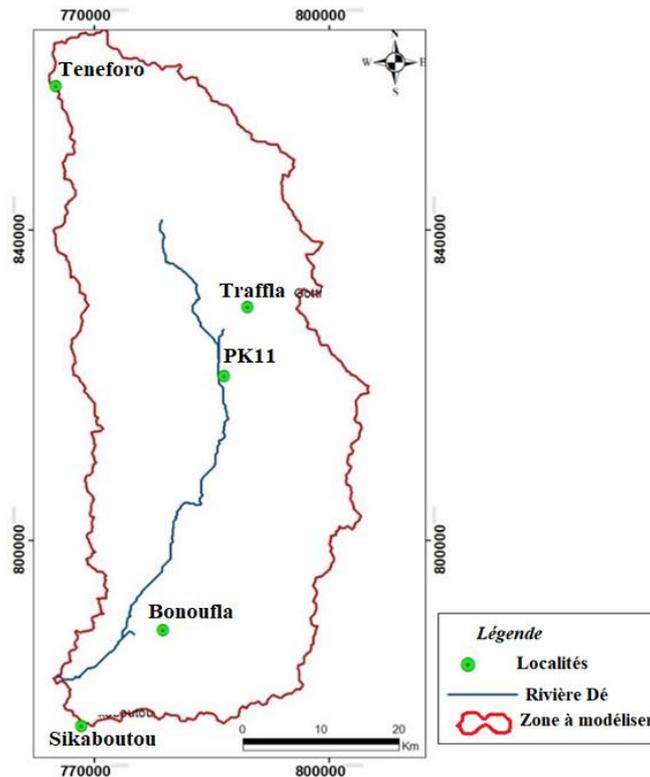


Figure 45 : Délimitation du domaine à modéliser

4.3.2.2 Extension verticale

L'extension verticale du modèle est prise en compte par l'intégration des différentes couches du domaine à modéliser. Cette extension verticale 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 figure 46 représente la surface topographique du modèle. Elle provient de données du satellite Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), avec une résolution géométrique de 30 m. Le SRTM a une précision de ± 20 m en planimétrie et de ± 16 m en altimétrie (Bamler, 1999). En plus des altitudes SRTM, des points spécifiques ont été levés au GPS différentiel (GPSD). Il s'agit des points de mesures piézométriques au niveau des forages non fonctionnels, des stations hydrométriques se trouvant sur le bassin versant de la Lobo, de quelques points pris sur le cours d'eau et ses principaux affluents. Ainsi, ce travail a permis d'obtenir des cotes plus précises en ces différents points. 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 14 points qui ont été levés au GPSD. Les résultats de ce test indiquent une bonne corrélation ($R^2=0,98$) entre ces deux sources de données (Figure 47) avec des écarts allant de -6 m à $+12$ m. Ces écarts de valeurs ne sont pas à négliger. D'autres sources de données comme le MNT ont été testées mais les données SRTM demeurent les plus précises et ont été retenues pour la modélisation hydrogéologique.

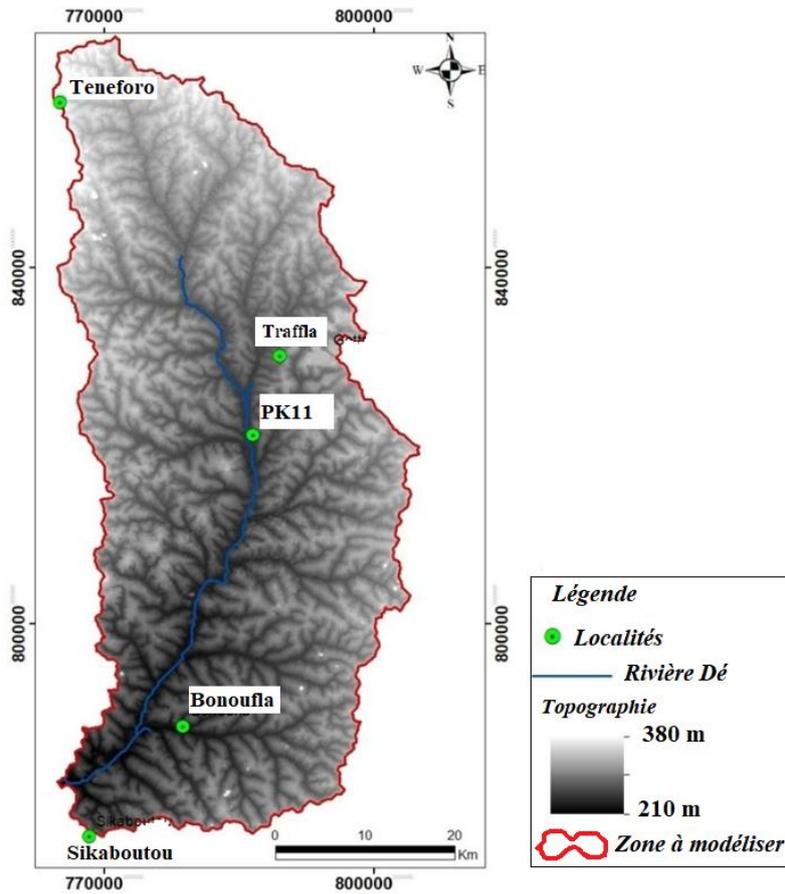


Figure 46 : Surface topographique du domaine à modéliser

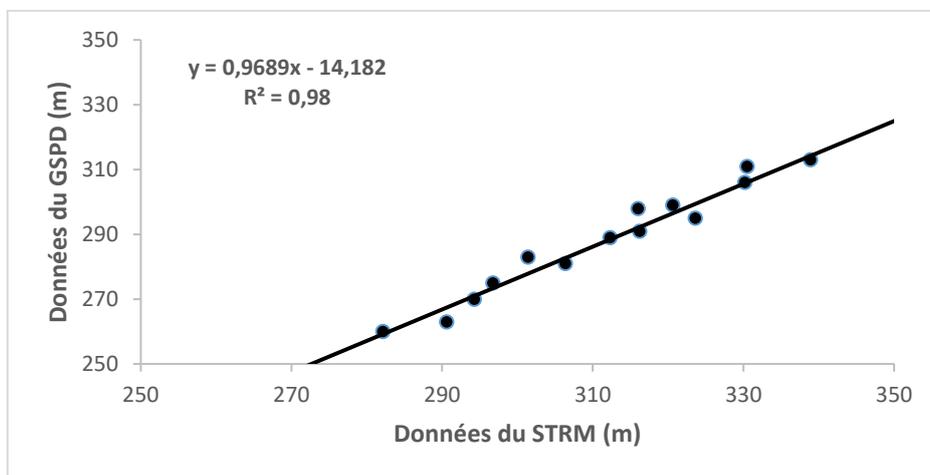


Figure 47 : Corrélation entre les données du SRTM et celles des levées au GPS Différentiel

Sur la base des constats et des résultats obtenus dans les études et chapitres précédents, nous avons considéré une structuration de l'aquifère suivant 3 couches dont les limites supérieures (toit) et inférieures (mur) ont été construites à partir des lithologs et des modèles géologiques provenant des sections de TRE. Sur le sous-bassin versant de la Dé, l'épaisseur des couches

n'est pas uniforme. Cette épaisseur varie également selon la topographie de la zone. On distingue une couche de saprolite, une frange fissurée et la roche saine.

- **Le toit de la couche de saprolite** constitue la surface topographique représentée par le STRM et sa base correspond au toit de la frange fissurée de la roche mère. Son épaisseur varie entre 0,85 et 75,9 m en fonction de la position spatiale avec une moyenne de 37 m;
- **la frange fissurée** de la roche mère a son sommet qui est la base de la couche de saprolite sus-jacente. Elle constitue le toit du socle sain. Elle a une épaisseur moyenne d'environ 40 m. Les épaisseurs de cet horizon varient entre 20 et 66 m en fonction de la position spatiale ;
- **la roche saine.** Son sommet est la base de la couche fissurée et sa base a été fixée arbitrairement à 120 m (Figure 48).

A partir des fiches techniques de forages et des sections TRE, la géométrie en 3D du toit des altérites (ou topographie), du toit de la frange fissurée socle et du toit du socle sain (mur de la couche fissurée) est intégrée dans le modèle.

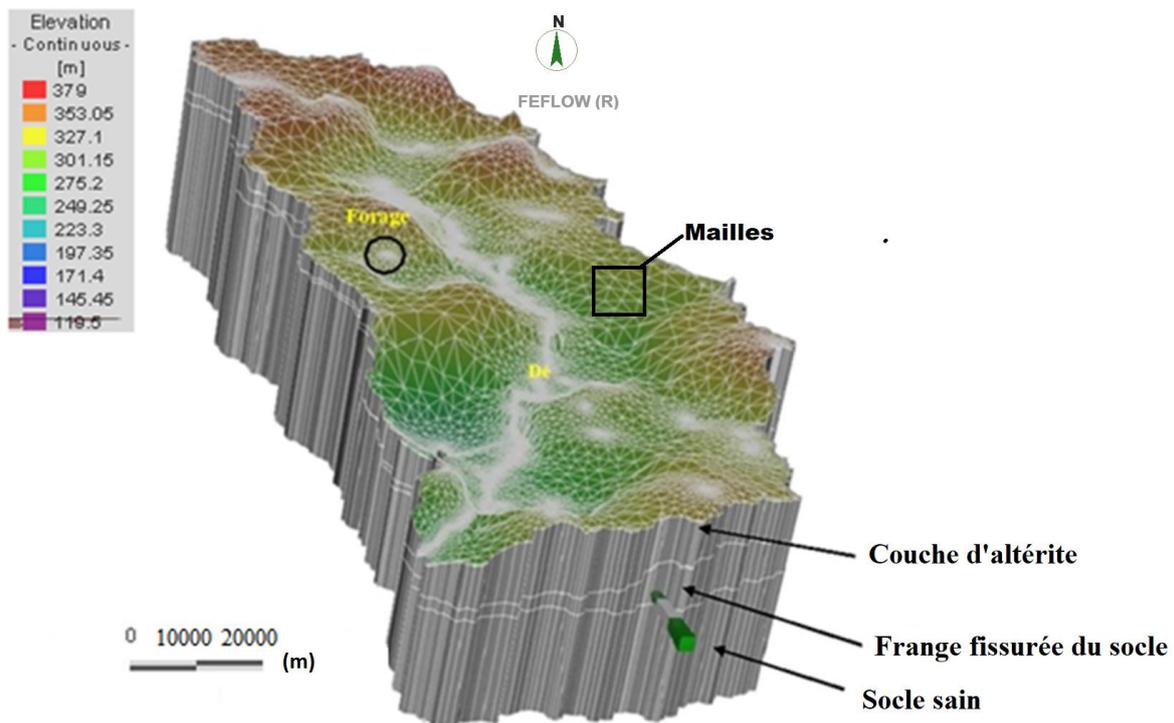


Figure 48 : Modèle 3D de l'aquifère composite du sous-bassin versant de la Dé

4.3.3 Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée

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. Nous avons généré un maillage constitué d'éléments finis prismatiques, iso-

paramétriques à 6 nœuds. 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. Ces conditions aux limites peuvent être à flux imposé ou condition de Neumann, des conditions de type 3 ou de Cauchy et des conditions de type forage et recharge.

4.3.3.1 Conditions aux limites du modèle

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

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

- **Condition de Cauchy**

La rivière Dé 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 (Figure 49).

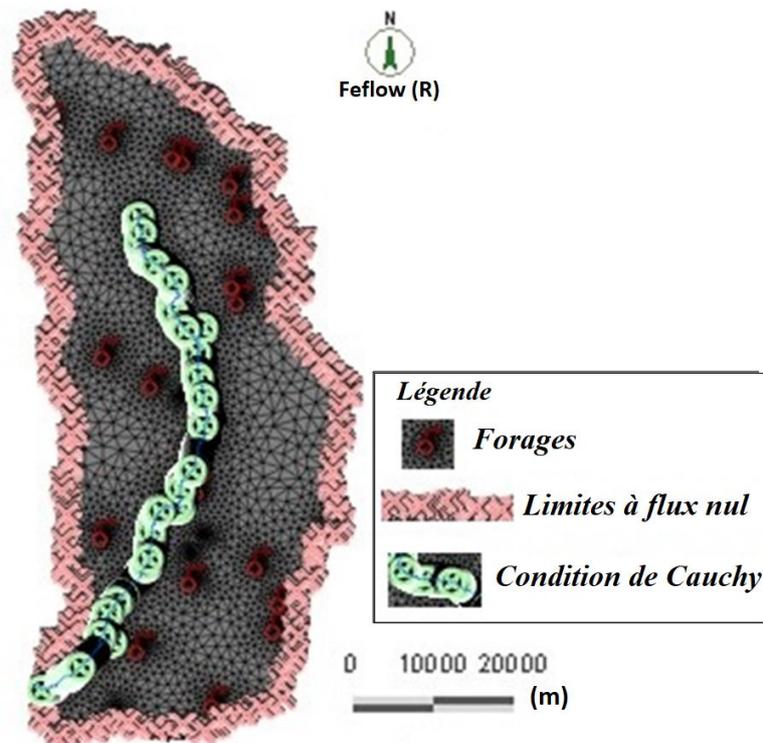


Figure 49 : Conditions aux limites du domaine à modéliser

- **Conditions aux limites de « type forage » et de « type recharge »**

Dans cette partie, nous avons assigné au niveau de la topographie, une recharge directe. Cette recharge directe résulte de l'infiltration des précipitations et représente une limite dite « de recharge ». Elle a été considérée variable dans l'espace en régime permanent et en régime transitoire, variable dans le temps et dans l'espace. En ce qui concerne les forages, des prélèvements ont été assignés sous forme de débits de pompage. Ces prélèvements dans les forages varient de 38 à 720 m³/jour. En régime transitoire, les prélèvements dans les forages ont été considérés variables dans le temps.

4.3.3.2 Conditions initiales de l'écoulement souterrain

Les conditions initiales sont constituées des données piézométriques de 09 forages hors d'usage dont les données ont été recueillies sur la période 2018-2020 (Figure 50). Ces 09 forages sont considérés comme représentatifs de la piézométrie moyenne de la nappe du bassin versant de la Dé et représentent les points d'observations. Ces différents points permettent de réaliser la carte piézométrique de base en fonction de la période de modélisation.

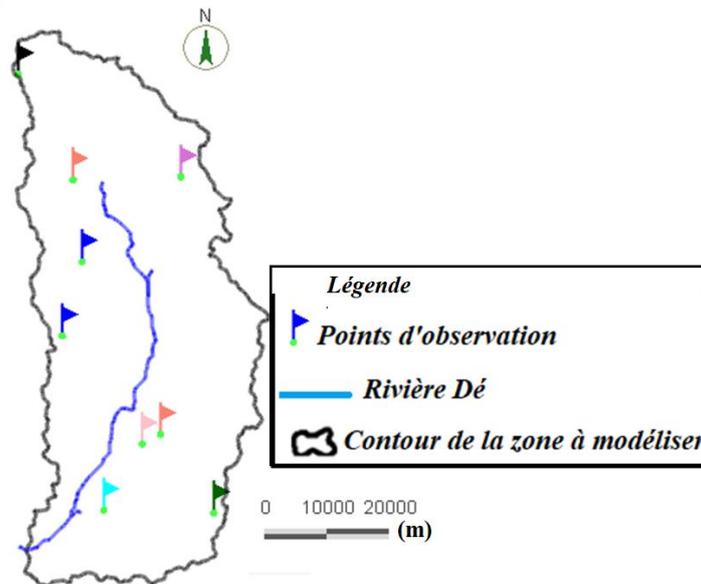


Figure 50 : Répartition des points d'observation sur le domaine à modéliser

4.3.3.3 Paramètres hydrodynamiques

La capacité d'un système aquifère à conduire le flux et à stocker l'eau est déterminée par ses propriétés hydrodynamiques. En régime permanent, la conductivité hydraulique et la recharge demeurent les seuls paramètres de l'aquifère qui vont avoir une influence sur le champ de potentiel hydraulique et les écoulements. Les conductivités hydrauliques des différentes couches ont été estimées à partir de l'interprétation des essais de pompages pour la couche

fissurée et par infiltrométrie double anneaux pour la couche superficielle. L'anisotropie de la conductivité hydraulique de l'aquifère n'a pu être prise en compte dans la détermination du système d'écoulement souterrain en utilisant les données d'essais de pompage issues des campagnes d'hydraulique villageoise. En effet, les données des essais de pompages ont été réalisés dans des forages uniques (sans points d'observations) avec un temps de pompage généralement très court. Par conséquent, 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. Pour l'attribution des valeurs de conductivité hydraulique, c'est l'approche milieu continu discrétisé qui a été utilisée.

- **Approche milieu continu discrétisé**

Quatre zones de conductivités hydrauliques sont définies et considérées pour la modélisation (Figure 51). Celles-ci sont associées aux principales formations géologiques du bassin versant qui sont : les granitoïdes homogènes, les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites. 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 lors de l'analyse des images radar. Les valeurs de conductivités hydrauliques attribuées aux accidents majeurs sont les moyennes (géométriques) de conductivités hydrauliques associées aux forages qui captent ces accidents majeurs. Dans cette approche, la troisième couche (le socle sain) a été considérée imperméable avec une conductivité hydraulique de $K = 10^{-9}$ m/s.

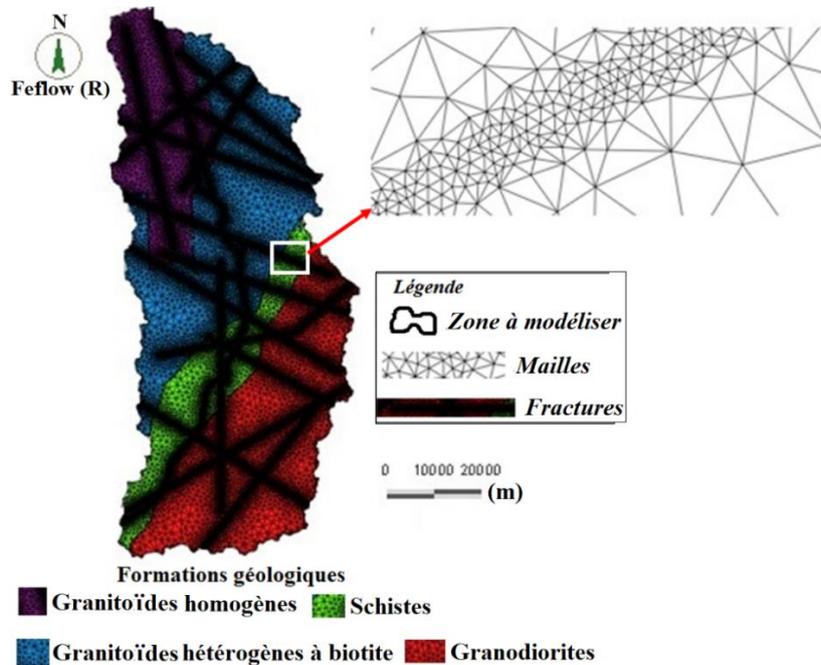


Figure 51 : Fractures introduites de façon discrète dans le socle suivant les formations géologiques (vue en plan)

4.3.3.3 Calage et validation des modèles d'écoulement souterrain en zone saturée

- **Calage en régime permanent**

Les différentes simulations effectuées ont été calibrées en régime permanent avec les données piézométriques en basses eaux (Février 2019) et validés avec celles de hautes eaux (Novembre 2019) dans la zone saturée.

Le calage d'un modèle consiste à ajuster les paramètres initiaux et les conditions aux limites de façon à reproduire avec une certaine fiabilité, l'évolution réelle de la nappe sur la période d'étude. Ainsi, le calage de notre 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. Ainsi, ces paramètres (conductivité et recharge) ont été ajustés par essai et erreur. La méthode de calage par essai et erreur a été choisie parce que sur ce sous-bassin versant, certains forages sont encore en activité. Le calage en régime permanent s'est effectué à partir des relevés piézométriques en basses eaux (Février 2019). 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 alors on reprend le processus.

Cette procédure est exécutée jusqu'à ce que les écarts entre les valeurs de terrain et celles calculées par le logiciel soient faibles (Rossier, 1990).

- Performance du modèle

Les équations 77 à 79 décrivent respectivement des critères de performances du modèle. Dans cette étude, en plus des critères de performances qui sont intégrés dans FEFLOW, d'autres méthodes ont été utilisés pour évaluer la performance des modèles. Il s'agit de la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne RMSE (équation 77). Dans ce cas, lorsque la valeur est proche de 0 m ceci indique un bon calage du modèle. Ensuite, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée NRMSE (équation 78). Dans ce cas, les valeurs les plus faibles ou inférieure à 10% indiquent une meilleure performance du modèle. En fin, le critère de Nash-Sutcliffe NS (équation 79), où une valeur proche de 100 % indique une meilleure performance du modèle (Caspar *et al.*, 2021).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T (\hat{Y}_t - Y_t)^2}{N}} \quad (m) \quad (Eq. 77)$$

\hat{Y} est la charges hydrauliques simulées au temps t ; Y est la Charges hydrauliques observées au temps t ; N est le Nombre de point de mesure

$$NRMSE = \frac{1}{\mu_Y} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y}_i)^2} * 100\% \quad (Eq. 78)$$

$$NS = \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^N |Y_i - \bar{Y}_i|^2}{\sum_{i=1}^N |Y_i - \mu_Y|^2} \right) * 100\% \quad (Eq. 79)$$

NRMSE « Normalized Root Mean Squared Error » ; NS «Nash-Sutcliffe » ; N : Nombre de point d'observation ; μ_Y est la moyenne des charges obsrvées ; Y_i est la charges observées au temps i ; \bar{Y}_i est la moyenne des charges simulées au temps i.

• Validation du modèle en régime transitoire

Le régime permanent ne permettant pas d'appréhender le fonctionnement dynamique de la nappe du sous-bassin versant de la Dé, au cours du temps. Nous avons validé le modèle numérique calé en régime permanent en régime transitoire dans le but de présenter la réaction hydraulique du milieu. La validation du modèle en régime transitoire tient compte de la variation des prélèvements dans les forages et de la recharge. Sur le bassin versant, les prélèvements dans les forages sont passés de 3 365,77 m³/j à 4 450 m³/j, compte tenu de certains

forages qui ont été mis en service depuis 2020. Quant à la recharge, des zones de recharges ont été élaborées et intégrées dans le modèle en fonction des différentes valeurs obtenues en 2019 et en 2020. Ainsi, les niveaux d'eau relevés sur le terrain ont été comparés aux niveaux d'eau calculés par le logiciel en prenant la piézométrie de novembre 2019 comme piézométrie de référence et la piézométrie des hautes eaux de novembre 2020 comme piézométrie de validation, avec un pas de temps d'une année.

4.4 Simulation des écoulements en zone variablement saturée (ZVS)

Un modèle bicouche 3D a été réalisé en zone non saturée à partir du modèle précédemment calé en zone saturée. La surface topographique (toit du modèle) a été régionalisée, à partir des points cotés issus à partir du traitement du modèle numérique de terrain de la zone d'étude réalisé sur ArcGis. Le mur a été aussi élaboré à partir des niveaux piézométriques de novembre 2019 (hautes eaux). Ainsi, seuls les paramètres calés au niveau de la première (couche d'altérite) ont été utilisés comme paramètres dynamiques en zone non saturée. A l'issue de cette conversion, nous avons appliqué au domaine les paramètres spécifiques au milieu non saturé et nécessaires à la résolution de l'équation de Richards. La résolution de cette équation utilise le modèle Mualem-Van Genuchten en se basant toujours sur les principales formations géologiques de la zone.

4.4.1 Conditions aux limites et initiales du modèle

Les conditions initiales du modèle validé en zone saturée ont été conservées (niveau piézométrique en hautes eaux 2019 et 2020) et les mêmes conditions aux limites assignées dans ce modèle (condition à flux nul autour de la zone et une condition de Cauchy sur la rivière) ont été utilisées.

4.4.2 Paramètres d'entrés du modèle 3D en zone variablement saturée

Tous les paramètres ayant servi à la construction du modèle d'écoulement sont consignés dans le tableau V. Les formations géologiques prises en compte ont été identifiées à partir de l'analyse des fiches techniques de forages et les paramètres correspondants ont été choisis.

Tableau V : Paramètres d'entrés du modèle d'écoulement

Formations géologiques	Données	Valeurs/Entités	Unités
Argile sableuse	Conductivité	$K_{xx}=K_{yy}=K_{zz}$ = valeur calée	m/s
	Teneur en eau maximale (T_m)	0,38	
	Teneur en résiduelle (T_r)	0,1	
	α	1,23	
	n	0,027	
Sable argileux	Conductivité	$K_{xx}=K_{yy}=K_{zz}$ = valeur calée	m/s
	Teneur en eau maximale (T_m)	0,39	
	Teneur en résiduelle (T_r)	0,1	
	α	1,48	
	n	0,059	
	Porosité totale (%)	40	
	Recharge (mm/an)	Valeur calée	
	Toit de l'aquifère	MNT	
	Mur de l'aquifère	Piézométrie de Novembre 2019 (Mur de la couche d'altérite)	
	Piézométrie de Novembre 2019 (09 Forages en panne)	Régime permanent	
	Piézométrie de Novembre 2020 (09 Forages en panne)	Régime transitoire	
	Temps de simulation	20	ans

4.4.3 Calage et la validation du modèle en zone variablement saturée(ZVS)

4.4.3.1 Calage en régime permanent

Ce modèle en ZVS a été réalisé en régime permanent en novembre 2019. Ainsi, les données de teneur en eau maximale (T_m) et résiduelle (T_r) en eau du milieu, les paramètres de Van-Genuchten (α et n) et la porosité totale ont été ajustés afin de stabiliser le niveau de l'eau dans l'aquifère. Le calage s'est effectué par essai/erreur comme dans le premier cas (modèle en zone saturée).

4.4.3.2 Validation en régime transitoire

La simulation en régime transitoire a été réalisée sur une période de deux ans, entre novembre 2018 et novembre 2020. Elle permet de préciser la distribution des paramètres

hydrodynamiques, en affinant le calage des conductivités hydrauliques, de la recharge et des paramètres de Van Genuchten implémentés. La comparaison des charges calculées et observées a permis de valider et stabiliser le modèle numérique, et de mettre en évidence certaines imprécisions. Le modèle ainsi réalisé en zone variablement saturée calé, validé et stabilisé en régime transitoire permet de faire des simulations prédictives.

4.5 Modèle de transport

L'objectif d'un modèle de simulation de transport de soluté dans les eaux souterraines est de rendre compte du comportement d'un contaminant donné (Konikow, 2001). Ce modèle de transport de polluants dans FEFLOW est couplé avec l'écoulement souterrain. Il s'est construit en définissant un problème, en choisissant un polluant, les conditions initiales, aux limites et les paramètres d'entrée. La simulation dans cette zone permis de déterminer le temps global de transfert des nitrates depuis la surface du sol jusqu'au premier forage situé sur la trajectoire du polluant.

4.5.1 Choix du Nitrate

Le nitrate (NO_3^-) a été choisi dans le cadre de cette étude car des indices de pollution par les nitrates sont souvent signalés dans certains puits et forages dans le sous-bassin versant de la Dé (Kamenan, 2021). La principale difficulté dans la modélisation du transport du nitrate réside dans la complexité des processus biologiques impliquant la transformation de l'azote dans la zone non saturée (Willigen, 1991). Cependant, Billaudot (1988), a montré que les ions NO_3^- sont assez stables et représentent la forme azotée qui parvient presque uniquement aux nappes souterraines. Pour cette raison, le nitrate (NO_3^-) est considéré dans cette étude comme un élément stable, ne réagissant pas avec la matrice. Il est très soluble dans l'eau et migre presque à la même vitesse que celle-ci.

4.5.2 Conditions aux limites et initiales du modèle

Les conditions aux limites considérées sont des conditions de Dirichlet, qui imposent des niveaux de concentration aux limites du domaine. Nous considérons que sur les différentes limites, les concentrations sont nulles car il n'existe pas de sources de pollution au niveau de ces limites. Une concentration initiale de 0 [-] a été assignée à tout le domaine. N'ayant pas identifié la source de pollution, la surface topographique du modèle a été considérée comme source de pollution et une concentration relative de 1[-] a été assignée. Ces modèles ont été élaborés en régime transitoire avec un pas de temps de 1 an à partir de novembre 2020.

4.5.3 Conditions hydrodynamiques du transport

Dans cette partie, la valeur de la porosité totale et de la dispersivité ont été assignée sur l'ensemble du domaine. Dans les simulations hydrogéologiques, le choix des dispersivités a toujours été un point délicat car elles sont fonction de l'échelle d'observation (Gelhar *et al.*, 1992). Dans ces simulations, les différentes dispersivités longitudinales ont été déterminées en se basant sur les travaux de (Gelhar *et al.*, 1992) (Annexe 6). Ainsi, connaissant l'épaisseur de la zone variablement saturée et la distance du premier forage par rapport au point d'injection en zone saturée, ce paramètre a été déterminé. En général, la dispersivité transversale représente entre 5 et 20% de la dispersivité transversale (Gelhar *et al.*, 1992). L'ensemble des paramètres de transport sont consignés dans le tableau VI. Dans cette partie une concentration réelle de 88,1 mg/l a été utilisée en zone saturée se basant sur les travaux de (Kamenan, 2021).

Tableau VI : Paramètres de transport des modèles en ZVS et zone saturé (ZS)

Paramètres		Unités	Valeurs Assignés
Porosité totale (%)		-	40
Constante de Henry		-	0
Dispersivité longitudinale	ZVS	m	2
	ZS	m	80
Dispersivité transversale	ZVS	m	0,1
	ZS	m	4
Epaisseur moyenne de la zone variablement saturée		m	15
Distance entre le point d'injection et le premier forage		m	6000
Concentration relative	ZVS		1
Concentration d'injection	ZS	mg/l	88,1
Temps de simulation	ZVS-ZS	ans	20

4.5.4 Détermination du temps global de transfert

Le temps global de transfert du nitrate est déterminé à partir du transfert vertical dans la zone non saturée et horizontal dans la zone saturée.

4.5.4.1 Temps de transfert vertical

Le temps de transfert vertical exprime le temps mis par un polluant depuis la surface du sol pour atteindre la zone saturée. Ce temps a été estimé à partir d'une coupe transversale suivant les différents scénarios de variation de la recharge directe simulée en conditions de pompage.

4.5.4.2 Temps de transfert horizontal

Le temps de transfert horizontal en zone saturée correspond au temps que met le polluant pour atteindre une zone cible situé à une certaine distance du point d'injection (forage le plus proche ou le lit de la rivière).

Conclusion partielle

Ce chapitre avait pour but de faire la présentation de la méthodologie adoptée dans cette étude en fonction des différents objectifs spécifiques. Ces différentes méthodes adoptées dans cette partie, ont permis d'obtenir des résultats qui sont présentés et discutés dans la troisième partie de ce mémoire.

PARTIE III : RESULTATS ET DISCUSSION

Chapitre 5 : Caractérisation du système hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

La méthodologie appliquée dans le paragraphe 4.1, permet de caractériser le système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Cette caractérisation permet aussi d'élaborer la carte linéaire du bassin versant de la Lobo en utilisant les images radar, d'analyser la productivité des aquifères fissurés, de déterminer les paramètres hydrodynamiques et d'élaborer le modèle conceptuel hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.

5.1 Structures linéaires du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

La figure 52 présente l'image sentinel 1A après pré-traitement par les filtres de rehaussement. Ces filtres adaptatifs (Lee 5X5, Frost 7X7 et median 5X5) de réduction du chatoiement utilisés, préservent les structures fines, la texture, les contours et la radiométrie des images SAR. Les filtrages ont éliminé les chatoiements dans les zones homogènes. A l'issue de ces traitements qui ont permis une accentuation des contrastes, nous avons donc une amélioration dans la perception des formes et lignes sur l'image radar.

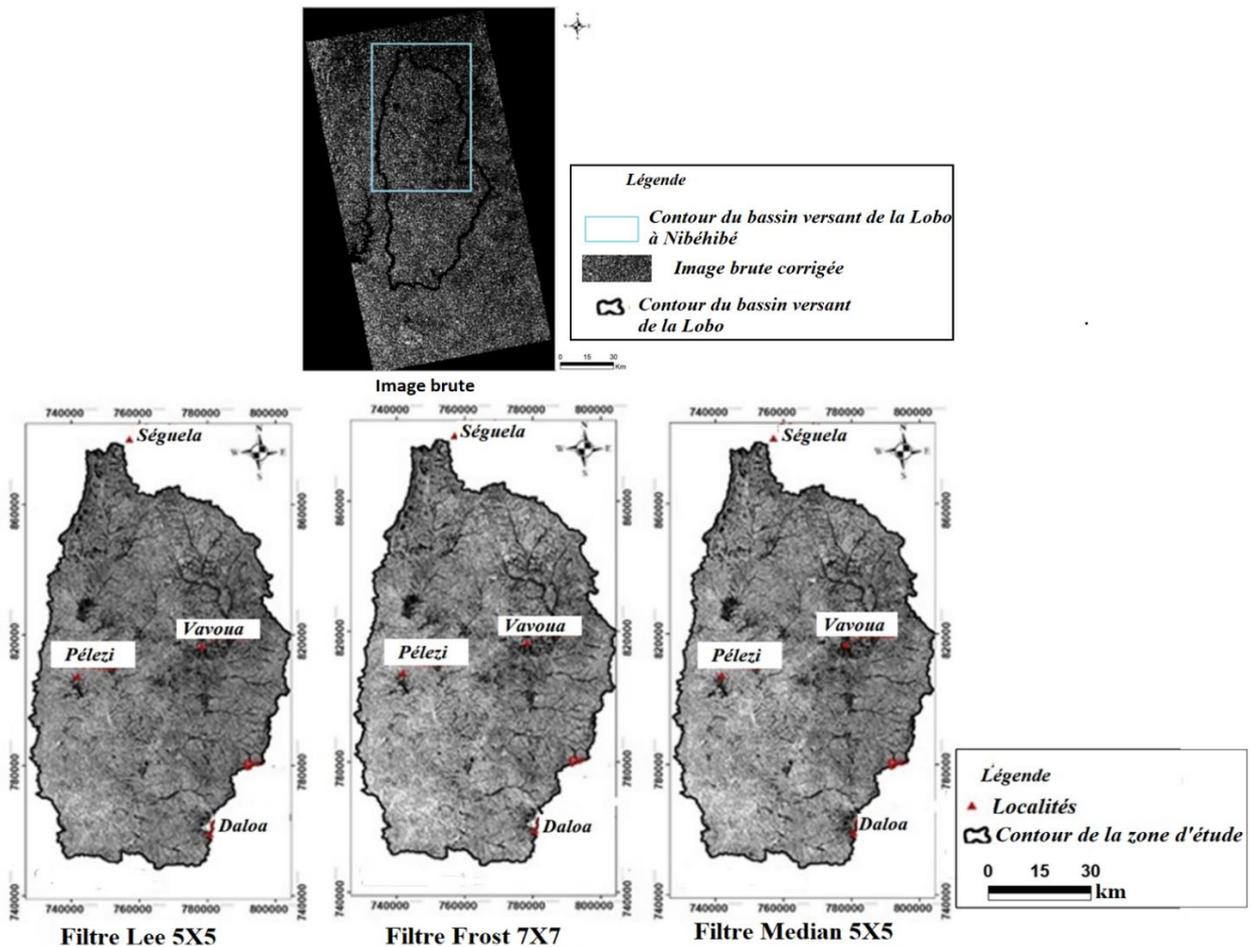


Figure 52 : Image Radar rehaussée issue de l'application des filtres

La perception des formes et lignes sur l'image traitée, nous a permis d'élaborer une carte des linéaments détaillés et une carte des linéaments majeurs de la zone. La majorité des linéaments a été relevée après filtrage des images.

5.1.1 Carte détaillée de linéaments

La carte détaillée des linéaments comprend tous les linéaments relevés (au total, 1809) pendant la phase d'extraction manuelle (Figure 53). La longueur cumulée des linéaments est égale à 13 430 Km avec une moyenne de 7 km sur une surface d'environ 7 000 km². L'interconnexion de ces linéaments forme un réseau très dense où les « petits » linéaments jouent un rôle hydraulique. L'exploitation de cette figure permet de faire une analyse de la distribution spatiale des linéaments (densité de fracturation, distribution des longueurs et des orientations des linéaments).

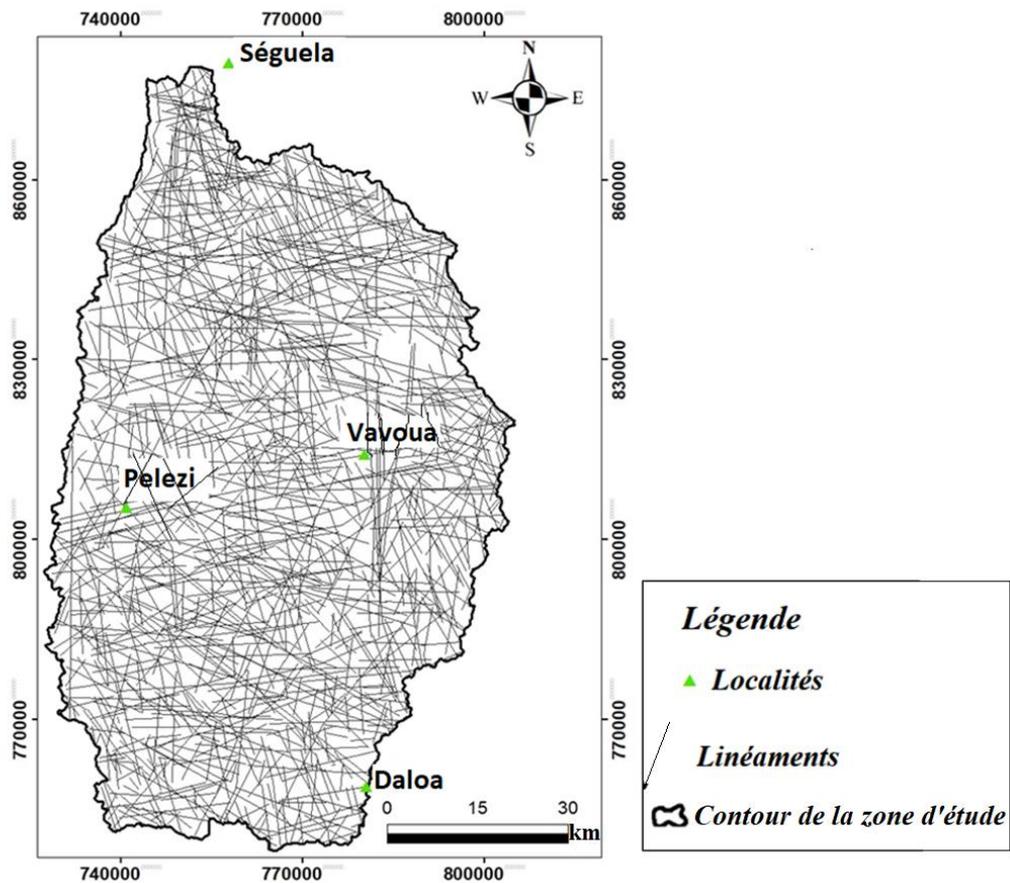


Figure 53 : Carte détaillée des linéaments du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

5.1.2 Linéaments régionaux

La figure 54 (A) illustre la carte des linéaments régionaux de la zone d'étude. Ils sont au nombre de 121. Cette analyse, au travers de la rosace directionnelle (Figure 56, B) montre que les linéaments suivent trois (03) directions majeures. Ces directions sont NO-SE ou direction

libérienne, NE-SO ou direction biremienne et la direction N-S qui est prédominante avec une fréquence d'environ 28% des linéaments de la zone. Ces linéaments sont recherchés lors des prospections hydrogéologiques pour la recherche d'eau souterraine, car leur grande taille favorise leur interconnexion avec d'autres linéaments.

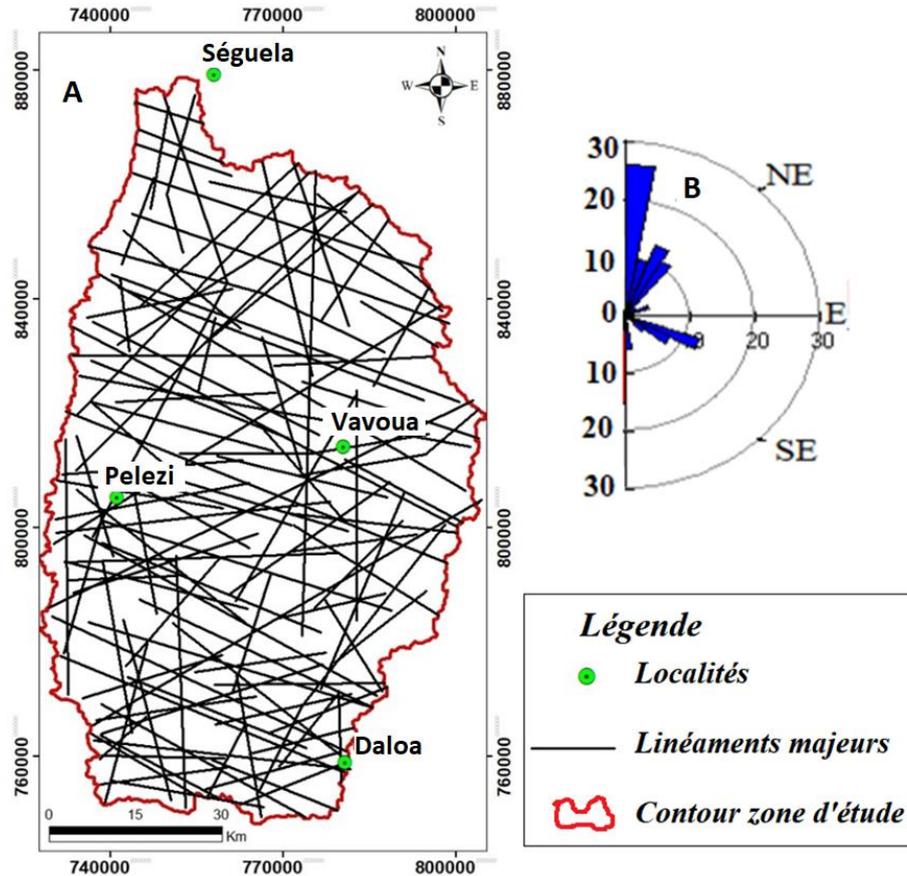


Figure 54 : Carte des linéaments régionaux (A) et la rosace directionnelle du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (B)

5.2 Validation des linéaments

5.2.1 Validation des linéaments par les structures géologiques existantes

L'analyse de la rosace directionnelle issue de la photogéologie (Figure 55 B), présente respectivement les directions majeures NE-SO et NO-SE. La rosace directionnelle issue des images optiques (Figure 55 C) montre également les directions majeures NE-SO et NO-SE. Ces rosaces directionnelles ne montrent pratiquement pas les directions N-S qui sont dominantes sur la rosace directionnelle issue des images radar. Dans tous les cas, de par leur résolution (10 m), l'utilisation des images radar pour la cartographie des structures géologiques est avantageuse en termes d'étendue et de nombre.

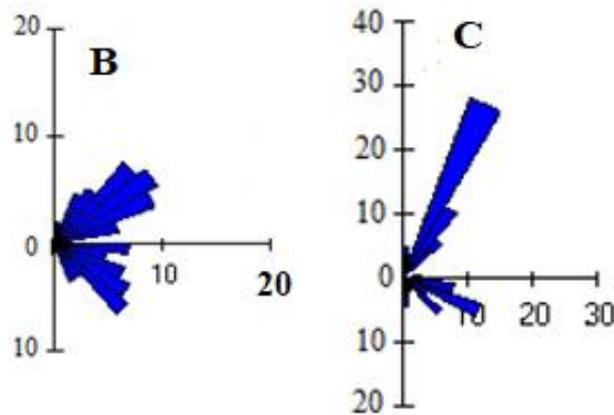


Figure 55 : Comparaison des rosaces : B) – issu des images optiques ; C) - issu de la carte photogéologique

5.2.2 Corrélation entre le débit des forages et leur distance aux linéaments majeurs

Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, 37,5 % des forages ayant débits forts ($Q \geq 5 \text{ m}^3/\text{h}$), sont situés à une distance comprise entre 12 m et 271 m des linéaments majeurs. Toutefois, certains débits importants ont été observés à des distances allant de 550 à 1 300 m des linéaments majeurs. Bien que n'étant pas proches ou sur ces mégafractures, ces forages pourraient avoir rencontrés certaines fractures secondaires mises en évidence sur la carte des linéaments détaillés. Ces fractures pourraient être connectées aux fractures majeures. Dans cette zone, la distance moyenne entre les forages à débits importants et les linéaments majeurs est estimée à environ 500 m.

Les forages ayant des débits moyens ($2,5 \text{ m}^3/\text{h} \leq Q < 5 \text{ m}^3/\text{h}$) représentent environ 10,5% des points d'eau de la zone. Ces forages, dont la quasi-totalité ont été implantés en se basant sur la géophysique sont situés à moins de 1000 m du linéament le plus proche.

Dans cette zone, sur les 133 forages utilisés dans le cadre de cette étude 68 d'entre eux soit 52 % ont des débits faibles ($Q \leq 2,5 \text{ m}^3/\text{h}$). Ces forages sont pour la plupart situés à plus de 1000 m des linéaments. Ils ont été réalisés en se basant principalement sur la morphologie de la zone (Figures 56 et 57).

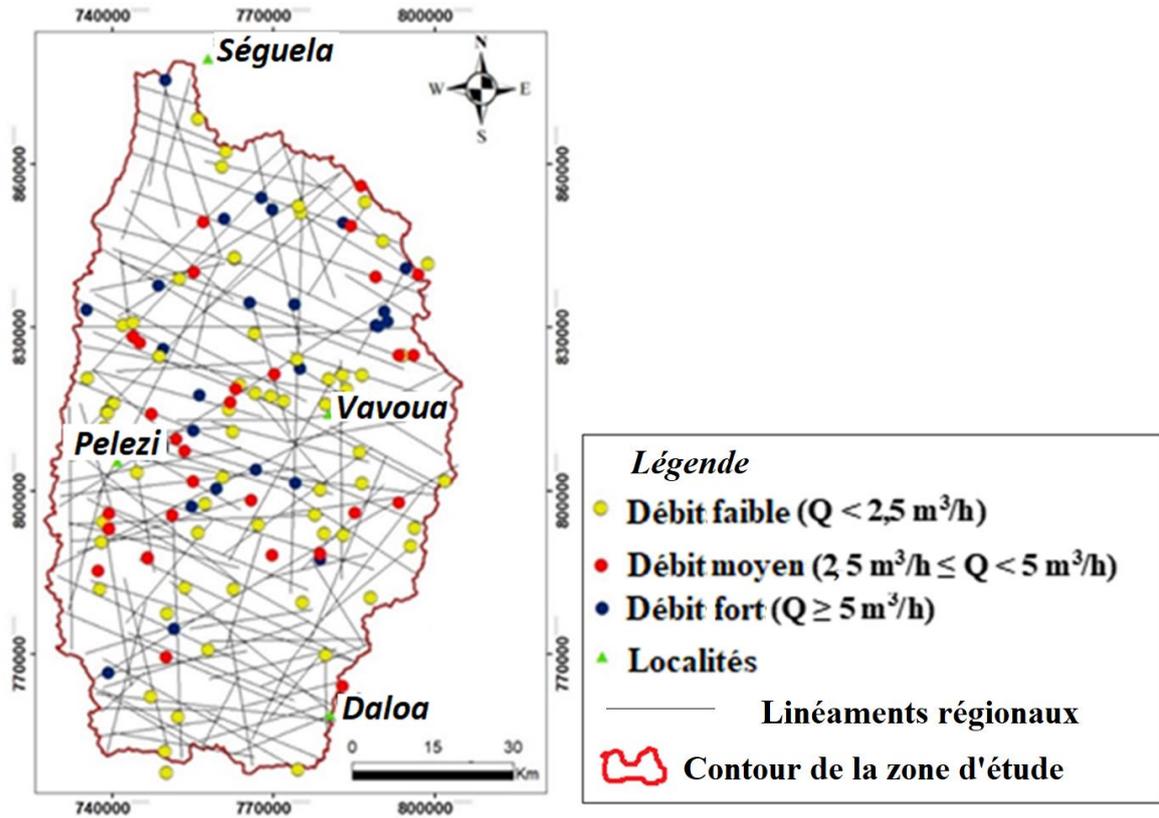


Figure 56 : Validation de la carte des linéaments régionaux par les débits des forages

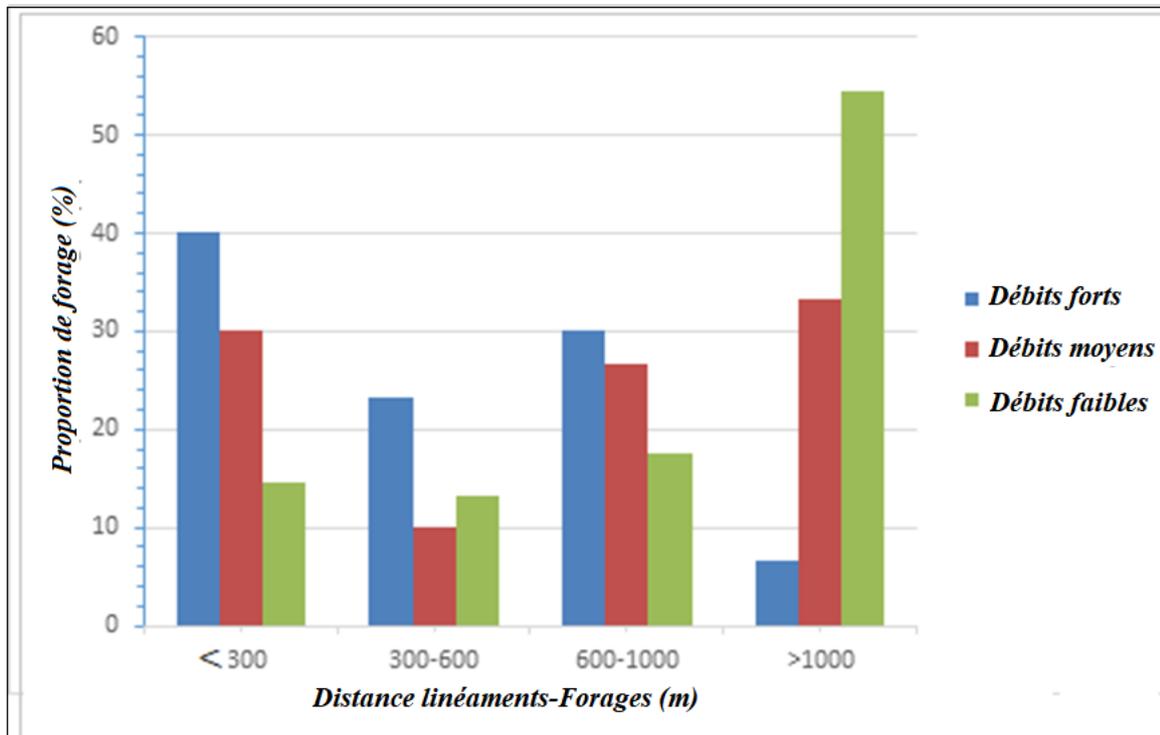


Figure 57 : Distribution des forages en fonction de la distance qui les sépare du linéament le plus proche

5.3 Analyse statistique des réseaux de fractures

5.3.1 Rosace directionnelle

L'analyse statistique des fractures a permis de déterminer les pourcentages en nombre et en longueur cumulée de fractures. Elle conduit aussi à la réalisation de la rosace directionnelle (Figure 58). La distribution de la fracturation exprimée en nombre et en longueur cumulée sur la rosace directionnelle n'est pas homogène. De cette figure, trois (03) orientations majeures que sont N-S, NE-SO et NO-SE se dégagent avec des fréquences respectives de 28 ; 13 et 12%. La principale direction est N-S qui correspond à la direction subméridienne.

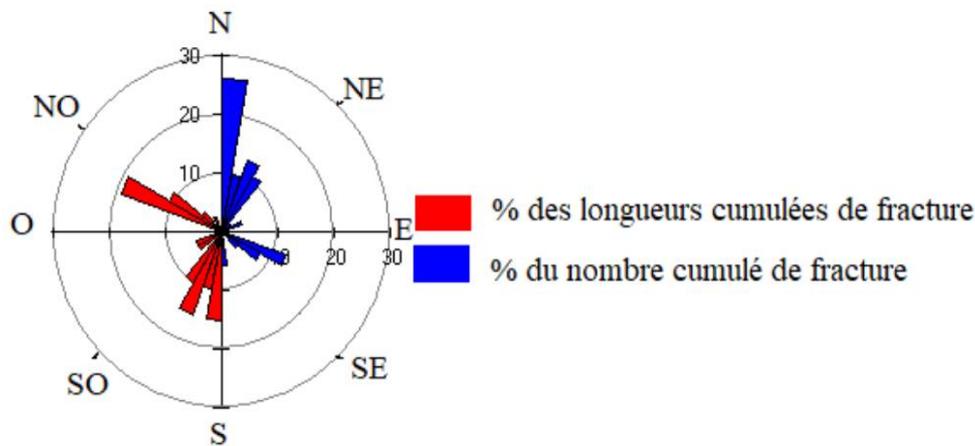


Figure 58 : Rosaces directionnelles des fractures

5.3.2 Etude de l'intensité de la fracturation

Afin de mieux observer la distribution spatiale de la densité de fracturation suivant le nombre de fractures par unité de surface, nous avons construit une carte de densité de fracturation. La densité de fracturation est variable sur le bassin versant. Les fractures sont donc inégalement réparties sur l'ensemble de la zone d'étude. Une analyse globale de cette carte permet de d'annoncer que le bassin versant de la Lobo est fortement fracturé. En effet, les classes moyennes, fortes et très fortes représentent environ 92% de la zone d'étude. Par contre, les zones de faible densité de fracturation occupent environ 8% de la zone d'étude. Néanmoins, il faut souligner que les zones de très fortes densités de fracturation occupent environ 25% de la surface du bassin versant et constituent des poches observables dans le centre, l'ouest et le nord de la zone (Figure 59).

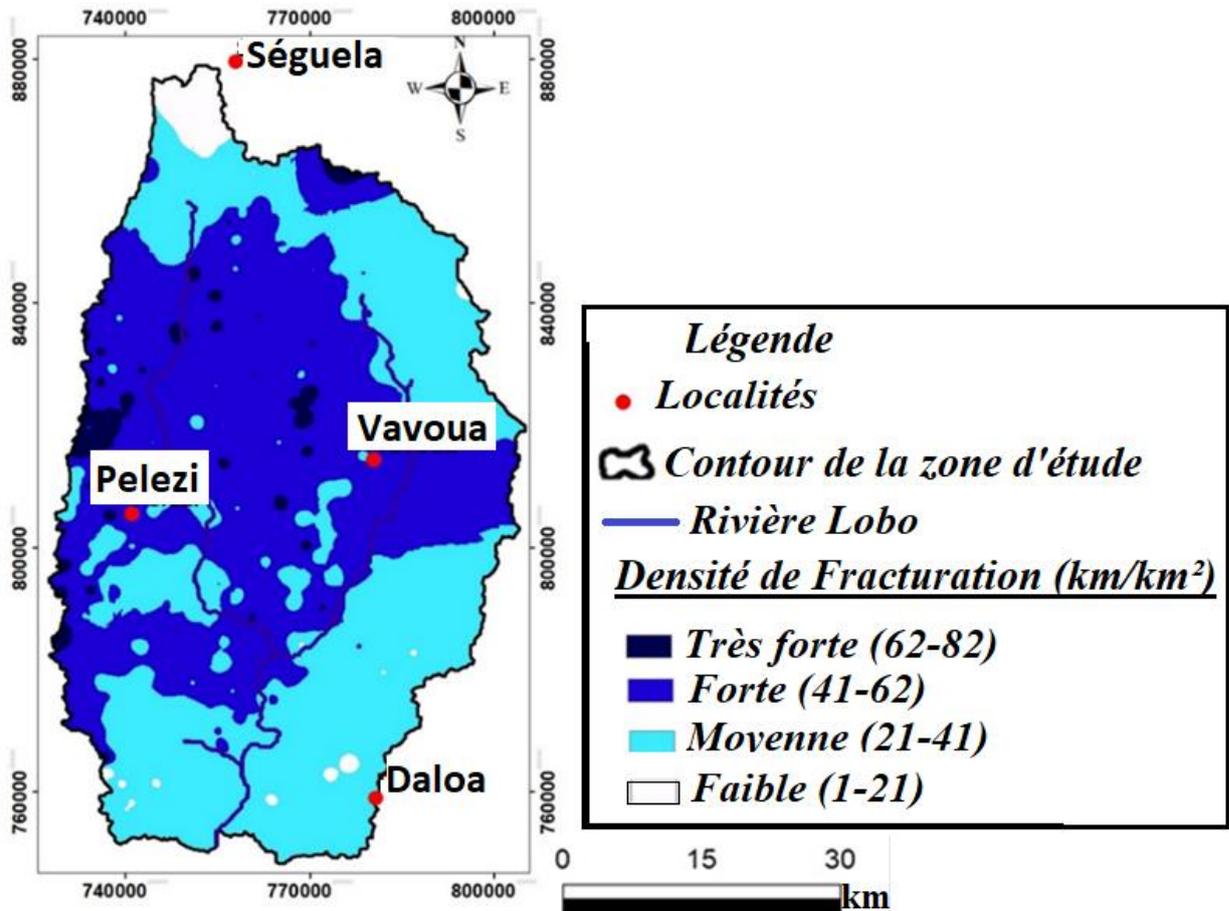


Figure 59 : Carte de densité de fracturation du bassin versant de la Lobo

5.4 Etude des aquifères discontinus par exploitation des données géoélectriques

5.4.1 Types d'anomalies identifiés

Un total de 135 discontinuités géoélectriques ont été identifiées à partir des différents profils de résistivité électrique. Quatre types d'anomalies conductrices suspectées d'être des fractures ont été identifiés. Ce sont des anomalies conductrices de type "V", "U", "H" et "W". Elles présentent des compartiments étroits et larges qui pourraient être favorables à la réalisation de forages productifs (Figure 60). Les formes d'anomalies les plus couramment rencontrées sont en forme de "V" avec une fréquence d'environ 56,25 %. Les anomalies en forme de "W" ont une fréquence de 25 %, suivies par les anomalies en forme de "H" (12,5 %) et "U" (6,25 %).

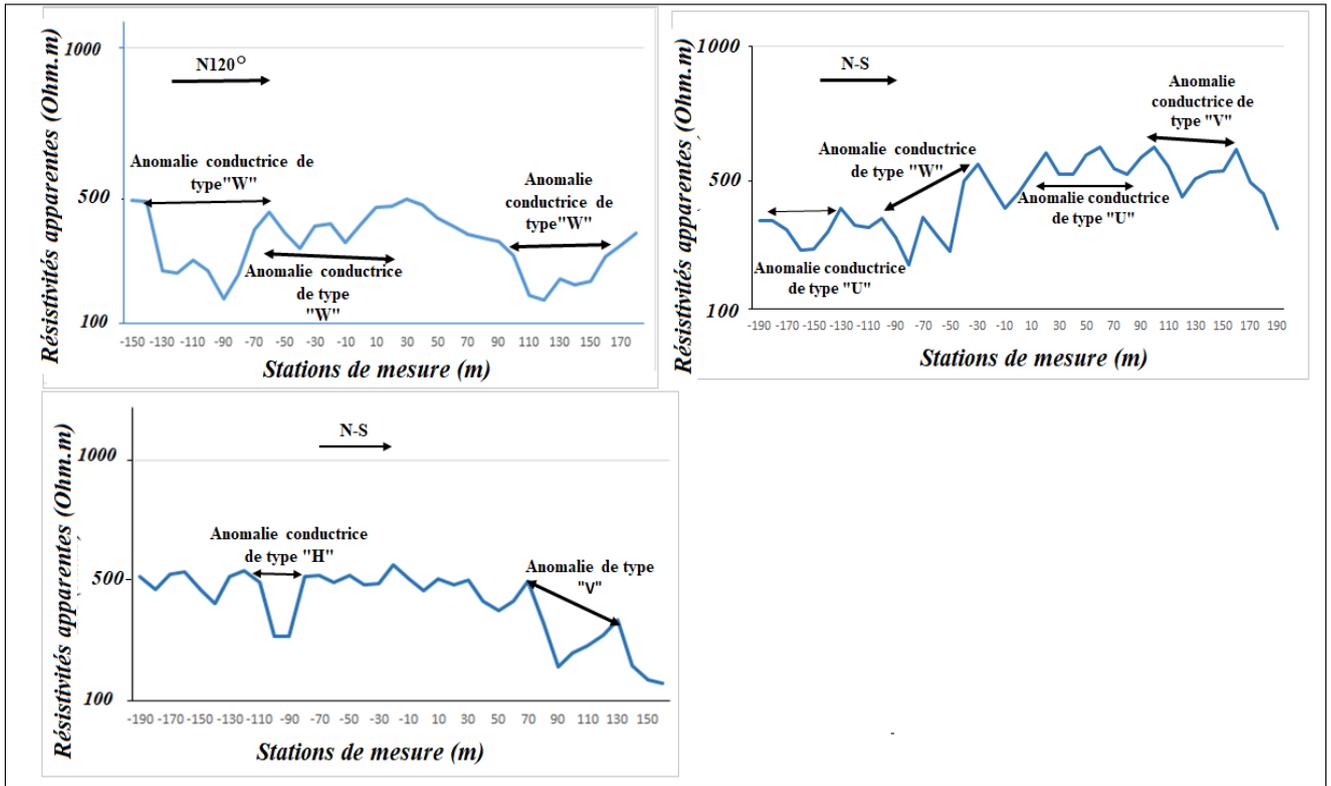


Figure 60 : Exemples de types d'anomalies conductrices identifiées à Daloa

5.4.2 Extension des anomalies géologiques

De par sa caractéristique géologique et hydrogéologique, le socle cristallin constitue un réservoir aquifère très fracturés. L'eau pouvant s'y trouver est localisée essentiellement dans les discontinuités géologiques qui sont généralement des fractures ou des failles. L'analyse et l'interprétation des profils parallèles et des cartes d'isorésistivités permettent de mettre en évidence l'extension de ces anomalies géoélectriques.

5.4.2.1 Discontinuités géologiques identifiées à partir des profils parallèles

Les directions des profils parallèles et le nombre des discontinuités géologiques mises en évidence dans cette étude sont dans le Tableau VII.

Tableau VII : Directions des profils et nombre de discontinuités géologiques

Localités	Direction des traînés électriques	Nombre de discontinuité
Daloa	E-O°, N-S°, N55°	90
Banoufla	N120°, N50°	11
Abdoulaye carrefour	N-S°, E-O	21
B. Koukoghé	N-S°, E-O°	13

Ces alignements d'anomalies conductrices sont identifiés à partir de 2 profils parallèles. La figure 61 présente un exemple d'alignement d'anomalies conductrices identifiées à Daloa. Ces alignements mis en évidence à partir des profils parallèles L2-0+00 et L2-0+42 w distants de 42 m et suivant la direction Nord-Sud correspondent à des lignes de fractures dans le socle. Ces lignes de fractures sont matérialisées par des alignements d'anomalies en forme de "U" "W" et "V". A la suite de l'identification de ces anomalies conductrices, des forages ont été réalisés avec des débits respectifs de 22 et 13,5 m³/h. Le plan de réalisation de l'ensemble des prospections géophysiques est présenté en Annexe 1.

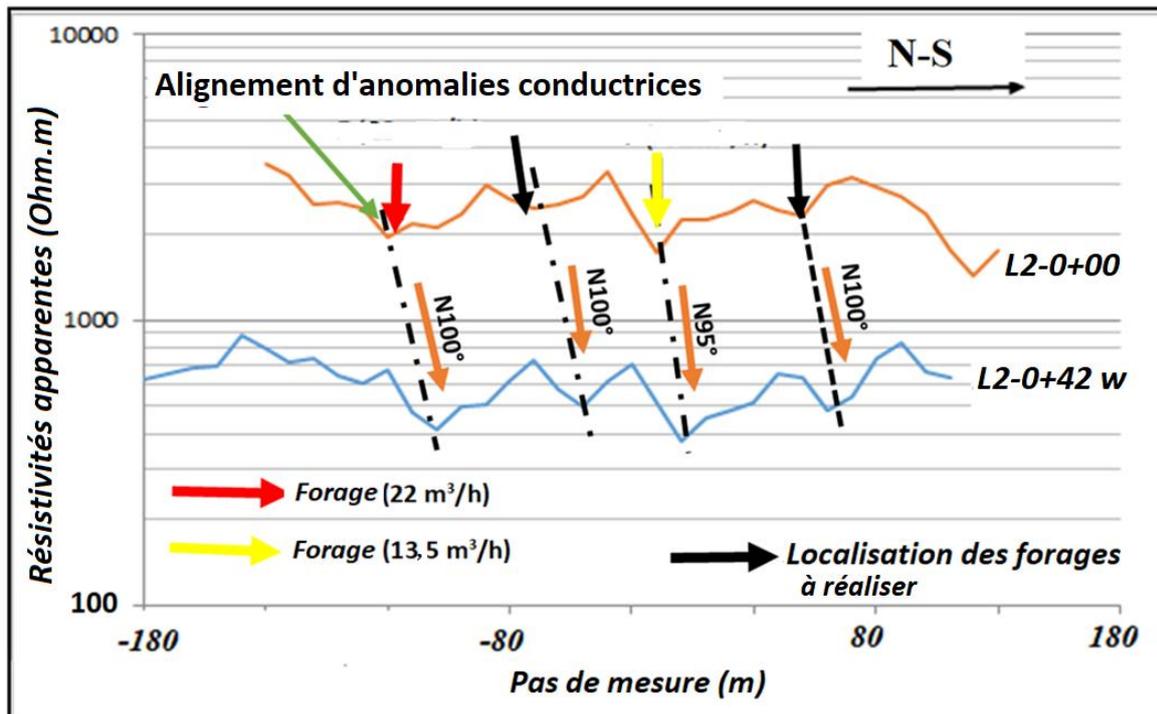


Figure 61 : Alignements d'anomalies conductrices à Daloa (Février 2021)

5.4.2.2 Cartes d'isovaleurs de résistivités

Dans cette étude, quatre cartes d'isovaleurs de résistivités ont été réalisées (Figure 62). Ces cartes mettent en évidence une distribution des résistivités apparentes. Sur ces cartes, des alignements d'anomalies conductrices ont également été identifiés. Ces alignements représentés par des traits discontinus correspondent à des discontinuités géologiques du socle qui constituent des couloirs de drainage préférentiel des eaux souterraines. Ces discontinuités ont pour principales directions E-O, N-S, N35, N50, N60, N100 et N130. Ces différentes cartes réalisées permettent de différencier les zones de socle de faibles résistivités favorables à l'implantation de forages productifs et des zones de fortes résistivités représentant probablement le socle sain. Dans la zone de Daloa, sur les 11 forages positifs réalisés après cette étude, 9 ont été réalisés dans des zones de faibles résistivités soit un taux de réussite de 82%. Le débit à la foration de ces forages varie

entre 7,5 et 22 m³/h. Quant aux forages négatifs qui ont tous été réalisés dans des zones de fortes résistivités, leurs débits varient entre 0,5 et 3 m³/h. Ces zones dites de faibles résistivités électriques sont des zones densément fracturée où la probabilité d’avoir des forages positifs est plus grande.

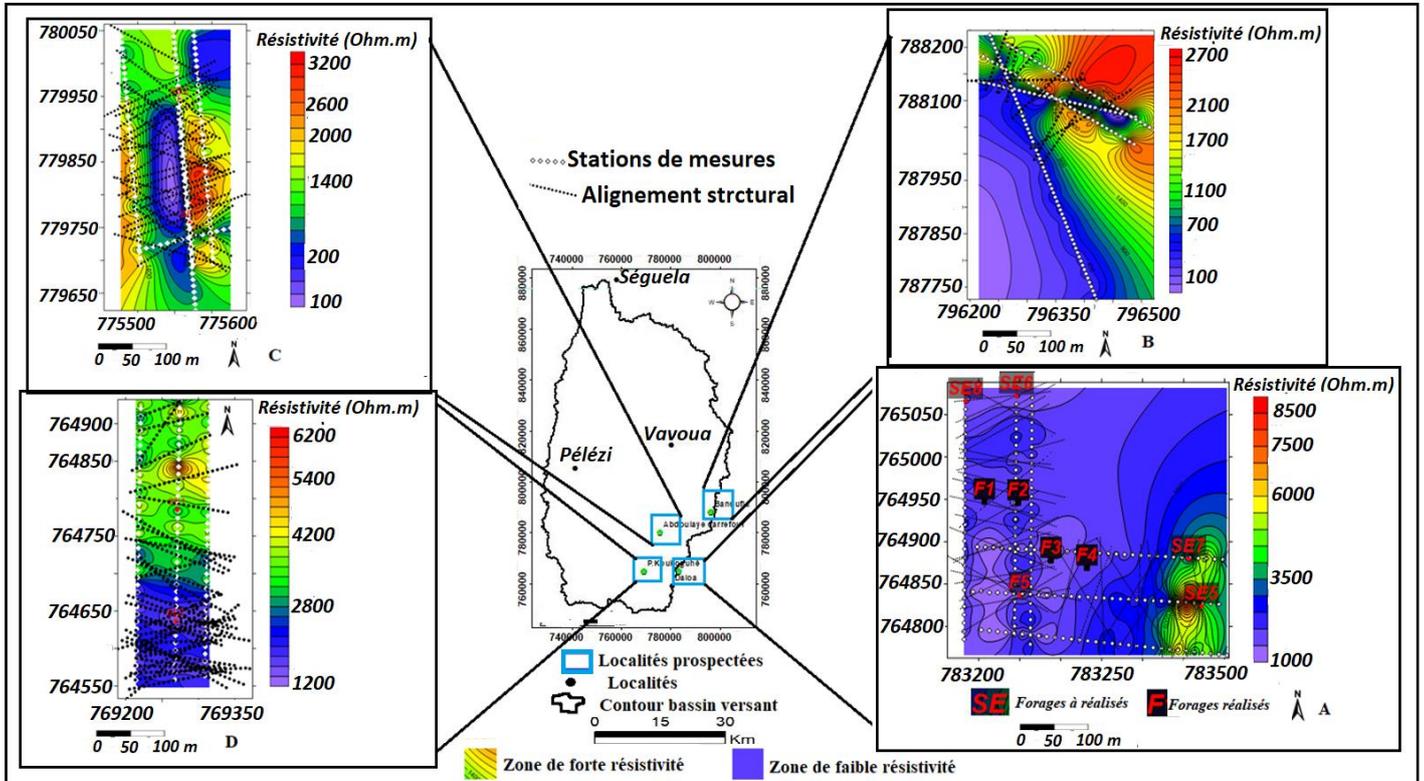


Figure 62 : Cartes d’isoresistivités de Daloa (A), Banoufla (B), Abdoulaye carrefour (C) et de B. Koukoghuhé (D)

5.4.3 Validation de la carte de fracturation à partir des résultats géophysiques

La superposition des fractures issues des images radar et celles issues des données géoélectriques montre certaine concordance (Figure 63). L'analyse des différentes rosaces directionnelles obtenues des discontinuités géologiques relevées à partir des données géophysiques et du réseau de linéaments, permet d'effectuer une validation de la carte linéamentaire. Il ressort de cette analyse que ces rosaces présentent de nombreuses similitudes (Figure 64). En effet, la principale direction des orientations des linéaments (N0-10 avec 28% du nombre total) concorde avec celle des discontinuités géologiques (N0-10 avec 14% du nombre total). Cette concordance observée au niveau de ces rosaces confirme la validation de la carte des linéaments majeurs du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.

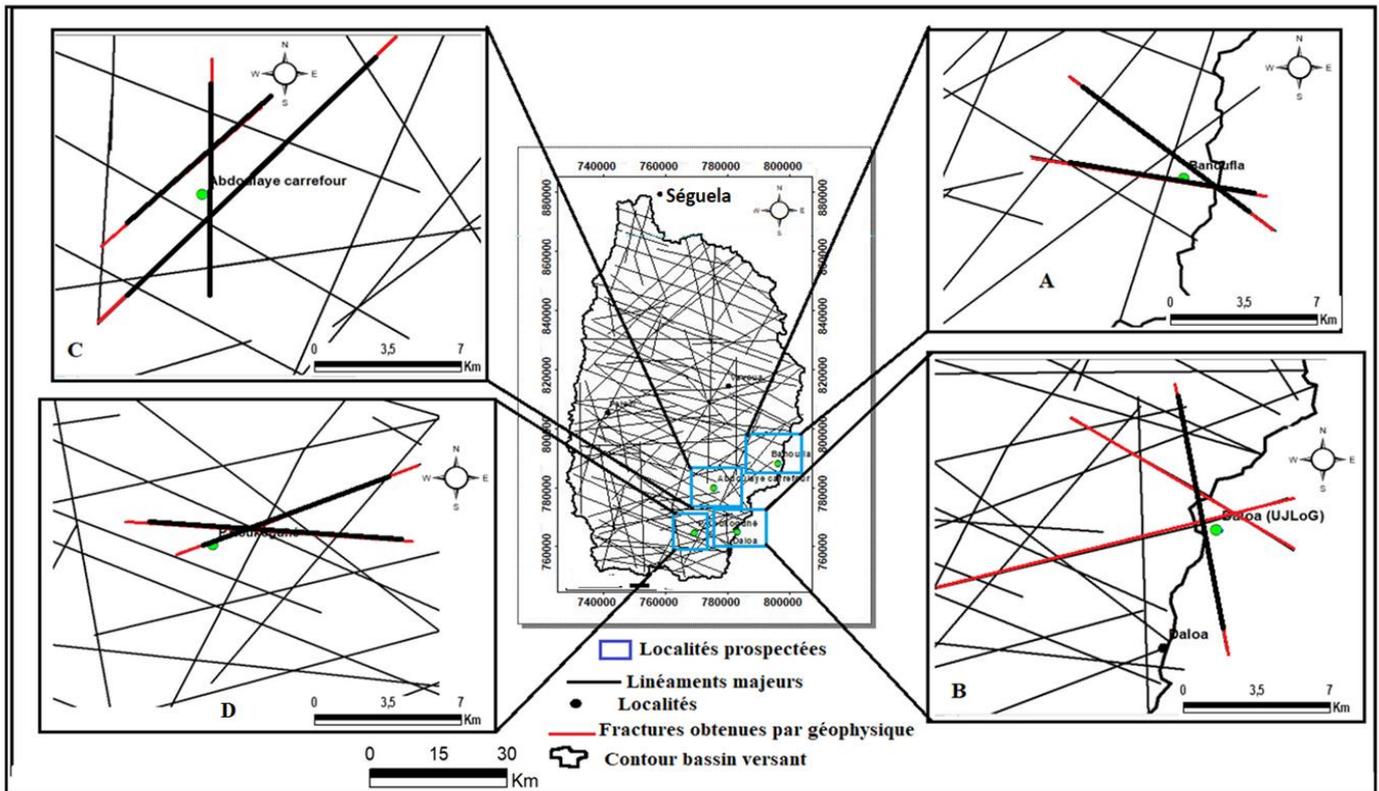


Figure 63 : Superposition des fractures identifiées par géophysique aux linéaments majeurs, exemple de Banoufla (A), Daloa (B), Abdoulaye Carrefour (C), B. Koukoghé (D)

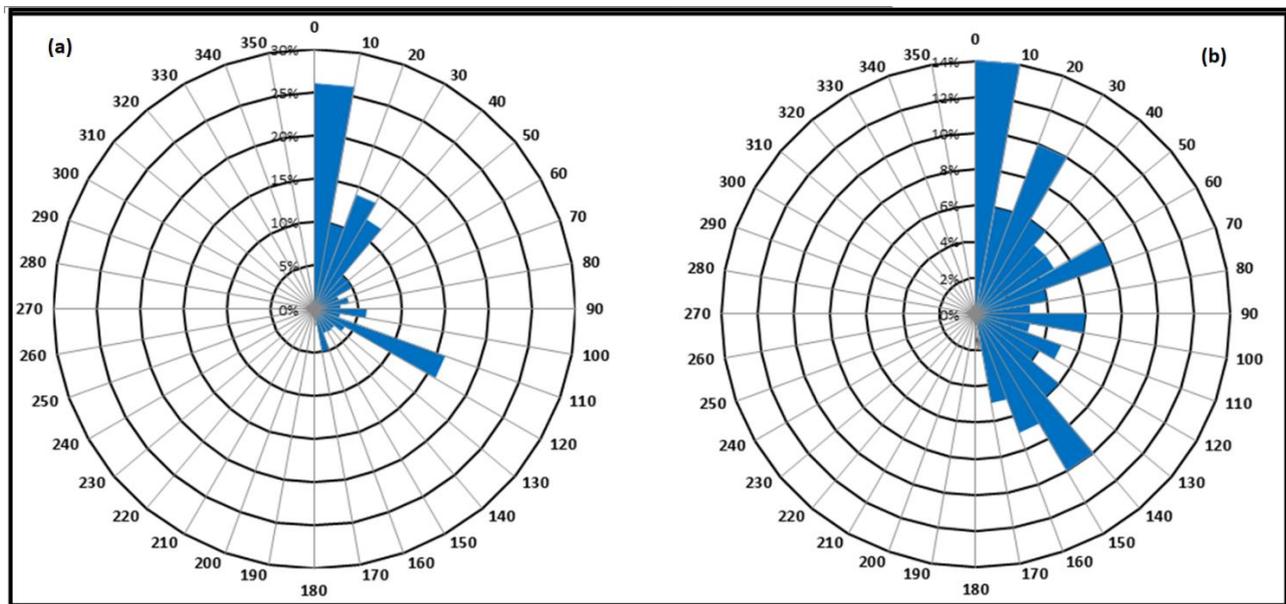


Figure 64 : Rosace directionnelle des linéaments issus des images radar (a) et des anomalies géologiques identifiées à partir des profils électriques

5.5 Description lithostratigraphique du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

5.5.1 Description à l'aide des données de forages

L'analyse de 159 logs de forages montre que le profil d'altération du bassin versant du Lobo à Nibéhibé correspond à une structuration verticale classique. 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. Il s'agit de la terre végétale, de la saprolite, de la frange fissurée du socle et du socle sain.

5.5.1.1 Terre végétale

Cette couche constitue le premier horizon de surface identifié avec une épaisseur qui varie de 0 à 1,5 m en moyenne. Localement, elle peut atteindre 2,5 m. Elle recouvre généralement la couche de saprolite.

5.5.1.2 Saprolite

Cette couche peut être subdivisée en deux sous-couches dont la sous-couche allotérite et la sous-couche d'isaltérite riche en sable. Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, cette couche de saprolites a une épaisseur moyenne d'environ 37 m et varie localement entre 18 et 58 m de profondeur.

- Sous-couche allotérite

Au niveau de cette sous-couche, la roche saine n'est pas perceptible. Elle a une épaisseur moyenne de 21 m, mais peut localement atteindre 40 m. 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 est argileuse. Elle n'est pas toujours visible à l'affleurement, mais a une épaisseur qui varie entre 4 et 5 m en moyenne et peut localement atteindre 10 m.

- Sous-couche isaltérite

Cette sous-couche est riche en sable et a une épaisseur moyenne d'environ 10 m. Sur certains sites, cette sous-couche peut atteindre 28 m. Elle est généralement constituée de sable fin et grossier, de sable argileux et parfois de granite très altéré.

5.5.1.3 Frange fissurée du socle

Cette couche est intermédiaire entre la roche saine et la sous-couche d'isalérite et/ou l'on observe la plupart des arrivées d'eau. Cette couche 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 fissurée du socle est généralement comprise entre 20 et 66 m avec une moyenne d'environ 40 m. Dans le bassin versant du Lobo, cette couche est principalement constituée de granite légèrement altéré.

5.5.1.4 Roche saine

Cette couche est à la base du profil d'altération. Elle peut être visible à l'affleurement et n'est perméable que si des fractures profondes sont présentes. Même si ces fractures sont aussi perméables que les fractures de la frange fissurée, leur densité 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 65).

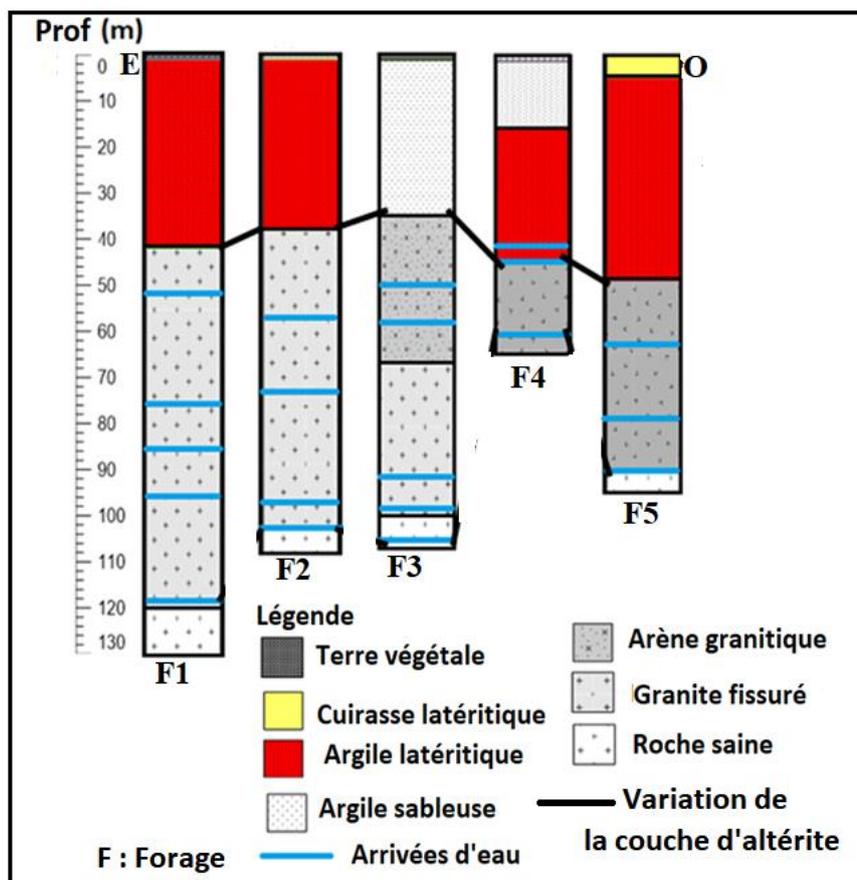


Figure 65 : Exemples de profils d'altération sur du granite dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

5.5.2 Description de la structure lithostratigraphique à l'aide des données électriques

5.5.2.1 Sondages électriques 1D

Au total 66 sondages électriques ont été réalisés (Annexes 3). Ces sondages sont de type KH (sondage qui commence par une forme en “cloche puis en fond de bateau”), H (sondage en “fond de bateau”) et A (sondage en “escalier sur la branche montante”) (Figure 66). Ces courbes de sondages électriques présentent généralement 3 à 4 terrains avec des épaisseurs et des résistivités électriques variables.

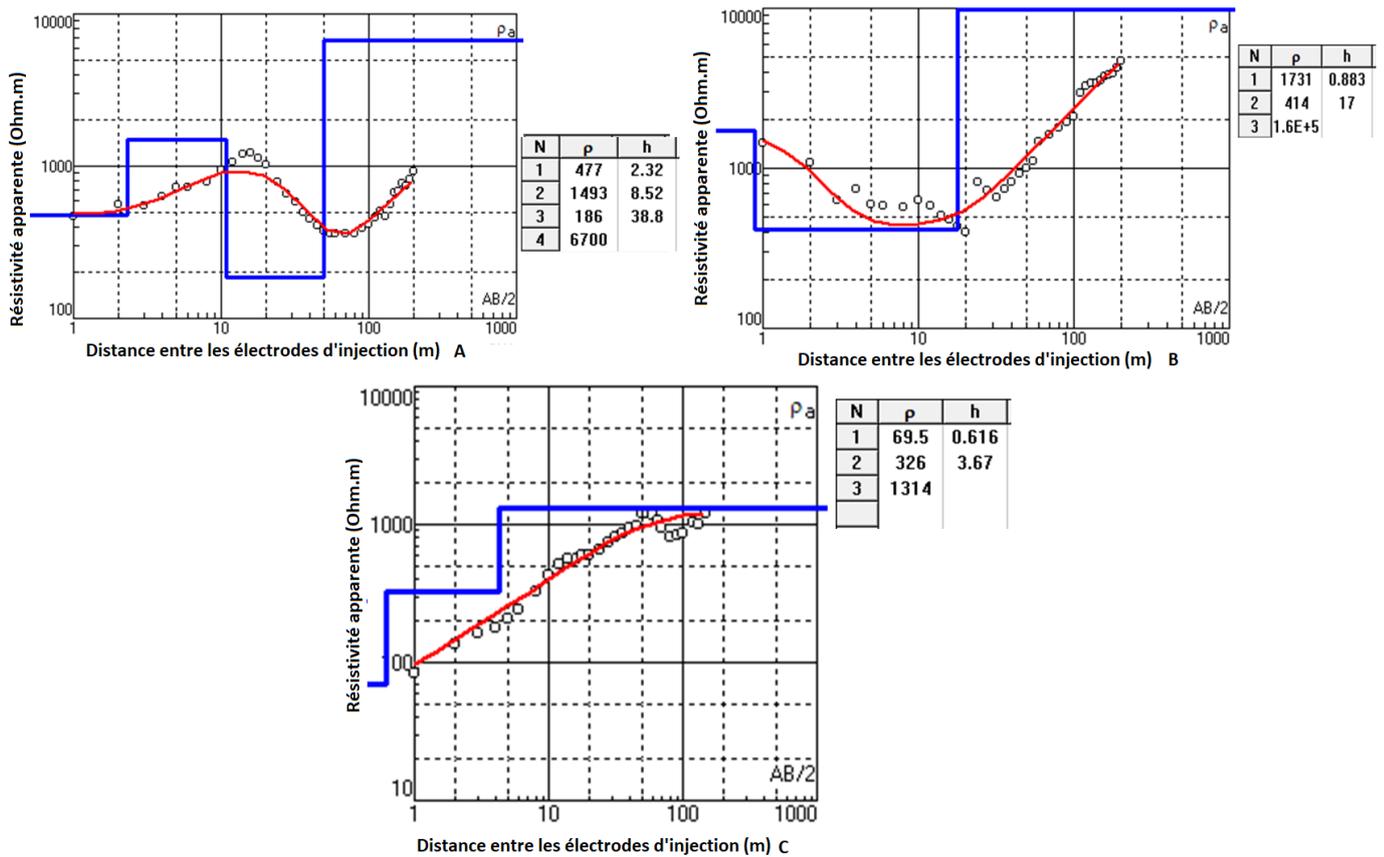


Figure 66 : Exemple de types de courbes de sondages électriques identifiées dans les zones prospectées

Dans cette étude, 16 des 66 courbes de sondages électriques ont servi à la réalisation de 16 forages. Ces courbes de sondages électriques utilisées pour la réalisation des forages présentent spécifiquement des courbes de sondages électriques de types KH au nombre de 15 et H. (Tableau VIII).

Tableau VIII : Résumé de l'interprétation des résultats des sondages électriques utilisés pour la réalisation des forages

Sites	Épaisseur de la couche (m)			Résistivité de la couche (Ωm)				Types de courbes de sondages
	H1	H2	H3	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	
Site 1	2,3	8,5	38,8	477	1493	186	6700	KH
Site 2	0,8	17	-	1731	414	$1,6 \cdot 10^5$		H
Site 3	2	3,3	38,7	528	1248	170	33626	KH
Site 4	1,1	26,2	26,1	83,6	956	95,6	1169	KH
Site 5	0,4	14,8	21,4	123	1685	133	5666	KH
Site 6	1,5	13,6	26,9	117	1000	253	1425	KH
Site 7	0,9	17,1	31,1	386	852	216	690	KH
Site 8	1,3	11,4	35,9	631	1898	256	1128	KH
Site 9	0,9	2,8	14,5	358	782	229	1462	KH
Site 10	0,6	10,5	23,8	273	1046	170	1337	KH
Site 11	1,6	15	22,8	427	951	88,7	9323	KH
Site 12	5,6	5	18,9	438	2798	86,8	30500	KH
Site 13	0,5	9,7	24,6	360	1174	172	2563	KH
Site 14	1,5	8,5	31,4	644	2183	283	819	KH
Site 15	0,6	11,8	16,4	179	1434	175	4228	KH
Site 16	0,5	13,4	18,4	259	1490	628	6010	KH

La zone d'étude est constituée de 4 unités géologiques électriquement distinctes. La première a une épaisseur comprise entre 0,4 et 5,6 m avec une moyenne de 1,4 m et peut être assimilée à un horizon humifère (sol végétal). La résistivité électrique de cette couche varie entre 83,6 et 1731 $\Omega\cdot\text{m}$. La seconde, d'une épaisseur comprise entre 2,8 et 26,2 m, est comparable à une couche d'argile parfois surmontée d'une épaisse couche de cuirasse latéritique. Ces deux premières unités géologiques forment la saprolite, dont l'épaisseur peut atteindre 27 m. La résistivité électrique de cette couche varie entre 414 et 2 798 $\Omega\cdot\text{m}$. Cette zone est généralement saturée en témoigne les valeurs de résistivités électriques obtenues et contient l'aquifère d'altérite exploité par les puits traditionnels. La troisième couche, d'une épaisseur moyenne de 26 m, est assimilable à la frange fissurée du socle. La résistivité électrique de cette couche varie entre 86,8 et 1462 $\Omega\cdot\text{m}$. Cette zone correspond au principal aquifère dans le bassin versant de la Lobo et est généralement exploité par les forages. La dernière, qui pourrait être assimilée à la roche saine dont le sommet est fracturé, a une résistivité qui varie entre 2563 et $1,6 \cdot 10^5$ $\Omega\cdot\text{m}$.

Une comparaison des résultats de sondages électriques et des forages réalisés à la suite de ces sondages électriques a été faite. La figure 67 présente les sondages électriques et les logs des cinq forages ayant les plus importants débits ($Q \geq 7 \text{ m}^3/\text{h}$) sur les 16 réalisés à Daloa. La différence

entre les épaisseurs des principales formations géologiques est importante au niveau des sondages électrique SE5 et SE27. Mais dans l'ensemble, une bonne correspondance a été établie entre les données de forages et de sondages électriques.

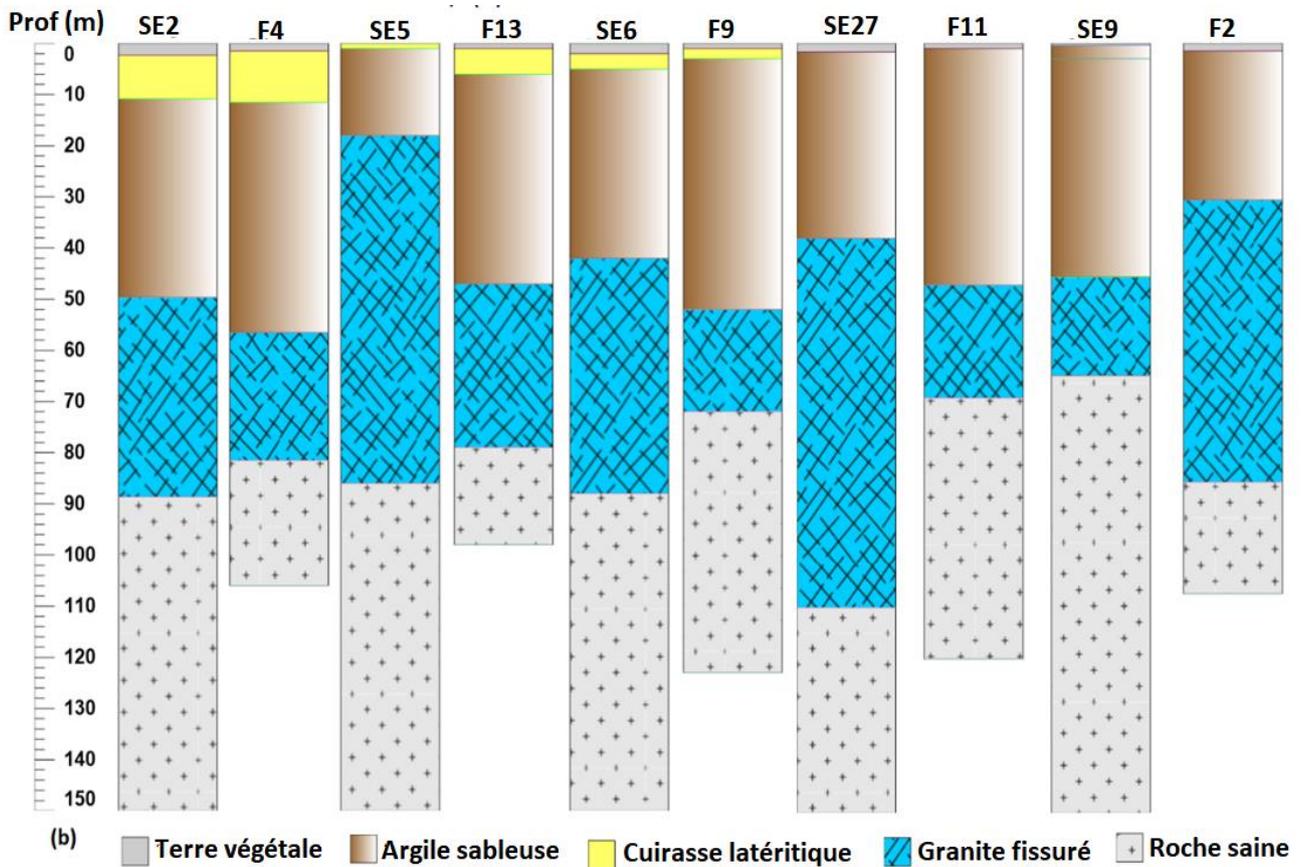


Figure 67 : Comparaison entre les coupes géoélectriques et les coupes de forages

5.5.2.2 Profondeur des forages et sondages de résistivité électrique

L'analyse de la variation de la résistivité électrique en fonction de la profondeur obtenue à partir des sondages de résistivités électriques a permis d'attribuer des gammes de résistivités électriques à chaque couche du profil d'altération. Ces sondages révèlent que pour un profil d'altération donné, les valeurs de résistivités électriques varient avec la profondeur et au sein d'une même couche, témoignant ainsi de l'hétérogénéité de celle-ci (Figure 68).

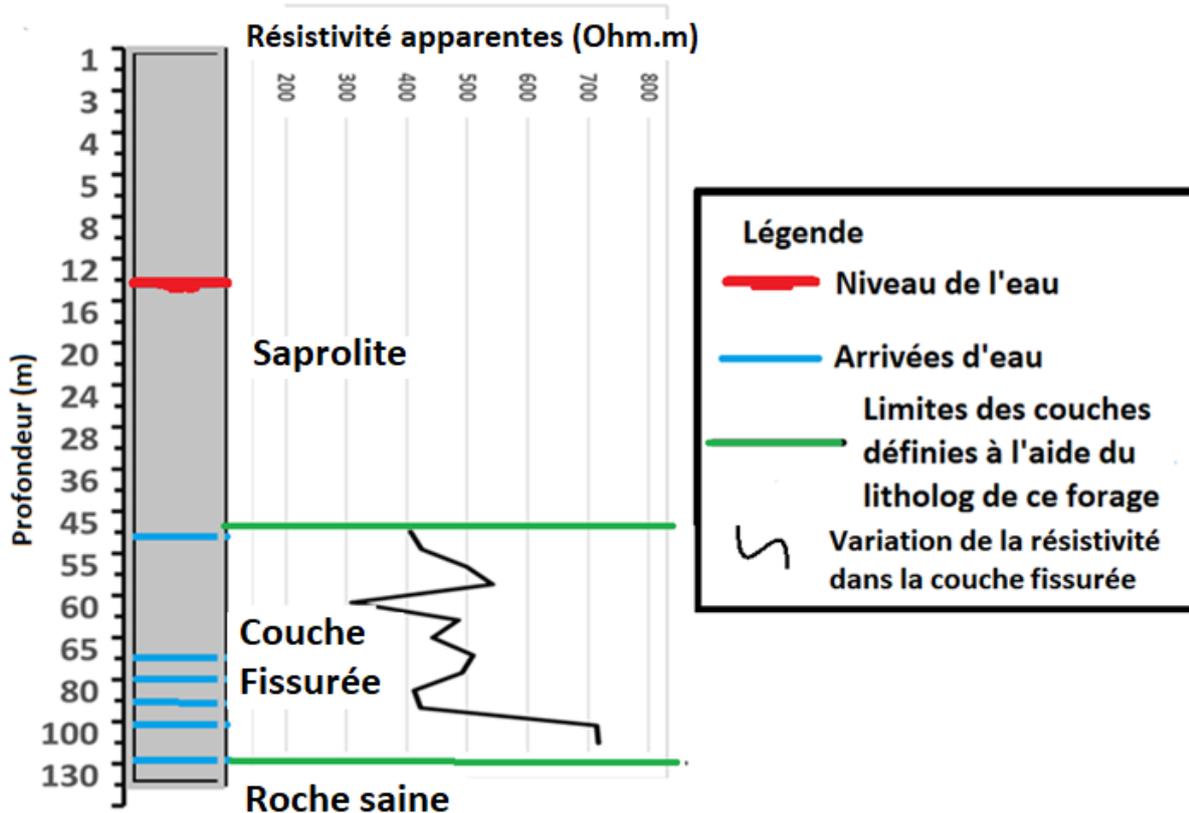


Figure 68 : Variation de la résistivité électrique en fonction de la profondeur

Cette figure montre également que le passage d'une couche à une autre se fait de manière progressive comme on le constate entre la couche fissurée et la roche saine. Ces constats ne permettent pas d'apprécier avec certitude la limite géométrique entre les couches successives du profil d'altération. L'analyse statistique de l'ensemble des données de forages et des différents sondages électriques révèle que les valeurs médianes de résistivités électriques de la couche de saprolite, de la couche fissurée et de la roche saine sont respectivement 660, 767 et 1083 Ohm.m (Figure 69). La représentation des quartiles inférieurs et supérieurs de résistivité pour chaque couche permet de différencier les trois couches principales du milieu. Les quartiles inférieurs 400 Ohm.m et 500 Ohm.m caractérisent respectivement la base de la couche d'altération et la frange fissurée du socle. Ces valeurs ont ensuite été utilisées pour définir les limites entre les trois couches. Ainsi, pour la couche de saprolite, la couche fissurée et la roche saine, les plages de résistivités électriques suivantes sont respectivement retenues : $[0 ; 400 \text{ Ohm.m}]$, $[400 ; 500 \text{ Ohm.m}]$ et $[500 ; 100\,000 \text{ Ohm.m}]$. Un seuil de résistivité de 150 Ohm.m a également été utilisé pour distinguer les portions les plus conductrices de la saprolite. Ces gammes de résistivités ainsi définies, permettent de proposer une interprétation géologique pour les résistivités 2D mesurées sur le bassin versant.

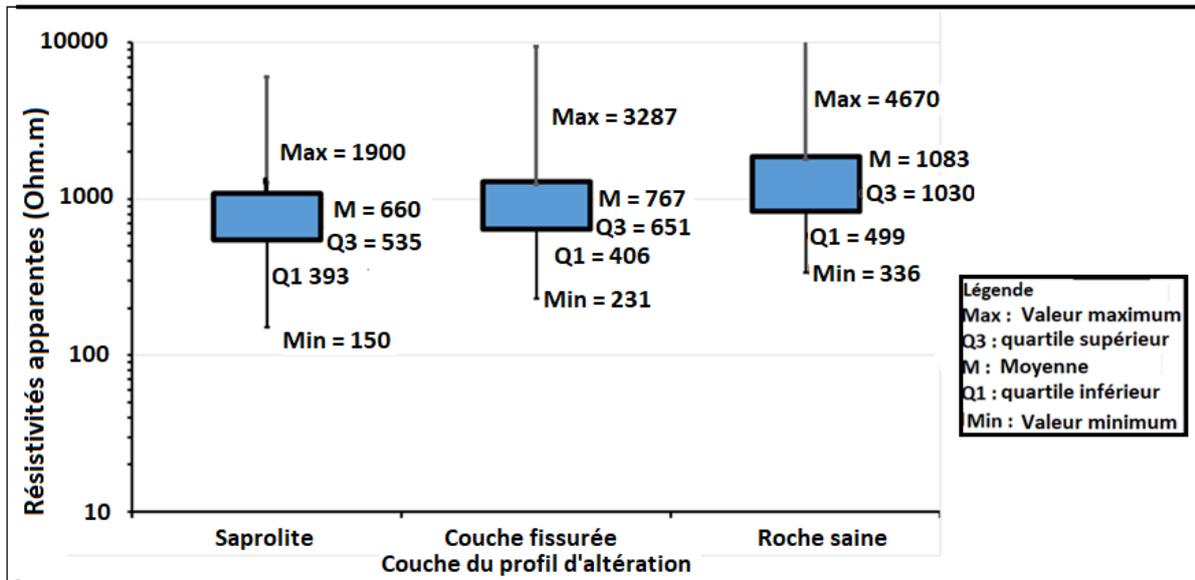


Figure 69 : Regroupement des résistivités apparentes en fonction des couches du profil d'altération

5.5.2.3 Délimitation des zones potentielles de stockage des eaux souterraines

L'identification des zones potentielles de stockage des eaux souterraines est basée sur une compréhension approfondie de la géologie du substratum rocheux. Dans les zones prospectées, la profondeur d'investigation à l'aide du dispositif pôle-dipôle est d'environ 32% de la longueur totale du profil, et varie entre 93 et 107,7 m. Pour chaque profil étudié, les sections inversées de tomographies électriques obtenues à partir de ce dispositif ont délimité des structures géologiques susceptibles de contenir de l'eau. Toutes les sections inversées finales traitées ont été obtenues avec 4 itérations. L'erreur quadratique moyenne (RMS) à la fin des itérations pour toutes les sections TRE se situe entre 2,7 et 6%. Les données filtrées sont d'environ 2150.

L'analyse des résultats des TRE montre à la fois des zones de faibles résistivités ($\rho_a < 1000$ Ohm.m) et des zones de fortes résistivités ($\rho_a > 100000$ Ohm.m). Les sections inversées réalisées sur chacun des sites, fournissent les informations suivantes sur l'aquifère composite des différents sites prospectés : la présence d'une couche de sapolite, d'une franche fissurée du socle et de la roche saine avec un sommet qui pourrait être fracturé.

Sur les différents sites prospectés, la couche de sapolite a une résistivité électrique généralement inférieure à 100 Ohm.m. Cette couche peut, à certains endroits, être surmontée d'une épaisse cuirasse dont la résistivité peut atteindre 100000 Ohm.m. Puis, une franche fissurée du socle dont la résistivité est comprise entre 100 et 1000 Ohm.m. Cette couche peut aussi avoir des résistivités inférieures à cette gamme (environ 200 Ohm.m) ou supérieures (environ 1400 Ohm.m). A la base du profil se trouve la roche saine dont la résistivité électrique peut dépasser

100000 Ohm.m. Une analyse des différents sites prospectés a été réalisée afin d'identifier les potentiels aquifères de notre zone.

✓ **Site 1 : Daloa 1**

Sur ce site, la profondeur totale d'investigation était de 107,7 m (Figure 70A). Jusqu'à environ 30 m de profondeur, la formation présente une résistivité électrique très élevée pouvant atteindre 100000 Ohm.m. Ceci est principalement dû à la présence d'une épaisse couche de cuirasse latéritique ou d'une couche d'argile desséchée. Le levé montre la présence d'une zone de faible résistivité ($\rho_a < 1000$ Ohm. m) entre 30 et 100 m de profondeur. Cette zone indique la présence d'un matériau très conducteur qui correspond à la frange fissurée du socle sur ce site. Au-delà de 100 m de profondeur le profil montre une zone de faible résistivité électrique encadrée par deux zones avec de très fortes résistivités. Cette matérialisation géoélectrique pourraient témoigner de la présence de fracture profonde. Un forage réalisé au centre de ce profil a atteint une profondeur de 130 m. Le sondage électrique de ce forage met en évidence une courbe de type KH (Figure 70 B). Quant au log de ce forage (Figure 70C), il indique en plus de la terre végétale, une séquence lithologique à trois niveaux composée d'une couche de saprolite, une frange fissurée et la roche saine.

Cette description correspond également aux résultats du TRE. Pendant la réalisation de ce forage, cinq arrivées d'eau ont été observées à différentes profondeurs. Ces arrivées d'eau ont respectivement été observées à 52, 76, 85, 96 et 118 m de profondeur. Une arrivée d'eau a été observée au-delà de la profondeur d'investigation et indique la présence d'une fracture profonde. Ces différentes arrivées d'eau ont fourni un volume d'eau relativement important à ce forage. Cela prouve la présence d'un potentiel hydrogéologique important dans cette zone. Le débit de ce forage est de 22 m³/h. Plusieurs autres forages situés dans un rayon d'environ 300 m autour de ce profil ont été réalisés et ont donné des débits compris entre 9,5 et 18 m³/h avec des profondeurs comprises entre 98 et 108 m.

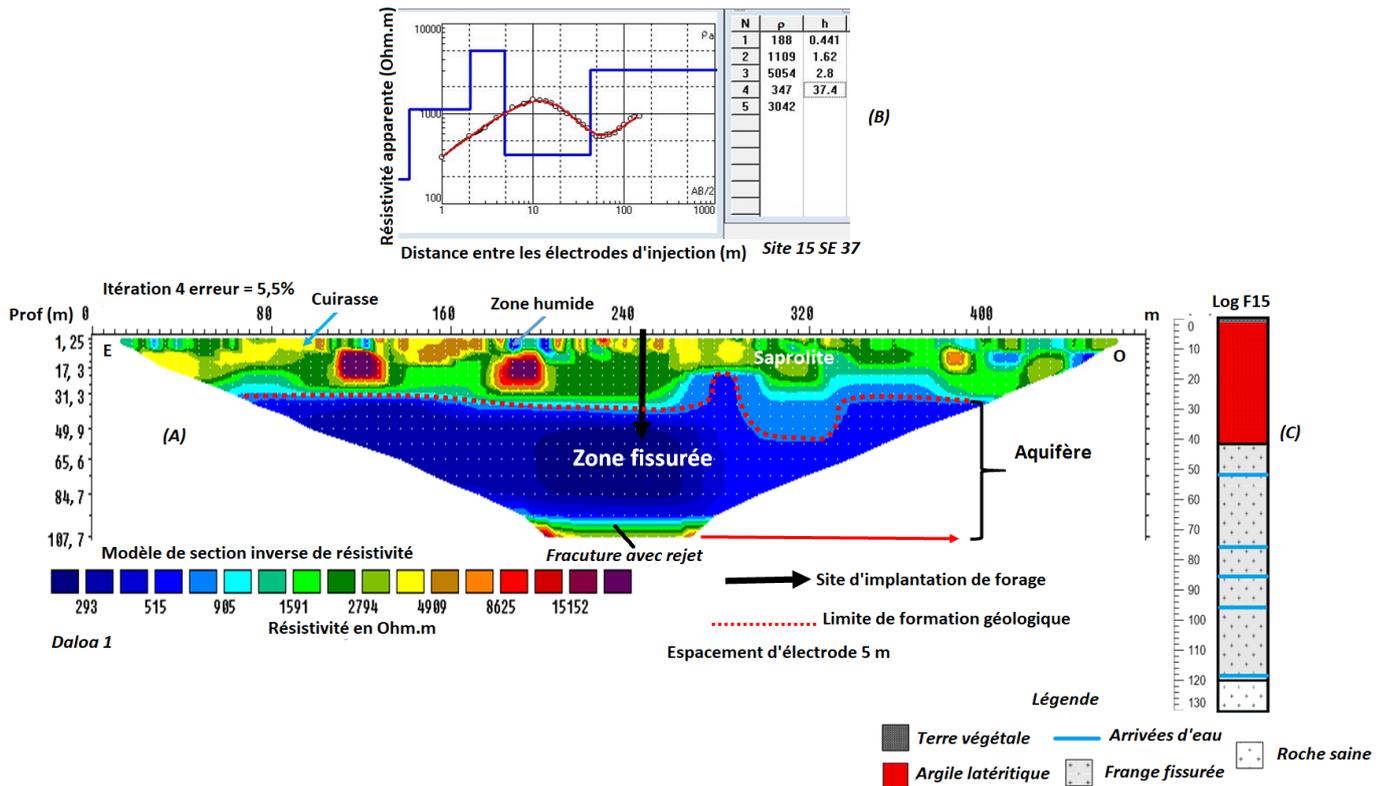


Figure 70 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées sur le premier site (Daloa 1)

✓ **Site 2 : Daloa 2**

L'enquête sur le deuxième site utilisant la même configuration a atteint une profondeur de 93 m (Figure 71 A). Sur cette section inversée, la saprolite a une épaisseur d'environ 24 m et une résistivité électrique comprise entre 800 et 2000 Ohm.m. En dessous de 24 m, on observe la présence d'une zone de faible résistivité électrique $\rho_a \geq 800$ ohm. m. Cette zone pourrait mettre en évidence la frange fissurée du socle. Le forage réalisé sur ce profil a atteint la profondeur de 108 m et sondage électrique est de type KH (Figure 71 B). Le log de ce forage (Figure 71 C) indique une séquence lithologique similaire à celui du premier site. Elle est de la terre végétale, de la couche de saprolite, de frange fissurée du socle et le socle sain. Ces résultats sont identiques à ceux décrits par la section inversée réalisée sur ce site.

Lors de la réalisation de ce forage, cinq arrivées d'eau ont été observées. Ces arrivées d'eau ont été observées à 56, 74, 98, 96 et 103 m de profondeur. Deux autres arrivées d'eau ont été observées au delà de la profondeur totale d'investigation. Ces différentes arrivées d'eau ont fourni un volume d'eau relativement important à ce forage. Cela indique qu'il existe un aquifère à fort potentiel dans cette zone. Le débit de ce forage est 13,5 m³/h. Une zone de faible résistivité est observée au Sud du profil, probablement dû à la présence d'une fracturation qui pourrait être

observée à de grande profondeur. Ceci démontre la présence d'un potentiel aquifère sur ce site qui pourrait être exploité de manière durable.

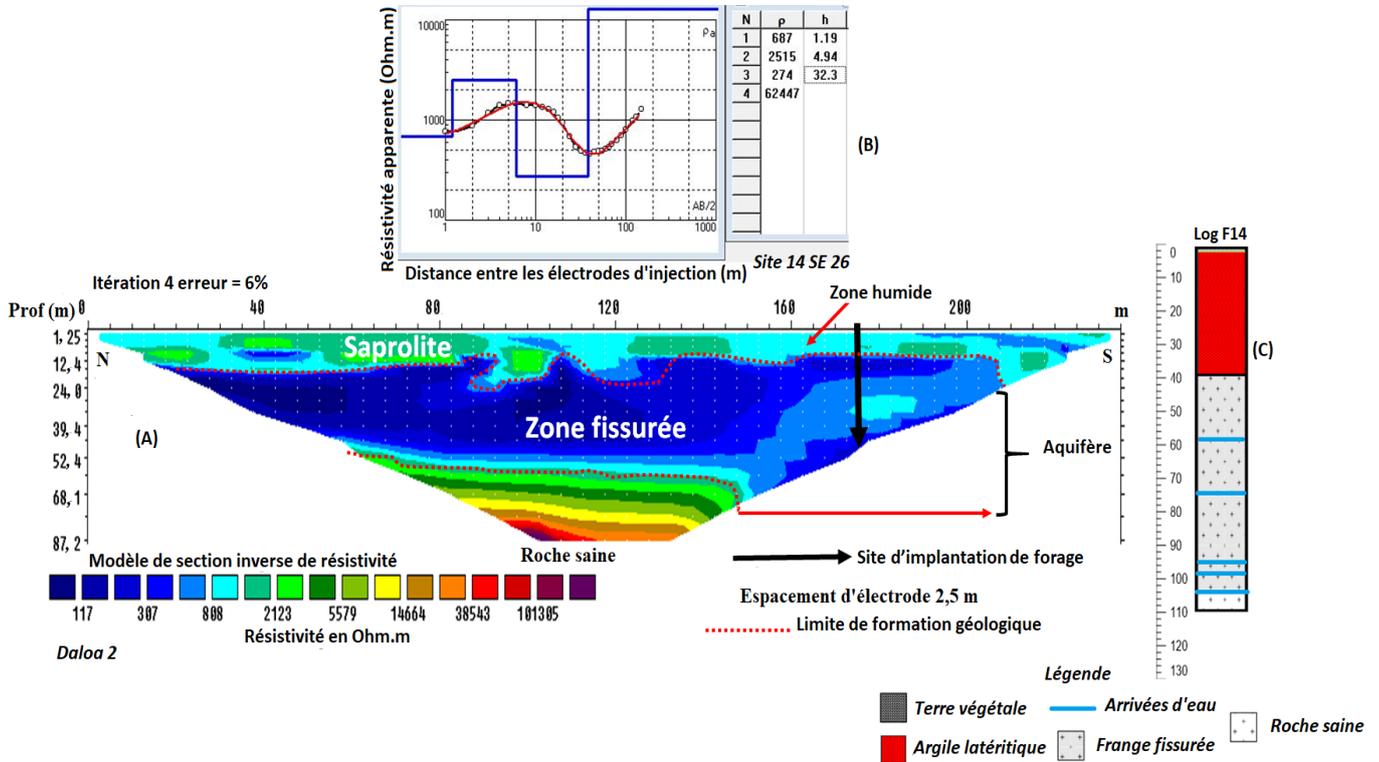


Figure 71 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées sur le deuxième site (Daloa 2)

✓ **Site 3 : Daloa 3**

Le sondage sur le troisième site a atteint la profondeur totale d'investigation de 93 m (Figure 72 A). La couche de saprolite sur ce profil présente une résistivité électrique comprise entre 200 et 2500 Ohm.m avec une épaisseur moyenne d'environ 20 m. En dessous de 20 m la section inversée montre la présence d'une zone de faible résistivité électrique comprise entre 90 et 1000 Ohm.m. Cette zone pourrait correspondre à la frange fissurée du socle. Le sondage électrique de ce forage est de type KH avec un angle de remontée inférieur à 45° (Figure 72 B). Le forage réalisé sur ce profil a atteint la profondeur de 107 m et son log (Figure 72 C) indique une séquence lithologique à celui réalisé sur les deux premiers sites.

Lors de la réalisation de ce forage, cinq arrivées d'eau ont été observées à différentes profondeurs. Ces arrivées d'eau ont respectivement été observées à 50, 57, 92, 100 et 105 m de profondeur. Deux arrivées d'eau ont aussi été observées au-delà de la profondeur totale d'investigation et pourraient indiquer la présence de fracture profonde sur ce site. Le débit de ce forage est 18 m³/h.

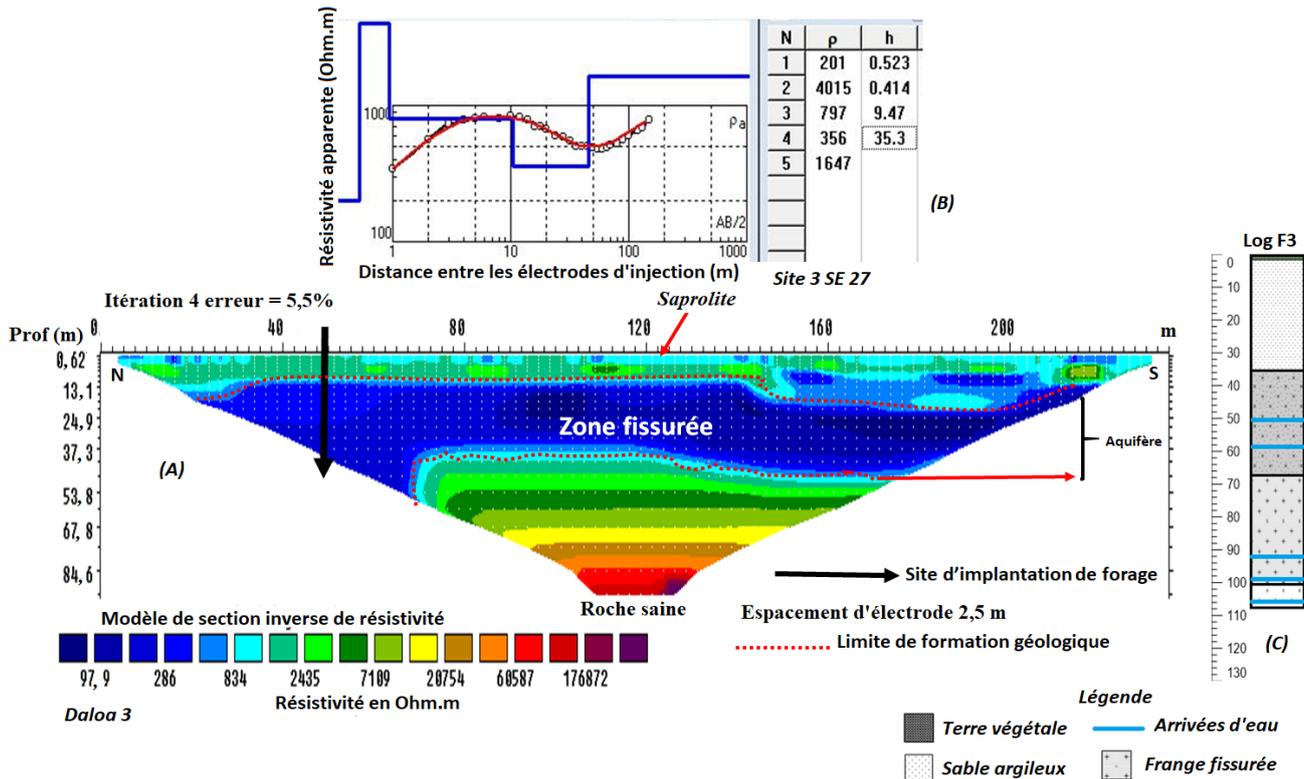


Figure 72 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées sur le troisième site (Daloa 3)

✓ **Site 4 : Banoufla**

Le profil TRE réalisé à Banoufla, a atteint la profondeur totale d’investigation de 93 m (Figure 73 A). Sur cette section inversée, la saprolite a une résistivité électrique comprise entre 6 et 500 Ohm.m et une épaisseur moyenne d’environ 25 m. La section inversée, montre la présence d’une zone modérément saturée avec une résistivité électrique comprise entre 500 et 2500 Ohm.m Dans cette zone, une intrusion de la roche saine avec une forte résistivité électrique ($\rho_a \geq 100000$ Ohm. m) est observable sur le profil. Le sondage électrique réalisé à l’Est de ce site est de type A (Figure 73 B). Ce profil montre des perturbations en grande profondeur ce qui a justifié le choix de cette zone pour l’implantation d’un futur forage. Cependant, un forage réalisé à environ 70 m de ce profil à permis de le valider. L’analyse du log de ce forage présente une lithologie constituée de la terre végétale, de la saprolite et de la frange fissurée (Figure 73 C).

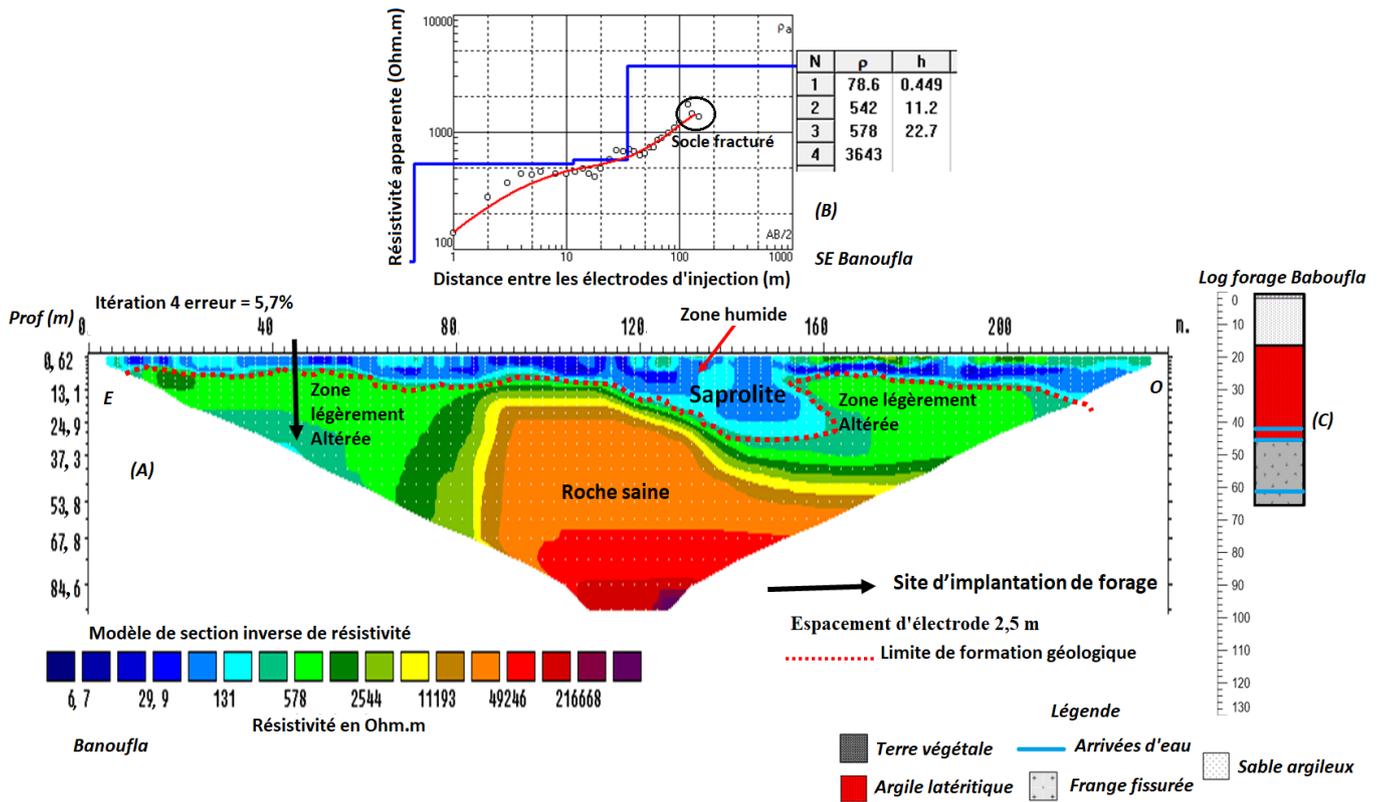


Figure 73 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées à Banoufla

✓ **Site 5 : Abdoulaye carrefour**

Le profil TRE réalisé dans la localité de Abdoulaye carrefour a atteint une profondeur totale d'investigation de 93 m (Figure 74 A). Sur ce profil l'épaisseur de la couche de saprolite varie entre 10 et 30 m, avec une résistivité électrique comprise entre 300 et 3000 $\Omega.m$. Un horizon dont la résistivité électrique est comprise entre 100 et 1000 Ohm.m est observée entre 30 et 70 m de prondeur. Cette zone pourrait correspondre à la frange fissurée du socle. Le sondage électrique réalisé au Sud de profil est de type A et montre des pertubations en grande profondeur (Figure 74 B). Un point de forage futur à donc été choisi à cet endroit. Le forage choisi pour la validation de ce profil est situé à environ 100 m de ce profil. Il a une profondeur de 95 m et un débit de 0,9 m^3/h . Le log de ce forage montre trois séquences lithologiques dont une couche de saprolite constituée d'une cuirasse latéritique de 4 m d'épaisseur, une couche d'argile latéritique de 50 m d'épaisseur, d'une frange fissurée de 40 m d'épaisseur et du socle sain (Figure 74 C). Les arrivées d'eau observées lors de la réalisation de ce forage sont respectivement situées à 64, 78 et 90 m.

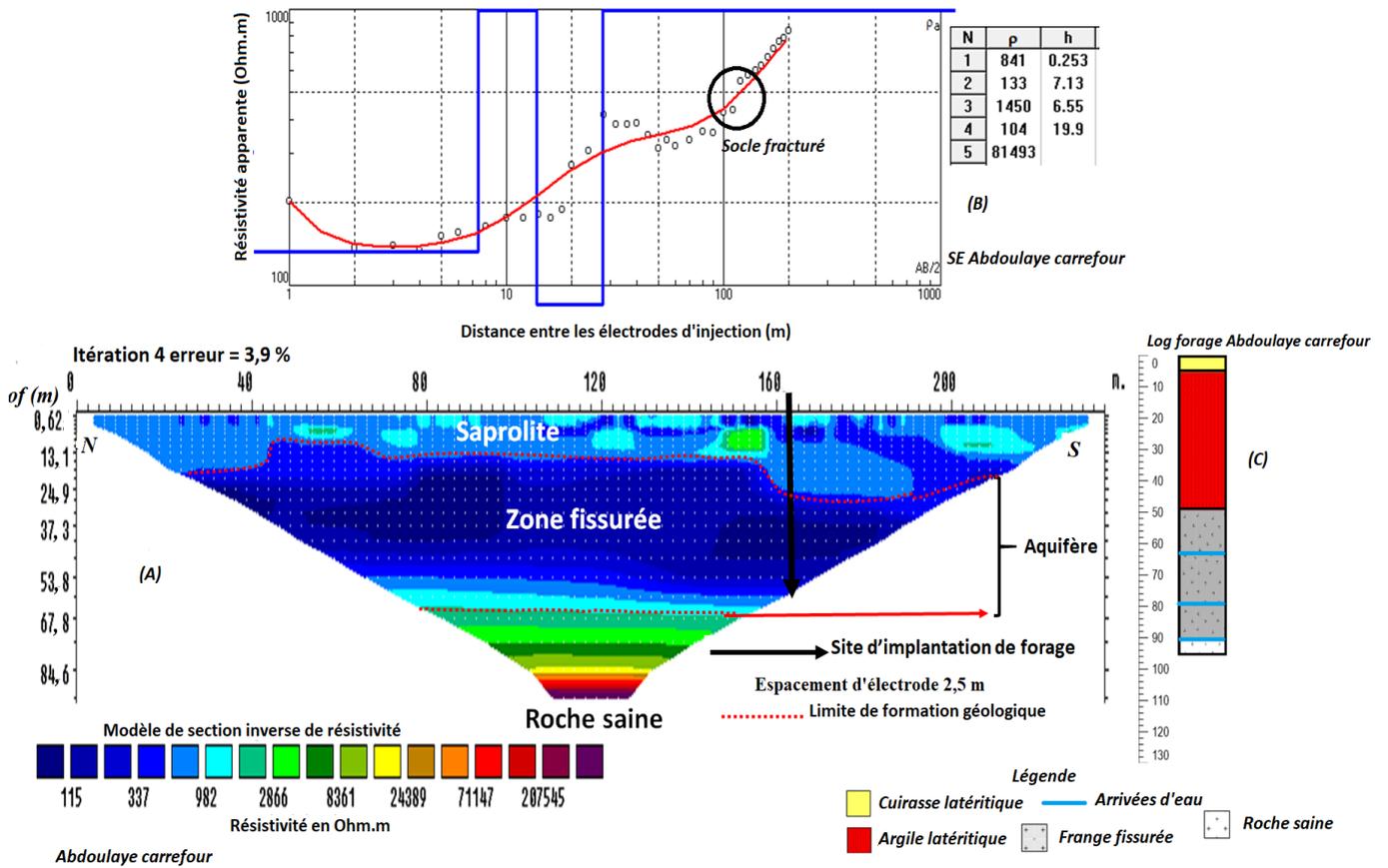


Figure 74 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées à Abdoulaye carrefour

✓ **Site 6 : B. Koukoghé**

Le profil TRE réalisé sur ce dernier site a atteint une profondeur totale d’investigation de 93 m (Figure 75 A). L’épaisseur de la couche de saprolite sur ce site varie entre 5 et 15 m. Cette couche de saprolite est de nature argileuse avec une résistivité comprise entre 200 et 1500 Ohm.m. Un horizon de résistivité électrique compris entre 100 et 1500 Ohm.m est observé entre 20 et 80 m de profondeur. Cette zone pourrait correspondre à la frange fissurée du socle. Le sondage électrique réalisé sur ce site est de type KH avec un angle de remonté inférieur à 45° (Figure 75 B). Un point de futur forage a été choisi à cet endroit puisque des fractures profondes sont observées sur la section inversée réalisée dans cette localité.

Un forage réalisé à environ 100 m à l’Est de ce profil (Figure 75 C) a été utilisé pour la validation. Il a atteint une profondeur de 27 m avec un débit de 1,1 m³/h. Une seule arrivée d’eau a été observée à une profondeur de 17 m.

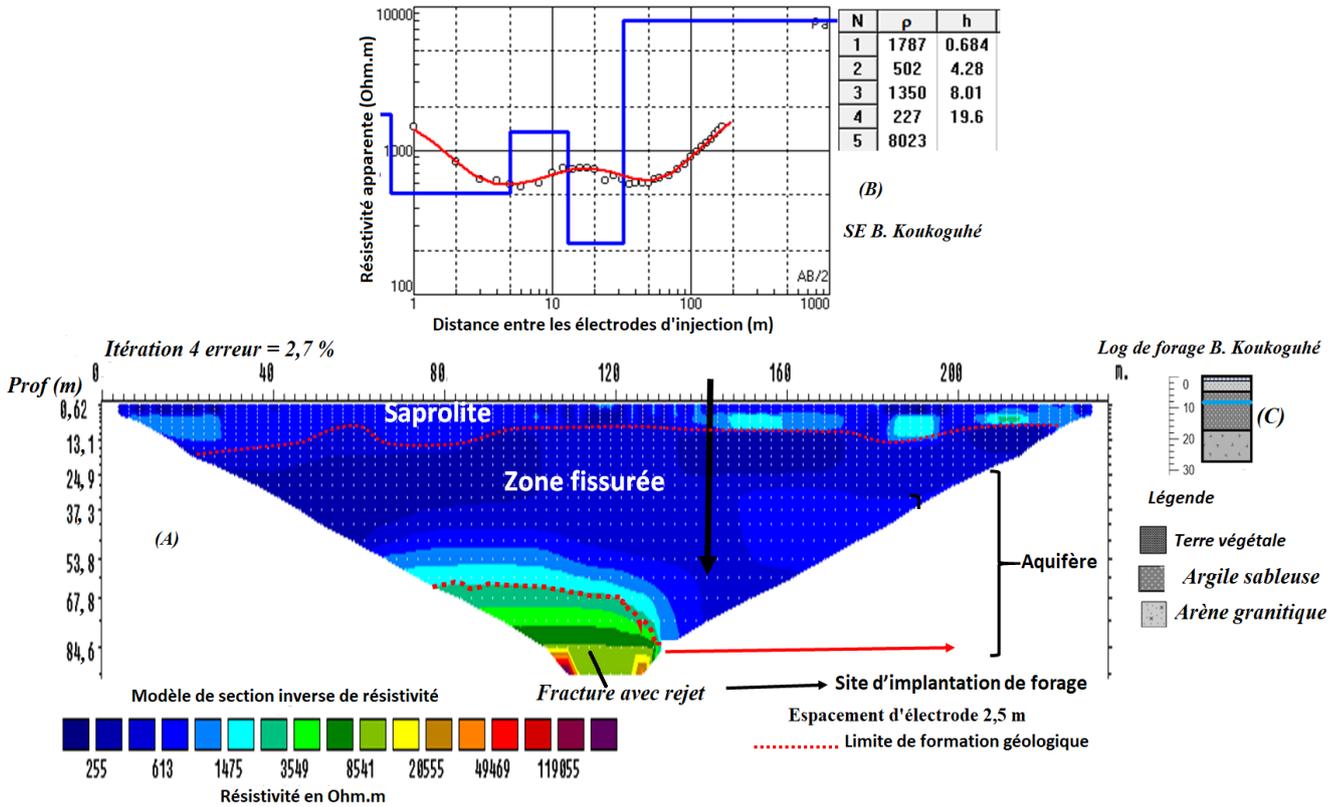


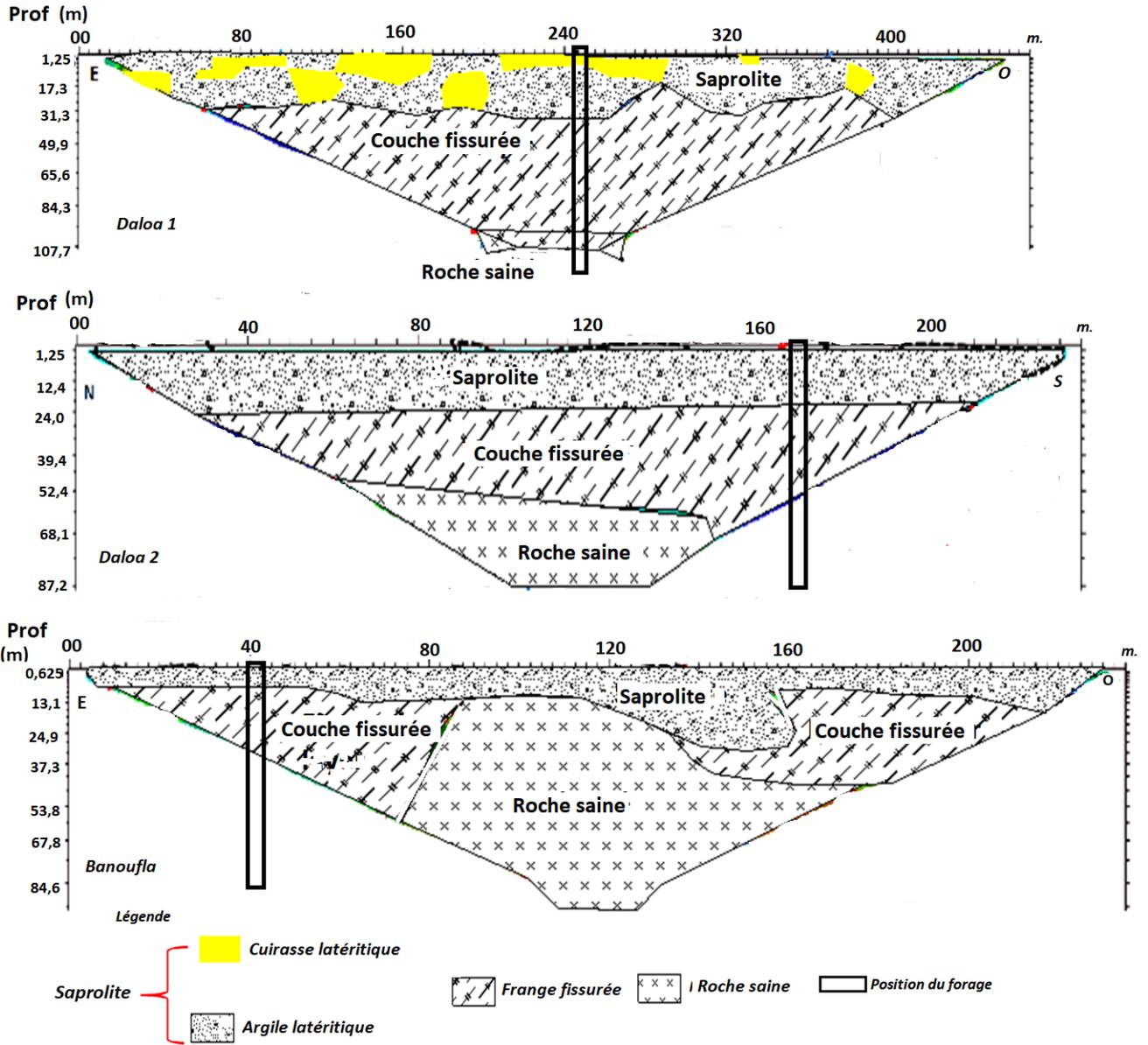
Figure 75 : Carte de section inversée (A), courbe de sondage électrique (B) et log de forage (C) réalisées à Abdoulaye carrefour

5.6 Modèle conceptuel hydrogéologique du système aquifère

Des informations lithologiques provenant de forages situés à proximité ou sur les profils ont été utilisées pour l'interprétation hydrogéologique des données de la tomographie de résistivité électrique (TRE). Ces profils sont généralement constitués de trois horizons géologiques sans la terre végétale (Figure 76). De haut en bas, les profils géologiques mettent en évidence la :

- **couche de saprolite** dont l'épaisseur varie entre 21 et 55 m avec une moyenne de 38 m et une résistivité inférieure à 1000 Ohm.m. De nature argileuse, cette couche qui est par endroit surmontée de la cuirasse d'environ 5 m d'épaisseur. La présence de la cuirasse dans la région pourrait favoriser le ruissellement des eaux de pluie vers des points topographiquement bas et constituer ainsi des zones préférentielles de recharge des eaux souterraines.
- **frange fissurée**, elle varie entre 35 et 83 m d'épaisseur avec une moyenne de 45 m. Cette couche présente une résistivité qui est généralement comprise entre 100 et 1000 Ω .m. Dans cette région, elle est principalement constituée de granite légèrement altéré.
- **la roche saine** sous-jacente aux deux premières. Elle a une résistivité électrique supérieure à 100000 Ohm.m.

Partie III : Résultats et discussion



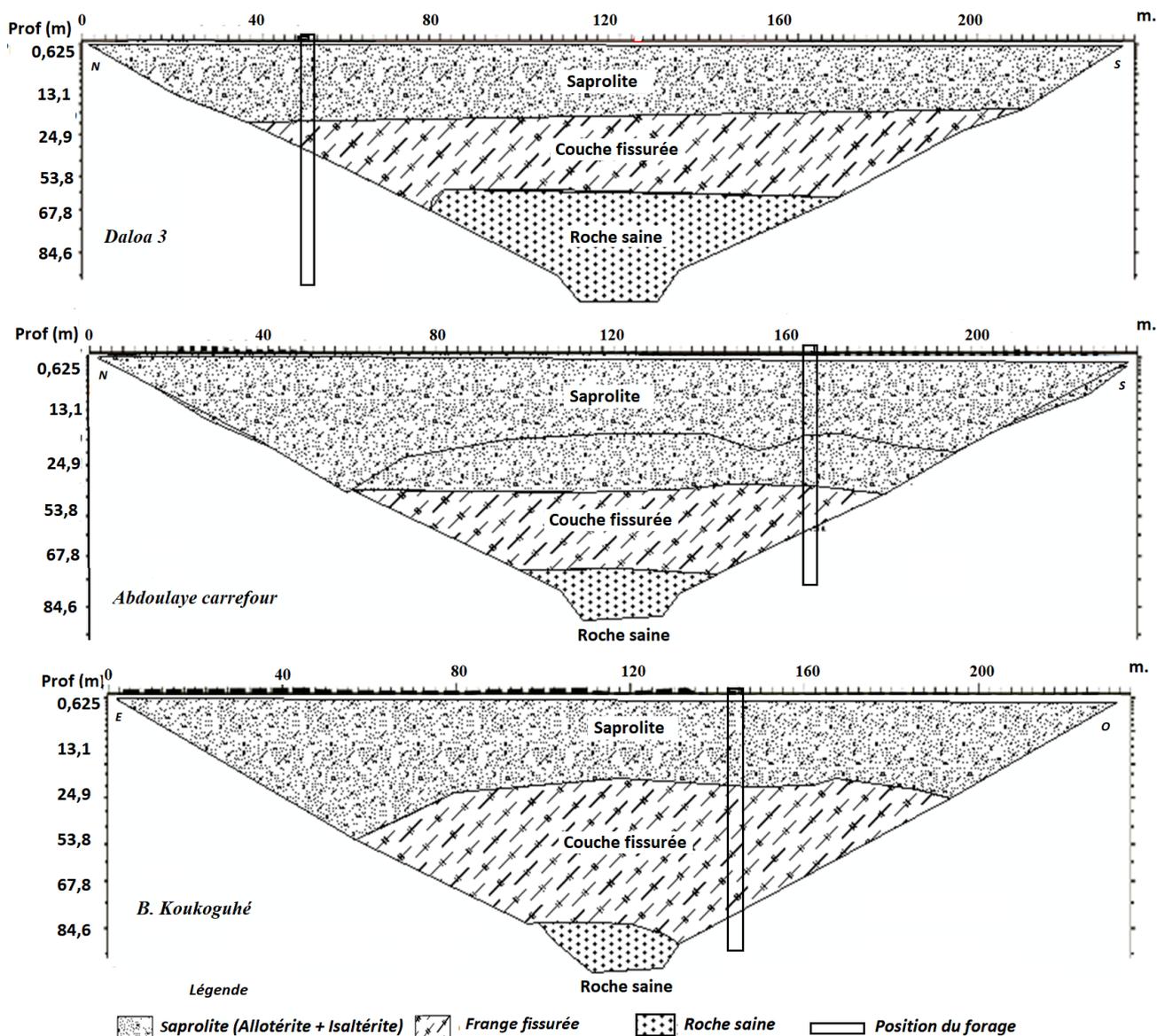


Figure 76 : Modèle conceptuel hydrogéologique mise en évidence par profils TRE réalisés

5.7 Paramètres géoélectriques influençant la productivité des forages dans la zone

5.7.1 Variation du débit moyen en fonction du type d'anomalies conductrices

La Figure 77 montre la distribution des débits moyens en fonction du type d'anomalies conductrices identifié sur les profils de résistivités électriques. Les anomalies de type V, les plus dominantes donnent des débits moyens de 8,3 m³/h. Les anomalies de type U, W et H donnent respectivement des débits moyens de 18, 19,5 et 5,8 m³/h.

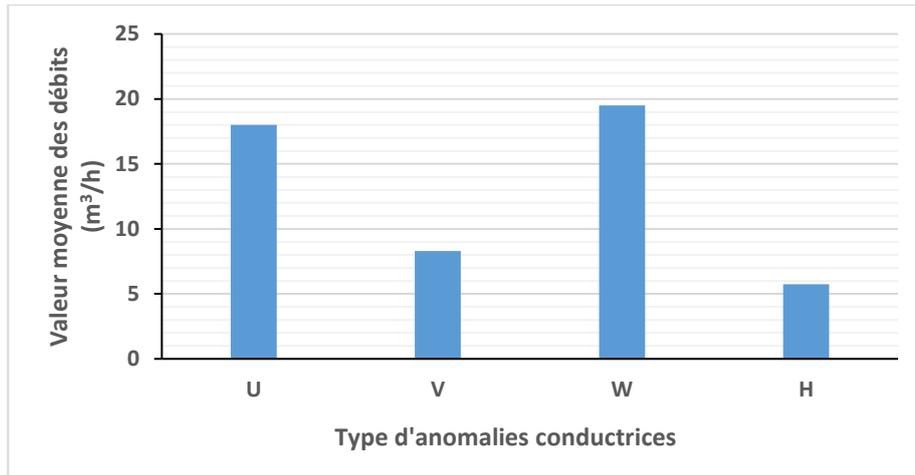


Figure 77 : Distribution des débits moyens et du type d'anomalies conductrices

L'analyse de ce graphe montre que des débits significatifs ont été obtenus principalement avec les types d'anomalie U et W qui ne sont pas couramment observés par rapport aux anomalies de type V fréquemment observés dans la région.

5.7.2 Débit moyens des forages et type de courbes de sondage électrique

L'analyse du débit des forages en fonction du type de courbe de sondage électrique montre que les forages les plus productifs de la région sont principalement rencontrés avec deux types de courbes de sondages. Par exemple, dans la localité de Daloa, sur les 10 forages réalisés en 2021, neuf (09) ont été réalisés sur des courbes de sondages de type KH avec un débit moyen de 9,4 m³/h. La seule courbe de sondage de type H, dont le forage a été réalisé a donné un débit de 18 m³/h (Figure 78). Les débits les plus importants ($Q \geq 5 \text{ m}^3/\text{h}$) ont été obtenus avec des courbes de sondage électrique de type KH. Néanmoins, les forages négatifs ont été obtenus avec des courbes de sondages de type KH.

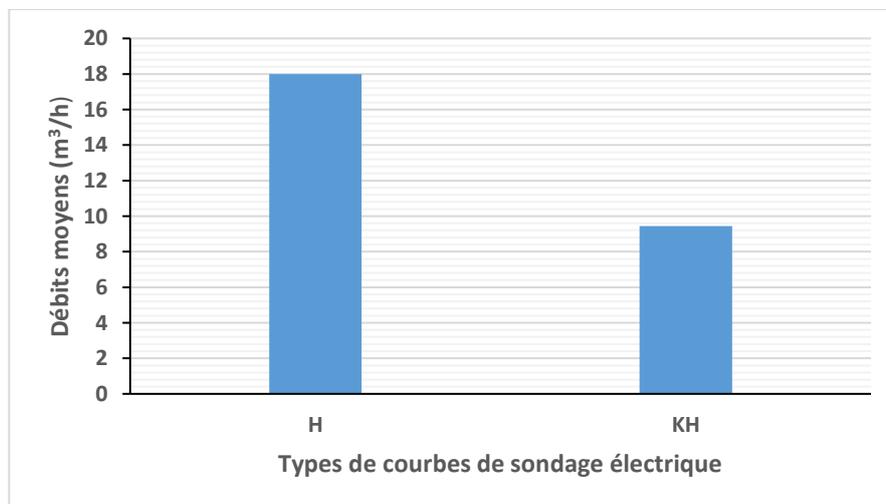


Figure 78 : Distribution des débits moyens en fonction du type de courbe de sondage électrique dans la zone d'étude

5.7.3 Analyse statistique des données électriques 1D

Les résultats du test statistique effectué avec les données de résistivités électriques, indiquent une relation significative entre le débit des forages et le type d'anomalie conductrice ($p (0,036) < 0,05$). A l'inverse, aucune relation significative n'a été observée entre les types de sondages électriques et le débit des forages ($p (0,423) > 0,05$) (Tableau IX). Ainsi, les types d'anomalies conductrices (U et W) peuvent être des indications de site de forages productifs.

Tableau IX : Valeurs du test statistique de Khi-deux de Yates

	Types de courbes de sondage:			Types d'anomalies		
	KH	H	Total	U,W	H,V	Total
Q>5 m ³ /h	9	1	10	5	5	10
Q<5 m ³ /h	6	0	6	0	6	6
Total	15	1	16	5	11	16
($\alpha = 0,05$)	1	1		1	1	
Khi-deux	0,64			4,36		
p-Valeur	0,423			0,036		

p : probabilité du test de Khi-deux ;

p-valeur : la probabilité de validation de l'hypothèse nulle (H0) ;

α : valeur seuil du test de Khi deux.

5.7.4 Correlation entre les données géoelectriques et la productivité des forages

Un des aspects de cette étude a été de corréliser les paramètres géophysiques (résistivité) avec les différentes composantes du socle. Ainsi, les données géophysiques ont été validées avec les données de forages. Suite à cette interprétation hydrogéologique, des points de forages à potentiel hydrogéologique important ont été identifiés et certains ont été réalisés. Les caractéristiques de ces différents points sélectionnés sont résumées dans le tableau X.

Tableau X : Données géoélectriques de 16 forages réalisés dans la localité de Daloa

Forages positifs	Distance par rapport au profile (m)	Résistivités électriques de la couche fissurée ($\Omega.m$)	Type de courbe de sondage	Type d'anomalie conductrice	Epaisseur de la couche de saprolite (m)	Epaisseur de la couche fissurée (m)	Profondeur du forage (m)	Profondeur des arrivées d'eau (m)	Débit des forages (m^3/h)
F4	sur profile	186-900	KH	W	45	23	106	63, 73, 85, 86	20
F13	sur profile	414-950	H	W	43	32	98,4	58, 76, 87, 90	18
F16	120	90-1000	KH	U	45	35	103	61, 72, 78, 85, 98	18
F1	275	256-850	KH	H	45	23	96	69, 82, 86, 92	9,5
F7	110	230-750	KH	V	21	34	93	35, 39, 53, 69	10,3
F14	150	170-900	KH	V	38	47	108	56,74, 98, 103	13,5
F10	150	90-650	KH	W	32	55	107,26	50, 57, 92, 100, 105	18
F12	350	172-1110	KH	V	25	32	108,2	65, 78, 92, 95	7,5
F15	sur profile	100-750	KH	W	42	66	130	52, 76, 85, 96, 118	22
F11	150	175-650	KH	V	32	50	98	39, 59, 62, 66, 89	15
Forages négatifs									
F9	250	90-1415	KH	H	55	20	123	65, 76, 85	2
F2	700	216-690	KH	V	46	22	120	61, 77, 85	2
F3	195	133-750	KH	V	38	29	113	54, 68, 83	1
F6	250	135-850	KH	V	48	31	121,1	61, 70, 89	3
F8	400	628-1120	KH	V	24	27	116	48, 75	0,5
F5	800	350-950	KH	V	35	24	118	58, 75, 89	2

Les plages de résistivités électriques des différentes couches fissurées ou fracturées sur chaque profil permettent de réaliser des forages positifs. La résistivité électrique de ces couches pour les différents forages réalisés (positifs ou négatifs) se situe entre 90 et 1415 $\Omega.m$. Une comparaison locale des différents forages montre que les forages positifs ont des épaisseurs de saprolite comprises entre 21 et 45 m avec une moyenne de 37 m ; ce qui assure la fonction de stockage de ce système aquifère.

La couche fissurée des forages positifs a une épaisseur qui varie entre 23 et 66 m avec une moyenne de 40 m. Le nombre d'arrivées d'eau rencontrées lors de la réalisation de ces forages est compris entre 4 et 5. Le niveau statique de ces forages varie entre 3 et 18 m de profondeur. Le débit moyen de ces forages positifs est 15,2 m^3/h .

Quant aux forages négatifs, leur épaisseur de saprolite varie entre 24 et 55 m avec une moyenne de 41 m. La couche fissurée des forages négatifs a une épaisseur qui varie de 20 à 31 m avec une moyenne de 26 m.

Les résultats sur les épaisseurs des différentes couches de l'aquifère composite de cette région, obtenus par la réalisation de ces forages ne diffèrent que de quelques mètres de ceux obtenus par les méthodes géophysiques. Les forages négatifs ont tous enregistrés 2 à 3 arrivées d'eau lors de leur réalisation. Le débit moyen de ces forages est 1,75 m³/h.

Quant aux types de courbes de sondages électriques, ils ne semblent pas avoir un impact considérable sur la productivité des forages dans cette région, puisque des forages positifs comme négatifs ont été obtenus avec tous les types de courbes de sondages 1D observés.

Dans les différentes zones prospectées, les forages positifs ont été obtenus avec des anomalies conductrices de type "W", "U" et "V" alors que les forages négatifs ont été principalement obtenus avec le type "V". Ainsi, ces anomalies conductrices principalement celles de type "W", "U" peuvent être des paramètres de productivité des forages.

5.8 Paramètres hydrodynamiques

5.8.1 Porosité totale

Le tableau XI présente les résultats de la porosité totale estimée sur le bassin versant. Ces valeurs de la porosité totale sont généralement comprises entre 27,4 % et 50,8 % avec une moyenne de 40 %. La porosité totale la plus faible a été observée dans la localité de Néoulifla quant à la plus forte valeur, elle a été observée à Djarabana.

Tableau XI : Valeurs des porosités totale sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Localités	Djarabana	Bonoufla	Vrouo 2	Gregbeu	Banoufla	Daloa	Tiahouo
Porosité totale (%)	50,8	45,5	45,1	43,6	48,8	40,4	34,2
Localités	Gbena	Néoulifla	Botifla	Yala	Pélézi	Kétro-B	Château
Porosité totale (%)	29,2	28,3	27,4	28,4	29,3	27,5	38,1

5.8.2 Débits spécifiques (Qsp)

Les débits spécifiques calculés oscillent entre 0,011 m³/h/m et 3,52 m³/h/m avec une moyenne de 0,3 m³/h/m, un écart type de 0,3 et un coefficient de variation de 1,04. L'analyse des données

montre que seulement 12,3% des forages ont un débit spécifique supérieur à 1 m³/h/m. Les plus forts débits spécifiques ($Q/sp > 1 \text{ m}^3/\text{h/m}$) ont été enregistrés dans seulement 20 forages sur les 123 étudiés. Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, environ 42,6% des forages réalisés ont des débits spécifiques supérieurs à 0,2 m³/h/m.

5.8.3 Transmissivité

Les valeurs de la transmissivité ont été déterminées pour 123 forages repartis sur l'ensemble du bassin versant de la Lobo. Les valeurs de la transmissivité trouvées varient d'un point à un autre. Elles sont comprises entre $T = 8.10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ et $T = 5,2.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ avec une moyenne géométrique de $T = 4,3.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, un écart-type moyen de $T = 8,5.10^{-5}$ et un coefficient de variation de 1,03. Cette valeur du coefficient de variation témoigne de l'hétérogénéité de ces valeurs et une forte dispersion des caractéristiques du milieu. Les valeurs de transmissivités $T \leq 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ regroupent environ 6 % des forages de la zone. Les forages ayant des valeurs de transmissivités $T = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ représentent environ 27% de l'ensemble des ouvrages étudiés et ceux ayant des valeurs de transmissivités $T \geq 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, se retrouvent disséminés sur l'ensemble de la zone et sont prépondérants au regard du tableau XII, avec 67% des forages étudiés.

Tableau XII : Statistique des valeurs de transmissivités de la zone d'étude

	Transmissivité (m ² /s)	Pourcentage (%)
Valeur maximale	5,2.10 ⁻⁴	-
Valeur minimale	8.10 ⁻⁶	-
Moyenne géométrique	4,3.10 ⁻⁵	-
Ecart-type moyen	8,5.10 ⁻⁵	-
Coefficient de variation	1,03	-
$T \leq 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	-	6
$T = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$	-	27
$T \geq 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$	-	67

5.8.4 Conductivité hydraulique

5.8.4.1 Conductivité de la couche d'altérite ou de saprolite

La conductivité hydraulique de la couche d'altérite ou couche superficielle interprétée à la suite de la méthode d'infiltration double anneaux a donné les résultats présentés dans le tableau XIII. Les conductivités hydrauliques de la couche superficielle varient de $K = 1,3.10^{-7} \text{ m/s}$ à $K = 1,7.10^{-5} \text{ m/s}$ respectivement à Djarabana et à Yala. La conductivité moyenne de cette couche est de $K = 2,3.10^{-6} \text{ m/s}$ avec un écart-type moyen de $K = 1,7.10^{-6} \text{ m/s}$ et un coefficient de variation de 1,3.

Tableau XIII : Conductivités hydrauliques de la couche superficielle ou de saprolite

Point d'échantillon	Gregbeu	Djarabana	Château	Banoufla	Tiahouo
Conductivité hydraulique (m/s)	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-7}$	$5,6 \cdot 10^{-7}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$
Point d'échantillon	Gbena	Vrouo2	Neoulifla	Daloa	Kéto-B
Conductivité hydrauliques (m/s)	$2 \cdot 10^{-6}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$
Point d'échantillon	Yala			Pélezi	
Conductivité hydraulique (m/s)	$8,2 \cdot 10^{-5}$			$9,7 \cdot 10^{-5}$	

Des conductivités hydrauliques moyennes ont été déterminées en fonction des principales formations géologiques du bassin versant. A cet effet, la conductivité hydraulique déterminée pour les formations argilo-sableuses est de $K = 3,4 \cdot 10^{-7}$ m/s. Cependant, celle des formations sablo-argileuses est de $K = 6,2 \cdot 10^{-6}$ m/s. Pour les formations géologiques constituées de sable fin, cette valeur est de $K = 5,2 \cdot 10^{-5}$ m/s.

5.8.4.2 Conductivité hydraulique de la frange fissurée

L'interprétation de 123 essais par pompage réalisés dans le bassin versant de la Lobo a permis d'estimer la conductivité hydraulique de la couche fissurée. Cette conductivité varie entre $K = 1,3 \cdot 10^{-5}$ m/s et $K = 1,7 \cdot 10^{-4}$ m/s avec une moyenne géométrique de $K = 8,9 \cdot 10^{-5}$ m/s. Les valeurs de conductivités hydrauliques de la couche fissurée ont aussi été déterminées en fonction des formations géologiques. Ainsi, pour des fractures qui traversent une ou plusieurs zones, une moyenne des conductivités hydrauliques a été faite. Des valeurs de conductivités hydrauliques de $K = 1,3 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K = 8 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K = 1,5 \cdot 10^{-5}$ m/s ont été respectivement obtenues pour les fractures qui affectent les granitoïdes homogènes, les granitoïdes hétérogènes à biotite et les granodiorites. La conductivité hydraulique des fractures qui traversent le domaine constitué de granitoïdes homogènes et de granitoïdes hétérogènes à biotite est de $K = 6,2 \cdot 10^{-5}$ m/s. Pour les domaines constitués de schistes et de granodiorites, elle est de $K = 5,8 \cdot 10^{-5}$ m/s. Pour les fractures traversant les formations de schistes, de granitoïdes hétérogènes à biotite et de granodiorites, la conductivité hydraulique est de $K = 1,7 \cdot 10^{-4}$ m/s. Lorsque ces fractures traversent les quatre domaines de la zone d'étude, elle est de $K = 1,8 \cdot 10^{-4}$ m/s. Ces valeurs sont estimées à partir de la moyenne géométrique des conductivités hydrauliques des fractures qui traversent les différents domaines de la zone d'étude (Tableau XIV).

Tableau XIV : Conductivité hydraulique de la couche fissurée

Formations géologiques	Valeurs de la conductivité hydraulique (m/s)
Granitoides homogènes	$1,3 \cdot 10^{-5}$
Granitoides hétérogènes à biotite	$8 \cdot 10^{-5}$
Granodiorites	$1,5 \cdot 10^{-5}$
Granitoïdes homogènes et granitoïdes hétérogènes à biotite	$6,2 \cdot 10^{-5}$
Schistes, granitoïdes hétérogènes à biotite et granodiorites	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Schistes et granodiorites	$5,8 \cdot 10^{-5}$
Schistes, granitoïdes hétérogènes à biotite, granodiorites et granitoïdes homogènes	$1,8 \cdot 10^{-4}$

5.9 Analyse statistique de certains paramètres caractéristiques des aquifères fissurés

Dans cette partie, les relations qui pourraient exister entre les paramètres hydrodynamiques (T et K) et certains paramètres des forages ont été étudiées.

5.9.1 Loi de Benford

Les différentes valeurs moyennes mise en relation par la loi de Benford sont consignées dans le tableau XV.

Tableau XV : Valeurs moyennes des paramètres appliquées à la loi de Benford

Paramètres	Minimum	Maximum	Moy $\pm \sigma$
T (m ² /s)	$7,7 \cdot 10^{-6}$	$8,9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4} \pm 1,2 \cdot 10^{-4}$
K (m/s)	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$8,9 \cdot 10^{-5} \pm 2 \cdot 10^{-6}$
Q (m ³ /h)	0,38	30	4,4 \pm 3,7
EA (m)	1,03	55	25,2 \pm 12,2
CF (m)	1	66	25, \pm 10,8
NS (m)	1,5	51,8	14,8 \pm 6,5
Prof moy_AE(m)	11	85	46,4 \pm 11,9

La figure 79 présente les courbes des fréquences des valeurs de transmissivités (T), de perméabilités (K) de débits (Q), de niveaux statiques (NS), de profondeurs moyennes des arrivées d'eau (AE), d'épaisseurs d'altérites (EA) et d'épaisseurs de la couche fissurée (CF) en fonction des valeurs du premier chiffre selon la loi de Benford. Les allures des courbes de profondeur moyenne des arrivées d'eau (Figure 79 E) et de l'épaisseur des altérites (Figure 79 B) ne coïncident pas avec la courbe idéale de Benford. L'analyse des résultats obtenus montre que pour

la profondeur moyenne des AE, les chiffres « 3 » et « 4 » apparaissent plus de fois que prévu par la loi de Benford. Il y a une prépondérance des chiffres « 5 », « 6 », « 7 » et « 8 », « 4 ». Au niveau des EA, les chiffres « 2 », « 3 » et « 4 » ont des effectifs observés plus élevés (Annexe 5) que ceux prévu par la loi de Benford. Le chiffre « 1 » a un effectif observé plus élevé que celui prévu par la loi de Benford. Quant aux chiffres « 5 », « 6 », « 7 » et « 8 » et « 4 » ils présentent des effectifs inférieurs à ceux prévus par la loi de Benford. La transmissivité (Figure 79 A), la perméabilité (Figure 79 D), le débit (Figure 79 F), le niveau statique (Figure 79 C) et l'épaisseur de la couche fissurée (Figure 79 G) présentent des allures concordantes avec celle de la courbe de Benford. Pour la transmissivité et la perméabilité, les chiffres « 1 », « 2 » et « 3 » ont des effectifs observés plus élevés que les chiffres « 4 », « 5 », « 6 », « 7 », « 8 » et « 9 ». En revanche, pour le débit, le niveau statique et la couche fissurée, les chiffres « 1 » et « 2 » ont des effectifs observés plus élevés que les chiffres « 3 », « 4 », « 5 », « 6 », « 7 », « 8 » et « 9 ». Afin de savoir, si ces paramètres obéissent effectivement à la loi de Benford, nous allons utiliser dans la suite le test statistique de Khi-deux.

Partie III : Résultats et discussion

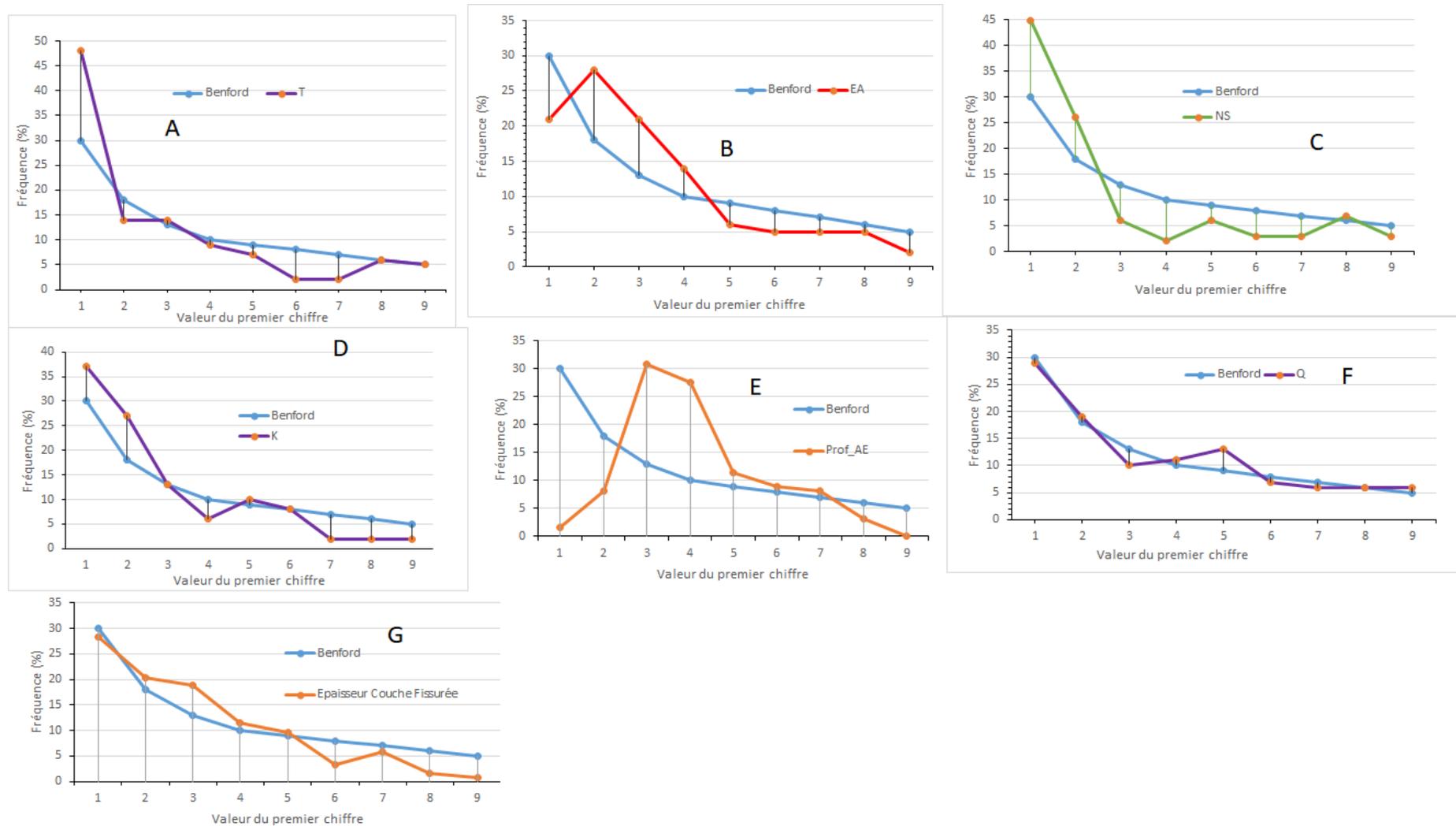


Figure 79 : Comparaison des allures des courbes des différents paramètres à celles de Benford A) Transmissivité; B) Epaisseur d'Altération ; C) Niveau statique ; D) Perméabilité ; E) Profondeur moyenne des arrivées d'eau ; F) Débit ; G) Epaisseur CF

5.9.2 Test d'adéquation à la loi de Benford : Khi-deux

Les valeurs du Khi-deux (χ^2) de chaque paramètre sont consignées dans le tableau XVI. Le degré de liberté est de 8. Le seuil de significativité $\alpha = 10 \%$, dès lors que la valeur du Khi-deux seuil (χ^2 seuil) lue sur la table du χ^2 est de 13,36 pour 8 degrés de liberté (Annexe 4). Le test d'ajustement du test de Khi-deux à la loi de Benford est positif pour la transmissivité (T), la perméabilité (K) le débit (Q) et l'épaisseur de la couche fissurée (CF) et négatif pour le niveau statique (NS), l'épaisseur d'altération (EA) et la profondeur moyenne des AE (Prof moy AE) au seuil d'acceptation de 10 %. Ces résultats conduisent à accepter l'hypothèse H0 pour T, K, Q et CF et à rejeter la loi de Benford pour les paramètres NS, EA et Pf moy_AE.

Tableau XVI : Récapitulatif des résultats du Khi-deux des différents paramètres

	Pf moy AE	EA	T	K	NS	Q	CF
χ^2_{obs}	119,9	21,4	6,2	8,1	32,8	4	11,1
$\chi^2_{seuil} = \chi^2$	13,36	13,36	13,36	13,36	13,36	13,36	13,36
H ₀	Rejetée	Rejetée	Acceptée	Acceptée	Rejetée	Acceptée	Acceptée

5.10 Discussion

Linéaments

Dans le cadre de cette étude, la technique de télédétection utilisant les images Radar, nous a permis de cartographier les linéaments structuraux du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Cette technique permet d'améliorer le taux de réussite des forages (Tagnon *et al.*, 2020, Berhanu & Hatiye, 2020; Abiye *et al.*, 2020). L'analyse statistique du réseau de fractures cartographiées met en évidence différentes familles directionnelles de fractures. Trois grandes familles d'orientations ont été obtenues. Il s'agit des directions NE-SO ; NO-SE et N-S (dominante). Les deux premières correspondent respectivement aux directions birimienne et libérienne qui sont plus productives (Yao, 2015). Ces résultats sont conformes à ceux de Tagnon *et al.* (2020) qui ont travaillé dans les localités de Divo-Oumé au Sud de la Côte d'Ivoire sur des formations géologiques similaires à celles de cette zone.

Cette étude montre aussi que la zone est densément fracturée. La superposition des forages à gros débit à la carte des fractures majeures montre que la plupart de ces forages se situent sur ces fractures régionales, sur des noeuds ou à proximité de celles-ci. En revanche, la majorité des forages à faible débit se situent aussi à proximité de fracture, mais ne présentent pas d'organisation particulière par rapport à cette dernière. Des cas similaires (forages à faibles débits à proximité de forages à gros débits) ont été observés dans le bassin versant de la Baya

par Mangoua *et al.* (2019) et dans la région de Oumé (Tagnon *et al.*, 2020). La corrélation qui a été établie dans cette étude entre les forages et les fractures régionales montre que les débits évoluent de façon inversement proportionnelle à la distance, et de manière non linéaire. Cette corrélation non linéaire établie entre débit et distance par rapport aux fractures permet d'affirmer que ces fractures majeures d'échelle régionale sont le siège d'importantes circulations souterraines.

Traînés et sondages électriques 1D

Les profils de résistivités électriques réalisés dans le cadre de cette étude ont révélé plusieurs types d'anomalies conductrices. Ces anomalies conductrices sont de forme " H ", " V ", " U " et " W ". Avec ces anomalies conductrices, on observe des compartiments conducteurs larges ou étroits. D'un point de vue hydrogéologique, ces anomalies conductrices reflètent des zones fracturées du substratum qui sont des sites privilégiés pour l'implantation de forages productifs (Koita *et al.*, 2016, Kouassi *et al.*, 2018, Douagui *et al.*, 2019).

Le dispositif Schlumberger permet de distinguer plusieurs types de courbes de sondages électriques. Dans cette étude, les courbes de sondages électriques identifiées sont de types KH et H. Ces types de courbes de sondages électriques sont couramment rencontrés en milieu cristallin (Allé *et al.*, 2015, Kouakou *et al.*, 2016). Cependant, la proximité ou le fait qu'un forage soit réalisé au niveau de ces différentes courbes de sondages électriques ne garantit pas nécessairement le succès des forages (obtention d'un gros débit). En effet, selon Douagui *et al.* (2019), il serait plus avantageux de localiser les forages à une position favorable par rapport au pendage structural avec une profondeur permettant d'atteindre la structure géologique du sous-sol.

L'interprétation de ces courbes de sondages électriques montre des perturbations entre 20 et 140 m de profondeur. Ces zones sont les plus favorables et sont des zones privilégiées pour l'implantation de forages productifs.

Le test de Khi-deux réalisé sur les données géoelectriques montre une corrélation positive avec les anomalies conductrices et la productivité des forages. En effet, les anomalies conductrices de type W et U ne donnent que des forages positifs alors que les anomalies de type V et H donnent des forages positifs et négatifs. Ainsi, dans cette zone, les types d'anomalies conductrices W et U sont des sites privilégiés pour les forages positifs.

Les types de courbes de sondages électriques ne montrent pas de corrélation particulière avec la productivité des forages. En effet, des forages positifs et négatifs ont été obtenus avec

les différents types de courbes de sondages électriques. Dans cette région, la productivité des forages semble être liée aux types d'anomalies conductrices, mais pas aux types de courbes de sondages électriques. Ces résultats sont en accord avec ceux de Koussoubé *et al.* (2003) qui affirment qu'en raison de la complexité des roches cristallines, une priorité particulière ne doit pas être accordée à un type de courbe de sondage électrique.

Profil d'altération et zone potentielle de stockage

L'interprétation des profils géophysiques réalisés pour la cartographie de la géométrie du système aquifère a nécessité la connaissance de la géologie de la région. Ainsi, plusieurs logs de forages réalisés dans les mêmes formations géologiques ont été utilisés. Cette combinaison de méthodes géophysiques et des logs de forages a été très utile pour cartographier la géométrie des aquifères. Le profil d'altération proposé dans cette étude présente de haut en bas une structuration en quatre principales couches distinctes, comme ceux proposés en milieu de socle par (Koita *et al.*, 2013, Bon *et al.*, 2016, Soro *et al.*, 2017, Lassachagne *et al.*, 2021) en milieu de socle. Ces principales couches sont la terre végétale, la saprolite, la frange fissurée et le socle sain.

La terre végétale a une épaisseur comprise entre 0,4 et 2 m. La résistivité électrique de cette couche est généralement comprise entre 80 et 1700 Ohm.m.

La saprolite est une couche qui provient de la décomposition de la roche mère et se compose généralement de deux sous-unités, la couche d'allotérite riche en argile et la couche d'isalérite riche en sable. D'une épaisseur moyenne de 37 m et riche en argile, elle peut par endroits atteindre 55 m d'épaisseur. Cette couche constitue le premier niveau de cet aquifère composite. Elle contient la nappe d'altérite qui est généralement exploitée par les puits traditionnels. Dans cette couche une cuirasse peut être observée. Lorsqu'elle est présente, son épaisseur moyenne est d'environ 5 m. Cette cuirasse, lorsqu'elle est préservée de l'érosion et rechargée par de fortes précipitations, peut donner naissance à de petits aquifères perchés avec localement quelques émergences (Bon *et al.*, 2016 ; Lassachagne *et al.*, 2021).

Cette couche de saprolite lorsqu'elle est saturée, assure la fonction capacitive de l'aquifère composite. Les travaux de Dewandel *et al.* (2006), Boisson *et al.* (2015) ont montré qu'en raison de la faible conductivité hydraulique, elle n'est pas exploitable en toutes saisons. Dans cette étude, la résistivité électrique de la saprolite à dominante argileuse est inférieure à 100 Ohm.m. Cette description géoélectrique faite de la couche de saprolite est conforme à celle proposée par plusieurs dont (Belle *et al.*, 2016, 2017 ; Soro *et al.*, 2017).

La frange fissurée du socle, est caractérisée par une fracturation assez importante dans les premiers mètres (Soro *et al.*, 2017 ; Lachassagne *et al.*, 2021). Dans cette zone, son épaisseur varie entre 25 et 63 m et peut atteindre 83 m localement. L'épaisseur de la frange fissurée est environ deux fois supérieure à celle de la saprolite. Ces observations ont été aussi faites par Dewandel *et al.* (2017a) et Wyns (2020a, 2020b) dans des environnements similaires. La résistivité de la frange fissurée dans cette zone est comprise entre 200 et 1000 Ohm.m et peut par endroit être inférieure à 100 Ohm.m ou atteindre 2000 Ohm.m. Il s'agit du principal aquifère de cette zone. Pour la réalisation des futurs forages à gros débits, ces zones fracturées de faibles résistivités devraient être les plus recherchées. Les résultats géoélectriques obtenus pour la frange fissurée de l'aquifère composite du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est semblables à celle proposée en milieu de socle par (Belle *et al.*, 2016 ; 2017 et Alle *et al.*, 2018). Au-delà de 105 m de profondeur, on observe une diminution progressive de l'occurrence des arrivées d'eau jusqu'à 130 m de profondeur où aucun horizon aquifère n'est observé dans les forages. Cette diminution progressive de l'occurrence des arrivées d'eau avec la profondeur, qui se traduit par une augmentation de la résistivité, témoigne de la diminution de la densité des fractures avec la profondeur (Maréchal *et al.*, 2004 ; Dewandel *et al.*, 2018). Ces résultats obtenus à partir de la géométrie et de la structure géologique de la couche de saprolite et de la couche fissurée pourraient permettre de fixer la profondeur maximale des futurs forages à 130 m dans cette région. Au-delà de cette profondeur, des valeurs élevées de résistivité électrique sont observées, du fait de la présence probable de la roche saine.

La roche saine, elle est perméable seulement là où des fractures profondes sont observées. Bien que ces fractures soient aussi perméables que les fractures de la zone fissurée, leur densité avec la profondeur reste plus faible (Cho *et al.*, 2003). Cette zone présente parfois une résistivité supérieure à 100000 Ω .m qui caractérise la roche saine sous-jacente.

Pour les études de ressources en eau à l'échelle du bassin versant de la Lobo, le socle sain pourrait être considéré comme imperméable avec un coefficient d'emmaganement négligeable comme proposé en milieu de socle par (Maréchal *et al.*, 2004).

Le profil d'altération du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé mis en évidence dans cette étude avec trois principales formations géologiques que sont la couche de saprolite, fissurée et le socle sain, est similaire à celui développé par Soro *et al.* (2017) sur des formations géologiques similaires au Burkina Faso et par Koita *et al.* (2013) dans l'Est de la Côte d'Ivoire.

Dans la localité de Daloa, après cette étude, 16 forages ont été réalisés. Les profils hydrogéologiques mis en évidence par les techniques TRE et les logs des nouveaux forages

réalisés montrent une bonne similitude avec quelques différences. Le taux de réussite de ces forages est de 63%, soit 10 forages sur 16 réalisés. Les forages déclarés négatifs sont ceux ayant un débit ($Q \leq 6 \text{ m}^3/\text{h}$). La profondeur de ces forages varie entre 93 et 130 m avec une moyenne de 110 m. Le débit moyen de ces forages est de $15,2 \text{ m}^3/\text{h}$ avec un débit maximal de $22 \text{ m}^3/\text{h}$.

Dans cette étude, des débits élevés ont aussi été obtenus avec des épaisseurs d'altération faibles ou fortes. A cet égard, nos résultats diffèrent de ceux de Ahzgebobor *et al.* (2019) qui ont montré que dans les roches cristallines, le débit des forages augmente avec l'épaisseur de la saprolite. Cette différence pourrait s'expliquer par les types de formations géologiques rencontrés dans ces zones. En effet, ces auteurs ont travaillé sur des terrains majoritairement schisteux, alors que nous n'avons travaillé que sur des formations granitiques. Ainsi, dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, la productivité de l'aquifère ne semble pas être liée à l'épaisseur de la saprolite, mais à la densité et à la connectivité des fractures. Nos résultats corroborent ceux de N'go *et al.* (2005) qui ont travaillé dans des environnements similaires à cette zone.

Les horizons aquifères les plus productifs sont rencontrés entre 35 et 118 m de profondeur. Ces résultats diffèrent de ceux de N'go *et al.* (2005) ; Koita (2010) et Mangoua (2013) qui fixent la profondeur maximale de forage en terrain granitique à 80 m. Selon ces auteurs, au-delà de cette profondeur, les fractures ont tendance à se combler et la probabilité d'avoir des débits significatifs diminue. Cette différence entre les résultats obtenus par ces auteurs et ceux de cette étude, s'explique par les méthodes utilisées pour identifier ces points de forage (géomorphologie, télédétection) ou par la sous-estimation du rôle hydraulique de la fracturation profonde (Koita, 2010 et Kouassi *et al.*, 2018). Cette sous-estimation du rôle hydraulique de la fracturation profonde, de la géométrie et des nouvelles méthodes utilisées pour la caractérisation de ces systèmes aquifères pourrait contribuer à expliquer le nombre élevé de forages négatifs dans ces zones.

L'imagerie de résistivité électrique utilisée dans cette étude a permis d'améliorer les connaissances sur le système aquifère contrairement aux autres méthodes (géomorphologie, traîné et sondage électrique) couramment utilisées. Dans cette zone, des arrivées d'eau ont été observées à 118 m de profondeur comme cela avait été prédit par les sections inversées qui ont indiqué la présence d'horizons aquifères productifs à de grande profondeur. Ces résultats sont en accord avec ceux de Zaid & Kassem, (2012) ; Akokponhoué *et al.* (2019) ; Aning *et al.* (2019) ; Mainoo *et al.* (2019) qui ont lié le succès des forages en milieu de socle à la présence d'aquifères fracturés profonds, mais aussi à la robustesse des outils utilisés pour l'identification

des points de forage. A partir des résultats des TRE, on conclue que la plupart des forages qui ont été réalisés dans des zones de faibles résistivités ($\rho_a < 1000 \Omega.m$) ont donné des débits de l'ordre de 7,5 m³/h. Les points de forages sélectionnés à la suite de cette étude ont été principalement choisis en raison des faibles résistivités résultantes de la fracturation de ces zones comme préconisée par Noye *et al.* (2017) en milieu de socle. Seules les zones présentant une fracturation importante du socle devraient être des cibles privilégiées pour les forages, car ces zones ont le potentiel de produire des débits importants et durables. Les résultats de ces études indiquent que la profondeur moyenne suggérée lors de l'implantation des forages dans cette d'étude serait de 110 m.

Paramètres hydrodynamiques

Les valeurs de la porosité totale obtenues dans cette étude sont généralement comprises entre 27,4 % et 50,8%. Ces valeurs qui restent élevées se situent dans la gamme des porosités proposées par De Marsily (1981) dans des environnements similaires. Au regard de ces résultats cette couche est à tendance sablo-argileuse.

Les débits spécifiques calculés oscillent entre 0,01 m³/h/m et 3,5 m³/h/m avec une moyenne de 0,4 m³/h/m. Ces valeurs sont inférieures à celles obtenues par Douagui *et al.* (2019) dans des formations similaires au Centre-Est de la Côte d'Ivoire qui se situent entre 0,02 et 4 m³/h/m. Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, seulement 12,3% des forages ont un débit spécifique supérieur à 1 m³/h/m et environ 42 % ont un débit spécifique supérieur à 0,2 m³/h/m. Ces résultats pourraient témoigner de l'hétérogénéité du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. En effet, selon Babaye (2012), pour obtenir des débits spécifiques supérieurs à 0,2 m³/h/m, il faudrait que ces forages captent des fractures. Dans cette étude, 42,25% des forages étudiés ont un débit spécifique supérieur à 0,2 m³/h/m ce qui voudrait dire que sur les 123 forages utilisés pour la détermination de ce paramètre seulement 34 ont intercepté une fracture. Ces résultats pourraient s'expliquer par le fait que les forages utilisés dans le cadre de cette étude ont majoritairement été implantés selon la géomorphologie et ne sont forcément pas à proximité de mégfractures. Toutefois, ces résultats se situent dans la même gamme que ceux de certains auteurs qui ont travaillé en Côte d'Ivoire dont Biémi (1992) ; Koita (2010) et au Niger (Babaye, 2012).

Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, les valeurs de transmissivité varient entre $T = 7,7.10^{-6}$ et $T = 5,7.10^{-4}$ m²/s avec une moyenne de $T = 8,8.10^{-5}$ m²/s et un coefficient de variation de 1,03. Elles s'apparentent aux valeurs obtenues en Côte d'Ivoire par Kouassi *et al.* (2012) dans la région du N'Zi-Comoé, Ouédraogo (2016) dans le bassin versant du Bandama

blanc amont et Hasan *et al.* (2019) en Chine dans des formations géologiques similaires. Ces valeurs de transmissivités sont hétérogènes. De façon générale, les résultats des travaux réalisés en Côte d'Ivoire donnent des valeurs de transmissivité qui varient entre $T = 10^{-6}$ et $T = 10^{-4}$ m²/s. Ces valeurs s'échelonnent sur plusieurs ordres de grandeur ce qui témoignent de la forte dispersion de ce paramètre. Selon Bahir *et al.* (2008) ; Hasan *et al.* (2020), la grande dispersion des paramètres hydrodynamiques provient plus des variations quantitatives et qualitatives de la fracturation que de l'hétérogénéité des faciès lithologiques rencontrés au niveau des différentes régions. En effet, en milieu de socle, la recherche des eaux souterraines repose essentiellement sur le repérage des fractures qui sont les témoins des déformations tectoniques. Ainsi, un forage qui ne capte ou ne se situe à proximité de fractures ne peut donner un bon débit (Kouadio *et al.*, 2008).

Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, sur les 123 essais de pompages utilisés pour la détermination des paramètres hydrodynamiques, seulement un forage capte uniquement la couche d'isaltérite. Afin de déterminer la perméabilité de cette couche, l'infiltromètre double anneaux a été utilisé pour l'estimation de ce paramètre dans cette couche. A cet effet, une conductivité allant de $K = 1,3 \cdot 10^{-7}$ m/s à $K = 8,2 \cdot 10^{-6}$ m/s a été estimée sur la zone avec une moyenne de $K = 2,3 \cdot 10^{-6}$ m/s. Ces valeurs s'échelonnent sur seulement deux ordres de grandeur. Cela pourrait traduire la nature argileuse de cette couche et une faible dispersion de ce paramètre. L'analyse de ces faibles valeurs de perméabilités au niveau de cette couche pourrait entraîner une mauvaise infiltration des eaux qui alimentent les aquifères du bassin versant de la Lobo. Ces valeurs de conductivités hydrauliques de la couche d'altérite déterminées dans cette zone sont semblables à celles obtenues par Soro (2017) sur des formations analogues au Burkina-Faso en utilisant les essais de pompage.

Les valeurs de la conductivité hydraulique de l'aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé obtenues dans le cadre de cette étude avec les interprétations des fiches d'essais de pompage varient entre $K = 1,1 \cdot 10^{-6}$ et $K = 1,8 \cdot 10^{-5}$ m/s avec une moyenne de $K = 10^{-6}$ m/s. Elles se situent dans la même gamme que celles obtenues sur les granitoïdes par Koita (2010) à Dimbokro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire); de Babaye (2012) dans le bassin versant du Dargol au Niger et de Soro (2017) dans le bassin versant de Sanon au Burkina-Faso avec des valeurs respectives de $K = 2,5 \cdot 10^{-7}$ et $K = 3,2 \cdot 10^{-6}$ m/s ; $K = 3,2 \cdot 10^{-6}$ m/s et $K = 2,4 \cdot 10^{-7}$ et $K = 2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s $K = 4,1 \cdot 10^{-6}$ m/s.

La conductivité hydraulique de l'aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est dans la majorité des cas située dans la même gamme que celle connue pour les formations cristallines

(Koita, 2010 ; Hasan *et al.*, 2020). Cette conductivité hydraulique pourrait être due à l'altération. En effet, selon certains auteurs tels que Lachassagne *et al.* (2011) ; Koita *et al.* (2013), Langman *et al.* (2015), Soro (2017), la conductivité hydraulique des aquifères de socle serait due au processus d'altération et non à la fracturation tectonique et à la décompression lithostatique. Ces résultats qui pourraient être sous-estimés, s'expliqueraient par le fait que les essais de pompage, qui ont servi à la détermination de ces paramètres (T et K) sont généralement de courte durée. 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.

Certains paramètres comme T, K, Q et CF suivent la loi de Benford et pourraient être considérés comme des paramètres de productivité. En effet, ces paramètres suivent cette loi parcequ'ils dépendent des conditions naturelles du milieu (Nigrini & Miller, 2007). Le niveau statique ne présente pas une adéquation avec la loi de Benford principalement à cause des fluctuations saisonnières de ce paramètre (Mangoua, 2013).

Conclusion partielle

La caractérisation du système a permis de réaliser une carte de fracturation avec 121 linéaments majeurs de direction principale N-S, NE-SO et NO-SE. Les prospections géophysiques réalisées ont permis de valider cette carte de fracturation et identifier des points favorables à l'implantation de futurs forages et d'élaborer le profil d'altération du système aquifère. Ceci a permis d'identifier les aquifères potentiels qui ont été validés avec les données de forages. Les paramètres hydrodynamiques du système aquifère ont été déterminés en fonction des principales formations géologiques. La transmissivité moyenne au niveau des granodiorites est de $T = 4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$; de $T = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ au niveau des schistes est de $T = 8,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et de $T = 9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ respectivement au niveau des granitoïdes homogènes et des granitoïdes hétérogènes à biotite. La conductivité hydraulique moyenne de la couche superficielle au niveau de la zone est $K = 2,3 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$. De façon générale, celle du principal aquifère (aquifère fissuré) est de $K = 8,9 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. Au niveau des principales formations géologiques, elle varie de $K = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ au niveau des granodiorites, de $K = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ au niveau des schistes de $K = 1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ et $K = 8 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ respectivement au niveau des granitoïdes homogènes et hétérogènes à biotite. Des analyses statistiques ont été réalisées pour identifier les facteurs hydrogéologiques et géophysiques qui influencent la productivité des forages dans notre zone.

CHAPITRE 6 : Recharge de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

6.1 Piézométrie de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

6.1.1 Variation spatio-temporelle de la piézométrie

L'étude spatio-temporelle de la piézométrie du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a été réalisée en utilisant les cartes piézométriques des mois de février 2019 ; novembre 2019 et février 2020 ; novembre 2020 (Figure 80 et 81). Ces différents mois correspondent respectivement aux périodes de basses et hautes eaux sur le bassin versant. Ces différentes cartes piézométriques mettent en évidence trois principales directions d'écoulement des eaux souterraines qui sont NS, NE-SO et NO-SE. Ces principales directions mettent en évidence l'influence de la topographie et de fracturation sur les écoulements souterrains qui se dirigent vers les cours d'eau jouant ainsi le rôle d'un drain.

Les lignes de courant pour la plupart convergent en fin de trajectoire vers l'exutoire du bassin versant à Gregbeu (Nibéhibé). L'observation du comportement hydrodynamique de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé pendant les deux principales saisons de l'année 2019 révèle une augmentation progressive du niveau de la nappe entre février et novembre 2019. En effet, la cote piézométrique maximale sur le bassin versant en Février 2019 qui était de 360 m a progressé au fil du temps pour atteindre 361 m en novembre de la même année, soit une hausse du niveau de la nappe de 1 m. En 2019, tous les ouvrages ont connu une hausse de leur niveau d'eau allant de 0,1 à 3 m. Au cours de l'année 2020, le comportement hydrodynamique de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est similaire à celui de 2019 avec des hausses en hautes eaux et des baisses en basses eaux. La cote piézométrique maximale observée en période de basses eaux est de 359,8 m tandis que celle des hautes eaux est de 361,4 m soit une hausse 1,6 m. Le niveau moyen de la nappe en basses eaux est de 11,3 m et en hautes eaux il était de 10 m en 2019. Quant à l'année 2020, son niveau moyen en basses eaux est de 10,8 m tandis qu'en hautes eaux, il est de 10,4 m (Annexe 7).

Contrairement à l'année 2019, au cours de l'année 2020 deux ouvrages (Yacouba et Bouhitafla) sur les 23 régulièrement suivis ont eu des fluctuations négatives.

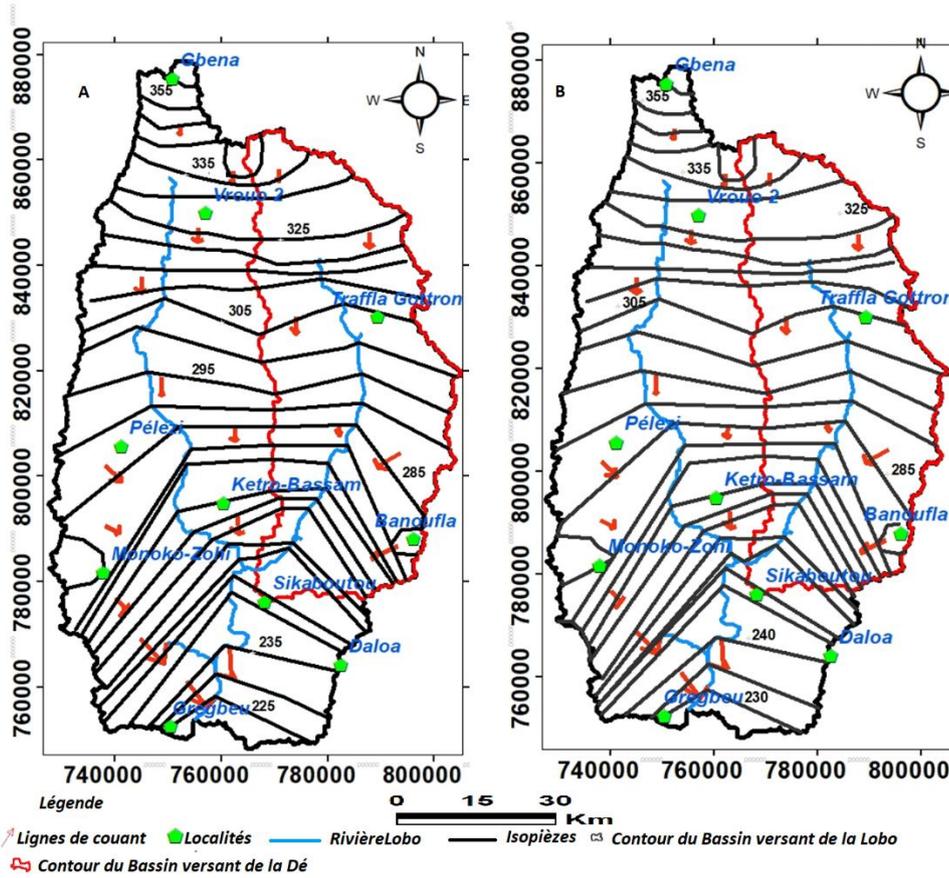


Figure 80 : Carte piézométrique des basses eaux : Février 2019 (A) et Février 2020 (B)

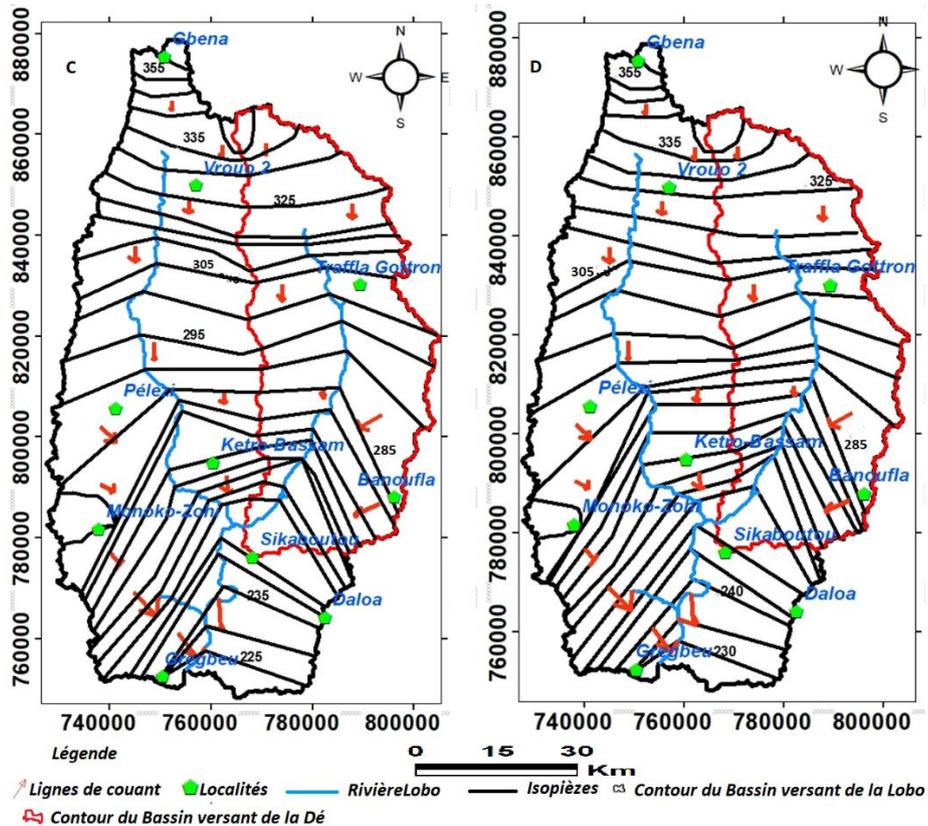


Figure 81 : Carte piézométrique des hautes eaux : Novembre 2019 (C) et Novembre 2020 (D)

Dans certaines localités du bassin versant, le niveau de l'eau dans le forage atteint la surface du sol en hautes eaux et en basses eaux, il atteint la valeur de 0,2 m. Cette faible profondeur de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé tant en basse qu'en haute eau pourrait favoriser un renouvellement rapide des eaux souterraines. Sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, la variation des cotes piézométriques peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ces zones à faibles niveaux piézométriques pourraient être des zones préférentielles de recharge sur le bassin versant. Ces zones ont été identifiées à Ténéforo, Monoko-zohi et Banoufla.

6.1.2 Variation interannuelle de la piézométrie sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

L'évolution interannuelle de la piézométrie dans zone d'étude est illustrée par les figures 82. L'analyse de la figure indique dans l'ensemble une baisse de la piézométrie entre 2018 et 2020. Toutefois dans certaines zones, une hausse du niveau de l'eau a été observée avec un niveau constant dans certains forages. Cette variation du niveau de la nappe témoigne de la complexité du fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du bassin versant.

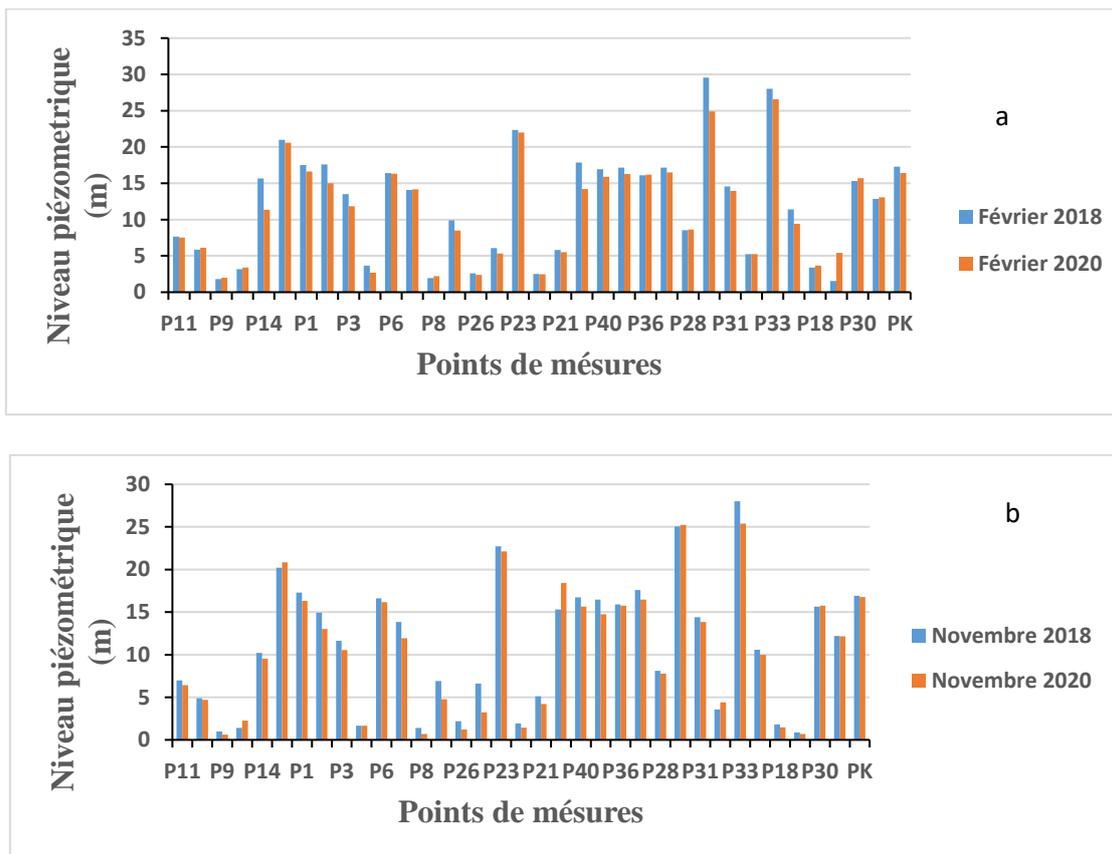


Figure 82 : Variation du niveau piézométrique sur le bassin de la Lobo entre Février 2018 et Février 2020 (a) ; Variation du niveau piézométrique sur le bassin versant de la Lobo entre Novembre 2018 et Novembre 2020 (b)

6.2 Recharge de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

6.2.1 Porosité de drainage ou efficace

Les porosités de drainage des couches superficielles présentées par le tableau XVII varient d'un point à un autre. Elles varient de 1,6% à Daloa à 9,8% à Ketro-b. Les valeurs plus élevées ont été observées dans les localités de Yala (9,4%), Botifla (9,4%) et Ketro-B (9,8%) où les formations géologiques sont plus sableuses. Elles sont plus faible à Daloa, Bonoufla, Banoufla, Gregbeu et Vrouo2 avec des valeurs respectives de 1,6% ; 2% ; 2% ; 2,1% et 2%. Dans ces zones les formations géologiques sont de nature argileuse. La valeur moyenne de cette porosité de drainage calculée sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est de 4,8%.

Tableau XVII : Porosité de drainage des couches superficielles du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Localités	Gregbeu	Djarabana	Château	Bonoufla	Banoufla	
Porosité de drainage (%)	2,1	2	4	2	2	
Localités	Tiahouo	Botifla	Gbena	Vrouo2	Neoulifla	Daloa
Porosité de drainage (%)	2,5	9,4	9,2	2	3,4	1,6
Localités	Yala	Ketro-b	Pélezi			
Porosité de drainage (%)	9,4	9,8	7,7			

6.2.2 Recharge directe estimée avec la méthode Water Table Fluctuation (WTF)

La recharge directe de la nappe a été estimée à partir des données des forages abandonnés faisant office de piézomètre. Cette méthode a été utilisée pour estimer la recharge directe de la nappe pour les années 2018 ; 2019 et 2020 et les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau XVIII. L'analyse de ce tableau montre que les fluctuations piézométriques sont soit positives, soit négatives. Les fluctuations positives, qui représentent une augmentation du niveau d'eau dans l'aquifère varient de 0,1 m à Sokoura à 3 m à Zoukouboué et génèrent des recharges locales comprises entre 6,2 et 143,4 mm/an. Les plus fortes hausses du niveau de la nappe ont été observées dans les forages abandonnés de Zoukouboué, Seitifla, Broukro, Kéto-Bassam et Bohinou avec des valeurs respectives de 3 ; 2,8 ; 2,1 ; 1,9 et 1,6 m. Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, les 23 forages utilisés pour le calcul de la recharge directe ont connu des hausses de niveau d'eau au cours de l'année 2019. Dans cette région, la recharge directe moyenne est de 44 mm pour l'année 2018 et de 57,3 mm pour l'année 2019 pour des pluviométries annuelles respectives de 1081 mm en 2018 et 1237 mm en 2019. En 2020, cette

Partie III : Résultats et discussion

recharge directe moyenne estimée est de 43 mm. Elle est générée par des niveaux d'eau dans les forages qui varient entre 0,2 m et 3,5 m pour une pluviométrie moyenne estimée à 741,6 mm. Les fluctuations les plus importantes ont été enregistrées à Kéto-Bassam, Zouzoukro, Broukro et Dediafla2 avec des valeurs respectives de 2,1 ; 2,2 ; 3,2 et 3,5 m.

Quant aux fluctuations négatives (baisse du niveau d'eau dans l'aquifère), elles restent très localisées et ne concernent que les forages de Yacouba Carrefour et Bouhitafla. Dans cette zone, la recharge directe a augmentée de 13,3 mm entre 2018 et 2019 et baissée de 14,4 mm entre 2019 et 2020. Les valeurs maximales, minimales de la recharge directe en 2018, 2019, 2020 et la pluviométrie moyenne sur le bassin versant en ces périodes sont présentés dans le tableau XVIII.

Tableau XVIII : Recharge directe des eaux souterraines entre 2018 et 2020

Etat de l'ouvrage	Localités	Fluctuations piézométriques (m)			Recharge directe (mm)		
		2018	2019	2020	2018	2019	2020
FP	Tiahouo	0,78	1,2	0,2	37,9	58,3	12,4
FP	Bazra-Nattis	1,3	1,1	0,5	65	55	25,3
FP	Teneforo	0,5	1,2	0,7	23,9	57,4	36
FP	Sokoura	0,2	0,1	0,4	12,4	6,2	21
FP	Dananon	0,3	0,6	0,5	14,1	28,2	23,4
FP	Vaafila	0,8	1,4	0,3	38,3	67	15,3
FP	Seitifila	1,2	2,8	0,8	58	135	40
FP	Diafla	0,2	0,2	0,3	10	10	14
FP	Pélezi	0,4	1,1	0,6	19,3	53	27,2
FP	Zoukouboué	2,5	3	0,3	119,5	143,4	15,3
FP	Monoko-Zohi	0,6	0,4	0,3	25,5	17	15
FP	Bohinou	0,2	1,6	0,3	9,5	76	13
FP	Yacouba	0,1	0,7	-0,9	4,8	33,5	0
FP	Banoufla (Bediala)	0,3	0,8	0,6	14	37,3	28,2
FP	Gnamienkro2	0,3	0,7	0,2	14,7	34,4	11
FP	Bonoufla (vavoua)	1	0,9	0,6	45,6	41	31
FP	Ketro-Bassam	2,3	1,9	2,1	111,7	92,2	100,4
FP	Broukro	1,8	2,1	3,2	87,7	102,3	155
FP	Zouzoukro	1,2	0,9	2,2	55	41	106,1
FP	Gbena	1,4	0,9	1,9	65,5	42,1	93
FP	Dediafla2	2,4	1,43	3,5	117,3	68,4	167
FP	Vrouo1	0,4	1,3	0,8	18,5	60	36
FP	Bouhitafla	0,8	1,2	-1	38,9	58,3	0
Recharge directe moyenne					44	57,3	43
Maximale					119,5	143,4	167
Minimale					4,8	6,2	0
Pluviométrie moyenne annuelle					1081	1237	741,6
Pourcentage de la recharge directe					4%	5%	6%

FP : Forage en panne

6.2.3 Analyse des hydrogrammes

Le débit de base estimé par la méthode de la séparation graphique ou méthode graphique et l'outil d'analyse hydrologique automatisé basé sur le SIG (WHAT) est présenté dans le tableau XIX. Les débits de base à la station hydrométrique de Sikaboutou varient entre 24,5 mm et 62,4 mm en 2019 avec une moyenne de 42,6 mm. Alors qu'en 2020, ils varient entre 18,8 mm et 27 mm avec une moyenne de 23,4 mm. A la station hydrométrique de Nibéhibé, il varie entre 7,6 mm et 13,7 mm avec une moyenne de 10,8 mm. Le débit de base calculé à la station de Sikaboutou en 2020 est plus faible qu'en 2019.

Tableau XIX : Débit de base estimé par méthodes d'analyse des hydrogrammes

Méthodes	Stations hydrométriques		
	Sikaboutou		Nibéhibé
	2019	2020	2019
Méthode graphique (mm)	24,6	18,8	7,6
Méthode du minimum local (mm)	62,4	25,7	13,2
Filtre à paramètre unique(mm)	56,4	22	13,7
Méthode d'Eckhardt (mm)	26,97	27	8,7
Moyenne (mm)	42,6	23,4	10,8

Le tableau XX montre la matrice de corrélation de Spearman entre les différentes méthodes d'analyse des hydrogrammes pour chaque station hydrométrique. Les résultats montrent une forte corrélation (valeur proche de 1) entre les méthodes d'analyse pour les deux stations de jaugeage. Cela signifie que toutes les méthodes sont appropriées pour notre région et prouvent qu'elles peuvent être appliquées pour estimer le débit de base dans cette zone.

Tableau XX : Corrélations de Spearman entre les méthodes d'analyse du débit de base pour chaque station de jaugeage

Méthode	Méthode graphique	Méthode du minimum local	Filtre à un paramètre	Méthode Eckhardt
Station de Sikaboutou				
Méthode graphique	1			
Méthode du minimum local	0,97	1		
Filtre à un paramètre	0,98	0,99	1	
Méthode Eckhardt	0,96	0,97	0,98	1
Station Nibéhibé				
Méthode graphique	1			
Méthode du minimum local	0,99	1		
Filtre à un paramètre	0,94	0,99	1	
Méthode Eckhardt	0,98	0,99	0,99	1

6.2.4 Recharge annuelle sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

La recharge annuelle moyenne du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, incluant la recharge diffuse ou directe estimée par la méthode WTF et les débits de base moyens sur les années 2019 et 2020, diminue de 84 à 66,4 mm, soit une baisse de 17,7 mm de cette recharge moyenne annuelle en un an (Tableau XXI). Cette recharge annuelle est dominée par la recharge directe par les précipitations qui représentent environ 68% de la recharge annuelle en 2019 et environ 65% en 2020.

Tableau XXI : Recharge moyenne annuelle sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé en 2019 et 2020

Années	2019	2020
Recharge moyenne annuelle (mm)	84	66,4

6.3 Discussion

La porosité efficace a été déterminée avec une dizaine de points. La valeur moyenne de ce paramètre dans la zone est 4,8%. Cette valeur est proche de celle de Johnson (1967) qui a étudié sur plusieurs sites dans le monde. Selon cet auteur la porosité de drainage moyenne est de 7% dans les argiles sableuses et de 27% dans les sables grossiers. Ainsi, le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, est dominé par les argiles sableuses. Cette valeur est proche de celle proposée par Johnson (1967) dans les argiles sableuses.

La recharge directe annuelle de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est estimée à 44 et 57,3 mm respectivement en 2018 et 2019 et 43 mm en 2020 avec la méthode WTF. Une hausse 13,3 mm a été observée entre 2018 et 2019. Par contre entre 2019 et 2020, une baisse

14,3 mm a été enregistrée sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Cette fluctuation de la recharge au cours de ces années pourrait d'une part, être due aux activités anthropiques et d'autre part, à la baisse de la pluviométrie. En effet, ces dernières années cette zone forestière a subi d'énormes pressions anthropiques, réduisant considérablement son couvert forestier (Kouassi *et al.*, 2020). Ce changement d'occupation du sol pourrait avoir un impact sur la recharge des eaux souterraines, car il réduit les surfaces d'infiltration et augmente les surfaces imperméables (Kuroda *et al.*, 2017). Quant à la pluviométrie qui selon Hung & Broder (2019) est la principale source de recharge directe des eaux souterraines pourrait avoir un impact sur celle-ci. En effet, elle est passée de 1081 mm en 2018 à 1237 mm en 2019 soit une hausse de 156 mm et à 741,6 mm en 2020 soit une baisse de 495,4 mm. Cette variation de la pluviométrie qui pourrait être la conséquence des différentes variations climatiques, pourrait avoir un impact considérable sur la recharge directe des eaux souterraines (Koffi *et al.*, 2020).

Ces résultats sur la recharge directe des eaux souterraines pourraient nous donner une idée sur le taux réel de renouvellement des eaux souterraines dans la zone d'étude. En effet, selon Abiye *et al.* (2020), l'estimation de la recharge directe basée sur les données des eaux souterraines pourrait donner de meilleurs résultats sur le processus de renouvellement directe des eaux souterraines. Les valeurs de la recharge directe sont fonction de la pluviométrie, du nombre de points utilisé pour estimer ce paramètre, mais aussi de la porosité de drainage. En effet, la recharge estimée avec l'hypothèse d'une porosité de drainage uniforme sur l'ensemble de la zone d'étude pourrait sous-estimer ces valeurs. De même, la taille de la zone d'étude avec des précipitations inégalement réparties pourrait avoir un impact sur ce paramètre (Hung & Broder, 2019).

L'analyse des débits de base à la station de Sikaboutou entre 2019 et 2020 varie en fonction des différentes méthodes. Il varie entre 24,6 et 62,4 en 2019 et de 18,8 à 27 mm en 2020. A la station de Nibéhibé, Il varie entre 7,6 et 13,2 mm en 2019. Ces valeurs de la recharge qui permettent d'estimer la contribution des eaux souterraines à l'écoulement de surface, paraissent faibles par rapport à celles estimées avec la méthode WTF. En effet, il a été constaté que la recharge directe estimée par la méthode WTF est plus élevée que celle estimée avec les méthodes de débits de base. Cette différence pourrait être due aux algorithmes utilisés, mais aussi aux hypothèses émises (Hussein & Broder, 2014). Selon ces auteurs, la différence des résultats obtenus avec ces deux approches (l'analyse des hydrogrammes et la fluctuation de la nappe) est due au fait que : la recharge estimée par la méthode d'analyse des hydrogrammes représente une recharge intégrée avec différents mécanismes (recharge diffuse et recharge localisée). Cependant, la principale source de recharge calculée par la fluctuation de la nappe

(WTF) est la recharge diffuse qui est moins affectée par la recharge indirecte, en particulier dans les zones éloignées du cours principal de la rivière.

Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, la recharge moyenne annuelle, en combinant la recharge directe estimée par la méthode WTF et les débits de base moyens estimés par la méthode WHAT, varie entre 84 et 66,4 mm respectivement en 2019 et en 2020. Cette recharge moyenne annuelle qui est dominée par la recharge directe reste inférieure à celle estimée par Kamenan (2021) dans la même zone d'étude.

Conclusion partielle

Le suivi saisonnier d'un réseau de 32 forages sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a permis de déterminer les périodes de basses et de hautes eaux qui sont pratiquement les mêmes. La nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé possède trois axes préférentiels d'écoulement que sont les axes NS, NE-SO et NO-SE. La nappe du bassin versant de la Lobo est très proche de la surface du sol en moyenne 11 m en basses eaux et 10 m en hautes eaux et ne subit pas de forte fluctuation. Les variations piézométriques les plus importantes n'excédant pas plus de 3 m. La recharge des eaux souterraines a été estimée par plusieurs méthodes. Avec la méthode WTF, la recharge directe est estimée à 44 mm en 2018, 57,3 mm en 2019, ce qui représente 4 et 5% des précipitations et 43 mm en 2020, soit environ 6% des précipitations. Les débits de base estimés varient en fonction des années et des différentes stations. La recharge moyenne annuelle sur la zone d'étude varie de 84 mm en 2019 et de 66,4 mm en 2020.

Chapitre 7 : Modélisation du transfert de polluant dans les eaux souterraines du sous-bassin versant de la Dé

Dans cette partie, le temps global de transfert du nitrate dissous est simulé. Pour atteindre cet objectif des modèles d'écoulement en zone saturée et variablement saturée sont d'abord calibrés en régime permanent et validés en régime transitoire.

7.1 Modèle d'écoulement souterrain en zone saturée (ZS)

Cette partie de la thèse présente les résultats du calage et ceux de la validation des modèles en régime transitoire en conditions d'exploitation avec l'approche milieu continu discrétisé en zone saturée.

7.1.1 Calage du modèle en régime permanent

La simulation réalisée avec des conductivités hydrauliques estimées dans les sections précédentes ne permet pas de reproduire la piézométrie mesurée.

Le calage du modèle en régime permanent a consisté à ajuster la conductivité hydraulique, la recharge directe et le débit de transfert. Les ajustements manuels réalisés sur les données de conductivité hydraulique de recharge directe et du taux de transfert lors du calage ont permis d'obtenir une bonne corrélation entre les charges hydrauliques observées et celles calculées (Figure 83).

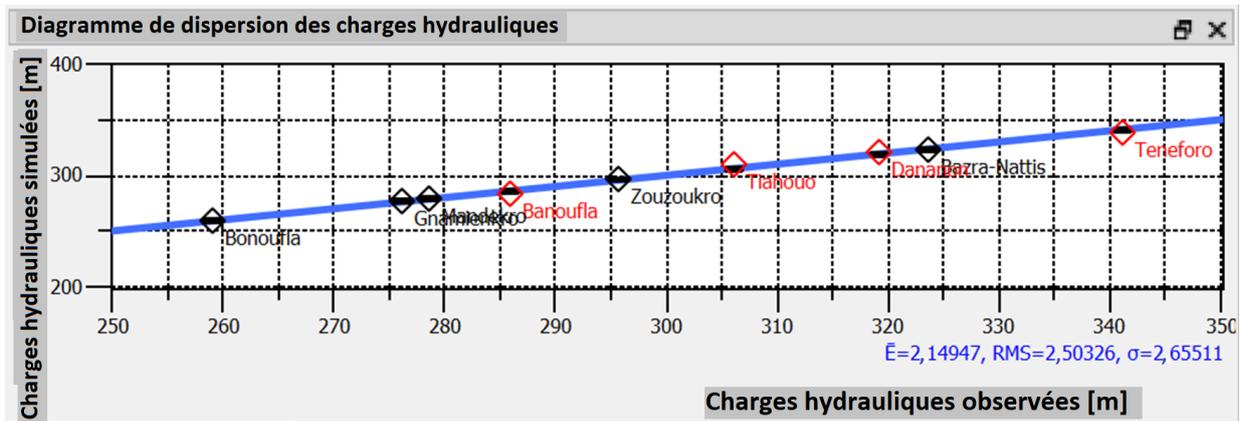


Figure 83 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et simulées

Ces ajustements entre les charges simulées et les charges observées ont conduit à des conductivités hydrauliques qui sont 10 fois supérieures à celles estimées sur le terrain ou à l'aide de l'interprétation des essais de pompage. Le calage a été considéré satisfaisant lorsqu'il n'a plus été possible de réduire les écarts entre les données mesurées et les données calculées. Ainsi, la conductivité hydraulique initiale des formations géologiques de la couche d'altérites

Partie III : Résultats et discussion

obtenue après calage du modèle passe de $K= 3,4.10^{-7}$ m/s à $K= 2,3.10^{-6}$ m/s pour les formations géologiques constituées d'argile-sableuses. Pour les couches sablo-argileux, elle est passée de $K = 6,2.10^{-6}$ m/s à $K = 4,6.10^{-5}$ m/s. Quant à la formation géologique constituée de sable fin, la conductivité hydraulique est passée de $K = 5,2.10^{-5}$ m/s à $K= 3,2.10^{-4}$ m/s.

Pour la frange fissurée, la conductivité hydraulique des granitoïdes homogènes, des granitoïdes hétérogènes à biotite passe respectivement de $K= 1,3.10^{-5}$ m/s, $K = 8.10^{-5}$ m/s à $K= 8.10^{-4}$ m/s et $K = 3,8.10^{-4}$ m/s. Celle des schistes et des granodiorites passe respectivement de $K=1.10^{-4}$ m/s, $K= 1,5.10^{-5}$ m/s à $K = 3,8.10^{-3}$ m/s et $K = 6,4.10^{-4}$ m/s.

La recharge directe simulée permettant d'ajuster les charges observées et simulées varie de 28,5 mm dans la partie Sud à 21,6 mm dans sa partie Nord de la zone modélisée. Cette recharge simulée représente environ 2% de la précipitation annuelle de la zone. Quant à la porosité efficace, elle est restée inchangée et le taux de transfert varie entre $5,8.10^{-4}$ et $5,8.10^{-8}$ (l/s). Le tableau XXII resume l'ensemble des résultats obtenus après le calage du modèle.

Tableau XXII : Valeur initiale et après calage de la conductivité hydraulique (K), de la recharge et de la porosité de la nappe dans le sous-bassin versant de la Dé

Couches	Formations géologiques	Valeurs initiales K(m/s)	Valeurs calées K(m/s)
1	Argile-sableuse	$3,4.10^{-7}$	$2,3.10^{-6}$
	Sable-argileux	$6,2.10^{-6}$	$4,6.10^{-5}$
	Sable fin	$5,2.10^{-5}$	$3,2.10^{-4}$
2	Granitoïdes homogènes	$1,3.10^{-5}$	8.10^{-4}
	Granitoïdes hétérogènes à biotite	8.10^{-5}	$3,8.10^{-4}$
	Schistes	1.10^{-4}	$3,8.10^{-3}$
	Granodiorites	$1,5.10^{-5}$	$6,4.10^{-4}$
Recharge directe (mm/an)		37,1	28,5
		27,8	21,6
Porosité efficace (%)		4,8	4,8
	taux de transfert : entrée/sortie (l/s)	-	$5,8.10^{-4}$ à $5,8.10^{-8}$

La figure 84 montre un coefficient de distribution R^2 des charges observées et simulées égal à 0,98. La répartition spatiale de la recharge directe simulée en 2019 permettant d'ajuster les charges simulées et les charges observées est présentée à la Figure 85 A. Ces valeurs de la recharge directe sont plus faibles dans la partie Nord. Les conductivités hydrauliques de la couche d'altérite y sont légèrement plus faibles. Cette recharge directe est plus élevée dans la

partie Sud avec des valeurs de conductivités hydrauliques simulées légèrement plus fortes (Figure 85 B).

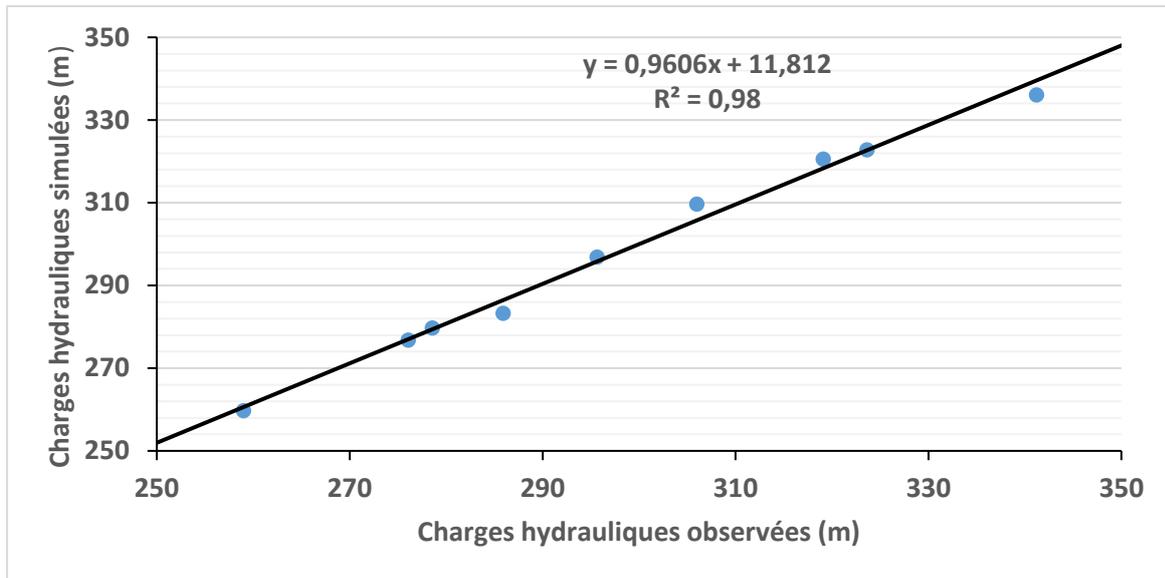


Figure 84 : Approche milieu continu discrétisé : charges simulées et charges mesurées au niveau des points d'observation

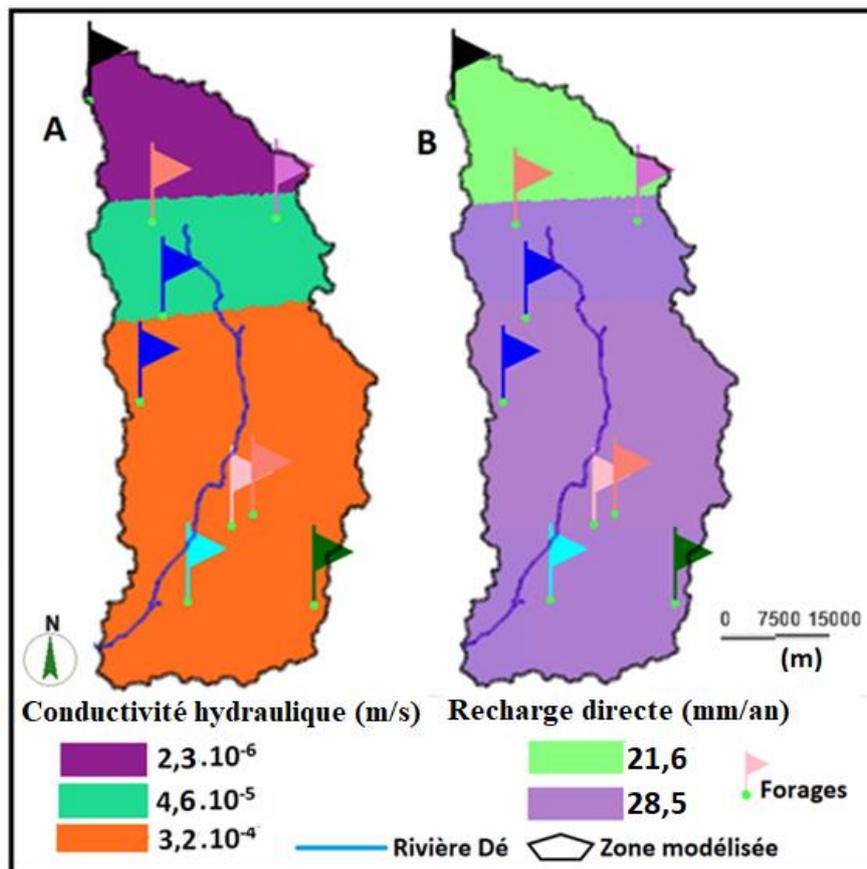


Figure 85 : Répartition spatiale de la conductivité hydraulique de la couche d'altérite (A) et de la recharge simulée (B) sur le sous-bassin versant de la Dé

Partie III : Résultats et discussion

Les critères de performance du modèle sont consignés dans le tableau XXIII. La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE) « Root Mean Square error Norm » pour ce calage est égale à 8,3 %. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 87% avec une moyenne des écarts absolus entre la piézométrie observée et celle simulée de 2,1 m. L'écart-type entre les différentes charges hydrauliques est à 2,6 m. Ces valeurs obtenues témoignent du bon calage du modèle.

Tableau XXIII : Valeurs de vérification du calage du modèle en régime permanent

Critères de performance	Symboles	Valeurs	Unités
Moyenne des écarts des charges hydrauliques	$ \bar{E} $	2,1	m
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques	σ	2,6	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne	RMSE	2,4	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée	NRMSE	8,3	%
Nash-Sutcliffe	NS	87	%

Le tableau XXIV illustre mieux les écarts entre les charges hydrauliques simulées et observées pendant la période de basse eau (Février 2019).

Tableau XXIV : Ecart entre charges observées et simulées en basses eaux (Février 2019)

Forages	Charges observées (m)	Charges simulées (m)	Différences (m)
Tiahouo	305,9	309,7	-3,8
Bazra-Nattis	323,6	322,8	0,8
Teneforo	341,2	336,1	5,1
Banoufla	285,9	283,2	2,7
Bonoufla	259	259,7	-0,7
Mandekro	278,5	279,7	-1,2
Dananon	319,1	320,5	-1,4
Gnamienkro	276,1	276,8	-0,7
Zouzoukro	295,6	296,8	-1,2

Malgré la bonne corrélation entre les différentes charges hydrauliques, des différences significatives existent entre elles. Ces écarts atteignent au maximum 5,1 mètres à Teneforo. Sur les 9 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 six (06) forages et positive pour les trois (03) 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 Teneforo (5,1 m) ; Tiahouo (-3,8 m) et les plus faibles à Bazra-Nattis (0,8 m), Bonouffa (-0,7 m) et Gnamienkro (0,7 m). La figure 86 illustre la piézométrie simulée et mesurée avec l'approche milieu continu discrétisé. L'analyse de cette figure indique que la direction principale des écoulements souterrains est Nord-Sud qui est aussi celle de la rivière. Au Sud du sous-bassin versant les écoulements souterrains convergent vers la rivière et enfin de direction vers l'exutoire.

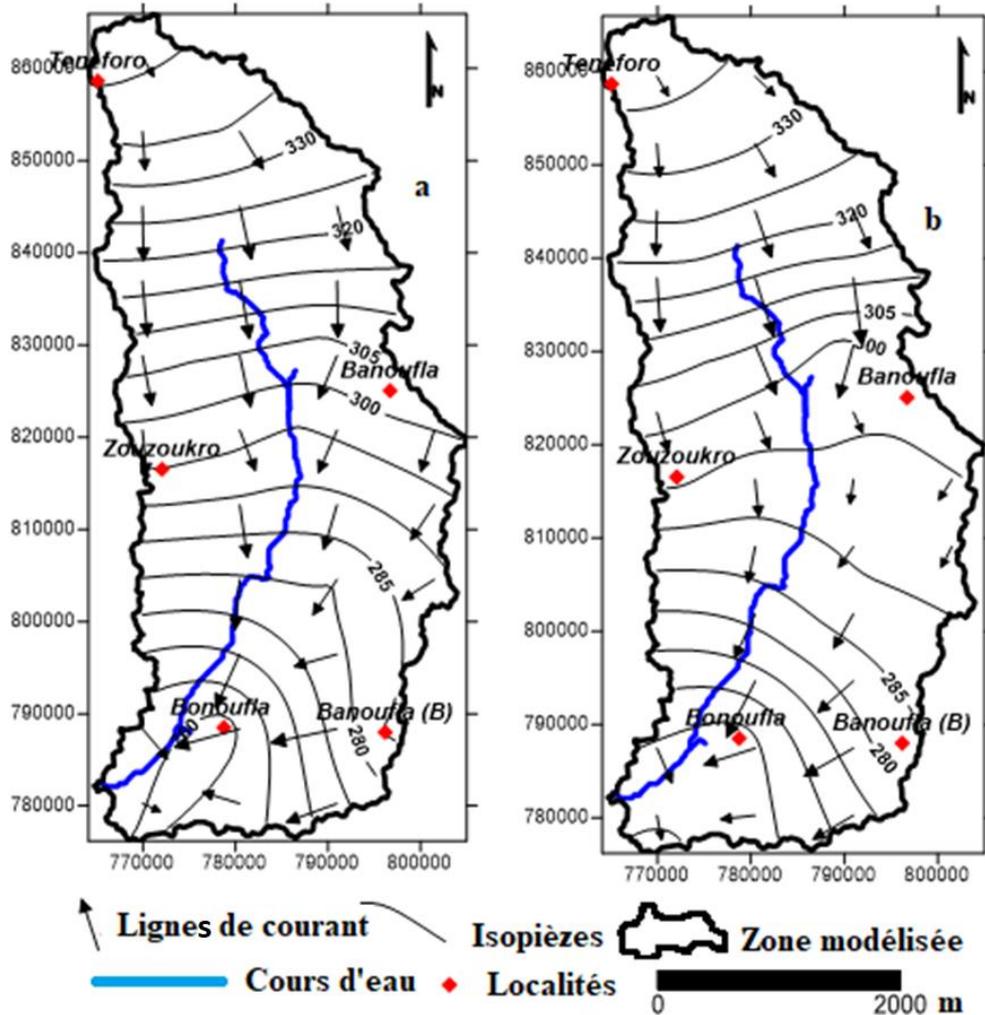


Figure 86 : Cartes des charges observées (a) et des charges simulées (b) en Février 2019 du sous-bassin versant de la Dé

7.1.2 Validation en régime transitoire de Novembre 2018 à Novembre 2020

La simulation en régime transitoire a été effectuée sur une période de deux ans. Pour la validation du modèle en régime transitoire, deux mois ont été choisis : le mois de novembre 2018 est le mois de référence et celui de novembre 2020 sert de comparaison. Pour ce faire, les mêmes points d'observations considérés dans les simulations précédentes ont été utilisés. La figure 87 illustre la performance du calage avec un coefficient de corrélation de 0,87.

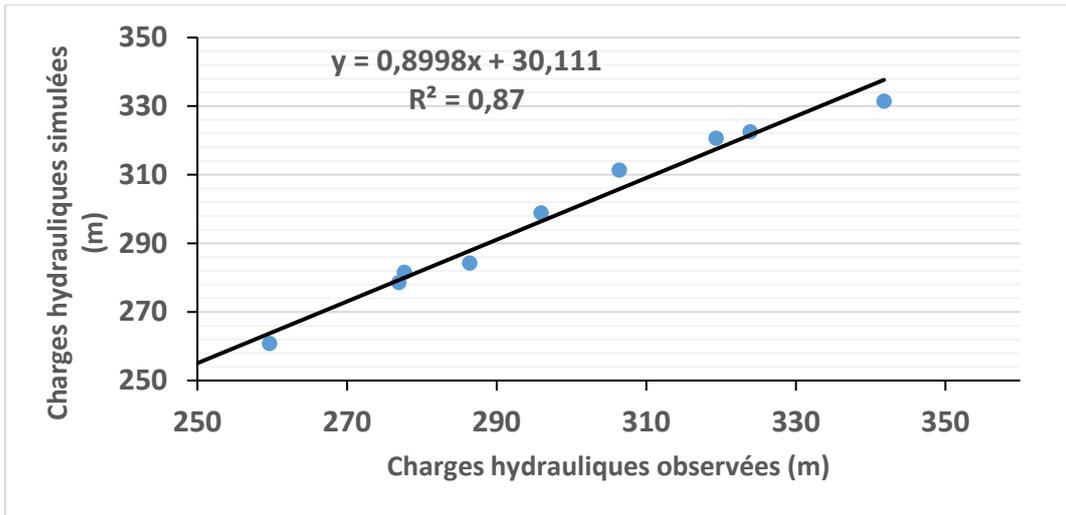


Figure 87 : Corrélation entre charges simulées et charges mesurées en régime transitoire

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 des hautes eaux de novembre 2020. Ces paramètres calés ont permis d’avoir une bonne corrélation entre les charges observées et simulées de novembre 2020 (Figure 88).

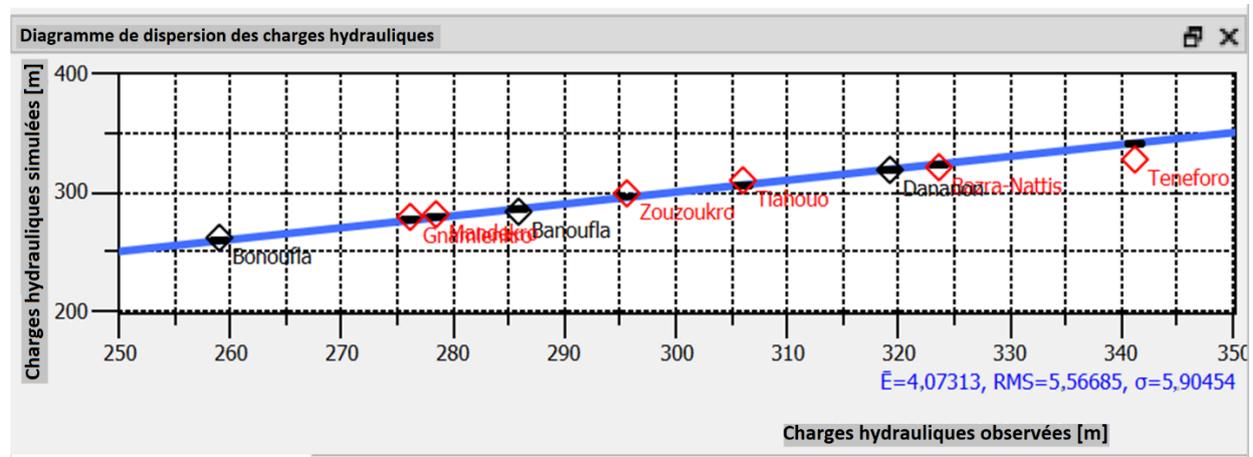


Figure 88 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et charges calculées

Le tableau XXV donne les critères de performance observées après la validation du modèle en régime transitoire. Ainsi, la racine carrée de l’erreur quadratique moyenne des écarts normalisés (NRMSE) est égale à 8,3 % avec une moyenne des écarts absolus entre la piézométrie observée et celle simulée de 4,1 m. L’écart-type entre les différentes charges hydrauliques est 5,9 m. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 78%.

Tableau XXV : Valeurs de vérification du calage des paramètres hydrodynamiques

Critères de performance	Symboles	Valeurs	Unités
Moyennes des écarts des charges hydrauliques	$ \bar{E} $	4,1	m
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques	σ	5,9	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne	RMSE	4,3	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée	NRMS	8,3	%
Nash-Sutcliffe	NS	78	%

La figure 89 présente les résultats de la régionalisation des charges observées et simulées en régime transitoire. Cette simulation permet de reproduire les principales directions d'écoulement des eaux souterraines sur le sous-bassin versant. Cette validation du modèle en régime transitoire a permis de tester la robustesse et la stabilité du modèle.

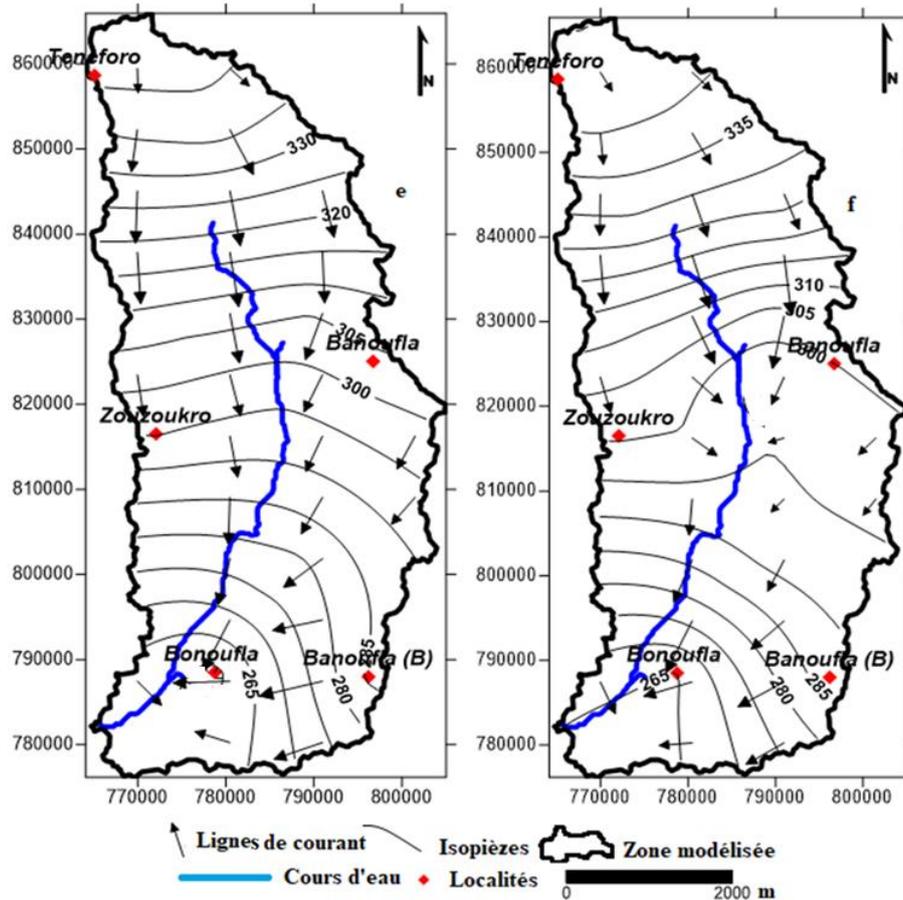


Figure 89 : Carte des charges hydrauliques observées (e) et charges simulées (f) en régime transitoire en Novembre 2020 sur le sous-bassin versant de la Dé

Le tableau XXVI indique les écarts entre les niveaux piézométriques observés en novembre 2020 et ceux calculés par le modèle. Ils sont significatifs au niveau des forages de Teneforo et

Tiahouo où des écart de 10,3 m et -5 m ont été observés. Ces écarts sont négatifs pour la plupart des points d'observations et positifs pour trois points.

Tableau XXVI : Ecart entre charges calculées et observées en Novembre 2020 (transitoire)

Forages	Charges observées (m)	Charges simulées (m)	Différences (m)
Tiahouo	306,4	311,3	-5
Bazra-Nattis	323,9	322,4	1,5
Teneforo	341,7	334,4	7,3
Banoufla	286,4	284,1	2,3
Bonoufla	259,6	260,7	-1,1
Mandekro	277,6	281,5	-3,9
Dananon	319,3	320,6	-1,3
Gnamienkro	276,9	278,5	-1,6
Zouzoukro	295,9	298,8	-2,9

7.2 Discussion

Le modèle réalisé en régime permanent a été calé avec 09 points d'observation en février 2019 (basses eaux).

Le calage a permis d'ajuster les valeurs de conductivités hydrauliques de la couche de saprolite de $K = 2,3 \cdot 10^{-6}$ m/s, $K = 4,6 \cdot 10^{-5}$ m/s et $K = 3,2 \cdot 10^{-4}$ m/s respectivement pour les formations géologiques constituées d'argile-sableuse, sable-argileux et de sable fin. Pour la frange fissurée, ces valeurs passent à $K = 8 \cdot 10^{-4}$ m/s, $K = 3,8 \cdot 10^{-4}$ m/s, $K = 3,8 \cdot 10^{-3}$ m/s et $K = 6,4 \cdot 10^{-4}$ m/s respectivement pour les granitoïdes homogènes, les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites. Les 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 Koita (2010), Jaunat *et al.* (2016) et Kamenan (2021) dans des formations géologiques similaires. Ces valeurs obtenues par ces auteurs sont de l'ordre de $K = 10^{-5}$ m/s pour la saprolite et de $K = 10^{-4}$ pour la frange fissurée. Néanmoins, ces valeurs de conductivité hydraulique obtenues dans ces simulations sont légèrement supérieures à celles obtenues sur le terrain. Cette différence pourrait s'expliquer par la durée des tests de pompage généralement de courte durée, mais aussi par la position du forage dont les données d'essai de pompage sont utilisées pour estimer la conductivité hydraulique de la fracture (Clauser, 1992). Ces essais de courte durée permettent de déterminer les conductivités hydrauliques au droit des forages. De plus, il est bon de noter que dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, la

plupart des forages utilisés dans cette étude ont été implantés en se basant sur la géomorphologie de la zone et pourraient plus ou moins être éloignés des fractures majeures.

Les valeurs de conductivité hydraulique obtenues principalement au niveau de la frange fissurée du socle pourraient s'expliquer par la densité de fracturation de la zone qui favorise une perméabilité plus importante de celle-ci. En effet, selon Mangoua *et al.* (2019), une forte densité de fracturation favoriserait une perméabilité plus importante de la zone d'étude. La conductivité hydraulique de ce système aquifère qui est de l'ordre de $K = 10^{-4}$ m/s pourrait aussi favoriser un drainage important de celui-ci par la rivière.

Après le calage du modèle, des valeurs de recharge directe de 21,6 mm et 28,5 mm en 2019 ont respectivement été simulées dans le Nord et le Sud du domaine avec des valeurs de NRMSE égales à 8,3 % et de critère de Nash-Sutcliffe de 87%. 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 et celles observées sur le terrain. Cette différence entre les charges hydrauliques pourrait être attribuée à la complexité des formations géologiques de l'aquifère. Dans ce sous-bassin versant, les écoulements souterrains convergent vers la rivière. Cette rivière pourrait s'écouler dans la fracture principale de la zone.

Une fois le modèle calé, il est validé en régime transtoire avec les données des hautes eaux de novembre 2019 et stabilisé en régime transitoire. Les mêmes points d'observations considérés dans le modèle en régime permanent ont été repris pour la validation du modèle entre novembre 2019 et novembre 2020. En régime permanent, le critère de performance (NRMSE) est de 8,4 % et pour le régime transitoire, la valeur est de 8,3%, avec un critère de Nash-Sutcliffe de 78%. 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. Cette validation en régime transitoire a permis aussi de simuler la recharge directe estimée en 2020 à 18,8 mm dans la partie Nord du bassin versant et à 26,3 mm dans sa partie Sud.

Conclusion partielle

La modélisation de l'écoulement régional de l'aquifère du sous-bassin versant de la Dé constitue une première initiative de l'évaluation quantitative des écoulements souterrains de cette zone. Les ajustements entre les charges simulées par le modèle et les charges mesurées sont obtenus avec des conductivités hydrauliques 10 fois supérieures à celles estimées à l'aide de l'interprétation des essais de pompage. La recharge simulée varie entre 21,6 et 28,5 mm en

2019 et entre 18,8 et 26,3 mm en 2020. Ce modèle calé et validé en régime transitoire peut permettre de faire des simulations prédictives.

7.3 Simulations du transport de polluant

Cette partie présente les résultats des différentes simulations du transport de nitrate dans la zone modélisée. Le forage de la localité de Banoufla qui enrégistre la plus forte concentration de nitrate a été choisi pour la modélisation. Ces simulations sont aussi bien effectuées en zone non saturée qu'en zone variablement saturée.

7.3.1 Modèle d'écoulement en zone variablement saturée

Avant de simuler le transport du nitrate, un modèle d'écoulement en zone variablement saturée a été mis en oeuvre en régime permanent et validé en régime transitoire. Les données de calage des deux modèles figurent dans le tableau XXVII.

Tableau XXVII : Paramètres de calage du modèle en zone variablement saturée (ZVS)

Paramètres	Couche du modèle de transport	
	Argilo-sableux	Sable-agileux
Conductivité hydraulique (m/s)	$K_{xx}=K_{yy}=K_{zz} = 2,28.10^{-5}$	$K_{xx}=K_{yy}=K_{zz} = 2,28.10^{-5}$
Porosité totale (%)	0,3	0,3
Recharge (mm/an) variable	28,5 en 2019 à 18,8 en 2020	0
Saturation maximale (S_m)	1	1
Saturation résiduelle (S_r)	0,25	0,25
α [1/m]	2	2
n	2,28	2,28

α et n : paramètres de Van Genuchten

7.3.1.1 Calage du modèle d'écoulement en zone variablement saturée

Comme dans le cas des modèles d'écoulement en zone saturée, le calage du modèle en zone variablement saturée est effectué manuellement par ajustement des paramètres de Van Genuchten, de saturation et de porosité totale. Le résultat donne une NRMSE de 8,4%, ce qui veut dire que les écarts entre les charges observées et calculées ont été suffisamment minimisés pour le calage du modèle.. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 83% (tableau XXVIII). Ce modèle réalisé en régime permanent à aussi été validé.

Tableau XXVIII : Critères de performance du calage du modèle en zone variablement saturée

Critères de performance	Symboles	Valeurs	Unités
Moyenne des écarts des charges hydrauliques	$\overline{ E }$	3,1	m
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques	σ	4,4	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne	RMSE	4,1	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée	NRMSE	8,4	%
Nash-Sutcliffe	NS	83	%

7.3.1.2 Test de stabilité du modèle en zone variablement saturée (ZVS) en régime transitoire

Le tableau XXIX présente les résultats de stabilisation du modèle en régime transitoire. La NRMSE est de 8,3%. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 75%. Ces différentes valeurs obtenues témoignent de la stabilité du modèle.

Tableau XXIX : Valeurs de vérification de calage du modèle en zone variablement saturée

Critères de performance	Symboles	Valeurs	Unités
Moyenne des écarts des charges hydrauliques	$\overline{ E }$	6,1	m
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques	σ	8,2	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne	RMSE	4,3	m
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée	NRMSE	8,3	%
Nash-Sutcliffe	NS	75	%

Une fois le modèle bien calé, validé en régime permanent et stabilisé en régime transitoire, il est utilisé pour la simulation du transport du nitrate dissous dans la zone variablement saturée. La coupe Est-Ouest (Figure 90) donne la saturation maximale des différentes couches à la fin de simulation ainsi que la position de la surface libre.

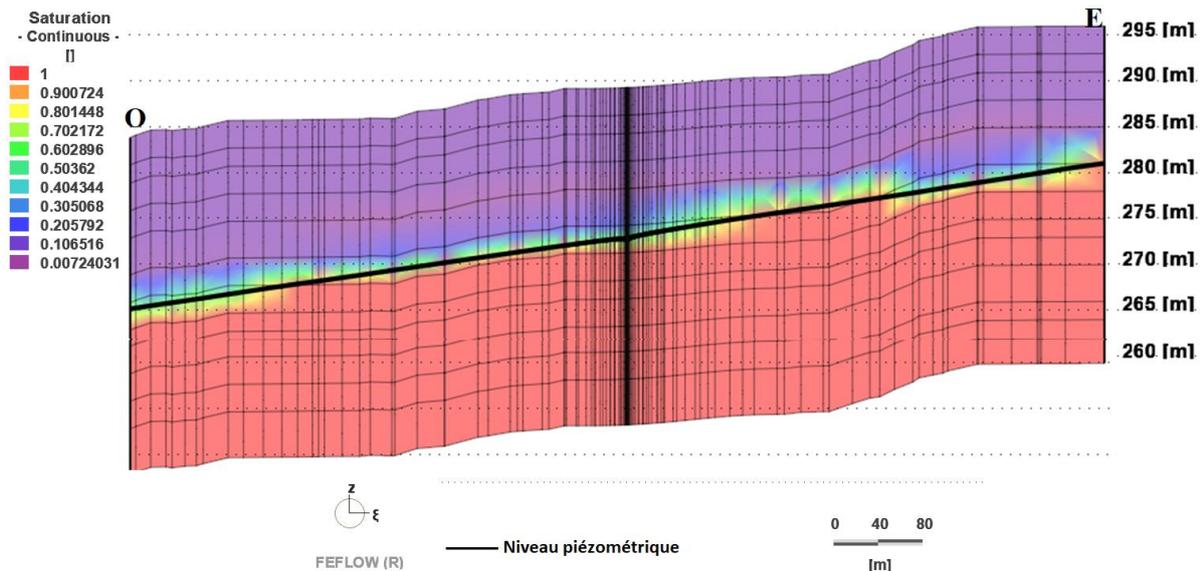


Figure 90 : Saturation maximale à la fin de la simulation

7.4 Transport du nitrate dissous

7.4.1 Transport du nitrate dissous en zone variablement saturée (ZVS)

En condition d'écoulement naturel, les simulations sont effectuées en faisant varier la recharge directe observée entre 2019 et 2020 sur une période de 20 ans. Cette simulation réalisée sur 20 ans pourra ainsi permettre au polluant d'atteindre le maximum d'ouvrage situé sur sa trajectoire et permettra aussi d'observer l'influence de la recharge sur le temps de parcours du polluant. Un second scénario permet d'observer le temps de parcours du polluant en augmentant la recharge sur la zone. Ces deux scénarios sont réalisés sans processus de retard (adsorption). Seules la dispersion hydrodynamique, la convection et la diffusion contribuent au transport du nitrate depuis la surface du sol jusque dans la nappe.

7.4.1.1 Simulation du nitrate dissous (Recharge allant de 18,8 à 28,5 mm/an)

Une coupe Est-Ouest effectuée sur l'ensemble de la zone contaminée à Banoufla, montre la progression du panache de pollution avec ce scénario (Figures 91 à 95). Ces figures montrent l'évolution du polluant à différents pas de temps. La propagation verticale du polluant s'effectue à une vitesse de 0,0056 m/j soit 6.10^{-8} m/s. Avec ce scénario, le nitrate dissous atteint la nappe située à une profondeur de 15 m dans le sol en 2670 jours, soit 7 ans et 115 jours avec une concentration relative de 1 [-] comme condition aux limites. Le facteur de dilution après que le panache ait atteint la nappe est de 0,6. Ce facteur de dilution permet d'estimer la concentration initiale injectée à la surface du sol. Cette concentration initiale réelle pourrait être de 147 mg/l en fonction de la concentration réelle détectée à la surface de la nappe à Banoufla en 2019 qui est 88,1 mg/l.

Partie III : Résultats et discussion

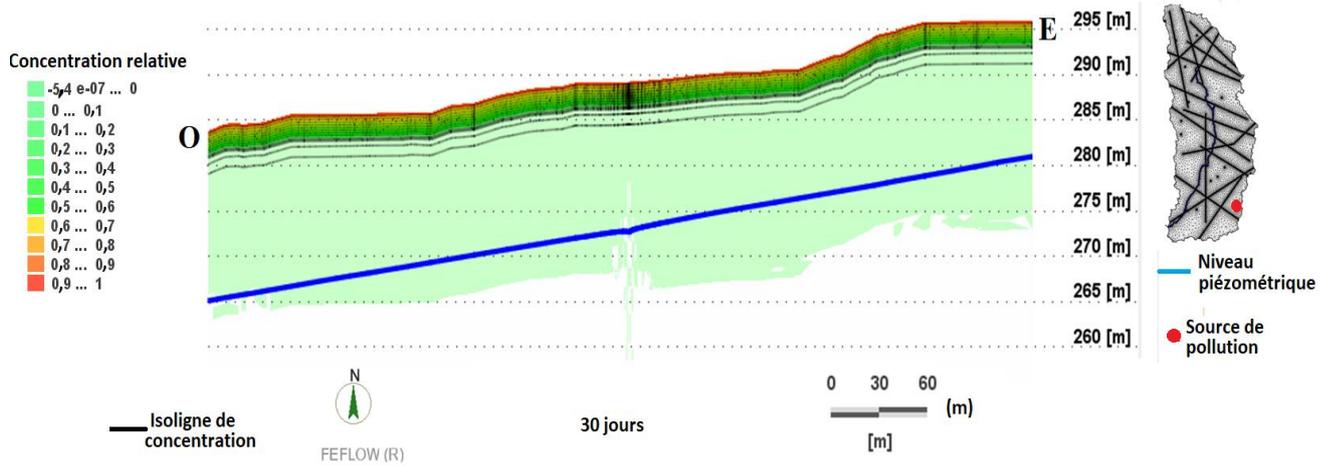


Figure 91 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 30 jours

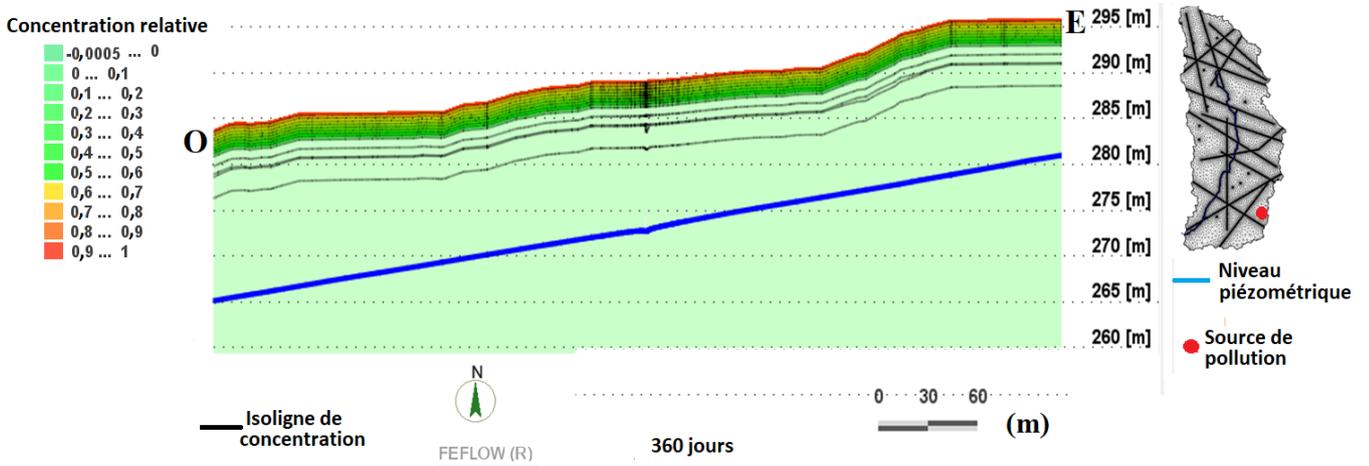


Figure 92 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 1 an

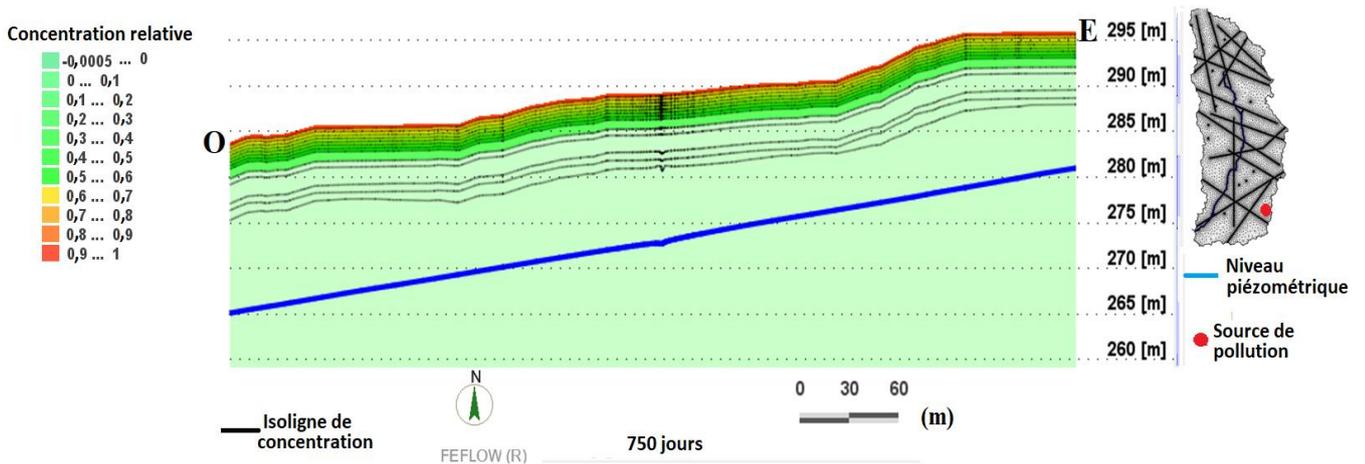


Figure 93 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 2 ans

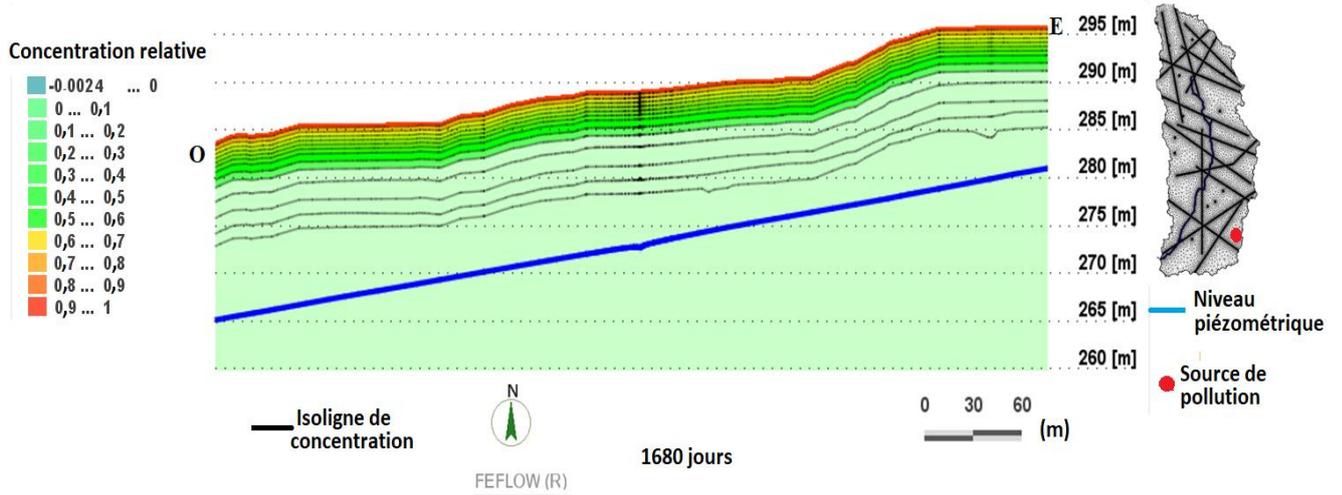


Figure 94 : Simulation de l'évolution du panache de nitrate après 4 ans et 222 jours

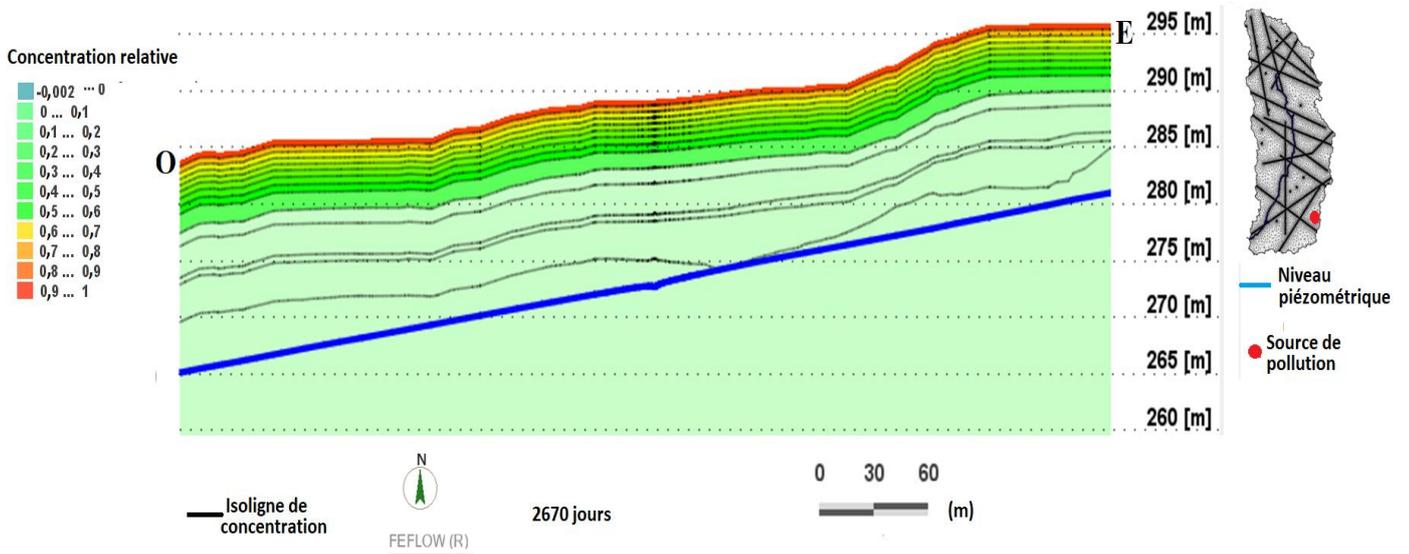


Figure 95 : Simulation du panache de nitrate atteignant la nappe après 7 ans et 115 jours

7.4.1.2 Simulation du nitrate dissout (Recharge allant de 28,5 à 50 mm/an)

La hausse de la recharge directe annuelle entraîne une migration assez rapide du nitrate. Le panache de pollution est repéré à la surface piézométrique au bout de 1200 jours de simulation soit 3 ans et 105 jours dans la localité de Banoufla. La vitesse moyenne verticale de propagation du panache de nitrate est de 0,012 m/j soit $1,4 \cdot 10^{-7}$ m/s. Le temps de parcours vertical est supérieur à celui précédemment obtenu mais avec le même facteur de dilution (Figure 96 à 99).

Partie III : Résultats et discussion

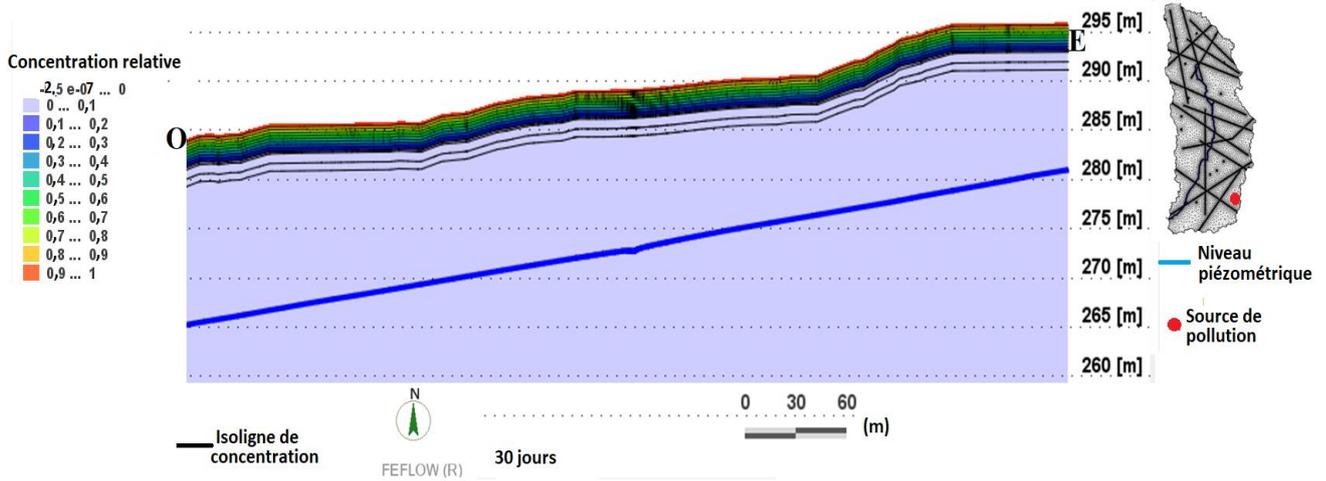


Figure 96 : Evolution de la concentration du nitrate simulée à 30 jours

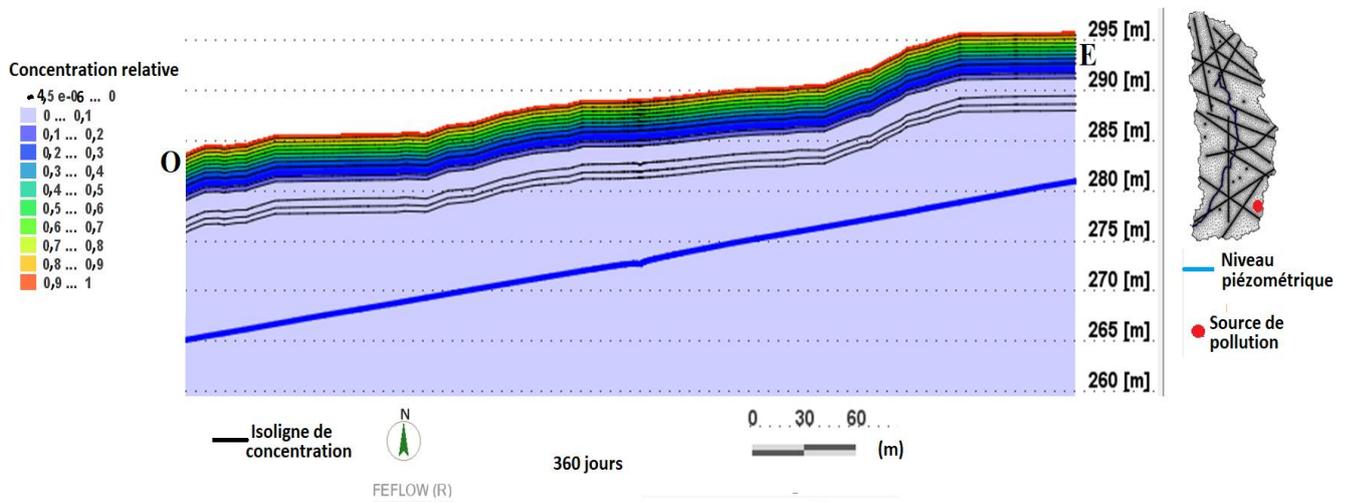


Figure 97 : Simulation de l'évolution de la concentration de nitrate à 1 an

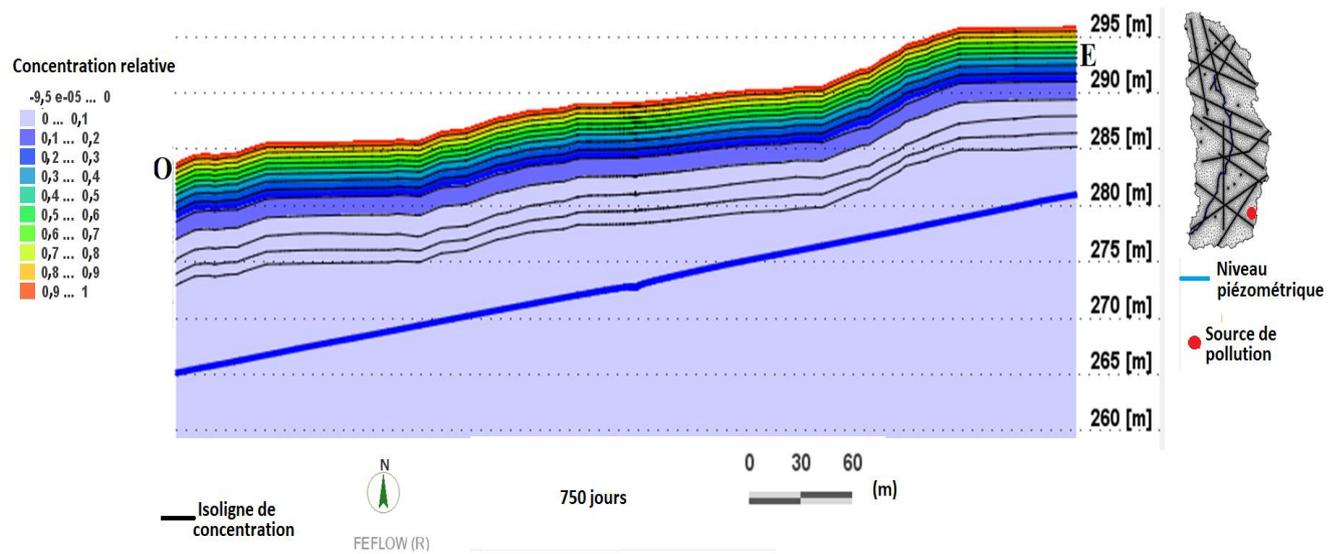


Figure 98 : Simulation de l'évolution de la concentration de nitrate à 2 ans

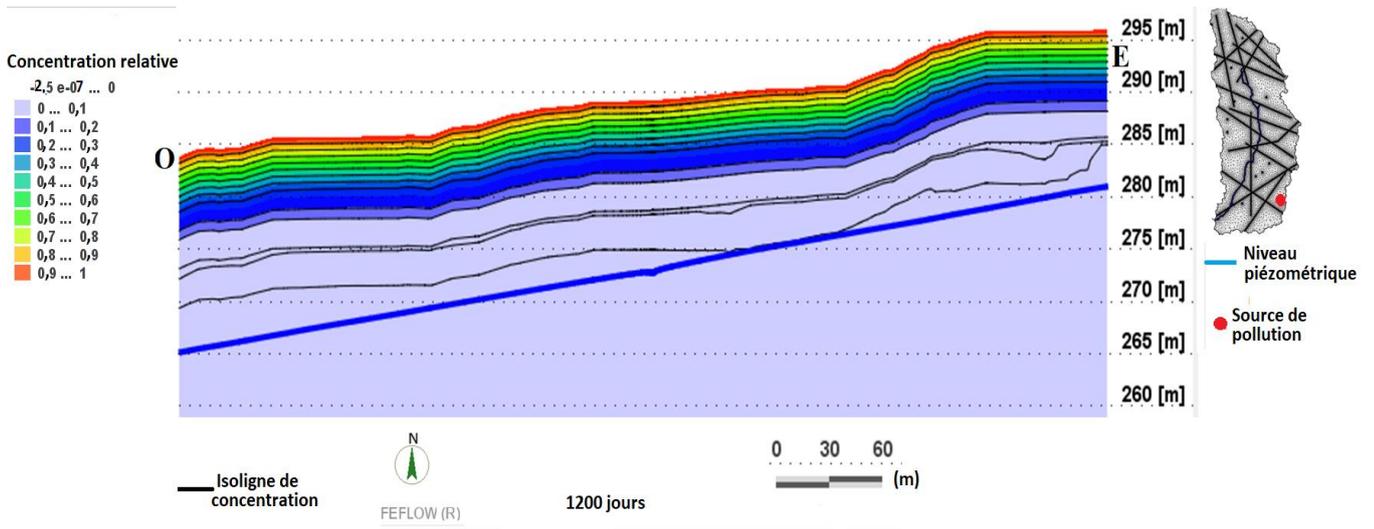


Figure 99 : Simulation du panache de concentration de nitrate atteignant la nappe après 3 ans et 105 jours

En comparant les résultats du transport du nitrate dans la zone variablement saturée suivant les différents scénarios, il s'avère que la recharge directe a une influence très importante sur la vitesse de transport du polluant. La vitesse moyenne de propagation du panache de pollution est plus importante dans le scénario 2 où la recharge directe est plus importante. En plus, le temps d'apparition du contaminant à la surface de la nappe est plus court soit 1200 jours avec ce scénario contre 2670 jours avec les conditions actuelles (Tableau XXX).

Tableau XXX : Temps de transfert vertical du nitrate en zone variablement saturée

Scénario	Temps de parcours (jours)	Vitesse (m/j)	Profondeur de nappe (m)	Concentration	
				Détectée	Relative [-]
1	2670	0,0056	15	88,1 mg/l	1
2	1200	0,012	15	88,1 mg/l	1

7.4.2 Transport du nitrate dissous dans la zone saturée (ZS)

La simulation du transport du nitrate en utilisant une condition aux limites de 88,1 mg/L a permis d'appréhender la trajectoire horizontale du panache de pollution au sein de la nappe du bassin versant de la Dé. Dans cette simulation, l'hypothèse d'une variation de la recharge et des prélèvements, à travers les forages sur le bassin versant a été émise. Ainsi, les écoulements et le transport de polluants s'effectuent en régime transitoire et les débits de pompage au sein de l'aquifère vont de 4 450 m³/j pour l'année de référence (2020) à 9450 m³/j, dans le cas où tous les ouvrages sont mis en service à la fin de la simulation. Ce débit suppose que tous les forages répertoriés sur le bassin versant sont mis en service sur les 20 années de simulation. Quant à la recharge directe, elle a progressivement connu une hausse allant de 18,8 à 28,5 mm/an. Ce polluant atteindra plusieurs forages situés sur sa trajectoire avec une faibles concentration. Les figures 100 à 104 montrent la trajectoire du panache en fonction du temps de simulation. Les

Partie III : Résultats et discussion

temps retenus sont d'environ 720 jours, 1620 jours, 4140 jours, 6300 jours et 7380 jours. Suivant ces jours, l'aire du panache de nitrate dissous s'élargit avec une baisse de la concentration.

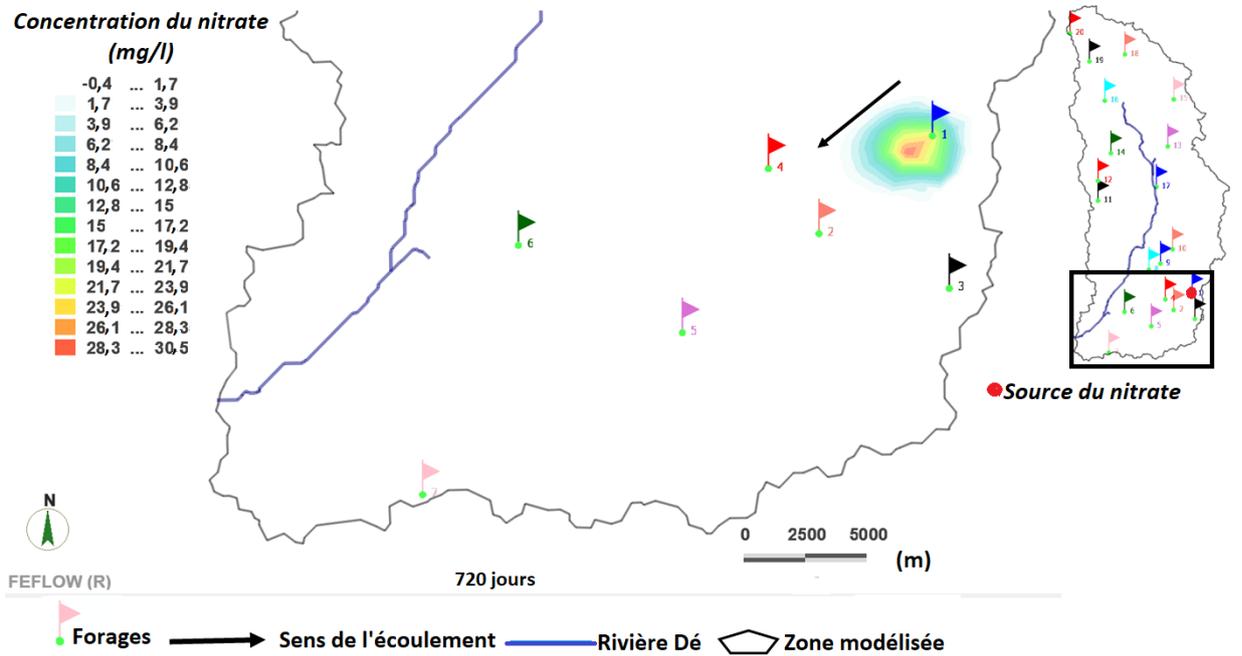


Figure 100 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 720 jours au droit du forage de Banoufla

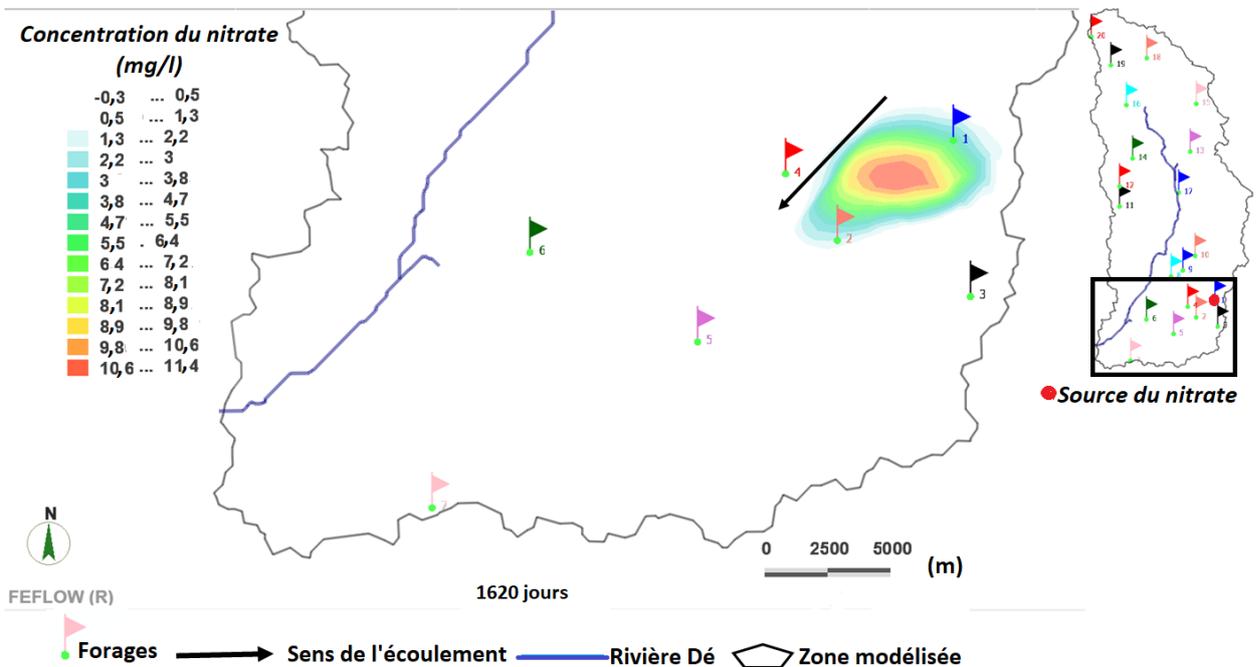


Figure 101 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 1620 jours au droit du forage de Banoufla

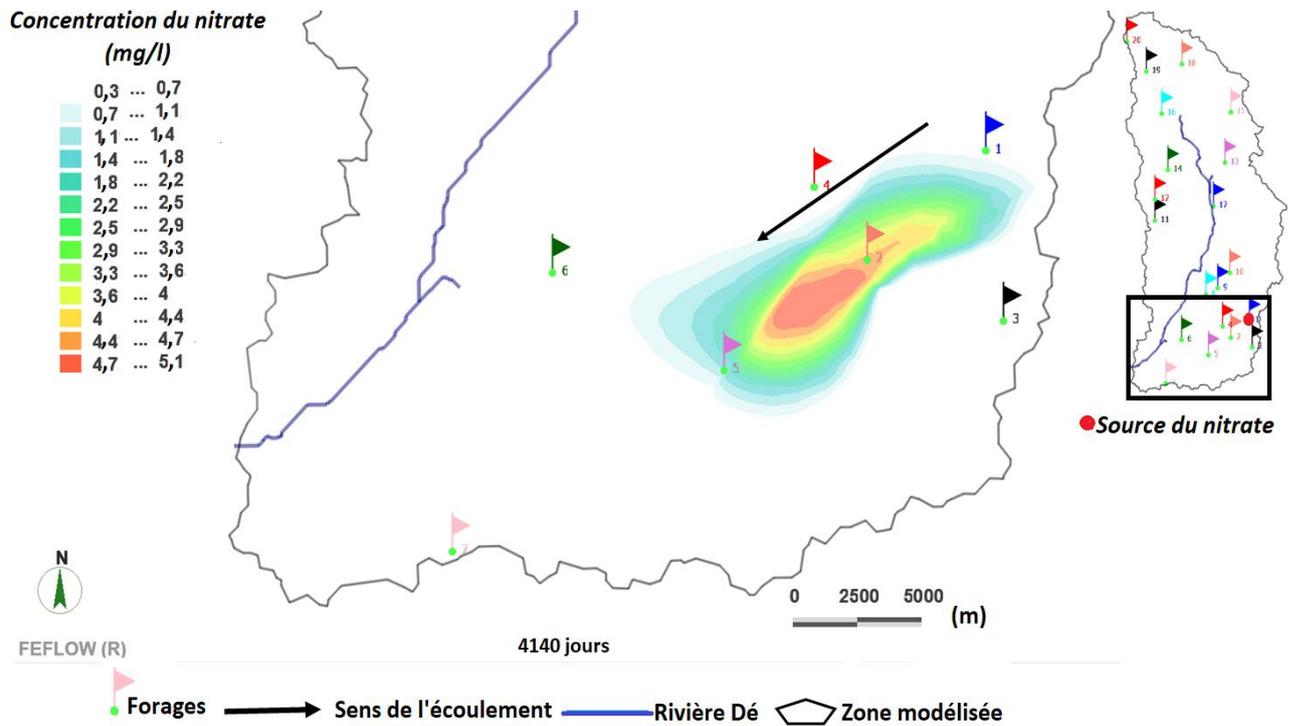


Figure 102 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 4140 jours au droit du forage de Banoufla

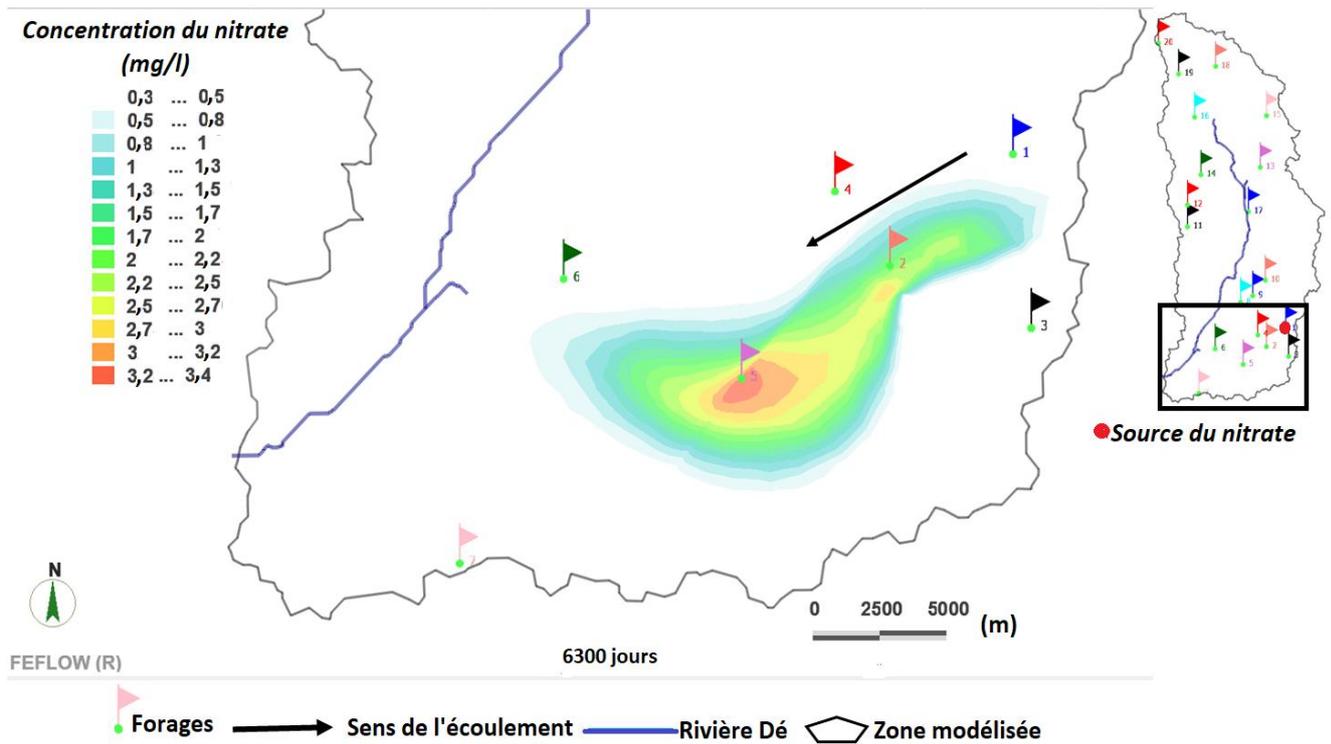


Figure 103 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 6300 jours au droit du forage de Banoufla

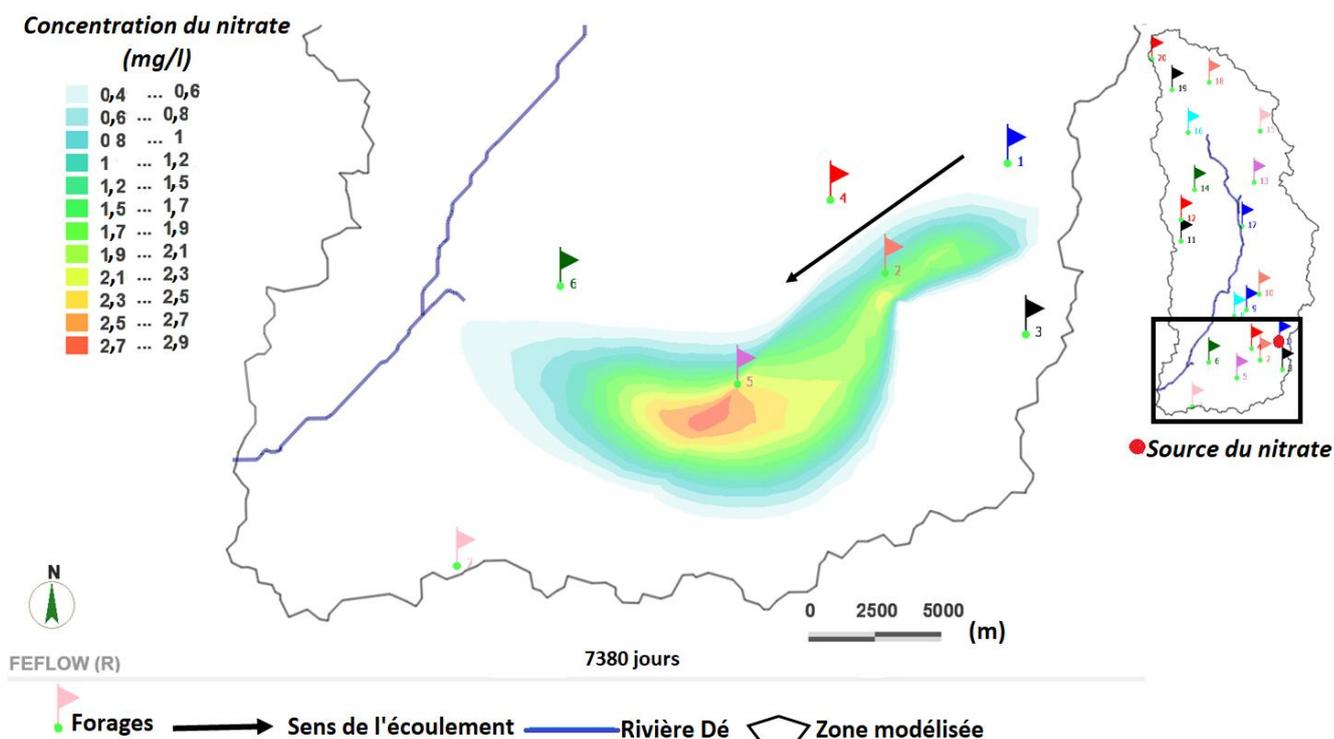


Figure 104 : Evolution de la concentration de nitrate dans la nappe à 7380 jours au droit du forage de Banoufla

Au vu de cette trajectoire, le polluant a atteint le forage de Boukaridouougou (F2) situé à environ 6 000 m au bout de 1620 jours soit 4 ans et 160 jours. La concentration maximale qui atteint cet ouvrage au bout de ce temps est comprise entre 10,6 et 11,4 mg/L. Quant au deuxième forage (F5), situé sur la trajectoire du panache de pollution, il est atteint au bout de 4140 jours de simulation. Ce forage est situé à environ 13 000 m de la source de pollution. La vitesse de propagation horizontal de ce polluant pour atteindre le premier forage (F2) est d'environ 3,7 m/jour soit $4,3 \cdot 10^{-5}$ m/s.

7.5 Temps global de transfert du polluant

Le temps global de transfert du nitrate dissout se calcule par l'addition du temps de transfert vertical et du temps horizontal. Le temps vertical est la durée mise par le polluant depuis la surface topographique pour arriver à la surface de la nappe. Le temps horizontal quant à lui exprime la durée mise par le contaminant depuis la source à la surface de la nappe jusqu'à un ouvrage de captage. Le tableau XXXI indique ces différents temps globaux. L'analyse de ce tableau montre que ces temps varient en fonction des différents scénarios simulés. Il est de 4290 jours soit 11 ans et 275 jours avec une recharge directe allant de 18,8 à 28,5 mm/an. Pour le deuxième scénario, le panache de pollution atteint le premier forage au bout 2820 jours soit 7 ans et 265 jours.

Tableau XXXI: Temps global de transfert du nitrate dissous

Scénario	Forage	Temps
1	Boukaridougou (F11)	11 ans et 275 jours
2	Boukaridougou (F11)	7 ans et 265 jours

7.6 Discussion

L'essentiel des transferts assurant le renouvellement et/ou la dégradation des ressources en eaux souterraines se fait à travers la zone variablement saturée de l'aquifère. Le modèle de transfert de polluant réalisé dans le sous-bassin versant de la Dé a permis d'appréhender le comportement du nitrate dissous dans la zone variablement saturée et saturée. Dans cette zone, aucune modélisation d'écoulement en zone variablement saturée en dehors de cette étude n'a été entreprise sur l'aquifère. En conséquence, la valeur de la NRMSE (8,43%) du modèle en zone variablement saturée n'a pu être confrontée. Aussi, les paramètres de Van Genuchten utilisés pour le calage ont-ils été déterminés à partir de la bibliographie. Cependant, cela n'a pas affecté la qualité du modèle hydrogéologique construit en zone variablement saturée, car la validation du modèle en régime transitoire n'a pas entraîné de variations importantes de la NRMSE (8,3%). Le modèle utilisé (Feflow) a permis de mettre en place des modèles couplés d'écoulement et de transport en régime transitoire au niveau de la zone variablement saturée. Ce modèle a permis d'obtenir les résultats suivants en zone variablement saturée :

- avec une recharge allant de 18,8 à 28,5 mm/an, les vitesses de migration verticale du nitrate dissous sont de l'ordre $V = 5,6 \cdot 10^{-3}$ m/j soit $V = 6 \cdot 10^{-8}$ m/s avec un temps de parcours de 2670 jours soit 7 ans et 115 jours à Banoufla.
- avec une recharge allant de 28,5 à 50 mm/an, les vitesses de migration verticale du nitrate dissous sont de l'ordre $V = 1,2 \cdot 10^{-2}$ m/j soit $V = 1,4 \cdot 10^{-7}$ m/s avec un temps de parcours de 1200 jours soit 3 ans et 105 jours à Banoufla.

Cette simulation de la vitesse et du temps de parcours du nitrate dissous au niveau de la zone variablement saturée a révélé des menaces de contamination des eaux souterraines de la zone. Ces résultats sont fonction des paramètres de la zone variablement saturée, mais aussi de la recharge directe de la nappe. Ces paramètres facilitent et augmentent la vitesse de propagation du nitrate dissous. Des observations similaires ont été faites par plusieurs auteurs dont (Croisé *et al.*, 2002 ; Deh, 2013). Ainsi, dans les zones du sous-bassin versant de la Dé présentant les mêmes paramètres de la zone variablement saturée, mais avec de bonnes conditions de recharge, la vitesse de migration du nitrate pourrait être plus rapide avec un temps de parcours plus court.

A la fin de cette simulation, la trajectoire horizontale du nitrate dissous au niveau de la zone saturée a révélé des menaces de contamination futures de certains forages à proximité de Banoufla. Le temps global de transfert du nitrate dissous avec un débit de pompage maximal d'environ 9450 m³/j est de 11 ans et 275 jours pour le premier scénario et de 7 ans 265 jours pour le deuxième scénario. Cette différence entre ces deux temps globaux s'explique par l'importance de la recharge avec ces deux scénarios. En effet, selon Pollet (2004), une grande quantité des eaux d'infiltration entraîne un déplacement plus rapide du panache de pollution vers la nappe. Cette simulation a aussi permis de connaître pour ce cas particulier (injection spontanée sur un an) la concentration finale du nitrate dissous (concentration maximale 11,4 mg/l) qui pourrait être enregistrée dans le forage de Boukaridougou (F2) à la fin de la simulation. Ce temps global de transfert du nitrate dissous a permis d'estimer la vitesse de propagation horizontal du panache. Cette vitesse est d'environ 3,7 m/jour soit $4,3 \cdot 10^{-5}$ m/s. Selon Narula & Gosain (2013), les ions nitrates sont dotés de charges hydrostatiques fixes qui leur permettent d'être attirés et hydratés par les molécules d'eau. De plus, du fait de leur nature anionique, les nitrates ne font pas l'objet d'échanges ioniques avec la phase solide qui présente généralement une capacité d'échange anionique négligeable. Ainsi, il se déplace à une vitesse sensiblement égale à celle de l'eau (Kaufmann *et al.*, 2014 ; Wang *et al.*, 2015). Cette vitesse de propagation du nitrate dissous pourrait permet de connaître la vitesse d'écoulement des eaux souterraines au niveau de la localité de Banoufla. Au regard de tout ce qui précède, nous pouvons dire que les modèles hydrodynamiques réalisés permettent de rendre compte de la piézométrie et de l'évolution de la concentration du nitrate dissous dans le temps et dans l'espace. Ce modèle peu donc servir d'outil de prévision afin d'assurer la pérennisation de la qualité de cette ressource en eau essentielle.

Conclusion partielle

Les simulations de l'écoulement souterrain couplées avec le transport du nitrate dissout dans la nappe du sous-bassin versant de la Dé ont été réalisées dans la localité de Banoufla. Elles ont permis de déterminer le temps global de transfert du nitrate dissous en fonction de deux scénarios. Les temps de transfert globaux varient de 11 ans et 275 jours pour le premier scénario à 7 ans et 265 jours pour le deuxième scénario. Le temps de transfert du polluant est fortement influencé par la recharge directe. Cependant, la vitesse de migration du polluant est aussi influencée par le type de sol et ses caractéristiques mais aussi par la conductivité hydraulique du milieu. Du fait de sa faible profondeur, cette nappe serait exposée à de nombreuse pollution d'origine anthropique.

**CONCLUSION, RECOMMANDATIONS ET
PERSPECTIVES**

CONCLUSION

Ce travail de thèse a été conduit dans l'optique d'élaborer un modèle de fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Il a été question d'une manière spécifique de caractériser le système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé; estimer la recharge de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé et de simuler le transfert de polluant dans le système aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Ceci en mettant en œuvre une méthodologie fondée sur la complémentarité de plusieurs techniques. Pour la caractérisation du système hydrogéologique, une carte de fracturation a été réalisée en utilisant des images radar. Ensuite, le modèle conceptuel du profil d'altération a été élaboré en utilisant des données de forages et géophysique. Enfin, les paramètres hydrodynamiques ont été estimés par la méthode l'infiltromètre double et par des essais de pompage.

La recharge annuelle a été estimée en utilisant la méthode de fluctuation piézométrique et celle de l'analyse des hydrogrammes et transfert des polluants a été réalisée en utilisant le modèle Feflow.

Caractérisation du système aquifère

L'étude des images satellitaires (radar) a permis de cartographier 1809 linéaments dont 121 fractures régionales avec une longueur moyenne de 9 km. Les directions principales sont : N-S (28%), correspondant à la direction subméridienne ; NE-SO (13%), correspondant aux directions éburnéennes ; NO-SE (12%), associées à la direction libérienne. La densité de fracturation du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est très variable d'une zone à une autre du fait de l'hétérogénéité du milieu.

Modèle conceptuel hydrogéologique

La caractérisation de la structure de l'aquifère est un élément essentiel pour la compréhension de son fonctionnement hydrodynamique. L'analyse de divers types de données constituées notamment de lithologs, de données de résistivités électriques 1D et 2D et des observations des profils d'altération lorsqu'ils sont visibles a permis de proposer un modèle de la structure hydrogéologique de l'aquifère du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Le profil d'altération du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est composé en grande partie de roche granitique. Il présente du sommet à la base une structuration classique verticale avec trois principales couches :

- la saprolite avec une épaisseur moyenne de 37 m ;

- la frange fissurée du socle, lieu privilégié de circulation et de stockage des eaux souterraines avec une épaisseur qui varie entre 20 et 66 m avec une moyenne de 40 m ;
- la roche saine qui constitue le substratum imperméable.

Dans cette étude, les sondages 1D et la tomographie de résistivité électrique 2D (TRE) ont été utilisés pour identifier les aquifères et optimiser l'implantation de forages productifs dans la zone d'étude. Six profils de résistivité 2D réalisés permettent d'identifier des formations superposées, potentiellement des milieux aquifères. L'étude des traînés, des sondages et des panneaux électriques a aidé à l'implantation de plusieurs forages. Les débits de ces forages réalisés sur le Campus de l'Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa, varient entre 7,5 m³/h à 22 m³/h avec une moyenne d'environ 15,2 m³/h et un débit d'exploitation cumulé d'environ 115 m³/h. Ce débit d'exploitation pourra contribuer à améliorer l'approvisionnement en eau sur le Campus de l'Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa et ses quartier riviérains.

Ces différentes prospections ont pour la plupart été réalisées sur des terrains granitiques qui couvrent environ 90% de la surface totale du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Caractérisation des propriétés hydrodynamiques du système aquifère

Les paramètres hydrodynamiques des formations géologiques ont été déterminés en utilisant les résultats des essais de pompage. La transmissivité moyenne au niveau des granodiorites est de $K = 4,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Elle est de $K = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ au niveau des schistes, de $K = 8,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et de $K = 9,1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ respectivement au niveau des granitoïdes homogènes et des granitoïdes hétérogènes à biotite. La conductivité hydraulique moyenne de la couche superficielle au niveau de la zone d'étude est de $K = 2,3 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ et celle de la frange fissurée est de $K = 8,9 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$.

Les investigations hydrogéologiques et géophysiques réalisées, ont montré que la productivité des forages de cette zone est liée aux paramètres hydrodynamiques (Transmissivité et conductivité électrique) , à la densité et à l'épaisseur de la couche fissurée, mais aussi aux types d'anomalies conductrices de forme "W" et "U".

Estimation de la recharge

Le suivi saisonnier de la nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé sur une période de trois ans, apportent des arguments sur le fonctionnement hydrodynamique de ce système aquifère. La nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé possède trois axes préférentiels d'écoulement que sont les axes N-S, NE-SO et NO-SE et trois zones de recharge identifiées à Ténéforo, Monoko-zohi et Banoufla. Les périodes de basses eaux et de hautes eaux sont

pratiquement les mêmes pour l'ensemble des ouvrages suivis (Février et Novembre). Le niveau de la nappe dans cette zone varie de quelque mètres (0,2 m) à plusieurs mètres (33 m) en période de basses eaux.

La nappe du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est très proche de la surface du sol, soit en moyenne 11 m en basses eaux et 10 m en hautes eaux et ne subit pas de fortes fluctuations. Les variations les plus importantes n'excèdent pas 3 m.

La recharge directe des eaux souterraines a été estimée par la méthode WTF. Elle est estimée à 44 mm en 2018 et 57,3 mm en 2019. Ceci représente respectivement 4 et 5% des précipitations de ces années. En 2020, la recharge directe est estimée à 43 mm, soit 6% des précipitations. La méthode WHAT dépend non seulement des données sur les cours d'eau, mais aussi des paramètres d'entrée des filtres mathématiques utilisés. Ces méthodes nous permettent d'avoir une idée des quantités d'eau qui pourraient transiter entre la nappe et la rivière Lobo. La recharge moyenne annuelle sur la période 2019 et 2020 varie entre 84 et 66,4 mm.

Modèles d'écoulement souterrain de la nappe du sous-bassin versant de la Dé

Les modèles d'écoulement souterrain de la nappe du sous-bassin versant de la Dé conçus, ont été calés et validés avec des données de terrain. Ces modèles ont indiqué que les eaux de cette nappe circulent du Nord au Sud et principalement vers la rivière. Les paramètres hydrodynamiques simulés varient entre $K = 2,3 \cdot 10^{-6}$ m/s et $K = 3,2 \cdot 10^{-4}$ m/s pour la première couche et entre $K = 3,8 \cdot 10^{-4}$ et $K = 3,8 \cdot 10^{-3}$ m/s pour la deuxième couche. La recharge simulée quant à elle, varie de 21,6 à 28,5 mm en 2019 et de 18,8 à 26,3 mm en 2020. La recharge directe simulée, représente environ 2% de la pluviométrie annuelle du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.

Pour une exploitation durable de cette ressource en eau, les prélèvements ne doivent pas être supérieurs à la recharge directe simulée car c'est la principale source d'alimentation de cette nappe.

Modèles d'écoulement souterrain couplé avec le transport du nitrate dissous de la nappe du sous-bassin versant de la Dé

Les simulations du transport de nitrate dissous dans l'aquifère du sous-bassin versant de la Dé ont été effectuées en zone variablement saturée et saturée. Les simulations ont permis de déterminer le temps global de parcours du nitrate dissous de la surface du sol jusqu'aux forages environnants. En zone variablement saturée, la concentration relative injectée à Banoufla est 1 correspondant aux sources de contamination. La simulation en condition naturelle en faisant

varier la recharge directe de 18,8 mm à 28,5 mm/an (scénario 1) et sans le phénomène de retard du nitrate dissous, a révélé que ce polluant arrive à la surface de la nappe au bout de 7 ans et 115 jours. Avec le deuxième scénario qui consiste à faire varier la recharge directe entre 28,5 et 50 mm/an, le panache de polluant atteint le niveau piézométrique au bout de 1200 jours de simulation soit, 3 ans et 105 jours.

En zone saturée, la simulation prédictive sans retard a été réalisée avec une concentration de 88,1 mg/l injectée au droit du forage de Banoufla comme condition aux limites. Il ressort de cette simulation (injection spontanée avec un créneau de temps de un an) que le nitrate dissous apparaît avec une concentration comprise entre 10,6 et 11,4 mg/l dans le premier forage situé sur la trajectoire du panache de nitrate au bout de 1620 jours soit 4 ans et 160 jours.

Le temps global d'apparition du nitrate dissous dans le premier ouvrage de captage est de 4290 jours, soit 11 ans et 275 si la recharge directe varie entre 18,8 et 28,5 mm/an. Il est de 2820 jours, soit 7 ans et 265 jours, si la recharge directe varie entre 28,5 et 50 mm/an sur la période de simulation.

Les différents temps de parcours du panache de nitrate dissous pourraient être plus courts si lors de sa migration, ce polluant emprunte les chenaux à conductivité hydraulique plus élevée compte tenu de la forte hétérogénéité des formations géologiques de l'aquifère du sous-bassin versant de la Dé.

La recharge directe des nappes a un impact sur le temps global d'apparition du panache de pollution dans les ouvrages de captage et une mauvaise estimation de ce paramètre pourrait avoir des répercussions sur le temps de transit du polluant.

La nappe du sous-bassin versant de la Dé est exposée à la pollution du fait de sa faible profondeur. Ce risque de pollution pourrait être accentué par une hausse de la recharge directe (progression plus rapide du panache dans la ZVS) et les caractéristiques physiques de la zone variablement saturée.

Recommandations

Pour améliorer cette étude et approfondir l'état de connaissance de la nappe du bassin versant de la Lobo, les recommandations ci-dessous sont faites :

A l'endroit de la Direction Territoriale de l'hydraulique Humaine de Daloa (DTH), il faut

- installer un réseau de piézomètres sur toute l'étendue du bassin versant de la Lobo avec des enregistreurs automatiques ou les installer dans des forages en panne afin de suivre l'évolution du niveau de la nappe ;
- réglementer l'utilisation d'intrants chimiques dans la zone d'étude ;
- éviter de créer des décharges non contrôlées dans les zones de recharge de la nappe au risque ;
- réglementer l'utilisation des futurs forages pour que les prélèvements ne soient pas supérieurs à la recharge directe simulée afin d'améliorer la gestion durable de cette ressource ;

A l'endroit de la communauté scientifique, il faut

- appliquer les méthodes isotopiques pour estimer le taux de la recharge réelle et identifier l'âge des eaux souterraines ;
- estimer les paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée par des mesures directes (teneur en eau maximale et résiduelle);
- mettre en place un groupe de recherche pour la détermination de l'impact de la pollution anthropique des eaux souterraines sur la santé de la population de la zone d'étude;
- coordonner les activités de recherche sur la nappe du bassin versant de la Lobo.

A l'endroit de la SODECI, il faut

- contrôler constamment la qualité des eaux souterraines avant la distribution ;
- interdire la mise en place sur l'aire d'alimentation des forages des activités susceptibles d'avoir un impact sur la qualité des eaux souterraines

Perspectives

En terme de perspectives d'étude :

- améliorer les résultats sur la caractérisation du système aquifère en utilisant des outils de prospections plus performants comme la Résonance Magnétique Protonique (RMP) en vue d'une meilleure connaissance de cet aquifère de socle ;
- Utiliser des traceurs isotopiques pour améliorer la compréhension des mécanismes de la recharge, ou pour caractériser la dynamique des aquifères ;
- simuler et cartographier la vulnérabilité spécifique à certains pesticides comme le glyphosate dans l'ensemble du bassin versant de la Lobo.

REFERENCES

- Abiye T.A., Tshipala D., Leketa K., Villholth K.G., Ebrahim G.Y., Magombeyi M. & Butler M. (2020). Hydrogeological characterization of crystalline aquifer in the Hout River Catchment, Limpopo province, South Africa. *Groundwater for Sustainable Development*, 11 : 10-46.
- Abu R.U.A. & Temamy A.M.M. (2016). Comparative study of factors controlling the groundwater occurrence in Bir Kiseiba and Bir El Shab areas, south western desert, Egypt using hydrogeological and geophysical technique. *Journal of Africa Earth Sciences*, 117 : 183–195.
- Ackerer P., Younes A & Mose R. (1999). Modeling Variable Density Flow and Solute Transport in Porous Medium: 1. Numerical Model and Verification. *Transport in Porous Media*, 35 : 345–373.
- Acworth R.I., Rau C.G., Cuthbert O.M., Legget K. & Anderson S.M. (2021). Runoff and focused groundwater-recharge response to flooding rains in the arid zone of Australia. *Hydrogeology Journal*, 29 (2) : 737–764.
- Adagunodo T.A., Adeniji A.A., Erinle A.V., Akinwumi S.A., Adewoyin O.O., Joel E.S. & Kayode O.T. (2017). Geophysical investigation into the integrity of a reclaimed open dumpsite for civil engineering purpose. *International Journal*, 42 (11) : 324–339.
- 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.
- Adiri Z., El Harti A., Jellouli A., Lhissou R., Maacha L., Azmi M., Zouhair M. & Bachaoui E.M. (2017). Comparison of Landsat-8, ASTER and Sentinel 1 satellite remote sensing data in automatic lineaments extraction : A case study of Sidi Flah-Bouskour inlier, Moroccan Anti Atlas. *Advances in Space Research*, 60 (11) : 2355–2367.
- Ahzebobor P., Aizebeokhai A.A. & Kehinde D.O. (2019). 2D ERI for Groundwater Exploration in a Crystalline Basement Terrain, Abeokuta, Southwestern Nigeria. *Advances in Sustainable and Environmental Hydrology, Hydrogeology, Hydrochemistry and Water Resources*, 8 : 237-239.
- Akokponhoué N.Y., Yalo N., Akokponhoué B.H., Houngue R. & Agbahoungba G. (2019). Contribution of electrical resistivity tomography and boring technique in the Realization

- of Ten (10) Large Boreholes in a Crystalline Basement Rocks in the Centre-West of Benin. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 7 : 114-130.
- Alabi A.A., Ganiyu S. A., Idowu O.A., Ogabi A.F. & Popoola O.I. (2021). Investigation of groundwater potential using integrated geophysical methods in Moloko-Asipa, Ogun State, Nigeria. *Applied Water Science*, 11 : 1-70.
- Ali M., Mubarak S., Islam A. & Biswas P. (2017). Comparative evaluation of various empirical methods for estimating groundwater recharge. *Archives of Current Research International*, 11(1) : 1–10.
- 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.
- Allé C., Descloitres M., Vouillamoz J.M., Yalo N., Lawson F.M.A. & Adihou C. (2015). Caractérisation des aquifères de socle par la résistivité électrique. Pratique de l'implantation des forages et perspectives d'amélioration au Bénin. *Vingtièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues*, juin 2015, pp 1-8.
- Alle I. C., Descloitres M., Vouillamoz J. M., Yalo N., Lawson F. M. A. & Adihou A. C. (2018). Why 1D Electrical Resistivity Techniques Can Result in Inaccurate Siting of Boreholes in Hard Rock Aquifers and Why Electrical Resistivity Tomography Must Be Preferred: The Example of Benin, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 139 : 341-353.
- Amaya A.G., Ortiz J., Duran A. & Villazon M. (2019). Hydrogeophysical methods and hydrogeological models: basis for groundwater sustainable management in Valle Alto (Bolivia). *Sustainable Water Resources Management*, 5 : 1179-1188.
- Anaba A.B.A., Ngoupayou N.J.R. & Mvondo O.J. (2017). Analysis of crystalline bedrock aquifer productivity : case of central region in Cameroon. *Groundwater for Sustainable Development*, 5 : 66–74.
- Anderson M. & Woessner W. (1992). Applied groundwater modeling and advective transport. *Academic Press* (London, England) : 234-350.
- Anguela T.P. (2004). Etude du transfert d'eau et de solutés dans un sol a nappe superficielle drainée artificiellement. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forets (Paris, France), 158 p.

- Aning A.A., Sarfo C.K., Mainoo P.A. & Noye R.M. (2019). 2D Electrical Resistivity Imaging for Delineation of Crystalline Basement Aquifer in Northern Ghana. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 7 : 102-115.
- Anomohanran O. (2015). Hydrogeophysical investigation of aquifer properties and lithological strata in Abraka, Nigeria. *Journal of Africa Earth Sciences*, 102 : 247–253.
- Assouline J. & Assouline S. (2012). Géopolitique de l'eau. *Studyrama*, 224 p.
- Atteia O. (2011). Modélisation du devenir des composés organiques dans les aquifères : Logiciel Rflow2D et applications. *Lavoisier*, 190 p.
- Avenard J.M., Eldin M., Girard G., Sirconlou J., Touchebeuf L.P., Guillaumet J.L., Adjanohoun, E. & Perraud A. (1971). *Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Mémoire ORSTOM*, 50, Paris, (France) : 11–72.
- Babaye A.M.S (2012). Evaluation des ressources en eau souterraines du bassin de Dargol (Liptako-Niger). Thèse de Doctorat, Université Abdou Moumouni (Niamey, Niger), 235 p.
- Bahir M., Carreira P., Oliveira D.S.M. & Fernandes P. (2008). Caractérisation hydrodynamique, hydrochimique et isotopique du système aquifère de Kourimat (Bassin d'Essaouira, Maroc). *Estudios Geológicos*, 64 (1) : 61-73.
- Bakkali S & Bouyalaoui.J. (2005). Contribution of the geoelectrical prospection applied to the data of the hydraulic resources of the anergui people. *Tafraoute Moroccan AntiAtlas*, 3 : 1–12.
- Bamler R. (1999). The SRTM Mission-A World-Wide 30 m Resolution DEM from SAR Interferometry in 11 Days. *Photogrammetric Week* : 145–154.
- Banton O. & Bangoy L.M. (1997). Hydrogéologie. Multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec, 460 p.
- Belle P., Lachassagne P., Mathieu F., Barbet C. & Bonneval F. (2016). Recent progress in the geological and hydrogeological interpretation of ERT profiles in granitic and metamorphic crystalline rocks. *Géologues*, 191 :13–17.

- Belle P., Lachassagne P., Mathieu F., Brisset N., Barbet C., Bonneval F. & Gourry J.C. (2017) Geological and hydrogeological interpretation of hard rock weathering profil from electrical tomography. *Geology Society* (London, England), 479 : 1-27.
- Berhanu K.G. & Hatiye S.D. (2020). Identification of Groundwater Potential Zones Using Proxy Data : Case study of megech watershed, Ethiopia. *Journal of Hydrology Regional Studies*, 28 : 10-67.
- Bernard J., Leite O. & Vermeersch F. (2006) Multi-electrode resistivity imaging for environmental and mining applications. Iris instrument (Orleans, France), 6 p.
- Bhunia G.S. (2020). An approach to demarcate groundwater recharge potential zone using geospatial technology. *Applied Water Science*, 10 (138): 1-12.
- 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, Université de Cocody, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 493 p.
- Billaudot F. (1988). La pollution des eaux par les nitrates d'origine agricole. *Environnement*, 143 (6) : 172-180.
- Blavoux B. (1978). Étude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium: possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de Doctorat d'État ès-Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6 (Paris, France), 333 p.
- Bobatchev A.A. (2003). X2IPI software : <http://geophys.geol.msu.ru/x2ipi/x2ipi.html>.
- 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.

- Bosca C. (2002). Groundwater law and administration of sustainable development, *Mediterranean Magazine Science. Training and Technology*, 2 : 13–17.
- Boujghad A., Bouabdli A. & Baghdad B. (2019). Groundwater quality evaluation in the vicinity of the Draa Sfar mine in Marrakesh, Morocco. *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 4 (12) : 1–10.
- Bour O. & Davy P. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 7 : 1567-1583.
- Brassington R. (2007). *Field hydrogeology. The geological field guide series*, 264 p.
- Brooks R.H. & Corey A.T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper*, 3 :1-27.
- Brou Y. T. (2005). Climat, mutations socio-économiques et paysages en Côte d’Ivoire. Mémoire d’Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Technologies de Lille (Lille, France), 226 p.
- Cacas M.C., Ledoux E., De Marsily., Tillie B., Barbreau A., Durand E., Feuga B. & Peaudecerf P. (1990). Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : calibration and validation. *Water Resources Research*, 26 (3) : 479–489.
- Carsel R. F. & Parrish R.S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24 : 755-769.
- Caspar V., C. Geelen., Doekle R., Yntema J., Molenaar K. & Keesman T. (2021). Burst Detection by Water Demand Nowcasting Based on Exogenous Sensors. *Water Resources Management*, 35 :1183–1196.
- Castany G. (1982). *Principes et méthodes de l’hydrogéologie*. Bordas, (Paris, France), 238 p.
- Chapellier D. (2001). Cours online géophysique, prospection électrique de surface. Université de Lausanne, Institut Français du pétrole, 97 p.
- 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.

- Chen W.P. & Lee C.H. (2003). Estimating ground-water recharge from stream-flow records. *Environnement Geology*, 44 : 257–265.
- Cho M., Choi Y., Ha K., Kee W., Lachassagne P. & Wyns R. (2003). Relationship between the permeability of hard rock aquifers and their weathering, from geological and hydrogeological observations in South Korea. *International Association of Hydrogeologists IAH Conference on Groundwater in fractured rocks*, Septembre 2003, Prague, République Tchèque, pp 15-19.
- C.I.E.H. (1985). Evaluation hydrogéologique des projets hydrauliques en terrains cristallins du bouclier Ouest Africain. Série hydrogéologie, 48 p.
- Clauser C. (1992). Permeability of crystalline rocks. Eos-Transactions. Advancing earth and spaces science. *American Geophysical Union (AGU)*, 73 (21) : 233–237.
- 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.
- Combalicer E.A., Lee S.H., Ahn S., Kim D.Y. & Im S. (2008). Comparing groundwater recharge and base flow in the Bukmoongol small-forested watershed, Korea. *Journal Earth System Sciences*, 117 : 553–566.
- Cooper H.H. & Jacob C.E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Transactions of the American Geophysical Union*, 27(4) : 526–534.
- Croisé L., Ulrich E., Duplat P. & Jaquet, O. (2002). RENECOFOR: Deux approches indépendantes pour l'estimation et la cartographie des dépôts atmosphériques totaux hors couvert forestier sur le territoire français, Office National des Forêts, Département Recherche et Développement, Fontainebleau, France. ISBN 2-84207-258-8
- Curlander J.C. & McDonough R. N., (1991). Synthetic aperture radar : systems and signal processing. John Wiley & Sons, Interscience, New York, 647 p.
- Deh S.K. (2013). Contributions de l'évaluation de la vulnérabilité spécifique aux nitrates et d'un modèle de transport des organochlorés à la protection des eaux souterraines du

- district d'Abidjan (Sud de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët Boigny, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 230 p.
- Delor C., Siméon Y., Vidal M., Zeade Z., Koné Y. & Adou M. (1995). Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Séguéla, Mémoire n°9 de la Direction des Mines et de la Géologie, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 19 p.
- De Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre, Masson, Paris, 215 p.
- De Marsily G. (1994). Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 243 p.
- Descloitres M., Ribolzi O., Troquer Y.L. & Thiébaux J.P. (2008). Study of water tension differences in heterogeneous sandy soils using surface ERT. *Journal of Applied Geophysics*, 64 (4) : 83–98.
- De Vries J.J. & Simmers I. (2002). Groundwater recharge : an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10 (1) : 5–17.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Marechal J.C. & Krishnamurthy 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 p.
- Dewandel B., Alazard M., Lachassagne P., Bailly-Comte V., Couëffé R., Grataloup S., Ladouche B., Lanini S., Maréchal J.C. & Wyns R. (2017a). 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., Caballero Y., Perrin J., Boisson A., Dazin F., Ferrant S., Chandra S. & Maréchal J-C. (2017b). A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrological Processes*, 31 (12): 2277–2295.
- Dewandel B., Jeanpert J., Ladouche B., Join J.L. & Maréchal J.C. (2017c). Inferring the heterogeneity, transmissivity and hydraulic conductivity of crystalline aquifers from a detailed water-table map. *Journal of Hydrology*, 550: 118–129.

- Dewandel B., Lanini S., Lachassagne P. & Maréchal J.C. (2018). A generic analytical solution for modelling pumping tests in wells intersecting fractures. *Journal of Hydrology*, 559 : 89–99.
- Dieng B., Kouassi A.H. & Bakyono B.A. (2004). Optimisation de l'implantation géophysique des forages en zone de socle au Nord du Burkina Faso. *Sud sciences et Technologies*, 12 : 21-30.
- Diersch H.J. G. (1998a). Reference manual, FEFLOW, interactive, graphics-based 168 finite-element simulation system for modeling groundwater flow, contaminant mass and heat transport processes. WAZY institute for water resources planning and systems research Ltd, 180 p.
- Dierch H.J. G. (1998b). FEFLOW-reference manual. WASY-Institute of Water Resources Planning and System Research Ltd., Berlin, Germany, 80 p.
- Diersch H.J. G. (2013). DHI-Wasy Software–Finite Element Subsurface Flow, Transport simulation system. User Manual, 6 (2) : 1-201 p.
- Douagui G.A., Kouadio K.A.S., Mangoua O.M.J., Kouassi K.A., Kouamé K.B. & Savané I. (2019). Using specific capacity for assessing of the factors controlling borehole productivity in crystalline bedrock aquifers of N’Zi, Iffou and Moronou regions in the eastern area of Côte d’Ivoire. *Groundwater for Sustainable Development*, 9 : 1-7.
- Dupuit J. (1863). Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. Dunod, 304 p.
- Eckhardt K. (2005). How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19 (2) : 507–515.
- Eldin M. (1971). Le milieu naturel de Côte d’Ivoire. Mémoire ORSTOM, Paris, 50 : 73 - 108.
- Engel H.A., Leuenberger C. (2003). Benford’s law for exponential random variables. *Statistics and Probability Letters*, 63 : 361-365.
- Ezzedine S. & De Marsily G. (1993) Study of transient flow in hard fractured rocks with a discrete fracture network model. *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts, US symposium on rock mechanics in 1990s*, 34 (7) : 1605–1609.

- Frind E.O & Matanga G.B. (1985). The dual formulation of flow for contaminant plumes with large dispersive contrast : Evaluation of alternating direction Galerkin techniques. *Water Resources Research*, 21 : 159–169.
- Frost V. S., Stiles J. A., Josephine A., Shanmugan K. S. & Holtzman J. C. (1982). A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise. *Transactions on pattern analysis and machine intelligence*, 4 : 157–166.
- Gao Q., Shang Y., Hasan M., Jin W. & Yang P. (2018). Evaluation of a weathered rock aquifer using ERT method in South Guangdong, China. *Water*, 10 (293) :1-22.
- Gardner W. R. (1988). Some steady state solutions of the saturation moisture flow equation with application to evaporate from a water table. *Soil Sciences*, 85 : 228-232.
- Gelhar L. W., Welty C. & Rehfeldt K.R. (1992). A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources*, 28 (7) : 1955-1974.
- Geotomo-Software. (2002). Geoelectrical imaging 2D and 3D geotomo software manual. ABEM Instrument, Bromma, Sweden, 11 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.
- Guihéneuf N. (2014). Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppal (Inde du Sud). Thèse de Doctorat, Université Rennes 1, (Rennes, France), 304 p.
- 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.
- Haile A.M., Molla B.D. & Tamiru A.A. (2019). Groundwater resource potential and status of groundwater resource development in Ethiopia. *Hydrogeology Journal*, 27 :1051-1065.
- Hamad A., Baali F., Hadji R., Zerrouki H., Besser H., Mokadem N. & Hamed Y. (2018). Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundry basin). *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 3 (7) : 1–15.

- 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.
- Hasan M., Shang Y., Jin, W. & Akhter G. (2020). Estimation of hydraulic parameters in a hard rock aquifer using integrated surface geoelectrical method and pumping test data in southeast Guangdong, China. *Geosciences Journal*, 25 : 223–242.
- Haverkamp R., Vauclin M., Touma J., Wierenga P. & Vachaud G. (1977). Comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration, Soil Sciences Society. *American Journal*, 41 : 285-294.
- Healy R.W. & Cook P.G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10 (1) : 91–109.
- Hiscock K. (2005). Hydrogeology. Principes and Practice. Blackwell Publishing, 389 p.
- Hiscock K. M. & Bense V. F. (2014). Hydrogeology : Principes and Practice, second edition Wiley and Sons, 519 p.
- Hobbs W.H. (1904). Lineaments of the Atlantic border region. *Geology Society American Bulletin*, 15 : 483–506.
- Holah N. (2005). Potentiel des nouveaux capteurs radar multipolarisation et polarimétrique pour la caractérisation des états de surface en milieu agricole. Thèse de Doctorat, Université d'Orleans, (Orleans, France), 247 p.
- Hung V.V. & Broder J.M. (2019). Estimating groundwater recharge for Hanoi, Vietnam. *Science of the Total Environment*, 651 : 1047-1057.
- Hussein J. & Broder J.M. (2014). Estimating Groundwater Recharge in the Semiarid Al-Khazir. *Water*, (6) : 2467-2481.
- Ibraheem I.M., Tezkan B. & Bergers R. (2021). Integrated Interpretation of Magnetic and ERT Data to Characterize a Landfill in the North-West of Cologne, Germany. *Pure and Applied Geophysics*, 178 : 2127–2148.
- Ingebritsen S., Sanford W. & Neuzil C. (2006). Groundwater in geologic processes. Second edition, 536 p.

- INS. (2014). Recensement général de la population et de l'habitat de Côte d'Ivoire. Rapport de synthèse, volume des fiches monographiques des localités : région du Haut-Sassandra. INS Abidjan, 50 p.
- ITRC. (2009). Interstate Technology Regulatory Council. Evaluating natural source zone depletion at sites with LANAL, 76 p.
- Jaafarzadeh M.S., Tahmasebipour N., Haghizadeh A., Pourghasemi H.R. & Rouhani H. (2021). Groundwater recharge potential zonation using an ensemble of machine learning and bivariate statistical models. *Scientific Reports*, 11: 55-87.
- 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 : 1359–1373.
- JICA. (2001). Plan directeur de gestion intégrée des ressources en eau en République de Côte d'Ivoire. Rapport principal, Katahira et Engineers International, 451 p.
- Joel E.S., Olasehinde P.I., Adagunodo T.A., Omeje M., Oha I., Akinyemi M. & Olawole O.C. (2020). Geo-investigation on groundwater control in some parts of Ogun state using data from Shuttle Radar Topography Mission and vertical electrical soundings. *Heliyon*, 6 (1) : 1-10.
- Johansson. C. (2019). Oxydation par les ferrates d'un sol contaminé par du DNAPL en condition saturée : conséquences sur les Composés Aromatiques Polycycliques (HAP et CAP Polaires) Expérimentations en batch et colonne. Thèse de Doctorat, Université de Lorraine, (Lorraine, Suisse), 316 p.
- Johnson A. L. (1967). Specific Yield – Compilation of specific yields for various materials. US Geological Survey Water Supply Paper 1662-D, 74 p.
- Jourda J. P., Kouamé K. J., Saley M. B., Kouadio B. H., Oga Y. S. & Deh S. K. (2006). Contamination of the Abidjan aquifer by sewage : An assessment of extent and strategies for protection. *Groundwater pollution in Africa*, 1 : 293-302.
- Kamenan Y.M., Mangoua O.M.J., Dibi B., Georges S.E., Kouassi K.L. & Kouassi K.A. (2020). Assessment of vulnerability to groundwater pollution in the Lobo watershed at Nibéhibé

- ; (Central-West, Côte d'Ivoire). *Journal of Water Resource and Protection*, 12 (08) : 657–671.
- 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 la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Jean Lorougnon Guédé, (Daloa, Côte d'Ivoire), 170 p.
- Kaufmann V., Pinheiro A. & Castro N. M. (2014). Simulating transport of nitrogen and phosphorus in a Cambisol after natural and simulated intense rainfall. *Journal of contaminant hydrology*, 160 : 53–64.
- Kim G.O., Lee J.Y. & Lee K.K. (2004). Construction of lineament maps related to groundwater occurrence with ArcView and Avenue™ scripts, *Computer Geosciences*, 30 : 1117–1126.
- Kiraly L. (1978). La notion d'unité hydrogéologique, Essai de définition. *Bulletin du centre d'hydrogéologie*, 2 : 83–221.
- Koffi B., Kouadio Z.A., Kouassi K.H., Yao A.B., Sanchez M. & Kouassi K.L. (2020). Impact of meteorological drought on streamflows in the Lobo river catchment at Nibéhibé, Côte d'Ivoire. *Journal of Water Resource and Protection*, 12 (06) : 495–511.
- Koffi K. (2004). Contribution à l'étude des processus couplés hydrogéochimiques dans les stocks de déchets miniers : le cas du site de Carnoules (Gard, France). Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2, (Montpellier, France), 161 p.
- 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, Université de Montpellier 2, (Montpellier, France), 220 p.
- Koïta M., Jourde H., Ruelland D., Koffi K., Pistre S. & Savane I. (2010). Cartographie des accidents régionaux et identification de leur rôle dans l'hydrodynamique souterraine en zone de socle. Cas de la région de Dimbokro-Bongouanou (Côte d'Ivoire). *Hydrological Sciences Journal*, 55 (5) : 805–820.
- Koïta M., Jourde H., Koffi K.J.P., Silveira K.S.D. & Biaou A. (2013). Characterization of weathering profile in granites and volcano-sedimentary 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.
- Koïta M., Yonli H.F. & Nikiema D.G.C. (2016). Optimizing the interpretation of sub-surface resistivity in relation with borehole productivity in basement area applied to seno province (Burkina Faso). *Journal of Environmental Engineering Sciences*, 5: 563–580.
- Konikow L.F. (2001). Use of numerical models to simulate the process flow and transport in groundwater Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications, 5 : 1-138 .
- Kouadio K. J.O., Dibi. B., Mangoua O.M.J., Konan-Waidhet A.B. & Kamagaté B. (2020). Contribution of sentinel radar images 1A to the extraction of lineaments from the Lobo watershed (Center-West of the Ivory Coast). *Journal of Geography, Environment and Earth Science International*, 24 (8) : 11-25.
- Kouadio K.E., Savané I., Lasm T. & Biémi J. (2008). Hydrogeology prospecting in crystalline and metamorphic area by spatial analysis of productivity potential. *European Journal of Scientific Research*, 22 (3) : 373-390.
- Kouakou E.G.K., Sombo A.P., Bié G.R., Aka E. & Kouamé L. N. (2016). Étude comparative de résultats de sondages électriques et des coupes litho stratigraphiques de forages en région de socle (Nord de la Côte d'Ivoire). *Larhyss Journal*, 25 :101-119.
- Kouamé A.A. (2017). Apport de la modelisation hydrogeologique 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, Université de Lausanne, (Lausanne, Suisse), 312 p.
- Kouamé.K.I. (2007). Pollution physico-chimique des eaux dans la zone de la décharge d'Akouédo et analyse du risque de contamination de la nappe d'Abidjan par un modèle de simulation des écoulements et du transport des polluants. Thèse de Doctorat, Université d'Abobo-Adjamé, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 205 p.
- Kouassi A.M., Ahoussi K.E., Yao K.A, Ourega W.E.J.A., Yao K.S.B. & Biémi 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*, 10 : 57-74.

- 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, Université Nangui Abrogoua, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 186 p.
- Kouassi K.A., Kouassi F.W., Kouadio Z.A., Ballo B.H.E., Coulibaly A.A. & Kamagaté B. (2018). Etude des Anomalies de résistivités pour l'optimisation des implantations de forages d'hydraulique villageoise en milieu de socle: Cas de la région du Haut-Sassandra (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). *European Scientific Journal*, 14 (24) : 69-87.
- Kouassi K.H., Konan-Waidhet A.B., Yao A.B., Koffi B. & Kadjo, E.D. (2020). Simulation of the dynamics of land cover and land use in the Lobo river watershed upstream of Nibéhibé (Center-West of Côte d'Ivoire). *Journal of Geographic Information System*, (12) : 519-530.
- Koussoubé Y., Savadogo N.A. & Nakolendoussé S. (2003). Les différentes signatures des fractures de socle cristallin en zone sahélo-soudanienne du Burkina Faso (bassin versant de Bidi, province du Yatenga). *Téledétection*, 3 (5) : 419–427.
- Krásný J. & Sharp J.M. (2007). Groundwater in fractured rocks : IAH Selected Paper Series. CRC Press, 666 p.
- Kumari A., Kumari D. & Warwade P. (2021). Application of multi-criteria decision making (MCDM) and electrical resistivity tomography (ERT) techniques for identification of groundwater recharge zone(s) in granitic hard rock aquifer. *Journal. Earth System Sciences*, 81: 2-17.
- Kuroda K., Hayashi T.D., An T., Canh V.D., Nga T.T.V., Funabiki A. & Takizawa S. (2017) Groundwater recharge in suburban areas of Hanoi, Vietnam: effect of decreasing surface-water bodies and land-use change. *Hydrogeology Journal*, 25 (3) : 727–742.
- Lachassagne P. & Wyns R. (2005). Aquifère de socle : nouveau concepts. Application à la prospection et la gestion de la ressource en eau. Revue du BRGM, *Géosciences* : 32-37.
- 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., Barbet B. & Dewandel B. (2016). Reverse modeling: a simple and robust method for modeling and forecasting the piezometric level/discharge of a pumping well- a case study in a Hard Rock Aquifer. *Proceedings of the 43rd IAH Congress, 25th–29th September 2016, Montpellier, France*, pp 1-8.
- 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, pp 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.
- Langman J.B., Blowes D.W., Sinclair S.A., Krentz A., Amos R.T., Smith L.J.D., Pham H.N., Segó 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.
- Lee C.H., Chen W.P. & Lee R.H. (2006). Estimation of groundwater recharge using water balance coupled with base-flow-record estimation and stable-base-flow analysis. *Environnement Geology*, 51: 73–82.
- Lee J.S., Hoppel K.W., Mango S.A. & Miller A. (1994). Intensity and phase statistics of multilook polarimetric interferometric SAR imagery, IEEE. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32 : 1017–1028.
- Ledoux E. (1986). Modèles mathématiques en hydrogéologie. Centre d'informatique géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, LHM/RD, 86 (12) : 1-120.
- Lehmann F. (1996). Hydrodynamique en milieux poreux hétérogènes non saturés : Identification des paramètres par approche inverse. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, (Strasbourg, France), 196 p.
- Ligban R. (2013). Caractérisation hydrogéologique et origine des eaux de sources naturelles dans le degré carré de Daloa (Centre-ouest ; Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Nangui Abrogoua, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 121 p.

- Lim K J., Engel BA., Tang Z., Choi J., Kim K., Muthukrishnan S. &Tripathy D. (2005). Automated web GIS based hydrograph analysis tool, what. *Journal of American Water Resources Association*, 41(6) : 1407–1416.
- Lopèze A., Touzi R. & Nezry E. (1990). Adaptive speckle filters and scenes heterogeneity. *IEEE. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28 (6) : 992–1000.
- Loke M.H. & Barker R.D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44 (1) : 131–152.
- Maillary J.C. (1964) Notice explicative des cartes hydrogéologiques d'Abengourou et Dimbokro (1/200 000), 36 p.
- Mainoo P.A., Manua E., Yidanab S.M.Y., Agyekuma W.A., Stigterd T., Duaha A.A. & Prekoc K. (2019). Application of 2D-Electrical resistivity tomography in delineating groundwater potential zones: Case study from the voltaian super group of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 160 : 103-618.
- Mangoua M.J. (2013). Evaluation des potentialités et de la vulnérabilité des ressources en eau souterraine des aquifères fissures du bassin versant de la Baya (Est de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Nangui Abrogoua, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 171 p.
- Mangoua M.J., Kouassi K.A., Douagui G.A., Savané I. & Biémi J. (2019). Remote Sensing and GIS contribution for groundwater mapping reservoirs in the Baya watershed (Eastern Region of Côte d'Ivoire). *Journal of Geography, Environment and Earth Science International*, 23 (3) : 1-14.
- Maréchal J.C., Dewandel B. & Subrahmanyak K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water resources Research*, 40 :11-50.
- Massing O., Adoum I., Abderamane H. & Dingamnodji N. (2017). Role of remote sensing and geophysics to determine potential sites for boreholes in the crystalline basement of the wadi fira region: case study of iriba. *Asian Journal Sciences Technology*, 8 (12) : 7073–7082.
- Matini L., Moutou J.M. & Kongo M.M.S. (2009). Evaluation hydro-chimique des eaux souterraines au Sud-Ouest de Brazzaville, Congo. *Afrique Sciences*, 5 (1) : 82-98.

- Mayo A.L. & Tingey D.G. (2021). Shallow groundwater chemical evolution, isotopic hyperfiltration, and salt pan formation in a hypersaline endorheic basin: pilot valley, great basin, USA. *Hydrogeology Journal*, 29 : 2219–2243.
- McCuen R. & Richard H. (2005). Hydrologic analysis and design. 3rd ed. Pearson/Prentice Hall, upper saddle river, New Jersey, 810 p.
- Mercier M., Morin J.F., Viel J.F., Jolly D., Daures J.P., Benazeth S. & Meyer N. (2011). Biostatistique et probabilités. Collection PACE, Paris, 241 p.
- Michel L. (2009). Transport en fracture et interaction avec la matrice : une expérience analogique. Thèse de Doctorat, Université Rennes 1, (Rennes, France), 255 p.
- Michot D., Pantssod C., Dorigny A., Bourennane H., Renaux B., Couturier A., Isambert M., King D. & Tabbagh A. (1997). Cartographie géophysique des sols et des formations superficielles - Cas de la forêt de Freteval. Scientific registration, Symposium France, 8 p.
- Mualem Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources*, 12 : 513-522.
- Nathan R.J. & McMahon, T.A. (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources*, 26 (7) : 1465–1473.
- Narula K. K. & Gosain A. (2013). Modeling hydrology, groundwater recharge and non-point nitrate loadings in the Himalayan Upper Yamuna basin. *Science of The Total Environment*, 468 : 102 - 116.
- N'go Y.A., Goné D. L., Savané I. & Goblé M.M. (2005). Potentialité en eaux souterraines des aquifères fissurés de la région d'Agboville (Sud-ouest de la Côte d'Ivoire) : Caractérisation hydro climatique et physique ». *Afrique SCIENCE*, 01 (1) : 127-144.
- Nigrini J.M. & Miller J.S. (2007). Benford's law applied to hydrology Data: results and relevance to other geophysical data. *Mathematical Geology*, 39 : 469-490.
- Noufou C. (1998). Déforestation et activités agricoles en Côte d'Ivoire : recherche d'un nouvel équilibre. Thèse de Doctorat, Université Laval, (Laval, Suisse), 159 p.
- Noye R., M., Fofie F.B., Nartey S.T. & Mensah E.K. (2017). Locating Aquifers in Crystalline Granitic Rock Using Electrical Resistivity Technique in the Sissala East District of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 7: 68-78.

- NRC. (1996). National Research Council (NRC), Rock fractures and fluid flow : Contemporary understanding and applications, National Academy Press, Washington DC, 551 p.
- Obuobie E., Diekkruieger B., Agyekum W. & Agodzo S. (2012). Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 71(72) : 80–86.
- Oke M.O., Martins O., Idowu O.A. & Aiyelokun O. (2015). Comparative analysis of groundwater recharge estimation value obtained using empirical methods in Ogun and Oshun river basins. *IFE Journal. Sciences*, 17(1) : 53–63.
- O’leary D.W., Freidman J.D. & Pohn H.A. (1976). Lineaments, linear, lineation-some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87 : 1463 – 1469.
- Olorunfemi M.O. & Oni A.G. (2019). Integrated geophysical methods and techniques for siting productive boreholes in basement complex terrain of southwestern Nigeria. *Ife Journal of Science*, 21 (1) : 13-26.
- Ouattara G.S., Dibi B. & Mangoua O.M. J. (2021). Contribution of RADARSAT-1 images to structural geological mapping and lineament density assessment in the Lobo river watershed at Nibéhibé (Centre-West, Côte d'Ivoire). *European journal of Environnement and Earth Sciences*, 2 (4) : 15-20.
- 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, Université Paris-Sud, (Paris, France), 221 p.
- Papon A. & Lemarchand R. (1973). Géologie et minéralisation du Sud-Ouest de la Côte d’Ivoire. Synthèse des travaux de l’opération SASCA 1962-1968. Mémoire BRGM, 80, 284 p.
- Parker J. & Albrecht K. (1987). Sample volume effects on solute transport predictions, *Resources*, 23(12): 2293-2301.
- Phan N.C. & Ton S.K. (1981). Hydraulic Groundwater. Vietnam Education Publishing House, 190 p.

- Pirhaji K.M., Sheari A., Poormohammadi H., Sadeghic M. & Pezeshk H. (2008). The performances of the chi-square test and complexity measures for signal recognition in biological sequences. *Journal Theoretical Biological*, 251: 380–387.
- Pothin K. K. (1988). Pétrographie et géochimie des formations précambriennes de la région d'Odienné (Nord-Ouest). Typologie du volcanisme birimien. Tendances évolutives 188 magmatisme éburnéen. Géochimie de l'Uranium et du Thorium dans les granitoïdes. Thèse de Doctorat d'état ès Sciences Naturelles, Université de Cocody, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 329 p.
- Pollet I. (2004). Simulation numérique de la contamination de la nappe par le perchloroéthylène depuis un site industriel en bordure du piémont alsacien. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, (Strasbourg, France), 229 p.
- Prabhu N. & Inayathulla M. (2019). A Groundwater Modeling on Hard Rock Terrain by using Visual Modflow Software for Bangalore North, Karnataka, India. *International Journal of Innovative Technology and Exploring Engineering (IJITEE)*, 8 : 2278-3075.
- Prakash K.C., Sanchez F.R., Rughoonundun, H. & Kaiser R. A. (2014). World Water Supply and Use: Challenges for the Future, In *Encyclopedia of Agriculture and Food Systems* : 450–465.
- Qiu S., Liang X., Changlai Xiao C., Huang H., Fang Z. & Lv F. (2015). Numerical simulation of groundwater flow in a river valley basin in jilin urban area, China. *Water*, 7 : 5768-5787.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L. & Saxton K.E. (1982). Estimation of soil water properties. *Transport ASAE*, 81 (2510) : 1316-1320.
- Richards L.A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous media. *Physics*, 1 : 318-330.
- Risser D.W., Gburek W.J. & Folmar G.J. (2005). Comparison of methods for estimating ground-water recharge and base flow at a small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States. *U.S. Geological Survey Groundwater Resources Program* : 2005–5038.
- Risser D.W., Gburek, W.J. & Folmar G.J. (2008). Comparison of recharge estimates at a small watershed in east-central Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal*, 17 : 287–298.

- Rosenqvist A., Shimada M., Ito N. & Watanabe M. (2007). ALOS PALSAR : a pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45 : 3307–3316.
- 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.
- Rutledge A.T. (1998). Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records-update, Water Resource, Investigation. U.S. *Geology Survey*, 98 : 41-48.
- 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.
- Saghravani S.R., Ismail Y., Saari M. & Saghravani S.F. (2013). Estimating groundwater recharge using empirical method: A case study in the tropical zone, Sains Malaysiana, (42) : 553–560.
- Samardzioska T. & Popov V. (2005). Numerical comparison of the equivalent continuum, non-homogeneous and dual porosity models for flow and transport in fractured porous media. *Advance in Water Resources*, 28 : 235–255.
- Saracino A. & Phipps H. (2002). Groundwater contaminants and Contaminant sources in Watersheds, Groundwater and drinking. *Water* : 73-82.
- Sawadogo N. A. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili. Thèse de Doctorat d'état ès Sciences Naturelles, Université Scientifique et Médicale de Grenoble (Grenoble, France), 340 p.
- Scanvic J. (1993). Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. BRGM Manuels et méthodes, 160 p.
- Schicht R. & Walton W. (1961). Hydrologic budgets for three small watersheds in Illinois. Illinois state water survey champaign IL, USA, 41 p.
- 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.

- Sidibé M., Dieppois B., Mahé G., Paturel J.E., Amoussou E., Anifowose B. & Lawler D. (2018). Trend and variability in a new, reconstructed streamflow dataset for West and Central Africa, and climatic interactions, 1950–2005. *Journal of Hydrology*, 561: 478-493.
- Singhal B.B.S. (2008). Nature of hard rock aquifers: hydrogeological uncertainties and ambiguities. *Groundwater dynamics in hard rock aquifers*. Springer Netherlands : 19 p.
- Sloto R.A. & Crouse M.Y. (1996). HYSEP : a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *Water Resources*, 96 : 4-40
- SODECI. (2019). Dossier technique sur les prélèvements d'eau potable, 37 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, 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., Hamma 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.
- Stensvold K. A. (2012). Distribution and variation of arsenic in Wisconsin surface soils, with data on other trace elements. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report* 2011 (5202) : 1-41.
- Stone W.J. (1999). *Hydrogeology in practice : A guide to characterizing groundwater systems*. 2nd editions, Robert A. McConin, United States of America, 248 p.
- Szalai S., Novak, A. & Szarka L. (2011). Which geoelectric array sees the deepest in a noisy environment ? Depth of detectability values of multielectrode systems for various two dimensional models. *Physical, Chemical, Earth*, 36 : 1398-1404.
- 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.
- Tagnon O.B., Assoma T.V., Mangoua O.M.J., Douagui G.A., Kouamé K.F. & Savané I. (2020). Contribution of SAR/RADARSAT-1 and ASAR/ENVISAT images to geological

- structural mapping and assessment of lineaments density in Divo-Oume area (Côte d'Ivoire). *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science* : 23 (2) : 231-241.
- 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.
- Tsang Y.W. & Tsang C.F. (1987). Channel model of flow through fractured media. *Water Resources Research*, 23 (3) : 467–479.
- Van Genuchten M. T.H (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Sciences Society American Journal*, 44 : 892-898.
- 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.
- Varade S.R. & Patel J.N. (2017). Development of empirical formula for recharge estimation for basaltic areas. *Journal Hydraulic Engineering*, 24 (1) : 68–73.
- Wang H., Gao J-e., Li X-h., Zhang S. & Wang H-j. (2015). Nitrate Accumulation and Leaching in Surface and Ground Water Based on Simulated Rainfall Experiments. *PLoS ONE* 10 (8) : 1 – 18.
- Wang X.D., Li G., Cheng P. & Luo P. (2018). Study on structural plane of deep rock mass in xinchang preferred site for underground research laboratory on geological disposal of high-level radioactive waste in China. *Earth Environment Science*, 170 (3) : 20-97.
- Warren J.E. & Root J.P. (1963). The behaviour of naturally fractured reservoirs, Society of petroleum. *Engineers Journal*, 3 : 245-255.
- Willigen P. (1991). Nitrogen turnover in the soil crop system. Comparison of fourteen simulation models. *Journal Fertilizer Research*, 27 : 141-149.
- Wu Y.S., Haukwa C. & Bodvarson G.S. (1999). A site-scale model for fluid and heat flow in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology*, 38 : 185–215.

- Wyns R., Baltassat J.M., Lachassagne P., Legchenko A., Vairon J. & Mathieu F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175 : 21–34.
- Wyns R. (2013). Les altérations : un enregistrement des mouvements verticaux des lithosphères continentales, un concept de réservoir dans les roches cristallines. Communication de conférence. BRGM, 15 p.
- Wyns R. (2020a). Weathering and lithosphere geodynamics, *Géochronique* 1:70–80
- Wyns R. (2020b). Weathering paleoprofiles in Vosges and their applications, *Bulletin d'Information Géologique Bass Paris*, 57 (4) : 13–27.
- Yaméogo S. (2008). Ressources en eau souterraines du centre urbain de Ouagadougou au Burkina faso, Qualité et Vulnérabilité. Thèse de Doctorat, Université Avignon, Université de Ouagadougou, (Ouagadougou, Burkina Faso), 245 p.
- Yao A.B. (2015). Evaluation des potentialités en eau du bassin versant de la Lobo en vue d'une gestion rationnelle (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Nangui Abrogoua, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 225 p.
- Yao K. T. (2009). Hydrodynamisme dans les aquifères de socle cristallin et cristallophyllien du sud-ouest de la côte d'ivoire : cas du département de Soubré. Apports de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie. Thèse de Doctorat, Université de Cocody, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 284 p.
- 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.
- Zaid K.F. & Kassem M.O. (2012). Use of electrical resistivity tomography in delineating zones of groundwater potential in arid regions: a case study from Diriyah region of Saudi Arabia. *Arabia Journal Geosciences*, 5 : 327–333.
- Zektser I.S. (2002). Principles of regional assessment and mapping of natural groundwater resources. *Environment Geology*, 42 (23) : 270–274.

Références

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.

ANNEXES

Annexes

Annexe 1 : Forages utilisés pour la détermination des paramètres hydrodynamiques

Localités	Epaisseur couche fissurée	Prof moyenne AE	Debit (m ³ /h)	Altération (m)
Bouhitafla	4	38	1,2	30
Bagouri	18	44	4,7	29,7
Bitá	1	58	1	21,7
Botifla	22	29	2,2	9,3
Dananon f1	9	32	5,4	25
Dananon F2	22	38	11,2	22,4
Dediafla carrefour	24	42	1,3	36,2
Dimata	35	40	12	33
Doufla	36	42	1,1	24,5
Kaloufla	27	49	0,5	13,7
Gozi	14	35	3	26
Mignoure f2	25	56	4,6	8
Monoko ii	18	65	1,4	29,5
Seitifla	38	42	6	21
Tiahouo	65	45	21	8,5
Zala	56	47	12,2	7,6
Toutouma vavoua	3	37	2,2	13,4
Bohinou f1	18	36	3	27,2
M'brakro f2	52	48	21	1
Alloukro	42	35	0,5	9,3
Kouakou Konankro	22	32	1,6	43,2
Gouetifla	24	55	1,2	4,52
Bazra Gottro	34	27	4	13
Sebedoufla	32	36	3,6	30
Yuala	18	27	1,8	14,5
Kouenoufla-Gottro	26	36	1,1	50
Allou Kouassikro	45	39	7,2	28
Bohinou F2	54	55	21	13
Bohinou Kouadiokro	28	47	3,6	13
Daniafla	22	48	0,5	31,5
Pata	30	52	5	7
Babo	24	38	2,8	8
Kouadiokro	6	27	1,125	19
Biénoufla	16	32	0,8	39
Diafla	19	36	0,5	21,8
Yougonon	42	39	5,5	15
Boduasso	22	37	1	50
Kouamékro	15	38	0,4	20,8
Daouo	32	42	4	4
Yala	38	42	2	29

Annexes

Jacqueville (Bahiri II)	13	28	2,5	20,5
Kouénoufla-DON	44	35	5,4	5,8
Youoré Douéfla	23	36	3,6	37
Koffi-Blékro	46	55	20	12,2
Prozi	20	51	2,7	10
Fiekon Borombo	18	42	2,7	27
Douafla	22	36	0,4	4,9
Bohifla F1	42	35	12,85	24
Dédiafla	24	47	1,1	26,2
Koudoukouamékro	41	36	7,2	35
Brouafla Kouya	24	38	3,3	12
Yokolikro	19	34	2,168	7
Gozi	23	35	3,5	8
Dimata	46	34	30	5
Boukaridougou	18	36	3,1	40,6
Gbo Konankro	34	38	5	1,4
Cpt SenoufoZ	10	41	2	33,1
Zaprakro	38	36	6,8	36,3
Deputekro	11	54	0,9	4,1
Kodisso	3	74	8,1	3,8
N'Gorankro	30	39	8,8	21,6
Kouassi Blékro	32	42	10,4	35,2
Oussoukro2	10	50	1,3	22,4
Koudougou (Vavoua)	25	41	4,2	33,5
Cpt Kouamekro	32	45	4,2	30,7
Amara carr	31	44	4,8	48
Agent spécial	23	34	2,6	2,7
Toutouman	22	36	2,2	13,4
Broukro (vavoua)	17	43	0,5	21
Gamina	14	43	2	34
Kokotcherokro	2	41	1,705	27,3
Qté Gouro	4	44	1,8	29,71
Petit Bobo	26	60	1,5	44,95
N'Zuekro	34	39	4,6	1,7
Gnamienkro	12	51	1,2	40,8
Kafana Vogo	5	72	1,1	32,3
Zoboua	5	65	1	49
Kouadio Edme	8	51	1	47
Chantier	6	64	1	51,1
Abdoulaye Carr.	26	77	1	53,6
Kouakou Benoitkro	17	43	1	3,83
Blaisekro	10	30	0,5	16,5
Broukro (Daloa)	7	51	2	42,5
Kpankpassou	3	40	1	35,2
Gokra	20	60	1	45,8

Annexes

Faazra	3	33	1	24,8
Gnanangonfla	16	49	1	35,6
Mandekro Ecole	22	44	1	38,1
Belleville (vavoua)	27	61	1	27,5
Gnamien Kouadiokro	16	49	1	27,4
Neoulefla	18	49	1	36,43
Gregbeu	22	65	1	23,7
Petit Yala	14	29	2,3	18,2
Akponzo	24	28	3,1	2
Yacouba carref	13	31	0,5	44,2
Mignoure F1	45	46	30	10
Tapéguhé	8	11	2	22,7
Vrouo1	36	29	9	19,5
Mafia2	14	85	1	51,2
UJLoG	22	32	2,8	35
Kouamékro	22	29	0,8	14
EPP Dyla	42	54	17,3	4,7
Trafla Gottro	32	41	7	14
Kouamékro Zorofla	2	37	1,4	37,1
Koudougou PK11	25	29	0,5	6
CPT Senoufo Vavoua	34	42	6,7	8,4
Oussoukro2 Vavoua	34	34	12,8	15
F4P	23	77	20	45
F13P	32	78	18	43
F9N	20	75	2	55
F2N	22	74	1,9	46
F3N	29	68	1	38
F6N	31	74	2	48
F1P	23	82	9,5	45
F7P	34	49	10	21
F14P	47	83	13,5	38
F15P	66	85	22	42
F8F	27	62	0,5	24
FPP	38	62	7,5	25
FPP	45	56	18	35
FPP	55	79	18	32
FPN	28	73	3	35
FPP	50	63	15	32

Annexe 2 : Plan de réalisation des prospections géophysiques sur le terrain



Plan de situation des travaux : site Université (Site 1, 2 et 3) Plan de situation des travaux : site Abdoulcarre carrefour (Site 4)



Plan de situation des travaux : site de Banoufla (Site 5) Plan de situation des travaux : site de B. Koukoghé (Site 6)

Annexe 3 : Ensemble des sondages réalisés lors de cette étude

No de sondage	Epaisseurs de terrains (m)				Résistivités (Ωm)					Type de courbe de sondage
	H1	H2	H3	H4	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	
1	1,5	4,3	27,4	-	538	3902	218	2833	-	KH
2	0,7	4,3	8	20	1787	502	1350	227	8023	H
3	0,5	3,5	18,7	28	1272	625	1129	155	3194	H
4	0,2	7,1	6,5	20	841	133	1450	104	81493	H
5	1,5	8,1	29,4	-	346	2098	155	7259	-	KH
6	2,3	8,5	38,8	-	477	1493	186	6700	-	KH
7	1,6	8,4	31,4	-	905	2273	186	6974	-	KH
8	2	6	28	-	467	1787	138	96079	-	KH

Annexes

9	1	17	-	-	1731	414	1,6*10 ⁵	-	-	H
10	2	3,3	38,7	-	528	1248	170	33626	-	KH
11	1	4	-	-	4144	525	2319	-	-	H
12	1,3	8,4	25,8	-	1136	1504	123	3981	-	KH
13	2,1	14,1	32,5	-	65,8	697	143	1020	-	KH
14	1	18,8	26,1	-	155	818	183	1749	-	KH
15	1	8,3	23,7	-	185	2394	203	2936	-	KH
16	1	17,4	30,4	-	49,6	1041	138	5174	-	KH
17	2	25,8	17,4	-	75	856	58,8	1022	-	KH
18	1,1	26,2	26,1	-	83,6	956	95,6	1169	-	KH
19	1,1	18,4	31,7	-	65,2	1204	59,5	946	-	KH
20	1,1	20,1	29,9	-	237	970	86,1	2413	-	KH
21	0,4	14,8	21,4	-	123	1685	133	5666	-	KH
22	1,6	13,6	26,9	-	117	1000	253	1425	-	KH
23	0,3	14,4	34,9	-	120	2006	194	1585	-	KH
24	1,5	9,8	34,5	-	582	2776	458	4580	-	KH
25	0,9	17,1	31,1	-	386	852	216	690	-	KH
26	0,3	12,7	31,9	-	207	1614	179	1752	-	KH
27	2	10,5	26,6	-	527	3008	127	2890	-	KH
28	1	11	26,6	-	234	2987	152	3069	-	KH
29	1,3	11,4	35,9	-	631	1898	256	1128	-	KH
30	2	7,5	37,5	-	726	3530	202	1523	-	KH
31	1	4,5	38,6	-	39,8	712	218	1197	-	KH
32	1	1,3	3,8	66	285	1392	1313	290	22763	KH
33	2,4	11,1	19	-	427	1282	75.7	22763	-	KH
34	1	14,1	22,7	-	230	923	151	1041	-	KH
35	1	2,8	14,5	-	358	782	229	1462	-	KH
36	2	6,8	20,8	-	414	2667	94.2	4673	-	KH
37	0,4	4,1	22,8	-	548	980	239	11738	-	KH
38	1	10,5	23,8	-	273	1046	170	1337	-	KH
39	2	15	22,8	-	427	951	88.7	9323	-	KH
40	0,4	15,8	22	-	326	1083	162	5165	-	KH
41	0,3	16,8	22,6	-	298	1499	162	4767	-	KH

Annexes

42	1,6	4,4	39	-	547	6974	136	3392	-	KH
43	2,1	9	36,1	-	756	2273	190	3749	-	KH
44	1,6	5,1	19	-	438	2798	86.8	30500	-	KH
45	1	9,7	24,6	-	360	1174	172	2563	-	KH
46	1	4,6	19	-	887	2098	423	1936	-	KH
47	1,1	8,5	12,7	-	301	2615	232	3736	-	KH
48	1	3,6	-	-	69,5	326	1314	-	-	A
49	1,5	8.55	31.4	-	644	2183	283	819	-	KH
50	1	11,8	27,3	-	414	1083	251	1222	-	KH
51	1,5	11,8	17,7	-	292	1140	114	2914	-	KH
52	0,4	11,2	22,7	-	78,6	542	576	3643	-	A
53	1	9,5	25,4	-	283	2015	606	5215	-	KH
54	1	9,1	19,1	-	132	1150	382	5376	-	KH
55	0,5	5.63	-	-	74,1	301	2183	-	-	A
56	1	11,8	16,4	-	179	1434	175	4228	-	KH
57	1	14,1	21,3	-	103	719	115	5322	-	KH
58	1	15,5	31,6	-	289	1893	182	1526	-	KH
59	1	14,2	34,4	-	253	1713	186	2015	-	KH
60	0,5	17,3	27	-	261	1523	132	3825	-	KH
61	1	13,2	17,9	-	297	1089	414	5062	-	KH
62	0,5	13,4	18,4	-	259	1490	628	6010	-	KH
63	0,4	7,5	21,1	-	86,3	1083	868	4245	-	KH
64	1	53	-	-	54,8	360	1222	-	-	A
65	0,3	7,8	36	-	22	1063	616	90030	-	KH
66	1	5,6	35,1	-	127	283	819	1936	-	A

Annexes

Annexe 4 : Table de Khi-deux

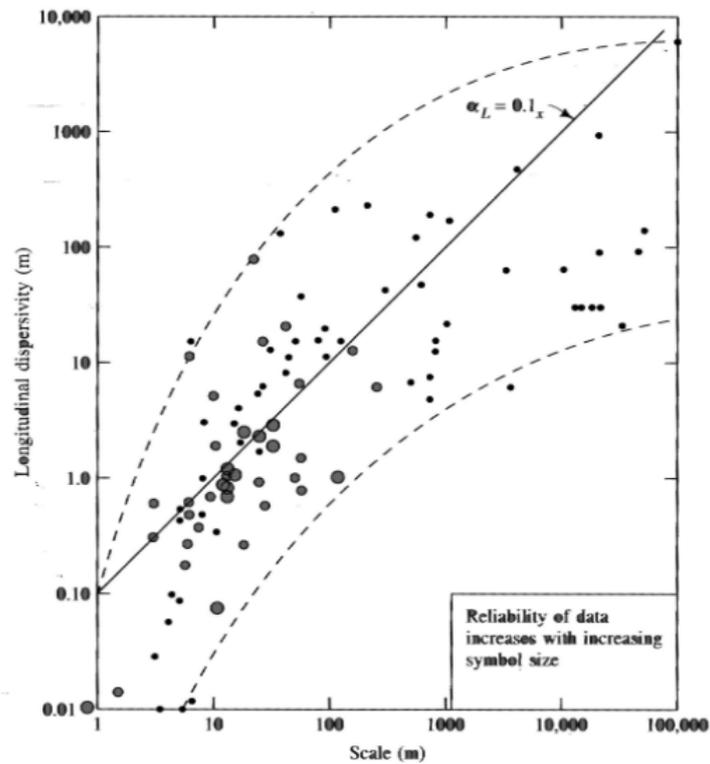
LOI DU KHI-DEUX AVEC k DEGRÉS DE LIBERTÉ
QUANTILES D'ORDRE $1 - \gamma$

k	γ										
	0.995	0.990	0.975	0.950	0.900	0.500	0.100	0.050	0.025	0.010	0.005
1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.45	2.71	3.84	5.02	6.63	7.88
2	0.01	0.02	0.05	0.10	0.21	1.39	4.61	5.99	7.38	9.21	10.60
3	0.07	0.11	0.22	0.35	0.58	2.37	6.25	7.81	9.35	11.34	12.84
4	0.21	0.30	0.48	0.71	1.06	3.36	7.78	9.49	11.14	13.28	14.86
5	0.41	0.55	0.83	1.15	1.61	4.35	9.24	11.07	12.83	15.09	16.75
6	0.68	0.87	1.24	1.64	2.20	5.35	10.65	12.59	14.45	16.81	18.55
7	0.99	1.24	1.69	2.17	2.83	6.35	12.02	14.07	16.01	18.48	20.28
8	1.34	1.65	2.18	2.73	3.49	7.34	13.36	15.51	17.53	20.09	21.96
9	1.75	2.09	2.70	3.33	4.17	8.34	14.68	16.92	19.02	21.67	23.59
10	2.16	2.56	3.25	3.94	4.87	9.34	15.99	18.31	20.48	23.21	25.19
11	2.60	3.05	3.82	4.57	5.58	10.34	17.28	19.68	21.92	24.72	26.76
12	3.07	3.57	4.40	5.23	6.30	11.34	18.55	21.03	23.34	26.22	28.30
13	3.57	4.11	5.01	5.89	7.04	12.34	19.81	22.36	24.74	27.69	29.82
14	4.07	4.66	5.63	6.57	7.79	13.34	21.06	23.68	26.12	29.14	31.32
15	4.60	5.23	6.27	7.26	8.55	14.34	22.31	25.00	27.49	30.58	32.80
16	5.14	5.81	6.91	7.96	9.31	15.34	23.54	26.30	28.85	32.00	34.27
17	5.70	6.41	7.56	8.67	10.09	16.34	24.77	27.59	30.19	33.41	35.72
18	6.26	7.01	8.23	9.39	10.87	17.34	25.99	28.87	31.53	34.81	37.16
19	6.84	7.63	8.81	10.12	11.65	18.34	27.20	30.14	32.85	36.19	38.58
20	7.43	8.26	9.59	10.85	12.44	19.34	28.41	31.41	34.17	37.57	40.00
21	8.03	8.90	10.28	11.59	13.24	20.34	29.62	32.67	35.48	38.93	41.40
22	8.64	9.54	10.98	12.34	14.04	21.34	30.81	33.92	36.78	40.29	42.80
23	9.26	10.20	11.69	13.09	14.85	22.34	32.01	35.17	38.08	41.64	44.18
24	9.89	10.86	12.40	13.85	15.66	23.34	33.20	36.42	39.36	42.98	45.56
25	10.52	11.52	13.12	14.61	16.47	24.34	34.28	37.65	40.65	44.31	46.93
26	11.16	12.20	13.84	15.38	17.29	25.34	35.56	38.89	41.92	45.64	48.29
27	11.81	12.88	14.57	16.15	18.11	26.34	36.74	40.11	43.19	46.96	49.65
28	12.46	13.57	15.31	16.93	18.94	27.34	37.92	41.34	44.46	48.28	50.99
29	13.12	14.26	16.05	17.71	19.77	28.34	39.09	42.56	45.72	49.59	52.34
30	13.79	14.95	16.79	18.49	20.60	29.34	40.26	43.77	46.98	50.89	53.67
40	20.71	22.16	24.43	26.51	29.05	39.34	51.81	55.76	59.34	63.69	66.77
50	27.99	29.71	32.36	34.76	37.69	49.33	63.17	67.50	71.42	76.15	79.49
60	35.53	37.48	40.48	43.19	46.46	59.33	74.40	79.08	83.30	88.38	91.95
70	43.28	45.44	48.76	51.74	55.33	69.33	85.53	90.53	95.02	100.42	104.22
80	51.17	53.54	57.15	60.39	64.28	79.33	96.58	101.88	106.63	112.33	116.32
90	59.20	61.75	65.65	69.13	73.29	89.33	107.57	113.14	118.14	124.12	128.30
100	67.33	70.06	74.22	77.93	82.36	99.33	118.50	124.34	129.56	135.81	140.17

Annexe 5 : Loi de Benford

Décimaux	Benford	CF	Prof_AE	K	T	EA	Prof AE	Q
1	30	25	2	37	48	21	2	29
2	18	41	10	27	14	28	10	19
3	13	27	38	13	14	21	38	10
4	10	14	34	6	9	14	34	11
5	9	8	14	10	7	6	14	13
6	8	4	11	8	2	5	11	7
7	7	1	10	2	2	5	10	6
8	6	2	4	2	6	5	4	6
9	5	1	0	2	5	2	0	6

Annexe 6 : Courbe de la dispersivité longitudinale en fonction de l'échelle d'observation. Les données proviennent de plusieurs zones caractérisées par des matériaux géologiques très différents ont été utilisées pour la réalisation de ce graphe (Gelher *et al.*, 1992).



Annexe 7 : Niveau piézométrique de nappe en hautes et basses eaux entre 2019 et 2020

	Fevrier 2019	Novembre 2019	Fevrier 2020	Novembre 2020
Points	NS	NS	NS	ND
P11	7,7	6,4	7,5	7,3
P10	5,9	4,7	6,1	5,6
P9	1,8	0,6	2,0	1,2
P13	3,2	2,3	3,4	1,5
P14	15,7	9,5	11,4	9,1
P15	21,0	20,9	20,6	20,2
P1	17,5	16,3	16,7	17,6
P4	17,6	13,0	15,0	16,7
P3	13,5	10,5	11,9	12,2
P5	3,7	1,7	2,7	3,1
P6	16,4	16,2	16,3	16,0
P7	14,1	11,9	14,2	10,8
P8	1,9	0,7	2,2	1,5
P16	9,9	4,8	8,5	4,3
P26	2,6	1,2	2,4	2,1
P25	6,1	3,3	5,3	4,5
P23	22,3	22,1	22,0	21,7
P22	2,5	1,4	2,5	1,9
P21	5,8	4,2	5,5	5,2
P20	17,9	18,4	14,2	13,9
P40	16,9	15,6	15,9	24,0

Annexes

P35	17,1	14,8	16,3	16,9
P36	16,1	15,7	16,2	15,9
P37	17,2	16,5	16,5	17,4
P28	16,6	15,8	15,6	15,1
P31	14,6	13,9	13,9	13,7
P32	5,2	4,4	5,2	4,6
P17	11,4	10,0	9,4	5,9
P18	3,4	1,5	3,7	1,6
P27	1,5	0,7	5,4	1,2
P30	15,3	15,7	15,7	16,2
PT	12,9	12,1	13,1	13,3
PK	17,3	16,8	16,4	17,6
Valeur Minimale	1,5	0,6	2	1,2
Valeur Maximale	22,3	22,1	22	24
Moyenne	11,3	10	10,8	10,4

Publications

PUBLICATIONS

Publications

Kouadio K.J.O., Dibi B., Mangoua O.M.J., Eblin S.G., Paran F & Graillot D. (2022). Estimation of groundwater recharge in the Lobo catchment (Central-Western Region of Côte d'Ivoire). *Hydrology*, 23 (2) : 1-18.

Kouadio Kouamé Jean Olivier, Mangoua Oi Mangoua Jules, Sombo Abé Parfait, Paran Frédéric, Dibi Brou, Graillot Didier. (2021). Elaboration of a hydrogeological conceptual model by application of electrical resistivity tomography: Case of the Lobo catchment (Centre-Western Côte d'Ivoire). *Scientific African*, 16 (7) : 1-13.

Article

Estimation of Groundwater Recharge in the Lobo Catchment (Central-Western Region of Côte d'Ivoire)

Kouadio Kouamé Jean Olivier ^{1,2,*} , Dibi Brou ¹, Mangoua oi Mangoua Jules ¹, Eblin Sampah Georges ¹, Paran Frédéric ² and Graillet Didier ²

¹ Laboratory of Environmental Sciences and Technologies, Jean Lorougnon Guede University, Daloa BP 150, Côte d'Ivoire; dibrou2003@yahoo.fr (D.B.); mjul_2@yahoo.fr (M.o.M.J.); sageblin@gmail.com (E.S.G.)

² UMR 5600, École Supérieure des Mines de Saint-Étienne, 158 Cours Fauriel, 42023 Saint-Étienne, France; paran@emse.fr (P.F.); graillet@emse.fr (G.D.)

* Correspondence: olivierkouame05@gmail.com; Tel.: +225-0701162425 or +33-6-05797156

Abstract: Determination of groundwater recharge is a major challenge in areas where rainfall is generally abundant. Variability and uncertainty are inherent in the estimation of recharge, and several methods are therefore recommended for its estimation at a regional level. In this study, we evaluated several methods for estimating recharge: the web GIS-based automated hydrological analysis tool (WHAT), water table fluctuation (WTF), hydrograph analyses, a recession curve displacement method, graphical separation, and empirical formulas. The annual recharge estimated by combining direct recharge and base-flow varied from 84 mm in 2019 to 66.4 mm in 2020. The mean direct recharge was about 44 mm in 2018 and 57.3 mm in 2019, representing about 4% and 5% of the respective rainfall. In 2020, this direct recharge was 43 mm, or about 6% of rainfall, around 25% lower than in 2019. Base-flow separation methods and recession curve displacement generally gave low results, whereas modified empirical formulas gave results close to those of the WTF method and were considered more consistent and reasonable. The regression curve displacement method implemented in the United States geologic survey (USGS) RORA program was found to be unsuitable for the study area. However, the other methods presented more reasonable results and could be used to estimate groundwater recharge in the study area.

Keywords: hydrograph analysis; recession curve displacement; piezometric fluctuation; empirical formula; base flow separation method



Citation: Jean Olivier, K.K.; Brou, D.; Jules, M.o.M.; Georges, E.S.; Frédéric, P.; Didier, G. Estimation of Groundwater Recharge in the Lobo Catchment (Central-Western Region of Côte d'Ivoire). *Hydrology* **2022**, *9*, 23. <https://doi.org/10.3390/hydrology9020023>

Academic Editor: Brindha Karthikeyan

Received: 16 November 2021

Accepted: 17 December 2021

Published: 5 February 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Climate change and population growth are putting considerable pressure on the water resources of the Lobo catchment area, which are mainly used to supply drinking water to the population of the city of Daloa. Located in the central-western region, Daloa is the third-largest city in Côte d'Ivoire and forms an economic hub for all localities in the Lobo catchment. The city and its surroundings are supplied with drinking water from the Lobo reservoir. This resource is crucial for these localities but is currently threatened by overexploitation and siltation [1] and is highly eutrophic due to multiple sources of pollution. Due to the poor quality of the water supplied to the population, repeated interruptions in supply, overexploitation, and reduction in inflow to the river [1], exploitation of groundwater is necessary to improve the supply of drinking water. However, predicting the duration of possible exploitation and the flow associated with it requires an assessment of the renewal of the resource, i.e., the recharge.

Groundwater recharge is one of the most important processes for the sustainable management of groundwater [2]. Under natural conditions, recharge is equal to discharge [3], and groundwater is therefore balanced. To ensure sustainable management of groundwater resources, their exploitation should not exceed recharge levels [4]. However, any

usage will come at the cost of lower discharge levels, which will have a downstream effect on indirect recharge. The estimation of direct groundwater recharge is very difficult [5], and it is generally recommended that several methods should be applied and the results compared between them to avoid the error and uncertainties inherent to each method [6,7]. Several methods can be used to determine groundwater recharge, including direct measurements in the unsaturated zone based on aquifer characteristics (porosity and permeability), fluctuations in water level due to direct recharge [8,9], and groundwater flow (and transport) models [10]. River hydrograph analyses such as base-flow separation, recession curve displacement, and those using GIS-based, web-based computer code (an automated hydrological analysis tool) are based on the fact that groundwater feeds rivers under wet climate conditions [10,11]. In addition, groundwater recharge can be estimated by comparing the concentration of chloride in rainwater and groundwater [12]. For areas with insufficient data, such as the Lobo catchment, groundwater recharge can be calculated using empirical formulas based only on the rainfall amount [10,13–15]. The suitability of each method depends on the climate, the characteristics of the catchment, data availability, and objectives.

The purpose of this study is to estimate the recharge of the water tables of the Lobo catchment area to improve the management of this resource. In this study, recharge was determined with the WTF method and compared with hydrograph analyses, recession curve displacement, base flow separation, and empirical formulas.

2. Study Area

The Lobo catchment area is located in the central-western region of Cote d'Ivoire, between $6^{\circ}05'$ and $6^{\circ}55'$ west longitude and between $6^{\circ}02'$ and $7^{\circ}55'$ north latitude (Figure 1). The area is limited to the regions of upper Sassandra, whose capital city is Daloa and is part of the Worodougou region (Seguela). Daloa forms the economic hub of the area. This catchment has an area of 7000 km^2 . The mean rainfall over the period 1971–2016 was about 1200 mm, and the average temperature was 25°C . This figure also shows all the observation points and gauging stations in the Lobo catchment area. The observation points have made it possible to collect piezometric data over three years (2018–2020), while the gauging stations have made it possible to obtain hydrological data over two years (2019–2020).

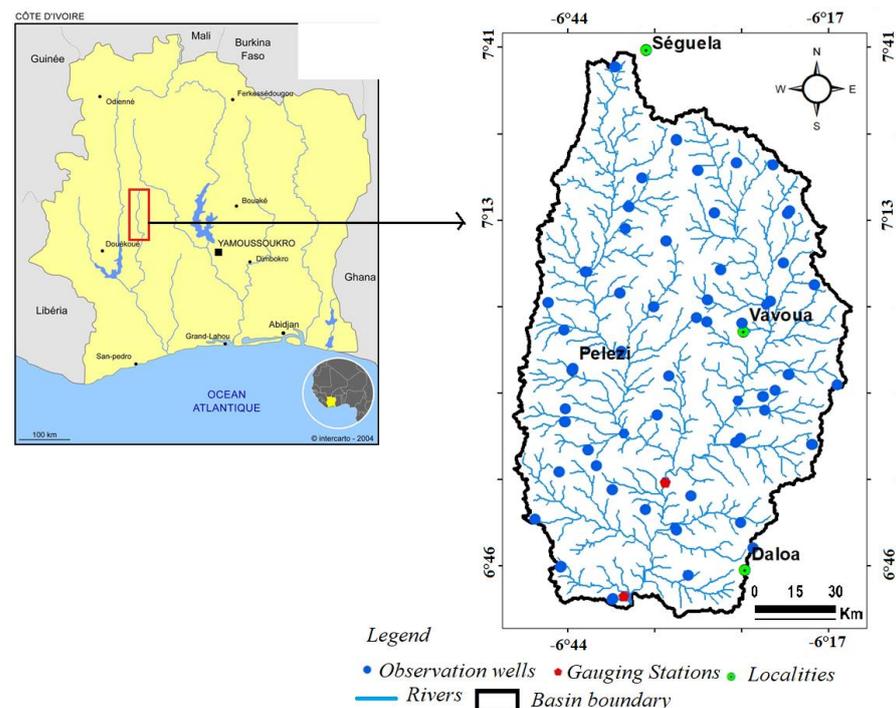


Figure 1. The Lobo catchment in Nibéhibé.

The Lobo catchment area as a whole consists of plains and plateaus. The plains vary in altitude from 160 to 245 m and are located in the southern part of the catchment area. The plateaus are located at altitudes ranging from 245 to 480 m and occupy most of the Lobo catchment. The population is estimated at 1,103,059 inhabitants [16], giving a density of 165.67 inhabitants per km², with an annual growth rate of 3.72%. Within this zone, the drinking water supply for large agglomerations is ensured by the collection of surface water, whereas in rural areas, drinking water comes mainly from boreholes.

2.1. Stream Runoff

Figure 2 illustrates the variation in average monthly flows at the gauging stations of Sikaboutou and Nibéhibé between 2019 and 2020. Flows are high between July and October, which corresponds to the main rainy season in the area, and are very low between December and February, which corresponds to the dry season in the area. The mean flows at these stations varied from 9 to 10 m³/s, with a maximum of 39 m³/s recorded in September 2019, and from 5 to 7 m³/s with a maximum of 25 m³/s recorded in October 2020. These flows are generally higher at the Sikaboutou station upstream of the Lobo reservoir than at the Nibéhibé station at the outlet of the Lobo catchment and downstream of the Lobo reservoir.

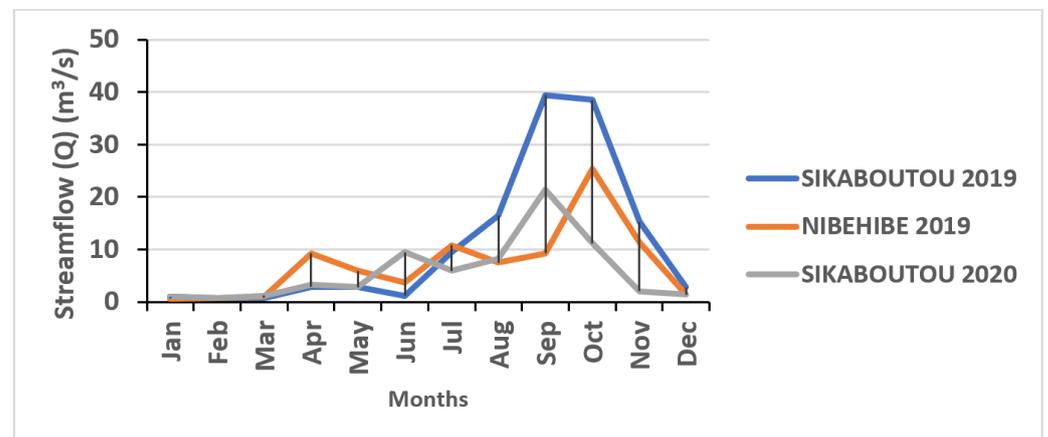


Figure 2. Variation in the average monthly flows at Sikaboutou and Nibéhibé gauging stations between 2019 and 2020.

2.2. Geological and Hydrogeological Overview of the Study Area

The geological formations of the basin belong mainly to the Precambrian basement (Middle Precambrian) and are grouped into two main entities: magmatic rocks that are mainly composed of granite and metamorphic rocks composed of schist [17]. The magmatic rocks encountered are plutonic and volcanic types. They are essentially made up of the granitoids that are found throughout most of the catchment area. In the study area, migmatites and schists are geological formations that represent metamorphic rocks lodged mainly in the riverbeds (Figure 3). In the Lobo catchment area, a composite aquifer is formed by weathering aquifers (superficial) and fractured aquifers (deeper). Saprolite aquifers develop in sandy clay formations and granitic arenas. Fissured aquifers underlying weathering aquifers form important reservoirs [18].

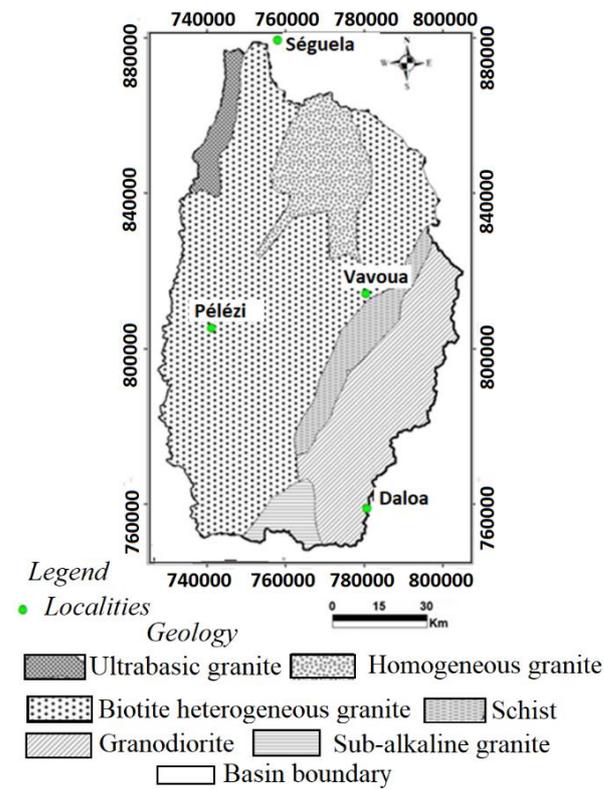


Figure 3. Geological formations of the Lobo catchment modified from [19].

2.3. Groundwater Recharge Processes

Groundwater recharge depends on several factors, including the geologic area, its topography, and the hydroclimatic conditions of the area. Generally, the largest part of the rainfall over a catchment returns to the atmosphere through evapotranspiration [20]. Within a catchment area, three forms of recharge contribute to the recharge process: localized recharge (joints, depressions, rivulets), indirect recharge (rivers), and direct recharge (precipitation) (Figure 4).

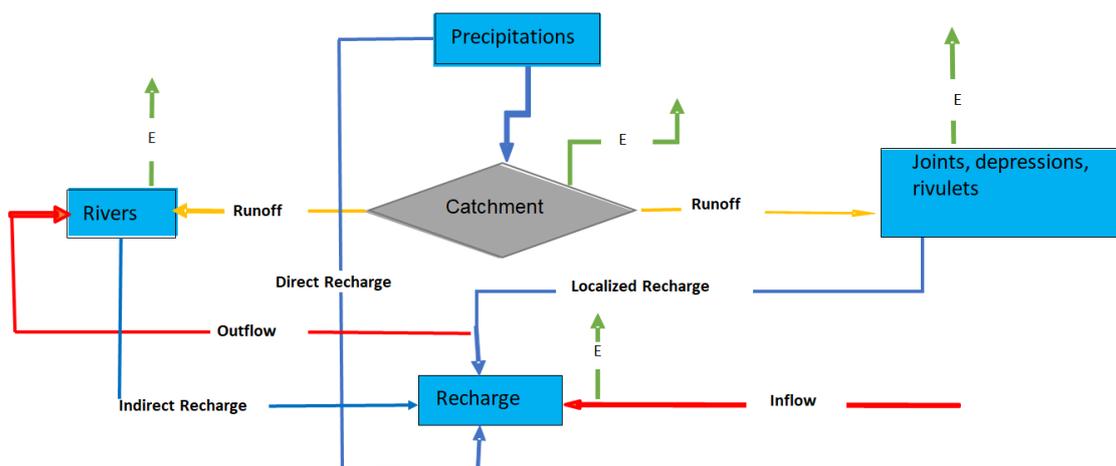


Figure 4. Description of the groundwater recharge mechanism in a catchment, modified from [6].

3. Materials and Methods

3.1. Data

The data used in this study consist of piezometric data with seasonal time steps over the period 2019–2020 and rainfall data with daily time steps over the period 2000–2020.

These data were collected at Daloa synoptic station. Hydrometric data cover the periods 2019 for the Nibéhibé station and 2019–2020 for the Sikaboutou station.

3.2. Methods

In this study, recharge was first estimated by methods based on the analysis of river hydrographs. Then, direct recharge was also estimated by the WTF method and empirical methods, and later, by combining the direct recharge estimated by the WTF method and the base-flow estimated by the WHAT method, the annual recharge was estimated (Figure 5).

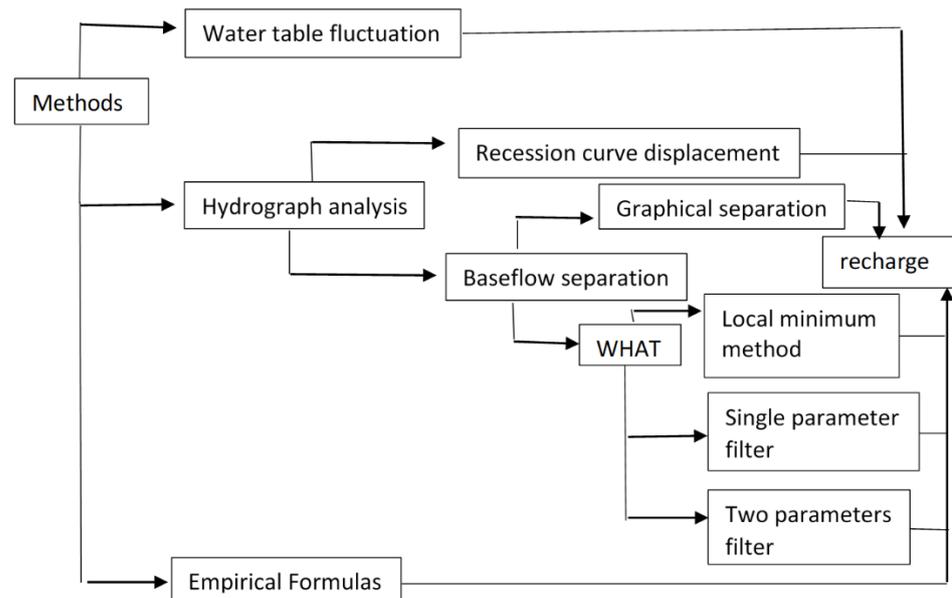


Figure 5. The set of methods used to calculate groundwater recharge in the Lobo catchment.

3.2.1. Hydrograph Analysis

Recession Curve Displacement

The RECESS program [21] was used to determine the master recession curve (MRC) of stream-flow records for the period 2019–2020, when all flow can be considered groundwater discharge. The program uses a cyclic interactive procedure for selecting several periods of continuous recession (recession segments; Figure 6) and determines a best-fit equation for the rate of recession as a function of the logarithm of flow. Then, the coefficients of this equation are used to derive the MRC, and finally, to determine the recession index (K_I), which represents the recession rate in days per log cycle. The critical time T_c , representing the time at which the recession becomes linear, can be determined from Equation (1). The detailed procedure for this process is given in [21].

$$R = \frac{2(Q_2 - Q_1)K_I}{2.3026} \quad (1)$$

where R is the recharge for the streamflow peak (m^3), Q_1 is the groundwater discharge at the critical time (T_c) (m^3/day), and Q_2 is the groundwater discharge at T_c (m^3/day).

The critical time T_c , representing the time at which the recession becomes linear, can be determined from Equation (2). A detailed procedure for this process is given by [22]:

$$T_c = 0.214 K_I \quad (2)$$

where K_I is the recession rate in days per logarithmic cycle and can be estimated manually [9,23]. In this study, the United States Geologic Survey RORA software was used to apply this method.

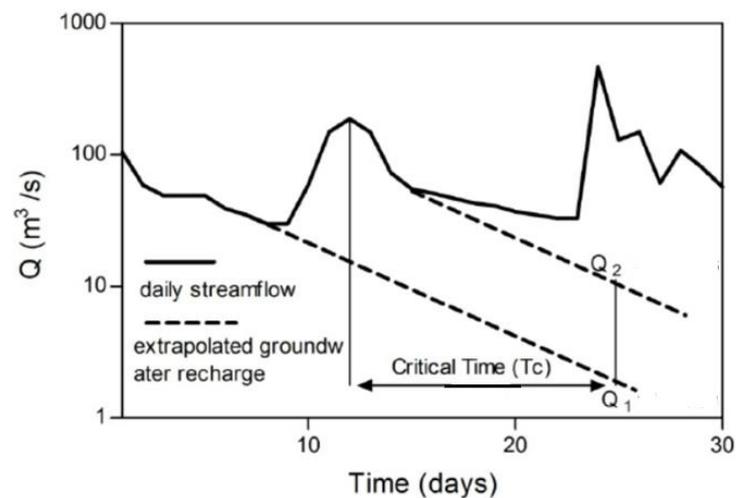


Figure 6. Procedure for the displacement recession curve method (Q is the streamflow).

Graphical Separation (Constant Slope Method)

Based on the assumption that direct and hypodermic flows (simply called runoff) are combined, linear methods allow the separation of runoff from base-flow by identifying the start and end points of runoff directly on the hydrograph. This method involves joining points A and B by a straight line, as in Figure 7. Point A corresponds to the beginning of a rising phase of the hydrograph, and point B corresponds to the inflection point of the receding phase. This point is determined by the intersection formed after extending the recession and drying curves, which are linear when a logarithmic transformation of the ordinate axis is applied. The base-flow rate is calculated by connecting the starting point of a rainfall event to the point of inflection on the declining part of the event, with the area under the curve representing the base-flow rate [24].

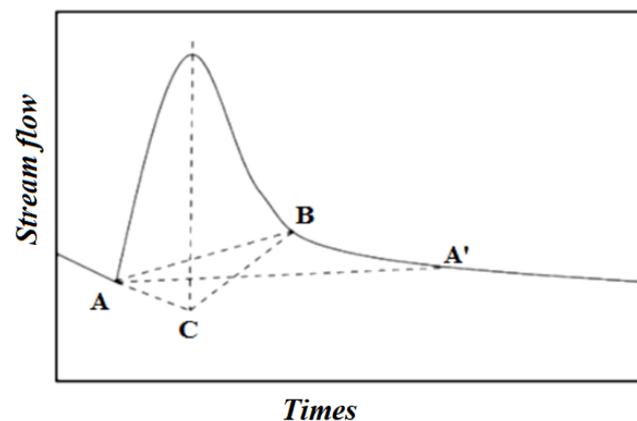


Figure 7. Linear separation method for hydrograph components [25].

Automated Web GIS-Based Hydrograph Analysis Tool (WHAT)

Ref. [11] developed the WHAT tool that includes three base-flow separation techniques: the local minimum method, a single-parameter digital filter, and two-parameter digital filters. The digital filters are used to divide the stream-flow hydrograph into high-frequency (direct runoff) and low-frequency (base-flow) components.

- ✓ Single parameter digital filter [26]

In the first step, the direct stream runoff is assumed to be zero ($R_0 = 0$), and the base-flow is equal to the streamflow ($B_0 = Q_0$). Thus, for each step, the runoff is calculated from Equation (3):

$$R_p = \alpha R_{p-1} + \frac{(1 + \alpha)}{2} (Q_p - Q_{p-1}) \quad (3)$$

where Q_p is the streamflow at time step p , R_p is the direct runoff at time step p , and α is the base-flow filter parameter. The following assumptions are made: if $R_p < 0$, then $R_p = 0$, or if $R_p > Q_p$, then $R_p = Q_p$. Finally, the base-flow is calculated from Equation (4):

$$B_p = Q_p - R_p \quad (4)$$

where B_p is the base-flow at time step p .

✓ Two-parameter digital filters or Eckhardt method [27]

Using the same procedure as for the single-parameter numerical filter, the direct runoff is also considered zero ($R_0 = 0$), and the base-flow is equal to the streamflow ($B_0 = Q_0$). Then, at each step, the runoff is calculated using Equation (5):

$$B_p = \frac{(1 - BFI_{\max}) \cdot \alpha \cdot B_p + (1 - \alpha) \cdot BFI_{\max} \cdot Q_p}{1 - \alpha \cdot BFI_{\max}} \quad (5)$$

with α representing the filtering parameter of the base-flow. BFI_{\max} is the maximum value of the long-term ratio of base-flow to total streamflow. This ratio is equal to 0.25 for perennial streams with hard rock aquifers, 0.50 for ephemeral streams with porous aquifers, and 0.80 for perennial streams with porous aquifers. For our study, the ratio of 0.25 for perennial streams was used.

✓ Local minimum method

In this approach, each daily flow is checked to see whether or not it is the lowest flow over half the interval minus one day ($0.5 [2N-1]$ days) before and after the day tested [28]. If this is the case, it is considered a local minimum flow. Then, by crossing all local minimum points with a straight line, we obtain the base-flow [28]. Ref. [29] recommended that this method be applied in the dry season due to overestimation of its results during the rainy season. Within a year, these base-flows can also correspond to the two lowest monthly base-flows [30]. Following the recommendations of [31], the stable base-flow can be calculated as follows.

- Use the methods of graphical separation, local minimum, and one- and two-parameter numerical filters to calculate the monthly base-flow.
- Calculate the average monthly base-flow over a long period.
- Sort and accumulate the long-term average monthly base-flow to obtain the cumulative long-term average monthly base-flow.
- Select the most stable (nearly linear) segment to obtain the slope of the stable base-flow.
- Using linear interpolation over the remaining months, the annual average base-flow is finally obtained.

The base-flow index (B_p) can be calculated by the following equation using the base-flow and the stable base-flow, with (Q_b) the base-flow and (Q) the total stream runoff, as in Equation (6).

$$B_p = \frac{Q_b}{Q} \quad (6)$$

Of the two gauging stations in the catchment area, data were collected for 2019 from the Nibéhíbé station and for 2019–2020 from the Sikaboutou station.

3.2.2. WTF Method

The water table fluctuation method is based on the assumption that a rise in ground-water level in an unconfined aquifer is due to recharged water reaching the groundwater

table. This method requires data about specific yield and changes in water levels over time. The advantages of this approach include its simplicity and its insensitivity to the mechanisms by which water moves through the unsaturated zone [7,32]. However, it is difficult to determine a representative value for a specific yield and to ensure that the fluctuation in groundwater levels is a result of recharge, and not a result of changes in atmospheric pressure, the presence of entrapped air, or anthropogenic effects. Direct recharge is calculated using Equation (7):

$$R = S_y \times \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (7)$$

where R = recharge; S_y = specific yield; ΔH = change in water table elevation (water level rise), and Δt = the time period.

Specific Yield

To apply the WTF method, an estimation of the specific yield (S_y) is required [8]. Methods commonly used to determine S_y are laboratory methods, aquifer tests, water-budget methods, and the water table response to recharge [9]. In this study, the specific yield was estimated from pumping tests carried out in 134 boreholes distributed over the study area.

Determination of ΔH : Water Level Rise

In this study, ΔH was defined as the difference between the maximum piezometric level and the assumed lowest piezometric level over a given period [7]. One option would be to calculate the water-level rise by subtracting the minimum water level from the maximum value during the recharge period. However, this does not reflect the natural recharge process. A better option agreed by most authors is to extrapolate the water table recession assuming that no recharge happens in this period. This is represented by the master recession curve (MRC) [10]. By calculating the distance from the peak (high water level) to this line (low water level), ΔH is obtained. This is probably the best technique to estimate groundwater recharge with the WTF method. The MRC can be derived by collecting all recession segments from all groundwater level graphs. Finally, a nonlinear regression model is fitted to the data. To exclude the effect of the Lobo River on the groundwater level rise, the distance at which the river level rise does not affect the groundwater level was calculated. Thus, the relationship between the groundwater table and the river water level in a steady state is defined by Equation (8) [33]:

$$y_x^2 = h_x^2 + (y_1^2 - h_1^2) \frac{L-x}{L} + (y_2^2 - h_2^2) \frac{x}{L} \quad (8)$$

where h_1 , h_x , and h_2 are the initial water levels of the river (in m) at distance x (in m) and distance L from the river, and y_1 , y_x , and y_2 are the water levels at the time of the flood (in m) at distance x and distance L from the river (Figure 8).

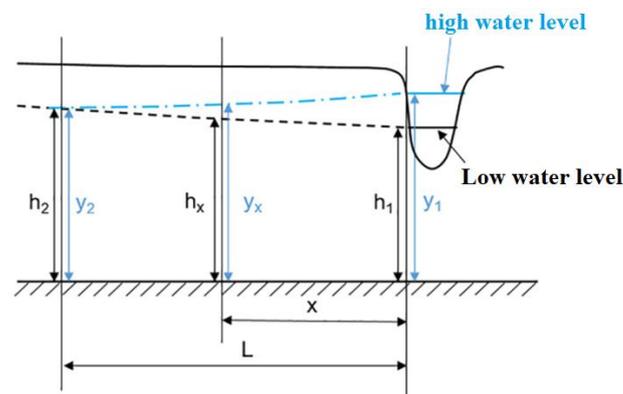


Figure 8. Impact of surface water rise on groundwater, modified from [33].

Considering distance L , at which the water level rise in the Lobo River does not affect the water table, with y_2 being equal to h_2 , Equation (8) becomes Equation (9).

$$y_x^2 = h_x^2 + (y_1^2 - h_1^2) \frac{L - x}{L} \quad (9)$$

Considering the water levels in the Lobo River and the observation boreholes, distance L is calculated with Equation (10). All boreholes used for recharge estimation in the WTF method must be located at a distance greater than distance L from the river. Twenty-three boreholes meeting these conditions were finally selected (Table 1). This study is based on regular monitoring observations of piezometric data collected at these points between 2019 and 2020.

$$L = \frac{x(y_1^2 - h_1^2)}{(y_1^2 - y_x^2) - (h_1^2 - h_x^2)} \quad (10)$$

Table 1. Variations in piezometric level in 2019 and 2020 in the boreholes selected for the direct recharge study.

Drillings	Water Level Fluctuation (m)		
	2018	2019	2020
Tiahouo	0.78	1.2	0.2
Bazra-Nattis	1.3	1.1	0.5
Teneforo	0.5	1.2	0.7
Sokoura	0.2	0.1	0.4
Dananon	0.3	0.6	0.5
Vaafila	0.8	1.4	0.3
Seitifila	1.2	2.8	0.8
Diafla	0.2	0.2	0.3
Pelezi	0.4	1.1	0.6
Zoukouboue	2.5	3	0.3
Monoko-Zohi	0.6	0.4	0.3
Bohinou	0.2	1.6	0.3
Yacouba	0.1	0.7	−0.9
Banoufla (Bediala)	0.3	0.8	0.6
Gnamienkro2	0.3	0.7	0.2
Bonoufla (vavoua)	1	0.9	0.6
Ketro-Bassam	2.3	1.9	2.1
Broukro	1.8	2.1	3.2
Zouzoukro	1.2	0.9	2.2
Gbena	1.4	0.9	1.9
Dediafla2	2.4	1.4	3.5
Vrouo1	0.4	1.3	0.8
Bouhitafla	0.8	1.2	−1

3.2.3. Empirical Formulas

Several empirical formulas have been developed to estimate groundwater recharge. Some commonly used formulas are presented in Table 2. One of these empirical formulas for estimating recharge is based on rainfall (Equation (11)) [34]. This formula was later

adjusted by Baweja and Karanth [35] to give Equations 12 and 13. Other authors also developed formulas to estimate groundwater recharge (Equations (14)–(17)). To facilitate the calculation of recharge in our area, these empirical formulas were adjusted and were based on the one developed by [10], whose study area has similar characteristics to ours.

Table 2. Overview of the empirical equations for estimating groundwater recharge. Modified from [10]. R represents recharge (mm), P represents annual precipitation (mm), and MAP represents mean annual precipitation.

	Modified Formula	Equation No.
Chaturvedi [34]	$R = 3(P - 15)^{0.4}$	(11)
Irrigation Research Institute, Roorkee [35]	$R = 2(P - 14)^{0.5}$	(12)
Sehgal [36]	$1.8(P - 0.6)^{0.5}$	(13)
Krishna Rao [37]	$0.37(P - 600)$	(14)
Maxey-Eakin [38]	$0.22 \times P$	(15)
Kirchner [39]	$0.26(\text{MAP} - 200)$	(16)
Bredenkamp [40]	$0.29(\text{MAP} - 360)$	(17)

The mean absolute percentage error (MAP) was used to measure the accuracy of the calculations. MAP expressed as a percentage is defined by Equation (18) [41]:

$$\text{MAP (\%)} = \frac{100}{m} \sum_{i=1}^m \left| \frac{R_i - F_i}{R^i} \right| \quad (18)$$

where R_i is the groundwater recharge estimated by WTF, and F_i is the recharge calculated by the modified empirical formula. The lower the MAP, the more accurate the result.

3.2.4. Estimation of Annual Recharge

From the water balance, the annual groundwater recharge can be estimated using Equation (19) in the approach developed by [42]. According to this equation, all water reaching the water table either leaves the catchment as groundwater, flows to the surface, evaporates, or is stored:

$$R_a = (Q_{\text{off}}^{\text{gw}} - Q_{\text{on}}^{\text{gw}}) + Q^{\text{bf}} + \text{ET}^{\text{gw}} + \Delta S^{\text{gw}} \quad (19)$$

where R_a is annual recharge, $Q_{\text{off}}^{\text{gw}}$ is groundwater flow out of the catchment, $Q_{\text{on}}^{\text{gw}}$ is groundwater flow into the catchment, Q^{bf} is base-flow, ET^{gw} is evapotranspiration from the groundwater table, and ΔS^{gw} is change in groundwater storage.

In this study, the Lobo catchment was considered a closed system, and the river was the main groundwater outlet. With the evapotranspiration of the water table considered to be zero in the area because of the depth of the water table, which can reach 30 m in some places, Equation (19) becomes Equation (20):

$$R_a = \Delta S^{\text{gw}} + Q^{\text{bf}} \quad (20)$$

where R_a is annual recharge, ΔS^{gw} is change in groundwater storage or direct recharge estimated by the WTF method, and Q^{bf} is base-flow estimated by WHAT.

4. Results and Discussion

4.1. Recession Curve Displacement

The recession curve displacement method and flow data from the gauging stations of Sikaboutou and Nibéhibé were used to estimate the groundwater recharge in our study area. Recharge calculated at the Sikaboutou station was 23.4 mm in 2019 and 11 mm in

2020. Between 2019 and 2020, a difference of 12.4 mm was observed at this station. This difference could be explained by the distribution of rainfall in the area. Indeed, as the Lobo catchment is quite large (about 7000 km²), the distribution of rainfall may not be uniform over the area. This uneven rainfall distribution could make the recession curve displacement method unsuitable for our area.

At Nibéhibé station, the recharge was 8 mm in 2019. In 2020, it could not be estimated due to a lack of data. Studies in similar environments [8,10,29] have shown that the size of the study area could have an impact on the results obtained with this method. When the catchment area is quite large, as is the case in our study area (about 7000 km²), the distribution of precipitation is not uniform, thereby making this method unsuitable. This difference between the recharge obtained at these two stations could also be explained by the presence of the Lobo reservoir downstream from the Sikaboutou station and upstream from the Nibéhibé station as well. Indeed, this reservoir retains a large quantity of water and reduces the downstream flows, which could explain the low values obtained at the Nibéhibé station. These values of recharge obtained by the displacement recession curve method are subject to the assumption inherent in this method. This assumption states that the recharge occurs instantaneously and uniformly, directly after a rainstorm [22], which is not the case, especially for large watershed areas. Therefore, this method is unsuitable for estimating recharge in large areas.

4.2. Base-Flow Analyses

Base-flows estimated by the constant slope method and the Automated Web GIS-Based Hydrograph Analysis Tool (WHAT) are presented in Table 3. Base-flows at Sikaboutou gauging station varied between 24.6 mm and 56.5 mm in 2019, with a mean of 42.6 mm. However, in 2020, they varied between 18.7 mm and 27 mm, with a mean of 23.4 mm. At the Nibéhibé gauging station, base-flow varied between 13.8 mm and 7.6 mm, with a mean of 10.8 mm. The base-flow calculated for the Sikaboutou station in 2020 is lower than that in 2019. The results of the Eckhardt separation method are closer to the graphical method. This may be due to the use of two parameters (α and BFI_{max}) in the digital filter base-flow, where the BFI_{max} parameter takes the physical properties of the basin into account. This is mainly due to the low rainfall recorded that year: in 2019, the average rainfall in the catchment area was 1237 mm, whereas in 2020, it was 742 mm, i.e., a drop of 495 mm.

Table 3. Recharge values estimated by the different hydrograph analysis methods.

Methods	Gauging Stations		
	Sikaboutou		Nibéhibé
	2019	2020	2019
Graphical method (mm)	24.6	18.7	7.6
Local minimum method (mm)	62.4	25.8	13.2
Single parameter filter (mm)	56.5	21.9	13.8
Eckhardt method (mm)	26.9	27	8.7
Mean base-flow (mm)	42.6	23.4	10.8

Table 4 shows a Spearman correlation matrix between the results of the different hydrograph analysis methods for each gauging station. The results of the different analysis techniques show a strong correlation (value close to 1) for both gauging stations. This means that all the methods can be considered appropriate for our area and confirms that they can be applied to estimate groundwater recharge.

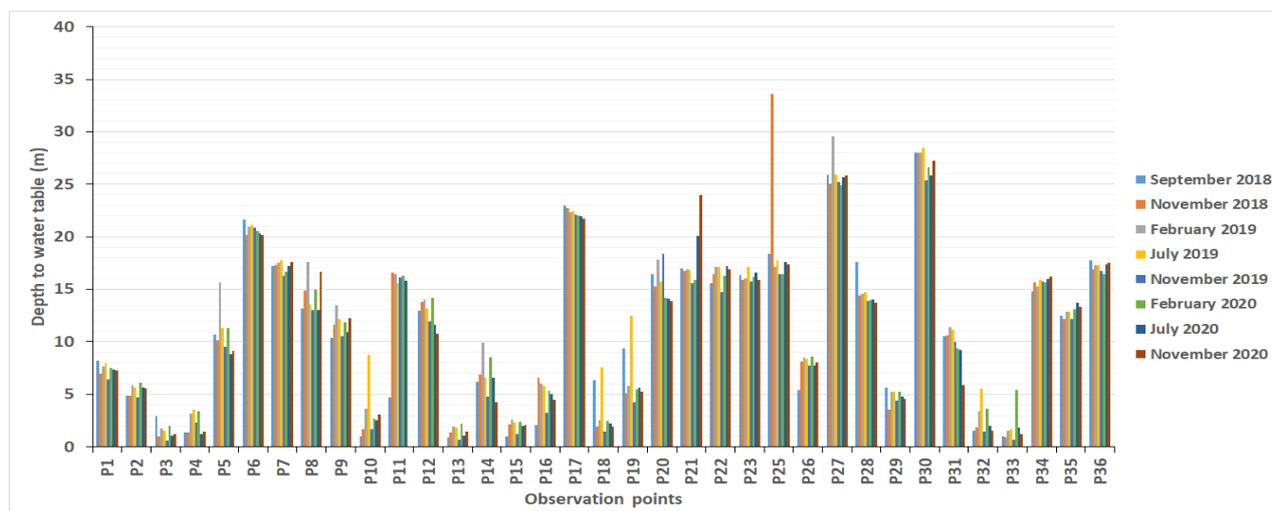
Table 4. Spearman correlation coefficients between base-flow analysis results for both gauging stations.

Methods	Graphical Method	Local Minimum Method	Single-Parameter Filter	Eckhardt Method
Sikaboutou station				
Graphical method	1			
Local minimum method	0.97	1		
Single-parameter filter	0.98	0.99	1	
Eckhardt method	0.96	0.97	0.98	1
Nibéhibé station				
Graphical method	1			
Local minimum method	0.99	1		
Single-parameter filter	0.94	0.99	1	
Eckhardt method	0.98	0.99	0.99	1

4.3. Direct Recharge Estimated by the WTF Method

The specific yield, S_y , obtained by conducting pumping tests in 134 drillings, was 4.8%.

The groundwater direct recharge estimated by the water table fluctuation method depends on the maximum (November) and minimum (February) groundwater levels for the period (2018–2020). Figure 9 shows the variation in groundwater levels in the observation wells in the Lobo catchment. Analysis of the various piezometric records shows a rapid variation in the water table during the rainy season and a rapid drop during the dry season in all the boreholes in the study area. Overall, the water table changed very little during the study period, except for a few boreholes that experienced increases of up to 3 m. In the Lobo catchment, the water table can be very sensitive to direct recharge by rainfall due to its shallow depth.

**Figure 9.** Depth to the water table in observation wells before, during, and after the wet season.

Groundwater direct recharge was estimated at each abandoned borehole acting as a piezometer. The WTF method was used to determine the actual recharge of the water table in the years 2018 and 2020, and the values obtained are shown in Table 1. Analysis of Table 1 shows that piezometric fluctuations were either positive or negative. Positive fluctuations representing an increase in water level in the aquifer varied between 0.1 m at Sokoura and 3 m at Zoukouboue and generated local recharges between 6.2 and 143.4 mm/year. In the Lobo catchment, some boreholes record direct recharges of over 100 mm/year.

The recharges calculated for these boreholes are significantly higher than those for other boreholes. This might be because heavy rain, or even light rain events, can affect the groundwater in the vicinity of these boreholes. Thus, the cumulative direct recharge is higher in this zone. The highest water table rises were observed in the abandoned boreholes of Zoukouboue, Seitifla, Broukro, Ketro-Bassam, and Bohinou, with values of 3, 2.8, 2.1, 1.9, and 1.6 m, respectively. In the Lobo catchment, all 23 boreholes used to calculate direct recharge experienced increased in piezometric levels during 2018 and 2019. In the region, the average direct recharge values for 2018 and 2019 were 44 mm and 57.3 mm, respectively, or 4% and 5% of the estimated 1081 and 1237 mm of rainfall. This recharge estimated by the WTF method is different from that estimated by the hydrograph method. This difference is due to the fact that each method uses different algorithms and depends on the assumptions made. The estimated average direct recharge in 2020 was 43 mm, generated by water levels in the boreholes that varied from 0.2 m to 3.5 m, respectively.

The largest fluctuations were recorded in Ketro-Bassam, Zouzoukro, Broukro, and Dediafla2, with values of 2.1; 2.2; 3.2, and 3.5 m, respectively. Negative fluctuations corresponding to a drop in the water level in the aquifer were found for the boreholes in Yacouba and Bouhitafla. The low number of boreholes with negative fluctuations (which represent a drop in the water table) in the catchment area is evidence of groundwater renewal. The mean direct recharge for the year 2020 was 43 mm, or 6% of the estimated 741.6 mm of precipitation. In the study area, the recharge decreased by 14.4 mm between 2019 and 2020, but between 2018 and 2019, it increased by 8.5 mm. The maximum and minimum values of recharge from 2018, 2019, and 2020 and their 75% and 25% quartiles are presented in Table 5.

Table 5. Estimated direct groundwater recharge in 2018, 2019, and 2020.

Drillings	Direct Recharge (mm)		
	2018	2019	2020
Tiahouo	37.9	58.3	12.4
Bazra-Nattis	65	55	25.3
Teneforo	23.9	57.4	36
Sokoura	12.4	6.2	21
Dananon	14.1	28.2	23.4
Vaafila	38.3	67	15.3
Seitifla	58	135	40
Diafla	10	10	14
Pelezi	19.3	53	27.2
Zoukouboue	119.5	143.4	15.3
Monoko-Zohi	25.5	17	15
Bohinou	9.5	76	13
Yacouba	4.8	33.5	0
Banoufla (Bediala)	14	37.3	28.2
Gnamienkro2	14.7	34.4	11
Banoufla (vavoua)	45.6	41	31
Ketro-Bassam	111.7	92.3	100.4
Broukro	87.7	102.3	155
Zouzoukro	55	41	106.1
Gbena	65.5	42.1	93

Table 5. Cont.

Drillings	Direct Recharge (mm)		
	2018	2019	2020
Dediafla2	117.3	68.4	167
Vrouo1	18.5	60	36
Bouhitafla	38.9	58.4	0
Mean groundwater recharge	44	57.3	43
Maximum	119.5	143.4	167
Minimum	4.8	6.2	0
75% Quartile	65	68	38
25% Quartile	14.1	36	14.3

These results are contrary to those of [43], who used the hydrological balance method to estimate a direct recharge of 165 mm/year at Nibéhibé in the Lobo catchment over the period 2007–2020, i.e., about 12% of the rainfall. This difference could be explained by the fact that the direct recharge estimate based on groundwater data could present better results than methods using rainfall data, which can overestimate this parameter [43]. This direct recharge value is a function of rainfall and the number of points used to estimate the parameter but is also a function of specific yield. Indeed, the direct recharge estimated with the assumption of a uniform specific yield over the whole area could be either under- or overestimated. The size of the area with unevenly distributed rainfall could also have an impact on this parameter [8].

4.4. Empirical Formulas

Results of the groundwater recharge calculated using the empirical formulas are presented in Table 6. The recharge estimated with empirical formulas modified from [10] was between 0 and 272.1 mm in 2019 and between 0 and 163.1 mm in 2020. This large difference between recharge values could be explained by the empirical formulas, which are valid for a particular area only. The formulas modified from [10] generally result in higher recharge values compared with those calculated with the WTF method. A comparison of the results obtained using the two methods shows that the equations of Sehgal, Maxey–Eakin, and Krishna Rao (Irrigation research Institute, Roorkee) overestimate the recharge, whereas the equations of Chaturvedi, Breckenkamp, and Kirchner underestimate the recharge in the Lobo River catchment. These observations are also in agreement with those of [10] and can be explained by the equations based on precipitation only. To obtain empirical formulas adapted to our area and that can be used for future studies, the described equations required modification (Table 7). Once the formulas had been modified and adapted to our area, they provided a better fit to our study area, with recharge values ranging from 59.7 to 67.9 mm in 2019 and from 35.7 to 50.2 mm in 2020. The MAP are between 4.5% and 18.8% for 2019 and between 8.2% and 17.5% for 2020. These values are close to the direct recharge estimated by the WTF method in 2019 and 2020. These rather low MAP values indicate that the modified formulas can be applied to our study area, and that the different equations could be used in the future to estimate recharge in our study area. The recharge values estimated with empirical formulas are not sufficiently constant, because the formulas use only one parameter.

Table 6. Empirical formulas modified according to [10].

Original Authors	Recharge 2019	Recharge 2020	MAP (%) 2019	MAP (%) 2020
Chaturvedi	51.5	41.8	9.9	26.8
Irrigation Research Institute, Roorkee	69.9	53.9	22.3	5.64
Sehgal	63.2	49	10.70	14.3
Krishna Rao	235.7	52.4	312.7	8.3
Maxey-Eakin	272.1	163.1	376	185.4
Kirchner	0	0	100	100
Bredenkamp	0	0	100	100

Table 7. Modified empirical formulas for the Lobo catchment.

Original Authors	Modified Formulas	Recharge 2019	Recharge 2020	MAP (%) 2019	MAP (%) 2020
Chaturvedi	$1.21 (P - 15)^{0.4}$	61.6	50.2	7.8	17.5
Irrigation Research Institute, Roorkee	$1.8 (P - 14)^{0.5}$	62.9	48.5	10.1	13.5
Sehgal	$1.7 (P - 0.6)^{0.5}$	59.7	46.2	4.5	8.2
Krishna Rao	$0.055 (P - 55)$	65	37.7	13.7	11.6
Maxey-Eakin	$0.051 \times P$	63.1	37.8	10.3	11.5
Kirchner	$0.69 (MAP - 10)$	64.2	35.7	12.3	16.3
Bredenkamp	$0.73 (MAP - 10)$	67.9	37.8	18.8	11.5

The results obtained by modifying those formulas are acceptable if we take into account the clayey nature of the surface layer of the catchment with its low porosity. Groundwater recharge accounts for about 5% of precipitation in the area in 2019 and 6% in 2020, whereas the major proportions of precipitation correspond to evapotranspiration and runoff [43]. Sustainable exploitation of this resource should not exceed the estimated recharge in this catchment.

4.5. Annual Recharge in the Lobo Catchment

The mean annual recharge in the Lobo catchment, including the diffuse or direct recharge estimated by the WTF method and the mean base-flows over the years 2019 and 2020, varied from 84 to 66.4 mm, with a difference of 17.6 mm in the mean annual recharge in one year. This annual recharge is dominated by direct rainfall recharge, which accounted for about 68% of the annual recharge in 2019 and about 65% in 2020. The direct recharge estimated by the WTF method was generally higher than that estimated with the base-flow methods. This difference is due to the fact that each method uses different algorithms and depends on the assumptions made [9]. This variation in the direct groundwater recharge estimate between the WTF and hydrograph analysis methods is because the recharge estimated by hydrograph analysis takes into account diffuse recharge and recharge through riverbed leakage, whereas the WTF method only takes into account diffuse recharge and is less affected by indirect recharge [9]. The recharge obtained by the WTF method may not represent the recharge of the whole catchment area, as the monitoring wells do not cover the whole area.

5. Conclusions

Groundwater recharge in the study area was estimated using several methods. With the WTF method, it was estimated at 44 mm and 57.3 mm in 2018 and 2019, respectively, representing 4% and 5% of precipitation, and at 43 mm in 2020, representing about 6% of precipitation. Although all methods adapted to our area provided similar results, each

method had its capacities, limitations, and uncertainties. If the quality of the data was better (e.g., for the hydrographic analyses), the results would be more accurate. The recharge calculated recession curve displacement method at the Sikaboutou station was 23.4 mm in 2019 and 11 mm in 2020. At Nibéhibé station, the recharge was 8 mm in 2019. The empirical formulas are not valid for all areas: the constant slope method is not suitable for the rainy season (overestimates base-flows), and WHAT depends on the river flows and filters used. The average annual base-flow at Sikaboutou station was 42.6 mm in 2019 and 23.4 mm in 2020. At Nibéhibé station, the base-flow was 10.8 mm in 2019. The average annual recharge of the area, including the direct recharge estimated by WTF and the base-flows estimated by WHAT, varied between 84 mm in 2019 and 66.4 in 2020. In this study, the most reasonable estimates of direct recharge were obtained with the WTF method. The modified empirical formulas for the Lobo catchment could be used for future estimation of recharge, as long as radical changes in land use and climate are not observed. However, a more integrated approach to these methods with a larger data set could yield interesting results.

Author Contributions: The completion of this work was possible thanks to its contributors. K.K.J.O. wrote the protocol, collected the data, processed the data, and wrote the manuscript. D.B., M.o.M.J., and E.S.G. assisted in the analysis of the data and research in the interpretation for the results. P.F. and G.D. managed the literature research and supervised the work. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research received no external funding.

Institutional Review Board Statement: No applicable.

Informed Consent Statement: No applicable.

Data Availability Statement: No applicable.

Acknowledgments: The data used in this study were collected by our research team for hydrogeological data. The hydrological data used in this study were collected by the hydrology team of the Environmental Science and Technology Laboratory of the Jean Lorougnon Guede University, Daloa, whom we would like to thank.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Koffi, B.; Sanchez, M.; Kouassi, K.L.; Kouadio, Z.A.; Kouassi, K.H.; Yao, A.B. Evaluation of the Impacts of Climate Change and Land-Use Dynamics on Water Resources: The Case of the Lobo River Watershed: Central-Western Côte d'Ivoire. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*; EGU General Assembly 2021 Author(s) 2021, EGU21: Gather Online; EGU: France, 2021; pp. 21–506. Available online: <https://www.researchgate.net/publication/351225184> (accessed on 15 November 2021).
2. Silveira, L.; Usunoff, E.J. *Groundwater*; EOLSS Publications Co. Ltd.: Oxford, UK, 2009; p. 3. Available online: <https://books.google.de/booksid=1UqNCwAAQBAJ> (accessed on 20 February 2009).
3. Alley, W.M.R.; Thomas, E.; Franke, O.L. *Sustainability of Ground-Water Resources*; Denver, C.O., Ed.; USA Geological Survey Branch of Information Services [Distributor], USA Dept. of the Interior USA Geological Survey, USA GPO: Washington, DC, USA, 1999.
4. Margat, J. The Over Exploitation of Aquifers. Selected Paper on Aquifer Over Exploitation from the 23rd International Congress of the IAHR. In *Puerto de la Cruz, Tenerife*; Simmers, I., Villarroya, F., Rebollo, L.F., Eds.; Verlag H. Heise: Hannover, Germany, 1992; pp. 366–371.
5. Lerner, D.N.; Issar, A.; Simmers, I. Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. Verlag Heinz Heise, Hannover, West Germany International Contributions to Hydrogeology. *IAH Publ.* **1990**, *8*, 345.
6. De, V.; Jacobus, J.; Simmers, I. Groundwater Recharge: An Overview of Processes and Challenges. *Hydrogeol. J.* **2002**, *1*, 5–17.
7. Healy, R.W.; Cook, P.G. Using Groundwater Levels to Estimate Recharge. *Hydrogeol. J.* **2002**, *1*, 91–109. [[CrossRef](#)]
8. Healy, R.W.; Scanlon, B.R. *Estimating Groundwater Recharge*; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2010.
9. Hussein, J.; Broder, J.M. Estimating Groundwater Recharge in the Semiarid Al-Khazir. *Water* **2014**, *6*, 2467–2481.
10. Hung, V.V.; Broder, J.M. Estimating Groundwater Recharge for Hanoi, Vietnam. *Sci. Total Environ.* **2019**, *651*, 1047–1057. [[CrossRef](#)]
11. Lim, K.J.; Engel, B.A.; Tang, Z.; Choi, J.; Kim, K.; Muthukrishnan, S.; Tripathy, D. Automated Web GIS-Based Hydrograph Analysis Tool, WHAT. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **2005**, *41*, 1407–1416. [[CrossRef](#)]
12. Manna, F.; Cherry, J.A.; McWhorter, D.B.; Parker, B.L. Groundwater Recharge Assessment in an Upland Sandstone Aquifer of Southern California. *J. Hydrol.* **2016**, *541*, 787–799. [[CrossRef](#)]

13. Adeleke, O.O.; Makinde, V.; Eruola, O.A.; Dada, O.F.; Ojo, A.O.; Aluko, T.J. Estimation of Groundwater Recharge in Odeda Local Government Area, Ogun State, Nigeria Using Empirical Formulae. *Challenges* **2015**, *2*, 271–281. [[CrossRef](#)]
14. Varade, S.R.; Patel, J.N. Development of Empirical Formula for Recharge Estimation for Basaltic Areas. *J. Hydraul. Eng.* **2017**, *68–73*. [[CrossRef](#)]
15. Ali, M.; Mubarak, S.; Islam, A.; Biswas, P. Comparative Evaluation of Various Empirical Methods for Estimating Groundwater Recharge. *Arch. Curr. Res. Int.* **2017**, *11*, 1–10. [[CrossRef](#)]
16. INS. *Recensement Général De La Population Et De l’Habitation (RGPH) 1998. Données Sociodémographiques Et Économiques Des Localités, Résultats Définitifs Par Localités, Région Des Lagunes*; INS: Montrouge and Metz, France, 2014; p. 26.
17. Tagini, B. *Esquisse Structurale De La Côte d’Ivoire. Essai De Géotectonique Régionale*. Ph.D. Thesis, Université De Lausanne (Suisse), Lausanne, Switzerland, 1971.
18. Lachassagne, P.; Dewandel, B.; Wyns, R. Review: Hydrogeology of Weathered Crystalline/Hard-Rock Aquifers—Guidelines for the Operational Survey and Management of Their Groundwater Resources. *Hydrogeol. J.* **2021**, *29*, 1–34. [[CrossRef](#)]
19. Yao, A.B. *Evaluation Des Potentialités En Eau Du Bassin Versant De La Lobo En Vue D’une Gestion Rationnelle (Centre-Ouest De La Côte d’Ivoire)*. Ph.D. Thesis, Université Nangui Abrogoua, Abidjan, Côte d’Ivoire, 2015.
20. Ali, R.S.E.; Chibane, B.; Boucefiène, A. Sensitive Analysis of Ground Recharge Estimation Model, for Semiarid Areas. *Appl. Water Sci.* **2018**, *193*, 1–10.
21. Rutledge, A.T. *Program User Guide for RORA*; USA Geological Survey: Reston, VA, USA, 2007.
22. Rorabaugh, M.I. Estimating Changes in Bank Storage and Ground-Water Contribution to Streamflow. *Int. Assoc. Sci. Hydro. Publ.* **1964**, *63*, 432–441.
23. Bevans, H.E. Estimating Stream–Aquifer Interactions in Coal Areas of Eastern Kansas by Using Streamflow Records. In *Selected Papers in the Hydrologic Sciences*; Subitzky, S., Ed.; Geological Survey Water-Supply Paper; U.S. Government Printing Office: Atlanta, GA, USA, 1986; Volume 2290, pp. 51–64.
24. McCuen, R.H. *Hydrologic Analysis and Design*, 3rd ed Pearson/Prentice-Hall, Upper Saddle River New Jersey. *J. Am. Water Resour. Assoc.* **2005**, *40*, 838.
25. Blavoux, B. *Étude Du Cycle De L’eau Au Moyen De L’oxygène 18 Et Du Tritium: Possibilités Et Limites De La Méthode Des Isotopes Du Milieu En Hydrologie De La Zone Tempérée*. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 1978.
26. Nathan, R.J.; McMahan, T.A. Evaluation of Automated Techniques for Base Flow and Recession Analyses. *Water Resour. Res.* **1990**, *7*, 1465–1473. [[CrossRef](#)]
27. Eckhardt, K. How to Construct Recursive Digital Filters for Baseflow Separation. *Hydrol. Process.* **2005**, *2*, 507–515. [[CrossRef](#)]
28. Sloto, R.A.; Crouse, M.Y. HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis. *Water Resour. Invest. Rep.* **1996**, 96–4040.
29. Rutledge, A.T. *Computer Programs for Describing the Recession of Ground-Water Discharge and for Estimating Mean Ground-Water Recharge and Discharge from Streamflow Records-Update*; US Department of the Interior, US Geological Survey: Washington, DC, USA, 1998; pp. 98–4148.
30. Zektser, I.S. Principles of Regional Assessment and Mapping of Natural Groundwater Resources. *Environ. Geol.* **2002**, *3*, 270–274. [[CrossRef](#)]
31. Chen, W.P.; Lee, C.H. Estimating Ground-Water Recharge from Streamflow Records. *Environ. Geol.* **2003**, *3*, 257–265. [[CrossRef](#)]
32. Delin, G. Comparison of Local- to Regional-Scale Estimates of Ground-Water Recharge in Minnesota, USA. *Hydrol. J.* **2007**, *334*, 231–249. [[CrossRef](#)]
33. Phan, N.C.; Ton, S.K. *Hydraulic Groundwater*; Vietnam Education Publishing House: Hanoi, Vietnam, 1981.
34. Chaturvedi, R.S. A Note on the Investigation of Groundwater Resources in Western Districts of Uttar Pradesh. *Annu. Rep.* **1973**, 86–122.
35. Baweja, B.K.; Karanth, K.R. *Groundwater Recharge Estimations in India*; Central Groundwater Board: New Delhi, India, 1980.
36. Krishna, R. Hydrometeorological Aspects of Estimating Groundwater Potential. Seminar on Groundwater Potential in Hard Rock Areas, Bangalore. *Geol. Soc. India* **1970**, *1*, 18–99.
37. Maxey, G.B.; Eakin, T.E. Ground Water in Groundwater in White River Valley, White Pine, Nye, and Lincoln Counties, Nevada. Nevada Department of Conservation and Natural Resources. *Water Resour.* **1949**, *8*, 1–64.
38. Kirchner, J.; Van, T.G.J.; Lukas, E. Exploitation Potential of Karoo Aquifers. Research Report. Ph.D. Thesis, University of the Orange Free State, Bloemfontein, South Africa, 1991.
39. Bredenkamp, D.B. *Manual on Quantitative Estimation of Groundwater Recharge and Aquifer Storativity: Based on Practical Hydro-Logical Methods*; Water Research Commission: Pretoria, South Africa, 1995.
40. Makridakis, S. Accuracy Measures. Theoretical and Practical Concerns. *Int. J. Forecast.* **1993**, *4*, 527–529. [[CrossRef](#)]
41. Schicht, R.; Walton, W. *Hydrologic Budgets for Three Small Watersheds in Illinois*; Illinois State Water Survey: Champaign, IL, USA, 1961.

-
42. Abiye, T.A.; Tshipala, D.; Leketa, K.; Villholth, K.G.; Ebrahim, G.Y.; Magombeyi, M.; Butler, M. Hydrogeological Characterization of Crystalline Aquifer in the Hout River Catchment, Limpopo Province, South Africa. *Groundw. Sust. Develop.* **2020**, *11*, 100–406. [[CrossRef](#)]
 43. Kamenan, Y.M. 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 La Côte d'Ivoire). Ph.D. Thesis, Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa, Côte d'Ivoire, 2021.



Elaboration of a hydrogeological conceptual model by application of electrical resistivity tomography: Case of the Lobo catchment (Centre-Western Côte d'Ivoire)

Kouadio Kouamé Jean Olivier^{a,b,*}, Mangoua Oi Mangoua Jules^a,
Sombo Abé Parfait^a, Paran Frédéric^b, Dibi Brou^a, Graillot Didier^b

^a Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement, Université Jean Lorougnon Guedé, BP 150 Daloa, Côte d'Ivoire

^b UMR 5600, École Supérieure des Mines de Saint-Étienne, 158 cours Fauriel, 42023 Saint-Étienne, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 29 September 2021

Revised 18 March 2022

Accepted 27 May 2022

Editor DR B Gyampoh

Keywords:

Fractured aquifer

Lobo catchment

Climate change

Saprolite

Electrical resistivity tomography

ABSTRACT

Drinking water supply in the Lobo catchment is based mainly on surface water. In recent years, the adverse effects of climate change and strong population growth have led to increasing uncertainty about the availability of surface water and growing interest in groundwater in this region. Therefore, to ensure sustainable management of this resource, it is necessary to characterise and understand this groundwater system. This characterization requires knowledge of the geometry and structure of this aquifer system, which is a prerequisite for ensuring future water supply from groundwater resources. This aquifer system, which is the subject of this study, has never been the subject of a study aimed at characterising it and getting to know it better. This study aims to improve the knowledge of this aquifer system by elaborating the geometry of this aquifer system through the study of drilling data and electrical resistivity tomography (ERT). The results show that weathering of the granitic rocks in the Lobo catchment leads to the development of composite aquifers at two levels: a shallow saprolite aquifer overlies in places by a thick layer of ferruginous crust, and a deeper and very thick fractured aquifer. This shallow weathering aquifer, fed directly by precipitation, is tapped by conventional large diameter wells that are generally not immune to seasonal fluctuations. For sustainable management of this resource, an assessment of its recharge should be undertaken in addition to this study of the geometry of this aquifer system. The results of this study of the geometry of the Lobo catchment aquifer system improved the understanding of this aquifer system and will assist in groundwater exploration in this area.

© 2022 The Author(s). Published by Elsevier B.V. on behalf of African Institute of Mathematical Sciences / Next Einstein Initiative.

This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Introduction

Water is an essential element, indispensable for life, for natural ecosystems and an undeniable socio-economic asset [1]. It is source of life and the most important factor in achieving sustainable development. However, in developing countries

* Correspondence author.

E-mail address: olivierkouame05@gmail.com (K.K.J. Olivier).

such as Côte d'Ivoire, access to this resource is not always guaranteed due to the negative impact of climate change [2]. In Côte d'Ivoire, the bedrock is 97.5% crystalline rock. Therefore, the drinking water supply of large cities is generally provided by large surface water bodies. Due to their low productivity, groundwater from these crystalline bedrock aquifers is generally used to meet the water needs of the rural population [3,4]. However, in the context of the climate change negative impacts, these geographically well distributed aquifers [5] have been used in recent years as an alternative source of water in several major cities in Côte d'Ivoire.

Daloa, the third largest city in Côte d'Ivoire and the economic center of the Lobo catchment area, has experienced problems with access to drinking water. Indeed, the reservoirs built at Lobo River for supplying drinking water to the major cities, is subject to numerous anthropogenic pressures. For example, Vavoua, the second largest city in the area, has abandoned its water reservoir at Lobo River due to advanced eutrophication and has turned to groundwater resources [6]. Therefore, the drinking water supply for the population in this area is currently provided by several drillings. To compensate for the recurrent water supply problems in Daloa, the authorities are considering using groundwater as an alternative source to improve the drinking water supply in this town and its surroundings. For sustainable management of this resource and to improve the success rate of drilling in the area, a detailed knowledge and understanding of groundwater dynamics and key hydrogeological processes is required [7,8] have shown that the main cause of drilling failure in crystalline rocks is weak understanding of the aquifer system. According to [9], the hydrogeology of bedrock aquifers is highly dependent on the overall evolution of weathering, its depth and spatial distribution. The thickness and lateral extent of the weathered zone that control the storage capacity of this aquifer system and the yield of wells in this zone depend mainly on the available saturated thickness. In weathered zones, where the original texture of the source rock is completely destroyed, and which generally have low porosity, the yield of these aquifers is low. However, the presence of fractured zones enhances the storage and flow of groundwater, generally received through the overlying weathered zone. In these areas, fractures and vertical joints immediately beneath the weathered zone generally convey water to a deeper fracture network that controls the movement and direction of groundwater flow [10].

However, no studies have been conducted in Lobo catchment to characterise this aquifer system and understand the various hydrogeologic processes. Basic information such as the geometry of the underlying aquifer is required for planning sustainable groundwater management strategies in the Lobo catchment [11]. In this regard, geophysical surveys such as electrical resistivity tomography (ERT) and information from drilling logs in the area, may be important [12,13]. Electrical resistivity tomography (ERT) is an effective tool for studying the hydrogeological properties of the subsurface [14]. This technique is not only provides the geological structure but, in addition, it can reveal information about possible groundwater occurrence. The applications of this technique, which has been used for many years, have increased due to advances in data acquisition techniques, and computer technology for their processing [14]. Therefore, it has become more accurate and efficient to map the complex and small-scale geological features [15]. Geophysics, especially electrical resistivity tomography (ERT), is a highly recommended tool for groundwater prospecting in crystalline bedrock [16]. This technique can be used to determine the exact location of geological discontinuities with greater accuracy and locate areas of high hydrogeological interest [16,17]. In addition, this technique can be successfully used to characterise areas of weathered rocks, as a pronounced contrast can be clearly observed when fresh rocks are reached [14]. In the Lobo catchment, this technique has never been used to characterise this aquifer system.

The objective of this work is to use electrical resistivity tomography (ERT) data to characterise the geometry of the aquifer in this area and validate this geometry using drilling data. The geometry of this aquifer system to be characterise can contribute to the creation of a conceptual model that can be used to develop a sustainable management plan for this resource.

Study area

Lobo catchment area is located in central-western Côte d'Ivoire, between 6°05' and 6°55' west longitude and between 6°02' and 7°55' north latitude. This area is bordered by the regions of upper Sassandra, of which Daloa is the regional capital, and part of Worodougou (Séguéla). The catchment area has a surface area of 7,000 km². It is drained by the Lobo River and its main right tributary, the Dé. The average rainfall during 1971-2016 is about 1,330 mm/year and the average temperature is 25°C. The population is estimated at about 1 million inhabitants, with an annual growth rate of 3.1% [18] of which 49% live in the department of Daloa. The drinking water supply for the population of the catchment is provided by both surface water and groundwater. The geological formations of the Lobo basin belong mainly to the Precambrian basement and are divided into two main groups: igneous rocks, which consist mainly of granite, and metamorphic rocks, which consist of shale. Granitic rocks cover about 95% of the area [19] (Fig. 1).

Material and methods

The sites investigated in this study were selected after preparatory work. As a first step, a campaign to collect drilling logs was organized and an interpretation of aerial photographs of the area was made. Then, field visits were organized to get an idea of the geomorphology, weathering profile at the outcrops in the area and the condition of the existing boreholes. Finally, 1D electrical surveys were carried out and an analysis of these results was undertaken to select points for ERT surveys.

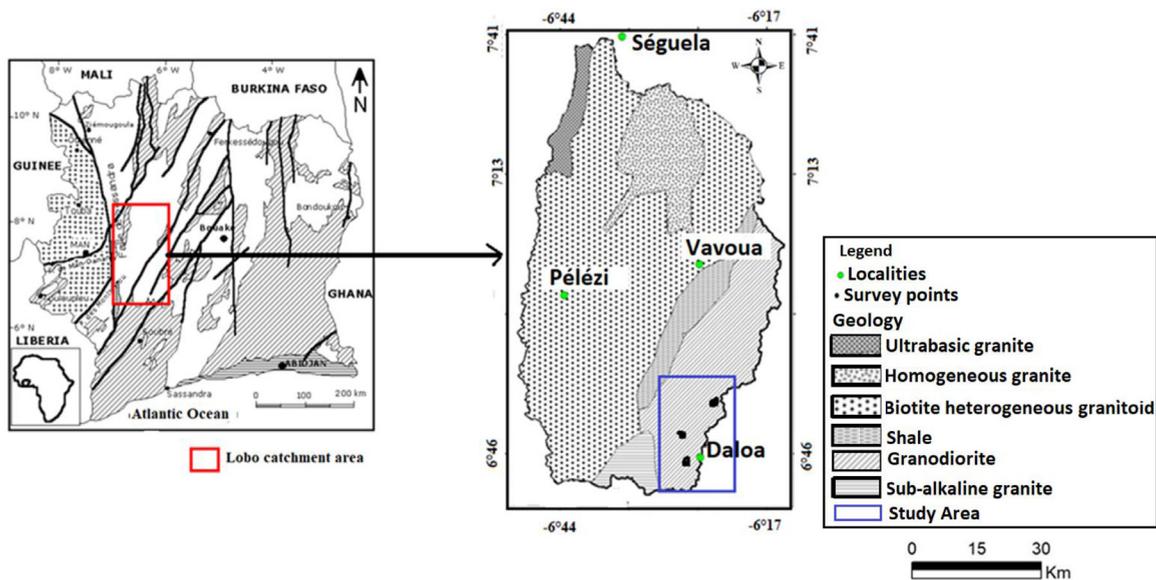


Fig. 1. Geological formations of the Lobo catchment.

Drilling data were collected by the Territorial Directorate of Human Hydraulics (DHH) based in Daloa (capital of the region upper Sassandra). These data were obtained from the analysis of 315 villages and urban files. Of the 315 drillings data sheets that existed prior to this study, only 159 boreholes have complete data. As a result of the study, 16 new wells were drilled and their data sheets were also used to improve our analyses. A total of 159 drillings data sheets were used in this study (Fig. 2).

The methodological approach used in this study consisted first of analysis of the lithologies and cuttings, to determine the nature and thickness of the different layers of the weathering profile and the lithology of the parent rock. Then, vertical electrical soundings (VES) were carried to determine the different electrical resistivities of the main geological formations. Finally, 2D electrical resistivity tomography (ERT) sections were determined and geologically classified based on the corresponding layers of the weathering profile derived from the electrical logs.

The elaboration of the structure of the weathered zone was based initially on the interpretation of 159 logs from old boreholes and secondly on the interpretation of the electrical logs recorded in the 16 new unequipped drillings. The interpretation of these lithologies was improved by the use of additional drilling data (drilling rate and change of drilling tools) and outcrop observation. Drill cuttings were examined to assess the nature and geometry of the various components of the weathering profiles corresponding to the geological formations in the catchment.

Electrical resistivity methods are used as described in [20]. These methods consist of injecting a direct current into the soil with electrodes A and B and measuring the difference in electrical potential between the other two electrodes M and N. In this study, Schlumberger array configuration was used for the vertical electrical soundings (VES), with a maximum electrode spacing ($AB/2$) 200 m. All measurements were made with SYSCAL Pro. The location of the VES was based on the information available from the drillings logs of the different sites surveyed [21]. This is to quantify the thickness and resistivity of different layers of this aquifer system. The values of apparent resistivity (ρ_a) obtained from the survey are estimated as follows (Eq. 1) [20]:

$$\rho_a = \pi \frac{[(AB/2)^2 - (MN/2)^2] V}{MN I} \quad (1)$$

Where:

ρ_a : the apparent resistivity in $\Omega.m$,

V: the difference of potential in volts (V) measured between the potential electrodes,

I: the applied current strength in ampere (A).

AB: the distance between current electrodes in meters (m),

MN: the distance between potential electrodes in meters (m).

The interpretation of sounding data is done with the software IPI2Win.

Wenner, Schlumberger, pole-pole, dipole-dipole and pole-dipole arrays are the most commonly used for 2D resistivity measurement. In this study, the pole-dipole arrays has been used for differentiating complex geological structures [22]. The pole-dipole array was used because it has much higher signal strength to obtain high resolution of 2D ERT data, as well as higher vertical sensitivity and great depth of investigation [23]. The multi-electrode resistivity technique uses multi-core cables (SYSCAL-Pro from Iris instrument) with as many conductors as electrodes plugged into the ground at fixed spacing.

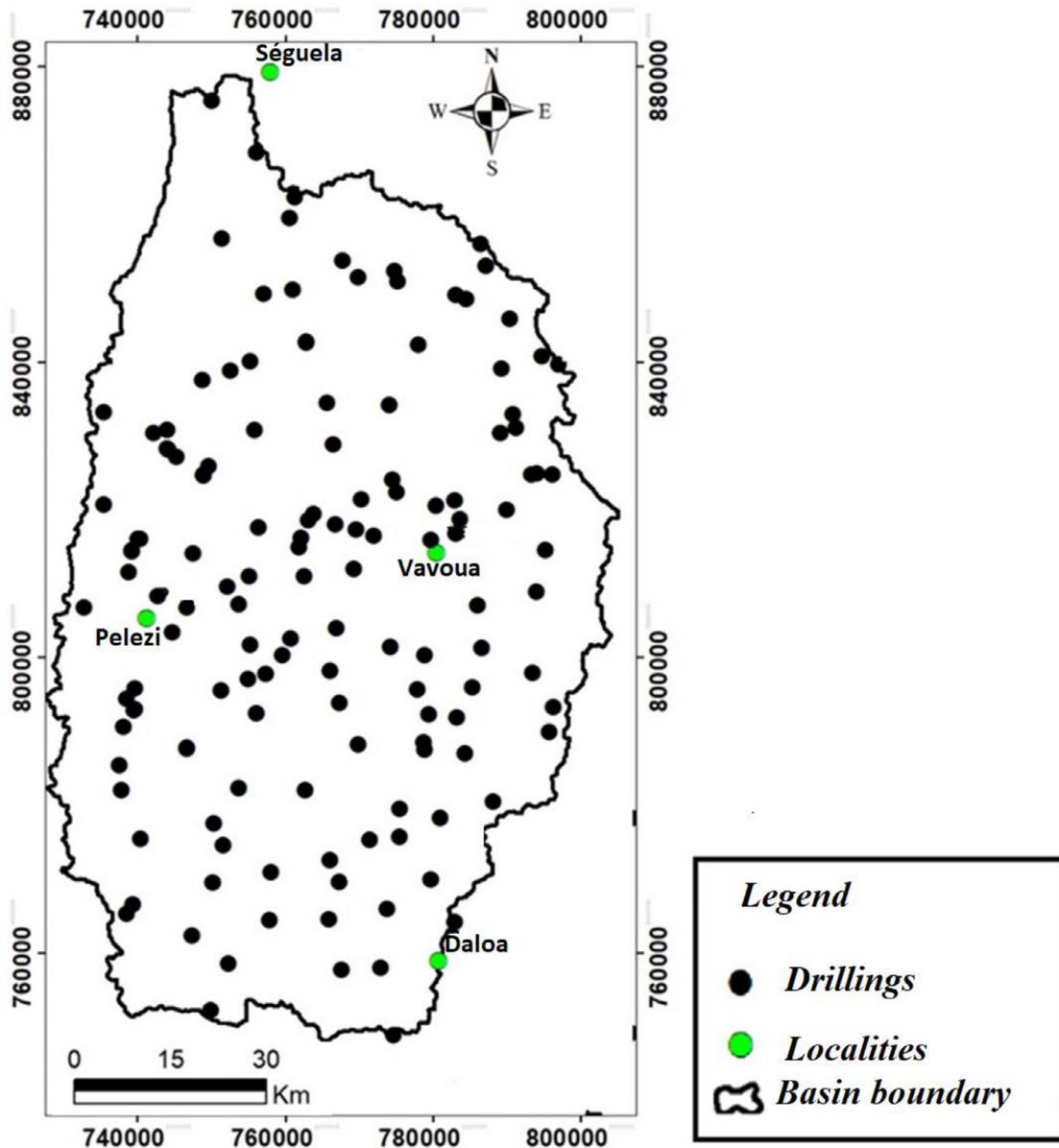


Fig. 2. Drillings location of the Lobo catchment.

The SYSCAL-Pro was coupled with two (2) or four (4) electrical cables depending on the depth of interest. In this study, two sets of profile lengths (240 m and 480 m) were applied depending on the availability of lateral space for deployment of the required cable length. For a 240 m profile investigation, two (2) cables of length 120 with minimum takeout separation of 2.5 m were connected on either side of the SYSCAL-Pro along a chosen direction. On the other hand, for a 480 m traverse investigation, four (4) cables each of length 120 m with minimum electrode takeout of 5 m were connected on the flip side of the resistivity meter. A total of 96 electrodes were used with an electrode at infinity (1 km). This configuration was chosen for the study to increase the depth of the cross-sections [24]. Fig. 3 shows the different sites surveyed. RES2DINV software [25] was used to invert the apparent resistivity values into a resistivity model section. The least-squares fitting technique [26] was used to obtain the best fit for the resistivity model. A series of iterations were performed until the difference between the model response and the measured data was minimal. This difference is quantified in terms of a root mean squared error value (RMS) (Eq. 2).

$$RMS = \sqrt{\frac{\left(\sum_{i=1}^n (x_{data,i} - x_{model,i})^2\right)}{\frac{x_{data,i}}{N}}} \quad (2)$$

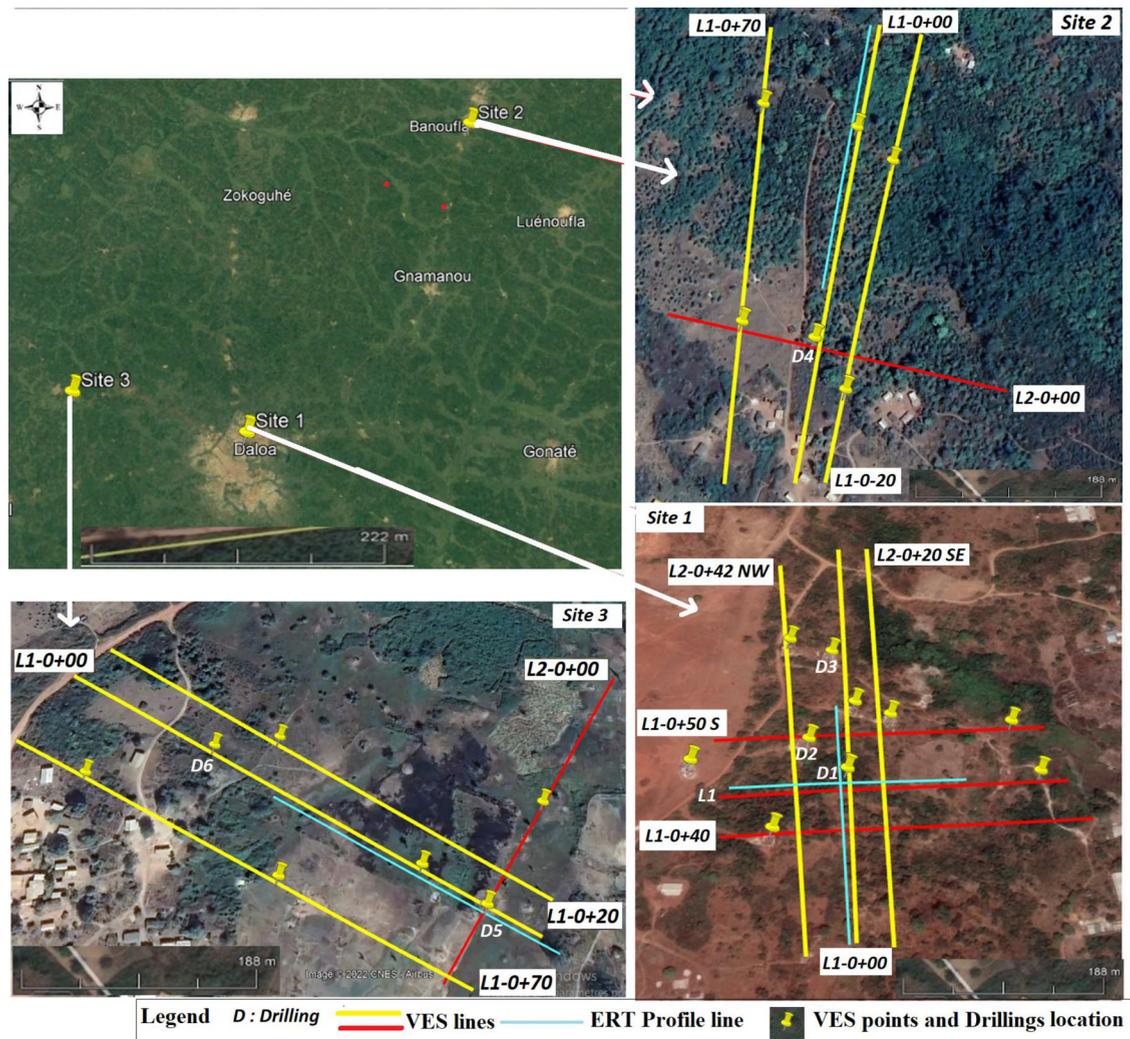


Fig. 3. View of the different surveyed sites with some VES points, drillings and ERT profile lines.

where N represents the total number of measurements,

x_{data} : field data,

x_{model} : simulated data

However, as it has been shown that low values of RMS do not guarantee that the model provides an accurate representation of the subsurface [27], it is still important to refer to lithologs when calibrating geophysical data. The geophysical models obtained by inversion were clustered according to the resistivity ranges [28] corresponding to the saprolite, fractured and fresh rock layers determined from the electrical resistivity logs.

Results

Lithostratigraphic description

The analysis of the 159 lithologs shows that the weathering profile of the Lobo catchment corresponds to a classical horizontal structuring. The analysis of these different sections revealed a general heterogeneity between the different profiles. However, four different horizons can be deduced from these profiles. Thus, the topsoil is the identified surface horizon, its thickness varies from 0 to 1.5 m and can be up to 2.5 m. It is usually located above the saprolite layer. The lithological structure of our study area, from top to bottom, is as follows:

- ✓ **The ferrous crust:** ferruginous in its upper part and clayey in its lower part. It is not always visible at the outcrop, but has a thickness that varies between 4 and 5 m and can be up to 10 m. It covers the saprolite layer. When this layer is exposed, it reduces the penetration of water into the ground.

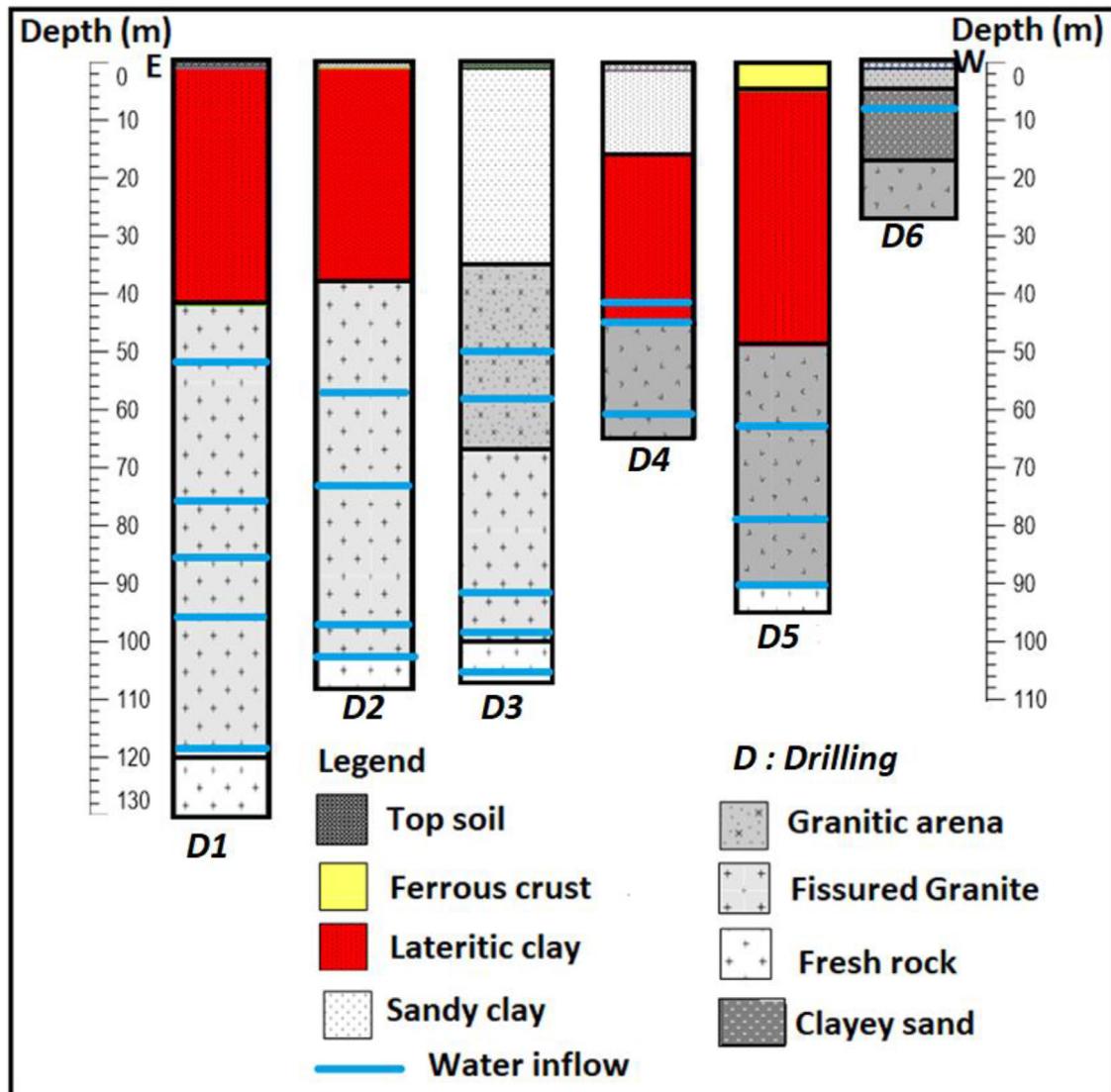


Fig. 4. Weathering profiles on granite in the Lobo catchment. The height of the ferruginous crust is about 4 m.

- ✓ **The Saprolite layer:** it can be divided into two sublayers. The alloterite sublayer (rich in clay) and the isalterite sublayer (rich in sand). The average thickness of the saprolite is 35 m and varies from 18 to 58 m in depth. The alloterite layer has an average thickness of 21 m, but can reach 40 m. It is generally composed of lateritic clay with some sand grains, but the fresh rock is not evident in this layer. The isalterite layer has an average thickness of about 10 m, but can reach 28 m. It generally consists of fine and coarse sand; clayey sand and sometimes highly weathered granite.
- ✓ **The Fissured layer:** it lies between the fresh rock and the isalterite sublayer and in which most of the water inflow is observed. This layer is characterised by cuttings containing both weathered and fresh rock elements. The thickness of this fracture layer generally ranges from 25 to 80 m with an average of about 65 m. In the Lobo River catchment, this layer consists mainly of slightly weathered granite (Fig. 4).
- ✓ **The Fresh rock:** located underneath the weathering profile, this layer may be visible at the outcrop. It is permeable only where deep fractures are present. Even when these fractures are as permeable as the fractures of the fissured layer, their density is less at depth and laterally. It is generally composed of granitoids. Although this structure is typical of granitic rocks, there are sometimes marked differences in thickness depending on the topography.

Interpretation of electrical resistivity logs

Vertical electrical soundings (VES) carried out over the study area with a distance ($AB/2 = 200$ m) show a variation of electrical resistivity with depth (Fig. 5). These vertical electrical surveys allowed us to identify 2 or 4 geoelectrical layers

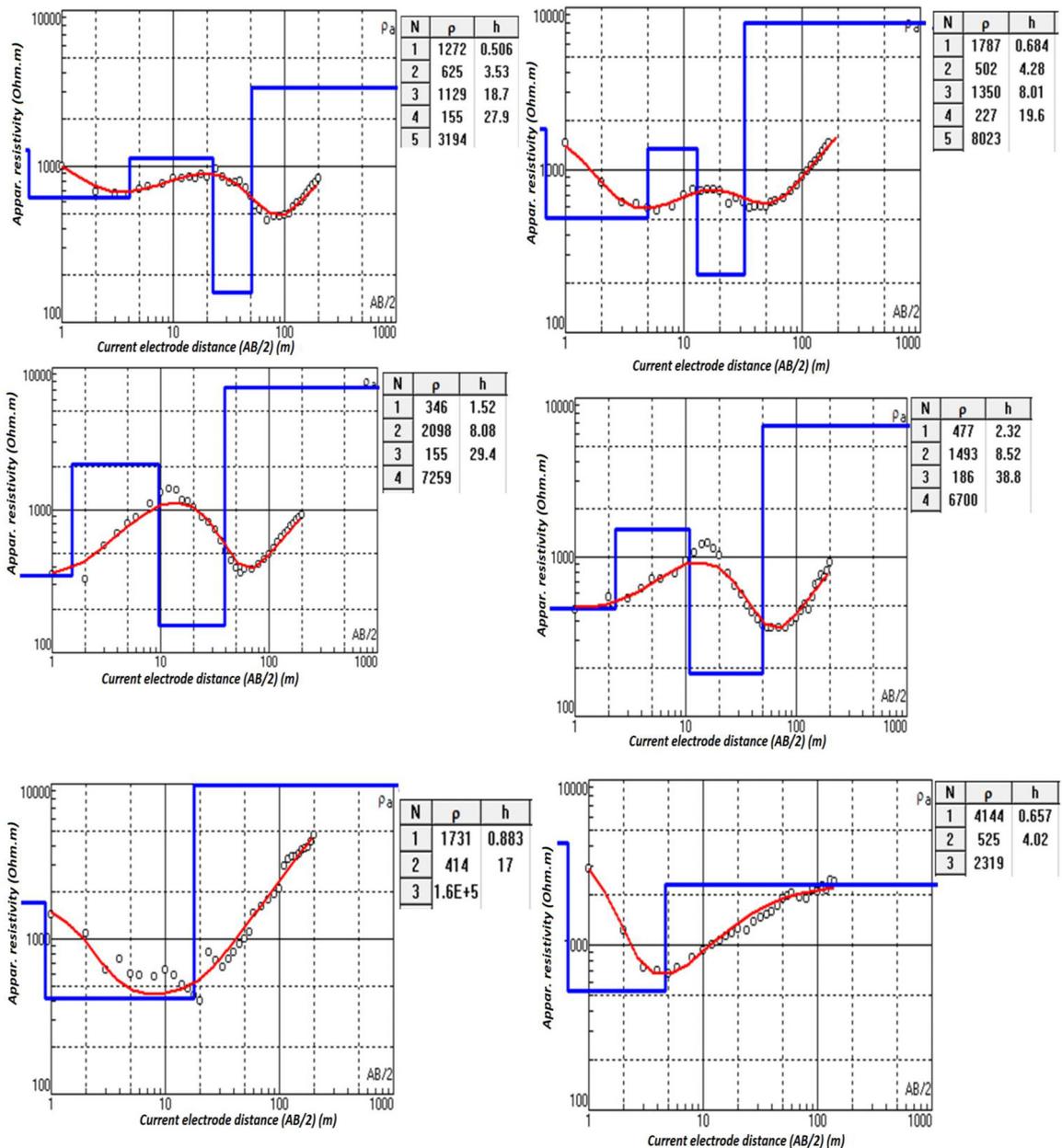


Fig. 5. Some vertical electrical soundings curves carried in the study area.

with different resistivities. It consists mainly of the topsoil up to 2 m thick, with a resistivity varying between 49.6 and 1787 Ω.m and a layer of ferrous crust 14.4 m thick with a resistivity up to 4144 Ω.m. The lateritic-clay layer with a thickness of up to 50 m and a resistivity that varies between 58.8 and 970 Ω.m and the fresh rock with resistivity that can reach 100,000 Ω.m (Table 1).

These vertical electrical sounding curves also show that the resistivity can vary within the different layers. These different variations in resistivity within the same layer indicate the heterogeneity of the layer. It can also be seen in Fig. 6 that the transition from one layer to another is characterised by a gradual change in resistivity, indicating that there is no abrupt change in facies along the weathering profile. This is particularly evident between the fractured layer and the fresh rock (Fig. 6). Thus, this makes it difficult to identify the boundary between these two layers. All these observations do not allow us to determine with certainty the geometric boundary between the successive layers of the weathering profile.

Table 1
Summary of interpretation of results of vertical electrical soundings (VES).

VES n°	Layer thickness (m)				Layer resistivity (Ωm)				
	H1	H2	H3	H4	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5
1	1.5	4.3	27.4	-	538	3902	218	2813	-
2	0.7	4.3	8	19.6	1787	502	1350	227	8023
3	0.6	3.5	18.7	27.9	1272	625	1129	155	3194
4	0.3	7.1	6.5	19.9	841	133	1450	104	81493
5	1.5	8.1	29.4	-	346	2098	155	7259	-
6	2.3	8.5	50.1	-	477	1493	186	6700	-
7	1.6	8.4	31.4	-	905	2273	186	6974	-
8	2	6	28	-	467	1787	138	96079	-
9	1	17	-	-	1731	414	1.6*10⁵	-	-
10	2	3.3	38.7	-	528	1248	170	33626	-
11	0.6	4	-	-	4414	525	2319	-	-
12	1.3	8.4	25.8	-	1136	1504	123	3981	-
13	2.1	14.1	32.5	-	65.8	697	143	1020	-
14	1	18.8	26.1	-	155	818	183	1749	-
15	0.8	8.3	23.7	-	185	2394	203	2936	-
16	0.8	17.4	30.4	-	49.6	1041	138	5174	-
17	2	25.8	17.4	-	75	856	58.8	1022	-
18	1.1	26.2	26.1	-	83.6	956	95.6	1169	-
19	1.1	18.4	31.7	-	65.2	1204	59.5	946	-
20	1.1	20.1	29.9	-	237	970	86.1	2413	-
21	0.4	14.8	21.4	-	123	1685	133	5666	-
22	1.6	13.6	26.9	-	117	1000	253	1425	-
23	0.3	14.4	34.9	-	120	2006	194	1585	-
24	1.5	9.78	34.5	-	582	2776	458	4580	-
25	0.9	17.1	31.1	-	386	852	216	690	-
26	0.3	12.7	31.9	-	207	1614	179	1752	-
27	1.9	10.5	26.6	-	527	3008	127	2890	-
28	0.7	10.9	26.6	-	234	2987	152	3069	-
29	1.3	11.4	35.9	-	631	1898	256	1128	-
30	1.7	7.5	37.5	-	726	3530	202	1523	-

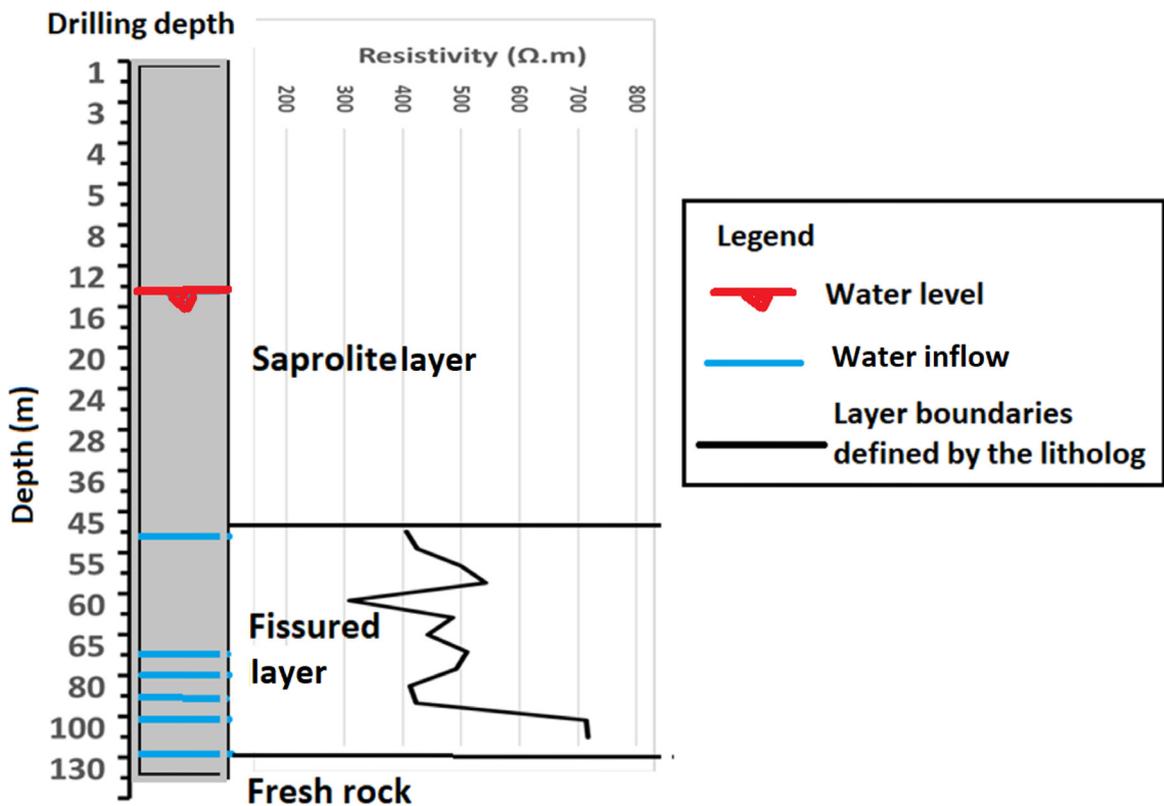


Fig. 6. Variation of electrical resistivity with depth at site 1, drilling.

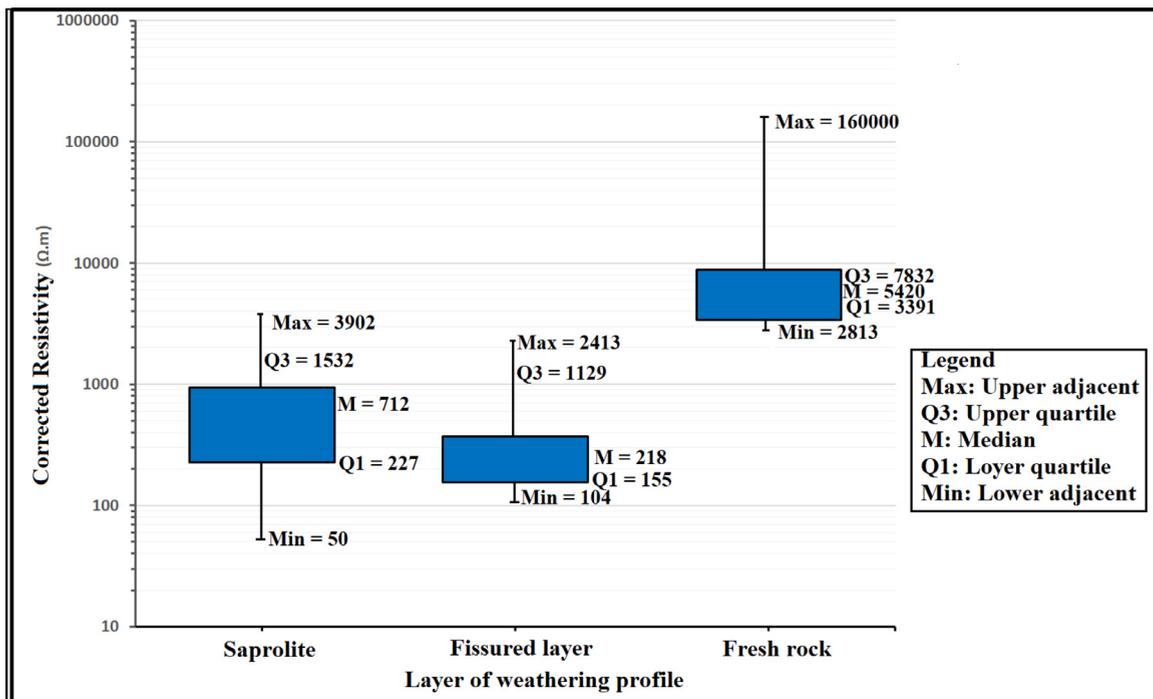


Fig. 7. Grouping resistivities according to the layers of the weathering profile.

Statistical analysis

Statistical analysis of all the borehole data and the various vertical electrical soundings shows that the median values of electrical resistivity for the "saprolite" layer, the "fissured" layer and the "fresh rock" are 712, 218 and 5420 $\Omega.m$, respectively (Fig. 7). Plotting the lower and upper quartiles of resistivity for each layer allows the three main layers of the medium to be distinguished. The lower and higher quartiles 155 $\Omega.m$ and 1129 $\Omega.m$, calculated with the VES data, characterise the base of the weathering layer and the fissured layer, respectively. These values were then used to define the boundaries between the three layers: for the 'saprolite', 'fissured' and 'Fresh rock' layers, the following ranges of electrical resistivities were selected: [0 to 155 $\Omega.m$], [155 to 1129 $\Omega.m$] and [1129 to 100,000 $\Omega.m$]. A resistivity threshold of 50 $\Omega.m$ was also used to distinguish the most conductive parts of the saprolite. These ranges of resistivities, thus defined, allowed us to propose a geological interpretation for the 2D resistivities measured in our area.

Geophysical interpretation of ERT data

Fig. 8 below shows inverted data representing the profile of this region. High resistivity values with yellow to red colours and low resistivity values with blue and green colours are observed in all profiles. These blue and green colours which are found in all profiles indicate the presence of conductive materials while the others (yellow, orange and red) indicate the presence of resistant materials.

The results of the data inversion show that the highly conductive regions have resistivity values between [50-1129 $\Omega.m$]. These areas may correspond to the saprolite or fissured layer. The resistivity of these zones can in places be lower than 50 $\Omega.m$. These highly conductive areas show a trend of increasing resistivity values with depth. At great depth, resistivity values can sometimes exceed 100,000 $\Omega.m$. These zones correspond to fresh rock.

Hydrogeological interpretation of ERT data

Geologic interpretation of electrical resistivity tomography ERT data has used lithologic information from boreholes in the vicinity of the profile. These profiles generally consist of three layers, sometimes overlain by a thick layer of iron crust, ferruginous in the upper part and clayey in the lower part. From top to bottom we have a layer of saprolite, the thickness of which varies from 21 to 55 m, with an average of 38 m and a resistivity of below 155 $\Omega.m$. This layer is clayey and overlain in places by a thick layer of ferrous crust, about 5 m thick. The fissured layer, ranging in thickness from 35 to 83 m with an average of 68 m and has a resistivity generally ranging from 155 to 1129 $\Omega.m$. In our area, it consists mainly of slightly weathered granite. The underlying fresh rock (beneath the first two layers) is generally at a depth between 93 and 108 m, but in some cases, it can upwell a depth of 13 m or even outcrop. This hydrogeological conceptual model allows us to

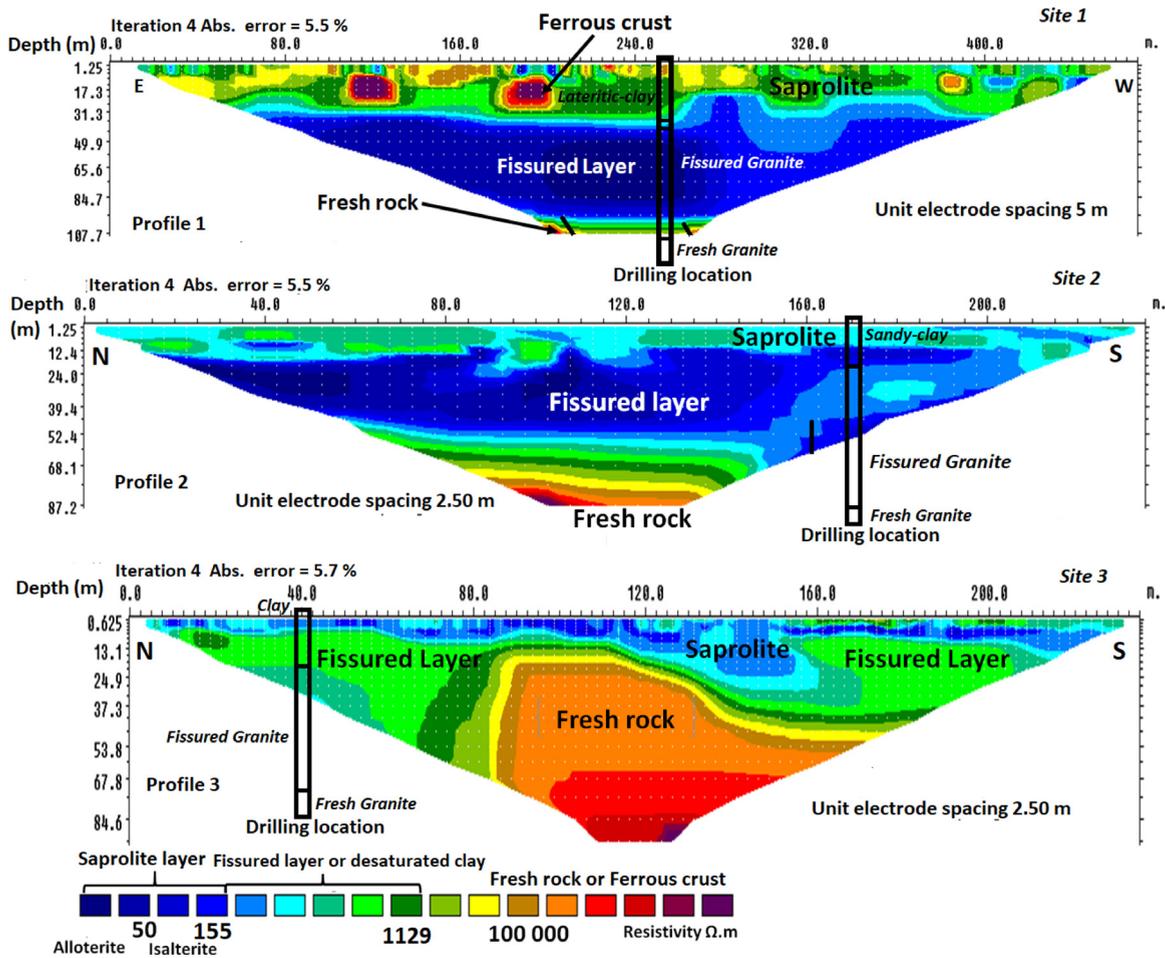


Fig. 8. Classification of interpreted resistivities from the profiles.

understand the hydrodynamic function of this aquifer system. Indeed, the presence of ferrous crust in this area could favour the runoff of rainwater towards topographically low points, thus representing preferential groundwater recharge zones. As for the fractured zone, its productivity depends on its thickness and the density of the fracturing (Fig. 9).

Discussion

Interpretation of the geophysical profiles conducted to map the geometry of aquifer system required knowledge of the general geology of the area. Therefore, several drilling logs were used. This combination of geophysical methods and drilling logs was very useful in mapping the geometry of the aquifers in our area. The weathering profile proposed in this study shows top-down structuring into four main distinct layers as proposed by [29,30,13,4]:

The **ferrous crust layer** may be absent, but when present, its average thickness is about 5 m. This layer is ferruginous in the study area. When it is protected from erosion and heavy rainfall recharged, the ferrous crust can give rise to small perched aquifers with locally some springs [30,4]. In this area, the resistivity of the ferrous crust is generally above 4000 Ω.m.

The saprolite layer, this layer originates from the decomposition of the source rock and generally consists of two sub-units, the clay-rich alloterite layer and the sand-rich isalterite layer. With an average thickness of about 37 m, generally rich in clay, it can be up to 55 m thick in places. This layer forms the first level of our composite aquifer. It contains the water table, generally tapped by traditional wells. This saturated layer ensures the capacitive function of the composite aquifer. Due to its low hydraulic conductivity and high porosity [31,32], it is not sustainable. In our area, this layer is largely saturated as the piezometric level is generally 10 m below ground level. This saturated layer could play an important role in recharging deeper aquifers. The resistivity of the clay-dominated saprolite is below 50 Ω.m. The underlying isalterite zone has generally a resistivity from 50 to 155 Ω.m what is higher than the clay layer ones. This geoelectrical description of the saprolite layer is consistent with that proposed by [12,13].

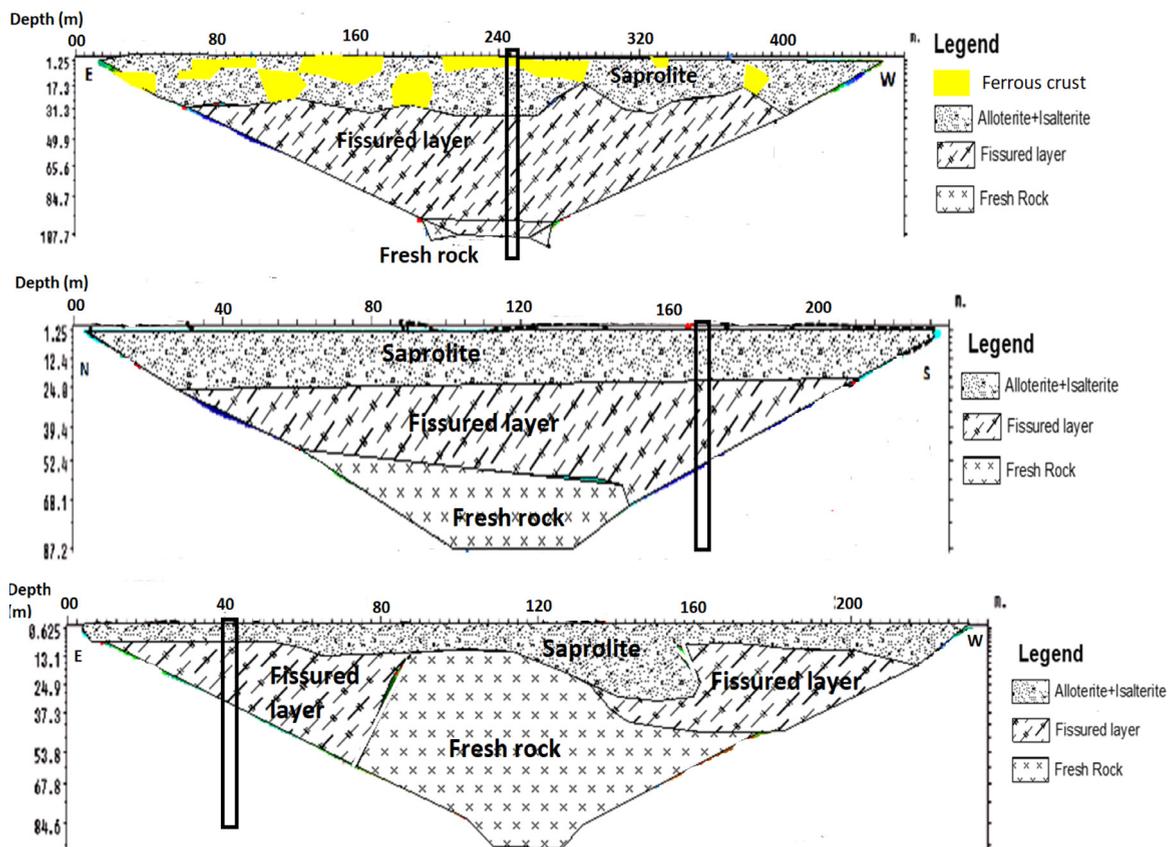


Fig. 9. Geological model of the completed profiles.

Beneath the saprolite layer, the **fissured** layer, is also called saprock by some authors [33]. This layer is characterized by a very intense fracturing in the first few meters (14.4 m). Its thickness varies from 25 to 63 m and can reach 83 m in places, with water inflow at 118 m. In places where the saprolite has not been eroded, the thickness of the fissured layer is about twice that of the saprolite and can exceed 100 m thick [34,35,36]. The resistivity of the fissured layer ranges from 155 to 1129 $\Omega \cdot m$ and can be less than 155 $\Omega \cdot m$ in places if it is thick enough. It is the main aquifer in our study zone. For future drilling with high yield, these fractured zones with low resistivity should be searched the most. This description of the proposed fissured layer for the Lobo catchment composite aquifer is consistent with that proposed by [12,16]. Beyond 105 m depth, there is a progressive decrease in the occurrence of water-bearing horizons until 130 m depth where no water-bearing horizon is observed. This progressive decrease in the occurrence of water-bearing horizons with depth, implying an increase in resistivity, shows a decrease in fracture density with depth [37,31]. These results, based on from the geometry and geological structure of the saprolite layer and the fissured layer, allow us to fix the depth in our area at no more than 130 m. Beyond this depth, high electrical resistivity values are observed, which make fresh rock appear.

The fresh rock is permeable only where "deep fractures are present. Although these fractures are as permeable as fractures in the fissured zone, their density is literally lower with depth [38]. This zone sometimes has resistivity greater than 100,000 $\Omega \cdot m$, which characterizes the underlying fresh rock. For water resources studies in the Lobo catchment, the bedrock is considered impermeable with negligible storativity [37]. The weathering profile of the Lobo catchment has not been previously characterized geologically, hydrogeologically or geophysically. However, this weathering profile highlighted in this study is similar in structure but different in geometry from that developed by [13] in similar formations in Burkina Faso and by [29] in eastern Côte d'Ivoire. In general, resistivity values obtained with ERT techniques and logs of new drillings realized after this study showed good agreement with some differences. As a result of this study, 16 boreholes were realized. The success rate of these boreholes is 69%, i.e., 11 out of 16 wells realized. Boreholes declared as negative are those with a yield ($Q \leq 6 \text{ m}^3/\text{h}$). The depth of these boreholes varies from 93 to 130 m with an average of 110 m. The average yield of these boreholes is $15.18 \text{ m}^3/\text{h}$ with a maximum flow rate of $22 \text{ m}^3/\text{h}$. Hydraulic investigations carried out in the zone prior to this study, without precise knowledge of the geometry of the underlying aquifer system, have given less satisfactory results. In fact, the average depth of the realized old drillings is 63 m with an average yield of $4.4 \text{ m}^3/\text{h}$. This difference could be explained by the lack of knowledge of the geometry of this aquifer system and the hydraulic role of the deep fractures at the time these wells were drilled. Indeed, studies carried out in Côte d'Ivoire on granitic rocks have set the maximum depth

of the boreholes at 80 m [39,40]. This lack of knowledge about the geometry of this aquifer system may help to explain the high number of negative boreholes in the study area.

Conclusions

The weathering profile of the Lobo catchment proposed in this study is similar to that proposed in the hard rock in recent years. Thus, from our various analyses, it appears that the alteration profile is a standard one with four main layers: the iron crust, the alteration layer composed of isalerite and alloterite, the fissured layer and the fresh rock. The ferrous crust averages 5 m thick, the saprolite layer is 37 m thick and the fissured layer is 68 m thick but can reach 83 m. In the Lobo catchment, the thicker fissured horizons should be the preferred sites for productive drilling. In general, from 37 m depth, areas with resistivities from 155 to 1129 $\Omega\cdot\text{m}$ should be preferred targets for future drilling. These results allow us to estimate the optimal drilling depth in this area, i.e., the depth beyond which drilling is not necessary, as the probability of having significant flows decreases. In this study, through analysis of ERT and borehole data, a depth of no more than 130 m was suggested to penetrate as far as possible into the saprolite and fissured layer. The resistivity values obtained in this study will be used as a guide for future investigations. This study provided information on the geometry of the aquifer system in this area. The boreholes drilled following this study, which validated this geometry, have a success rate of about 70% with an average yield of 15.18 m^3/h , which is 4 times higher than the values obtained in previous studies. These results are therefore interesting for the planning and management of groundwater in our area and for the evaluation of the financial costs of hydraulic campaigns (depth of wells to be realized) including preliminary geophysical surveys, which can also be accurately sized. This study was carried out mainly on granitic rocks that cover about 90% of our area. However, similar studies need to be conducted on shale formations to elaborate a typical alteration profile of all the geologic formations in the aquifer system underlying our study. More powerful geophysical methods with even longer cables will have to be used to explore this aquifer system at great depth. An estimate of groundwater recharge should be made to improve the sustainable management of this resource.

Funding

EPEAEP_Daloo project is funded by the Education and Research Ministry of Côte d'Ivoire, as part of the Debt Reduction-Development Contracts (C2Ds) managed by IRD ».

Declaration of Competing Interest

The authors declare no conflicts of interest.

Acknowledgments

We would like to thank all those people who helped us in the practical phase of this study. The effort of all the reviewers of this article is greatly acknowledged.

References

- [1] M.T. Youan, T. Lasm, J.P. Jourda, K.F. Kouamé, M. Razack, Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire Landsat-7 ETM+ et analyse des réseaux de fractures du socle précambrien de la région de Bondoukou (nord-est de la Côte d'Ivoire), *Téledétection* 8 (2) (2008) 119–135.
- [2] B. Koffi, M. Sanchez, Z.A.Kouadio K.L.Kouassi, K.H. Kouassi, A.B. Yao, Evaluation of the impacts of climate change and land-use dynamics on water resources: the case of the Lobo River watershed: Central-Western Côte d'Ivoire, *EGU General Assembly 2021 Author(s) 2021*, EGU21: Gather Online (2021) 19–30 April 2021, doi:10.5194/egusphere-egu21-506.
- [3] L. Maurice, R.G. Taylor, C. Tindimugaya, A.M. MacDonald, P. Johnson, A. Kaponda, H.Sanga M.Owor, H.C. Bonsor, W.G. Darling, D. Gooddy, Characteristics of high-intensity groundwater abstractions from weathered crystalline bedrock aquifers in East Africa, *Hydrogeol. J.* 27 (2018) 459, doi:10.1007/s10040-018-1836-9.
- [4] P. Lachassagne, B. Dewandel, R. Wyns, Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources, *Hydrogeol. J.* (2021) 1–34, doi:10.1007/s10040-021-02339-7.
- [5] P. Lachassagne, R. Wyns, B. Dewandel, The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes, *Terra Nova* 23 (3) (2011) 145–161, doi:10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x.
- [6] Y.M. Kamenan, in: *Elaboration d'un Modèle de Protection des Eaux Souterraines en Zone de Socle*, Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa (Côte d'Ivoire), 2021, p. 170.
- [7] A. Duran, *Agua Subterráneas: Investigación aplicada en el abanico aluvial de la cuenca del río Sichez (Groundwater: Applied research in the alluvial fan of the Sichez River watershed)*, Programa PIAACC, Talleres Gráficos Kipus, Cochabamba, 2018.
- [8] C.H. Bakundukize, M.J. Enok, K. Martens, C.M. Van, K. Walraevens, Poor understanding of the hydrogeological structure is a main cause of hand-dug wells failure in developing countries: a case study of a Precambrian basement aquifer in Bugesera region (Burundi), *J. Afr. Earth Sci.* (121) (2016) 180–199.
- [9] S. Vassolo, C. Neukum, C. Tiberghien, M. Heckmann, K. Hahne, D. Baranyikwa, Hydrogeology of a weathered fractured aquifer system near Gitega, Burundi, *Hydrogeol. J.* (27) (2019) 625–637, doi:10.1007/s10040-018-1877-0.
- [10] C.P. Chandra, *Groundwater of hard rock aquifers of India*, Groundwater of South Asia, Springer, Hydrogeol. J. (2018), doi:10.1007/978-981-10-3889-1_5.
- [11] A.G. Amaya, J. Ortiz, A. Duran, M. Villazon, Hydrogeophysical methods and hydrogeological models: basis for groundwater sustainable management in Valle Alto (Bolivia), *Sust. Water. Resour. Manag.* (2019), doi:10.1007/s40899-018-0293-x.
- [12] P. Belle, P. Lachassagne, F. Mathieu, N. Brisset, C. Barbet, F. Bonneval, J.C. Gourry, Geological and hydrogeological interpretation of hard rock weathering profile from electrical tomography, in: U. Offerdinger, A.M. MacDonald, J.C. Comte, M.E. Young (Eds.), *Groundwater in Fractured Bedrock Environments*, Geol.Soc.Lond.Spec.Publ., 2017, doi:10.1144/SP479.7.

- [13] D.D Soro, M. Koïta, C.A Biao, E. Outoumbe, J.M. Vouillamoz, Y. Hamma, R. Guerin, 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), *J. Afri. Earth. Sci.* (129) (2017) 842–852.
- [14] Q. Gao, Y. Shang, M. Hasan, W. Jin, P. Yang, Evaluation of a weathered rock aquifer using ERT Method in South Guangdong, China. *Water*. 10 (293) (2018) 1–22, doi:10.3390/w10030293.
- [15] S.K. Sandberg, L.D. Slater, R. Versteeg, An integrated geophysical investigation of the hydrogeology of an anisotropic unconfined aquifer, *Hydrol. J.* (267) (2002) 227–243.
- [16] I.C. Alle, M. Descloitres, J.M. Vouillamoz, N. Yalo, F.M.A. Lawson, A.C. Adihou, Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: the example of Benin, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* (139) (2018) 341–353.
- [17] N.Y. Akokponhoué, N. Yalo, B.H. Akokponhoué, R. Hounoue, G. Agbahoungba, Contribution of electrical resistivity tomography and boring technique in the realization of ten (10) large boreholes in a crystalline basement rocks in the centre-west of Benin, *J. Geosce. Environ. Protec.* (7) (2019) 114–130, doi:10.4236/gep.2019.79009.
- [18] INS- Institut National de la Statistique, in: Recensement général de la population et de l'habitat de Côte d'Ivoire, Rapport de Synthèse, Volume Des Fiches Monographiques des Localités, Région du Haut-Sassandra. INS Abidjan, 2014, p. 50.
- [19] B. Tagini, in: Esquisse Structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de Géotectonique Régionale, Université de Lausanne (Suisse) Bulletin SODEMI, 1971, p. 302.
- [20] O. Massing, I. Adoum, H. Abderamane, N. Dingamnodji, Role of remote sensing and geophysics to determine potential sites for boreholes in the crystalline basement of the wadi fira region: case study of iriba, *Asian J. Sci. Technol.* 8 (12) (2017) 7073–7082.
- [21] S. Bakkali, B.J. Jaâfar, Contribution of the geoelectrical prospection applied to the data of the hydraulic resources of the anergui people (Tafraoute, Moroccan AntiAtlas), *e-Gnosis* (3) (2005) 1–12 <http://www.egnosis.udg.mx/index.php/egnosis/article/viewFile/38/37>.
- [22] D. Kumar, V. Anand, V.A. Rao, V.S. Sharma, Hydrogeological and geophysical study for deeper groundwater resource in quartzitic hard rock ridge region from 2D resistivity data, *J. Earth Syst. Sci.* (123) (2014) 531–543.
- [23] S. Szalai, A. Novak, L. Szarka, Which geoelectric array sees the deepest in a noisy environment? Depth of detectability values of multielectrode systems for various two-dimensional models, *Phys. Chem. Earth.* (36) (2011) 1398–1404.
- [24] J. Bernard, O. Leite, F. Vermeersch, Multi-Electrode Resistivity Imaging for Environmental and Mining Applications, 2006 <http://www.iris-instrument.com>.
- [25] M.H. Loke, RES2DINV, Ver. 3.50, Rapid 2-D Resistivity and IP Inversion Using the Least Square Method, 2002.
- [26] M.H. Loke, R.D. Barker, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method, *Geophys. Prospect.* (44) (1996) 131–152.
- [27] M. Descloitres, O. Ribolzi, Y.L. Troque, J.P. Thiebaut, Study of water tension differences in heterogeneous sandy soils using surface ERT, *J. Appl. Geophys.* (64) (2008) 83–98, doi:10.1016/j.jappgeo.2007.12.007.
- [28] A. Chaudhuri, M. Sekhar, M. Descloitres, Y. Godderis, L. Ruiz, J.J. Braun, Constraining complex aquifer geometry with geophysics (2D ERT and MRS measurements) for stochastic modeling of groundwater flow, *J. Appl. Geophys.* (98) (2013) 288–297, doi:10.1016/j.jappgeo.2013.09.005.
- [29] M. Koïta, H. Jourde, K.J.P. Koffi, K.S.D. Silveira, A. Biao, Characterization of weathering profile in granites and volcano sedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast), *J. Eth. Syst. Sci.* 122 (3) (2013) 841–854.
- [30] A. Bon, N.J. Ndam, M.G. Ewodo, G. Ekodeck, Hydrogeological characterization of weathered and fissured basement aquifers of the Olezoa watershed in Yaoundé, Cameroon. *Rev. sces. Eau.* 29 (2) (2016) 149–166, doi:10.7202/1036545ar.
- [31] B. Dewandel, P. Lachassagne, R. Wyns, J.C. Maréchal, N.S. Krishnamurthy, A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering, *J. Hydrol.* (330) (2006) 260–284.
- [32] N.Guihéneuf A.Boisson, J. Perrin, O. Bour, B. Dewandel, A. Dausse, M. Viossanges, S. Ahmed, J.C. Maréchal, Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers: insights from a study on an instrumented site, *Hydrogeol. J.* 23 (4) (2015) 757–773, doi:10.1007/s10040-014-1226-x.
- [33] L. Riber, H. Dypvik, R. Sorlie, Comparison of deeply buried paleogeolith profiles, Norwegian North Sea, with outcrops from southern Sweden and Georgia, USA: implications for petroleum exploration, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (471) (2017) 82–95, doi:10.1016/j.palaeo.2017.01.043.
- [34] B. Dewandel, M. Alazard, P. Lachassagne, V. Bailly-Comte, R. Couéffé, S. Grataloup, B. Ladouche, S. Lanini, J.C. Maréchal, R. Wyns, Respective roles of the weathering profile and the tectonic fractures in the structure and functioning of a crystalline thermomineral carbo-gaseous aquifer, *J. Hydrol.* (547) (2017) 690–707, doi:10.1016/j.jhydrol.2017.02.028.
- [35] R. Wyns, Weathering and lithosphere geodynamics, *Géochronique* (1) (2020) 70–80.
- [36] R. Wyns, Weathering paleoprofiles in Vosges and their applications, *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 57 (4) (2020) 13–27.
- [37] J.C. Maréchal, B. Dewandel, K. Subrahmanyak, Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water. Resc. Resch.* (40) (2004) W11508, doi:10.1029/2004WR003137.
- [38] M. Cho, K.Ha Y.Choi, P.Lachassagne W.Ke, R. Wyns, Relationship between the permeability of hard rock aquifers and their weathering, from geological and hydrogeological observations in South Korea, in: International Association of Hydrogeologists IAH Conference on Groundwater in fractured Rocks, Prague, 2003, pp. 15–19.
- [39] Y.A. N'Go, I.Savané D.L.Goné, M.M. Goble, Potentialité en eaux souterraines des aquifères fissurés de la région d'Agboville (Sud-ouest de la Côte d'Ivoire), *Caractérisation Hydro Climatique Et Physique*, *Afr. Scs* 01 (1) (2005) 127–144.
- [40] M.J. Mangoua, S. Touré, K.B.Yao B.T.Goula, J.Biémi I.Savané, Evaluation des caractéristiques des aquifères fissurés du bassin versant de la Baya ou Bâ (Est de la Côte d'Ivoire), *Rev. Ivoir. Scs. Tech.* (16) (2010) 243–259.

Résumé

RESUME

Ce travail s'inscrit dans un vaste projet (EPAEP_Daloa) qui vise à améliorer l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa et ses localités environnantes. Dans ces localités situées sur le bassin versant de Lobo (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire), l'alimentation en eau des populations est à la fois assurée par les eaux de surface et les eaux souterraines. Depuis quelques années, la retenue de la Lobo qui permet d'approvisionner une grande partie de cette population en eau potable est sujette à de nombreuses pressions anthropiques. Ces différentes pressions qui ont un impact sur la qualité et la quantité de cette ressource causent de nombreux désagréments à l'ensemble de la population de cette région. Pour pallier à ces insuffisances dans la distribution de cette ressource, cette population se tourne désormais vers les eaux souterraines qui sont jusqu'à présent très peu connues dans cette zone. Ainsi, pour protéger et optimiser l'utilisation de cette ressource à travers la réalisation de forages productifs, il paraît nécessaire d'étudier le fonctionnement hydrodynamique de cet aquifère de socle. A cette fin, la présente thèse procède d'abord à une caractérisation hydrogéologique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé à l'aide essentiellement de l'analyse des lithologies, des investigations géophysiques électriques (1D et 2D) et de la détermination des propriétés hydrodynamiques par l'interprétation des essais de pompage. Ensuite, la piézométrie et la recharge ont été caractérisées par l'analyse des chroniques de niveaux piézométriques par l'application de la méthode de la fluctuation piézométrique et par des méthodes d'analyses des hydrogrammes. Enfin, les résultats issus de ces investigations hydrogéophysiques et hydrogéologiques ont permis de réaliser un modèle numérique d'écoulement souterrain d'un sous-bassin versant de la Dé et le temps de transfert global du nitrate a été estimé dans le domaine étudié. Les résultats indiquent que le bassin versant de la Lobo est densément fracturé avec comme directions principales N0-10 (28%) ; N70-80 (13%) ; N110-120 (12%) et son profil d'altération présente de haut en bas trois couches : la saprolite, l'horizon fissuré et la roche saine. Plusieurs aquifères potentiels ont été identifiés sur les profils TRE et des points de futurs forages ont été identifiés. Les paramètres hydrodynamiques varient en fonction des formations géologiques et des différentes couches et ils sont en moyenne de $4,3 \cdot 10^{-5}$ m²/s pour la transmissivité et de $8,9 \cdot 10^{-5}$ m/s pour la conductivité hydraulique de l'aquifère. L'étude des chroniques piézométriques a mis en évidence trois principales zones de recharge à Teneforo, Monoko-zohi et Banoufla et trois axes préférentiels d'écoulement (N-S ; NE-SO et NO-SE). Les périodes de basses eaux et de hautes eaux sont pratiquement les mêmes pour tous les ouvrages, ces périodes se situent entre Février et Novembre. La recharge directe estimée varie généralement entre 57,3 et 43 mm/an et représente 4 à 6% de la pluie annuelle. La recharge moyenne annuelle estimée sur la zone varie entre 84 mm en 2019 et 66,4 mm en 2020. L'ensemble des informations hydrogéologiques a permis de faire une simulation numérique avec le logiciel Feflow qui reproduit l'écoulement observé. La recharge simulée dans le sous-bassin versant de la Dé, varie entre 21,6 et 28,5 mm en 2019 et entre 18,8 et 26,3 mm en 2020. La simulation prédictive de l'écoulement souterrain couplé avec le transport de nitrate dissous à Banoufla, a révélé qu'il faut soit 11 ans et 275 jours soit 7 ans et 265 jours en fonction des scénarios émis pour que ce polluant atteigne le premier forage.

Mots clés : bassin versant de la Lobo, Daloa, Feflow, recharge directe, simulation numérique, socle fracturé, tomographie de résistivité électrique (TRE)

ABSTRACT

This work is part of a vast project (EPAEP_Daloa) that aims to improve the drinking water supply of the commune of Daloa and its surrounding localities. In these localities located in the Lobo catchment area (central-western Côte d'Ivoire), the population's water supply is ensured by both surface water and groundwater. For some years now, the Lobo reservoir, which supplies a large part of the population with drinking water, has been subject to numerous anthropic pressures. These different pressures, which have an impact on the quality and quantity of this resource, cause many inconveniences for the entire population of this region. To compensate for these shortcomings in the distribution of this resource, the population is now turning to groundwater, which has been little known in this area until now. Thus, to protect and optimize the use of this resource through the realization of productive drillings, it seems necessary to study the hydrodynamic functioning of this basement aquifer. To this end, the present thesis proceeds first to a hydrogeological characterisation of the Lobo catchment area using mainly lithology analysis, electrical geophysical investigations (1D and 2D) and the determination of hydrodynamic properties through the interpretation of pumping tests. Then, the piezometry and recharge were characterised by the analysis of the piezometric level chronicles by the application of the piezometric fluctuation method and by hydrograph analysis methods. Finally, the results of these hydrogeophysical and hydrogeological investigations were used to realize a numerical groundwater flow model of a sub-catchment of the De and the overall transfer time of nitrate was estimated in the studied area. The results indicate that the Lobo catchment is densely fractured with the main directions N0-10 (28%); N70-80 (13%); N110-120 (12%) and its weathering profile shows three layers from top to bottom: saprolite, fissured horizon and sound rock. Several potential aquifers have been identified on the TRE profiles and points for future drilling have been identified. The hydrodynamic parameters vary according to the geological formations and the different layers and average $4.3 \cdot 10^{-5}$ m²/s for transmissivity and $8.9 \cdot 10^{-5}$ m/s for hydraulic conductivity of the aquifer. The study of the piezometric chronicles revealed three main recharge zones at Teneforo, Monoko-zohi and Banoufla and three preferential flow axes (N-S; NE-SW and NW-SE). The periods of low and high water are practically the same for all the structures, these periods being between February and November. The estimated direct recharge generally varies between 57.3 and 43 mm/year and represents 4 to 6% of the annual rainfall. The estimated average annual recharge over the area varies between 84 mm in 2019 and 66.4 mm in 2020. All the hydrogeological information was used to create a numerical simulation with the Feflow software which reproduces the observed flow. The simulated recharge in the Dé sub-catchment varies between 21.6 and 28.5 mm in 2019 and between 18.8 and 26.3 mm in 2020. The predictive simulation of groundwater flow coupled with the transport of dissolved nitrate at Banoufla, revealed that it takes either 11 years and 275 days or 7 years and 265 days depending on the scenarios for this pollutant to reach the first borehole.

Keywords: Lobo catchment, Daloa, Feflow, direct recharge, numerical simulation, fractured bedrock, electrical resistivity tomography (ERT)