

THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable

Structure de Recherche : Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Hydrogéologie, Hydrogéochimie, Modélisation des écoulements souterrains

Présentée et soutenue le 08/03/2022 par :

Pierre Claver NGENZEBUHORO

**HYDROGEOLOGIE, HYDROCHIMIE ET MODELISATION NUMERIQUE
DE L'AQUIFERE DE LA BASSE RUSIZI (BURUNDI)**

JURY

Abdessamad El Adraoui	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat	Président
Alain Dassargues	PES, Faculté des Sciences Appliquées, Université de Liège	Examineur-Rapporteur
Mohamed Faouzi	PES, Ecole Mohammadia d'Ingénieurs, Université Mohammed V de Rabat	Examineur-Rapporteur
Mohamed Saadi	PH, Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat	Examineur-Rapporteur
Louis Nahimana	PES, Faculté des Sciences, Université du Burundi	Examineur-Rapporteur
Tarik Bahaj	PH, Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat	Co-directeur
Ilias Kacimi	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V de Rabat	Directeur de Thèse

Année Universitaire : 2021/2022

Dédicaces

A mon épouse

Eugénie NDAYISABA

A mes trois fils

Nils Loris NGENZEBUHHORO

Dan Uriel CUBAHIRO

Nathan Liam CISHATSE

A mes frères et sœurs

C'est à la mémoire des regrettés : mon père Joseph NZIRUBUSA et ma mère Libérate BARAMPANGAJE qui m'ont quitté si tôt que je dédie ce travail de thèse de doctorat

Avant-Propos

Ce travail de thèse qui a commencé à l'université Mohammed V de Rabat (Maroc) a vu la participation de plusieurs acteurs clés qui ont joué un grand rôle pour qu'il aboutisse aux résultats présentés dans ce manuscrit. Mes premiers pas de recherche ont commencé à l'Université Mohammed V de Rabat avec les professeurs **Ilias KACIMI** et **Tarik BAHAJ**, puis à l'Université du Burundi pour les travaux de terrain et de collecte des données dans la zone d'étude avec le professeur **Louis NAHIMANA** et enfin pour les travaux d'analyses hydrochimiques, de traitements des données, de conceptualisation et de la calibration du modèle d'écoulement et de transport de polluants à l'Université de Liège (Belgique) avec le professeur **Alain DASSARGUES**.

Il m'est alors agréable de remercier :

Professeur **Abdessamad EL ADRAOUI** de la faculté des Sciences de Rabat, pour avoir accepté de présider le jury de cette soutenance. Je le remercie également pour le temps qui l'a consacré durant tout le temps des discussions et ses bonnes orientations.

Professeur **Alain DASSARGUES** de l'Université de Liège, pour avoir accepté d'encadrer ce travail à l'Université de Liège, la confiance qu'il m'a accordé durant mes différents séjours dans l'unité de recherche Urban and Environmental Engineering et d'avoir également accepté de faire partie du jury comme examinateur-rapporteur. Sa contribution pour mes formations et ses interventions tout au long de la réalisation de ce travail, surtout en Modélisation ainsi que sa contribution financière pour la publication d'un article scientifique auront été très remarquables.

Professeur **Mohamed FAOUZI** de l'Ecole Mohammadia d'Ingénieurs, examinateur-rapporteur, pour avoir accepté de faire partie du jury. Ses discussions durant le déroulement de ce travail et pendant la soutenance m'ont permis de profiter de son expérience scientifique.

Professeur **Mohamed SAADI** de la faculté des Sciences de Rabat, examinateur-rapporteur, pour avoir accepté de faire partie du jury. Nous avons passé pas mal de temps ensemble au sein du laboratoire Géosciences, Eau et Environnement. Il a pu partager son expérience scientifique avec moi et ses interventions durant la réalisation de la première partie de ce travail auront une grande importance dans la réalisation de cette thèse.

Professeur **Louis NAHIMANA** de l'Université du Burundi, pour avoir accepté d'assurer l'encadrement de cette thèse au Burundi et de faire partie du jury en tant que examinateur-rapporteur. Sa contribution administrative et ses efforts dans des discussions en rapport avec la compréhension des phénomènes géologiques dans la zone d'étude auront une grande importance dans la première partie de ce travail.

Professeur **Tarik BAHAJ** de la faculté des Sciences de Rabat est resté tout près de moi depuis mon travail de fin d'étude au Master et a accepté de codiriger ce travail à l'Université Mohammed V de Rabat. Ses interventions, surtout dans la partie hydrogéochimie de ce travail, son soutien moral et financier pour la collecte des données hydrogéochimiques resteront gravées dans ma mémoire.

Professeur **Ilias KACIMI** de la faculté des Sciences des Rabat et Responsable du laboratoire Géosciences, Eau et Environnement (LG2E), pour avoir accepté de diriger ce travail à l'université Mohammed V de Rabat, pour ses interventions tant administratives qu'académiques ainsi que pour nos différentes discussions sur des thématiques variées.

Professeur **Mohammed REGRAGUI**, Doyen de la faculté des Science, pour m'avoir donné l'opportunité de poursuivre mes études de recherche doctorale au sein de cette faculté.

Professeur **Souad EL HAJJAJI**, Directrice du Centre d'Etudes Doctorales, de l'accompagnement que ce centre a fait pour l'aboutissement de ce travail de thèse.

Professeur **Juma SHABANI**, Directeur de l'Ecole doctorale de l'Université du Burundi. Ses conseils, sa disponibilité et prestigieuses interventions académiques et administratives ont contribué de faire de ce travail, une thèse de qualité. Je lui dis merci.

Dr **Philippe ORBAN** de l'Université de Liège (unité de recherche Urban and Environmental Engineering) pour sa disponibilité et ses prestigieuses connaissances des phénomènes hydrogéologiques et surtout en modélisation d'écoulement et transport de polluants. Ses efforts fournis que ça soit lors des analyses chimiques des échantillons d'eau souterraine, lors des travaux pratiques du cours de Modélisation ou lors des rédactions d'articles scientifiques et de la thèse m'ont fortement donné le courage de me concentrer sur ce travail et de pouvoir le mener à bien.

Madame **Christine LEROY** de l'Académie de Recherche et d'Enseignement Supérieur (ARES) de Belgique. Sa contribution et ses interventions durant la réalisation de cette thèse resteront gravées dans ma mémoire.

Le **Gouvernement de la République du Burundi** et le **Royaume du Maroc** à travers respectivement le Ministère de l'Education, Enseignement Supérieur et Recherche Scientifique et l'Agence Marocaine pour la Coopération Internationale pour la bourse qui m'a été octroyée dans le cadre de la coopération bilatérale entre le Burundi et le Maroc.

L'**Académie de Recherche et d'Enseignement Supérieur (ARES)** de Belgique pour le soutien financier qu'elle m'a accordé dans le cadre d'appui institutionnel à travers l'Ecole doctorale de l'Université du Burundi. Ce soutien m'a permis de mener à bien ce travail de recherche que ça soit sur terrain au Burundi ou à l'Université de Liège en Belgique. Sans le soutien de l'ARES, l'aboutissement de ce travail serait tout à fait irréalisable.

Que les différents services publics cités dans ce travail dont **IGEBU, BCG, REGIDESO, OBM** et l'entreprise **ROBUCO** trouvent ici ma reconnaissance pour l'acquisition des différents types de données utilisées dans ce travail.

Enfin, peut-être que j'aurais dû commencer par-là, c'est difficile de trouver de justes mots pour remercier mon épouse et mes enfants qui, plus que tous les autres, ont senti, à des milliers de kilomètres, les conséquences de mes différents longs séjours au Maroc et en Belgique. N'eurent été leurs encouragements, compréhension, patience et sacrifice, ce travail n'aurait jamais pu aboutir. Je leur dis merci.

Résumé

La plaine de la basse Rusizi s'étend de part et d'autre de la rivière Rusizi qui la traverse du Nord au Sud avant de se jeter dans le lac Tanganyika. C'est une plaine alluviale constituant l'un des plus grands aquifères du Burundi. L'exploitation de l'eau souterraine dans cette plaine connaît un grand défi lié à la connaissance de la géométrie, de la structure et du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère. L'objectif de ce travail est de développer un outil de gestion de la ressource en eau souterraine constituant une base des futures prédictions et contribuant à la résolution des problèmes liés à son utilisation et à sa gestion intégrée. L'interprétation des données issues de la réalisation des forages a permis d'établir des cartes des formations géologiques, d'estimer les paramètres hydrodynamiques et leurs distributions spatiales ainsi que l'établissement d'une carte piézométrique de référence (2007-2015). Les résultats d'analyses physico-chimiques de l'eau souterraine a permis de déterminer sa composition chimique et sa qualité inorganique montrant une nette démarcation entre l'Est et l'Ouest de la zone d'étude. La modélisation mathématique a permis de déterminer les zones les plus productives en eau souterraine ainsi que de quantifier les entrées et les sorties en relation avec la recharge et les interactions nappe-rivière. La simulation de transport de polluants a permis de suivre la trajectoire des polluants potentiels à partir de certains sites choisis. Les résultats sur le bilan de l'eau souterraine conduit à déduire que la recharge et l'interaction nappe-rivière constituent les principales entrées dans l'aquifère tandis que les sorties passent principalement par les limites constituées par la rivière Rusizi et le lac Tanganyika. Les résultats de ce modèle pourront être utilisés dans le planning des programmes des essais de pompage, d'identification des zones avec un important potentiel en eau souterraine pour planifier l'adduction en eau pour différents usages.

Mots clés : Eau souterraine, Aquifère, Conductivité hydraulique, Paramètres physico-chimiques, Modèle, Plaine de la basse Rusizi, Burundi

Abstract

The Lower Rusizi Plain extends on either side of the Rusizi River, which flows through it from north to south before flowing into Lake Tanganyika. It is an alluvial plain constituting one of the largest aquifers in Burundi. The use of the groundwater in this plain presents a great challenge related to the knowledge of the geometry, the structure and the hydrodynamic behaviour of the aquifer. The objective of this work is to develop a groundwater resource management tool that provides a basis for future predictions and contributes to the resolution of problems related to its use and integrated management. The interpretation of the drilling data allowed the establishment of the geological formation maps, the estimation of the hydrodynamic parameters and their spatial distributions as well as the establishment of a reference piezometric map (2007-2015). The results of physico-chemical analyses of the groundwater made it possible to determine its chemical composition and inorganic quality, showing a clear demarcation between the east and west of the study area. Mathematical modelling was used to determine the most productive areas for groundwater and to quantify inputs and outputs in relationship to recharge and groundwater-river interactions. Pollutant transport simulation was used to track the path of potential pollutants from selected sites. The results on the groundwater balance lead to deduce that recharge and groundwater-river interaction are the main inputs into the aquifer while the outputs are mainly through the boundaries constituted by the Rusizi River and the Lake Tanganyika. The results of this model can be used in the planning of pumping test programmes, identification of areas with high groundwater potential and planning of water supply for different uses.

Keywords: Groundwater, Aquifer, Hydraulic conductivity, Physico-chemical parameters, Model, Lower Rusizi plain, Burundi

Table des matières

<i>Dédicaces</i>	i
Avant-Propos.....	ii
<i>Résumé</i>	v
<i>Abstract</i>	vi
Table des matières	vii
Liste des figures	xii
Liste des tableaux	xvi
Sigles et abréviations.....	xvii
Introduction générale.....	1
1. Présentation générale du sujet de recherche.....	1
2. Problématique.....	1
3. Objectifs	2
4. Plan de la thèse	3
<i>Partie I</i>	5
<i>Contexte général, Géologie, Climatologie, Hydrologie et Hydrogéologie de la plaine de la basse Rusizi</i>	5
Chapitre I : Contexte général de la plaine de la basse Rusizi	6
I.1 Situation géographique	7
I.2 Géomorphologie	9
I.3 Cadre socio-économique.....	11
Chapitre II : Contexte géologique	13
II.1 Aperçu général de la géologie du Burundi	13
II.1.1 Archéen.....	13
II.1.2 Protérozoïque moyen	13
II.1.3 Protérozoïque supérieur	14
II.1.4 Cénozoïque	14
II.2 Géologie des contreforts de la plaine de la basse Rusizi	16
II.3 Fossé du lac Tanganyika.....	18
II.4 Plaine de la basse Rusizi.....	20
II.4.1 Cadre géologique général de la plaine de la basse Rusizi	20

II.4.2 Lithostratigraphie, sédimentologie et contexte structural.....	22
II.4.3 Données géologiques à base des logs lithostratigraphiques de forage	25
II.4.3.1 Profils de corrélations géologiques.....	29
II.4.3.2 Cartes d’esquisses faciologiques et blocs diagrammes	38
Chapitre III : Contexte climatologique de la plaine de la basse Rusizi.....	41
III.1 Présentation générale.....	41
III.1 Précipitations	44
III.1.1 Précipitation moyenne mensuelle.....	44
III.1.2 Précipitation annuelle moyenne	48
III.1.3 Précipitation moyenne dans la plaine de la basse Rusizi	49
III.2 Température	52
III.3 Evapotranspiration	55
III.3.1 Formule de Thornthwaite	55
III.3.2 Formule de Penman-Monteith.....	56
III.3.3 Autres paramètres climatologiques	57
III.3.4 Estimation des paramètres du bilan hydrique.....	57
III.3.4.1 Paramètres du bilan pour la station Bujumbura-aéroport.....	60
III.3.4.2 Paramètres du bilan pour la station Imbo	63
Chapitre IV : Contexte hydrologique de la plaine de la basse Rusizi : Cas du bassin versant de la rivière Mpanda	66
IV.1 Réseau hydrographique	66
IV.2 Bassin versant de la rivière Mpanda	67
IV.2.1 Situation géographique	67
IV.2.2 Caractéristiques géologiques.....	69
IV.2.3 Caractéristiques morphométriques.....	70
IV.2.3.1 Géométrie et Forme du bassin versant de la Mpanda	70
IV.2.3.2 Réseau de drainage.....	71
IV.2.4 Distribution spatiale des précipitations	74
IV.2.5 Estimation de la variation des réserves en eau.....	78
IV.2.5.1 Mesure des débits et courbe de tarage	79
IV.2.5.2 Hydrogramme	80

IV.2.5.3 Courbes de tarissement	84
IV.2.5.4 Calcul des réserves en eau.....	87
Chapitre V : Contexte hydrogéologique de la plaine de la basse Rusizi.....	90
V.1 Synthèse des études hydrogéologiques antérieures dans la plaine de la basse Rusizi	90
V.2 Calcul des paramètres hydrodynamiques et distribution spatiale des conductivités hydrauliques dans la plaine de la basse Rusizi.....	91
V.3 Carte piézométrique de référence de la plaine de la basse Rusizi à la lumière de nouvelles données.....	97
<i>Partie II</i>	101
<i>Etude hydrochimique et caractérisation de la qualité inorganique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi</i>	101
Chapitre I : Introduction	102
Chapitre II : Contexte physico-chimique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi	103
II.1 Echantillonnage et mesures de terrain	103
II.2 Caractéristiques physico-chimiques de l'eau	105
II.2.1 Mesure in situ	106
II.2.2 Analyses au laboratoire	106
II.2.3 Description des résultats d'une analyse chimique	107
II.2.3.1 Constituants majeurs et mineurs.....	108
II.2.3.2 Résidu sec (TDS), conductivité électrique, Potentiel d'hydrogène (pH) et Température	108
II.2.3.4 Dureté	110
II.2.3.5 Alcalinité	111
II.2.3.6 Evaluation hydrogéochimique et indice de saturation.....	111
II.3 Résultats de l'analyse physico-chimique des échantillons d'eau prélevés dans les forages de la plaine de la basse Rusizi.....	112
II.3.1 Caractéristiques physico-chimiques	115
II.3.2 Faciès hydrochimique.....	122
II.3.3 Indice de saturation de Langelier.....	124
II.3.4 Dureté et alcalinité.....	125
II.3.5 Evaluation hydrochimique.....	126
II.3.6 Indice de saturation.....	128

III. Qualité inorganique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi	130
.....	135
<i>Partie III</i>	135
<i>Développement du modèle mathématique d'écoulement et simulation de transport de polluants dans la plaine de la basse Rusizi</i>	135
Chapitre I : Introduction	136
Chapitre II : Equation généralisée de l'écoulement	137
II.1 Loi de Darcy et ses extensions	137
II.2 Equation de continuité	138
II.3 Modélisation d'écoulement souterrain	139
II.3.1 Modèle conceptuel.....	140
II.3.2 Conditions aux limites	140
II.3.2.1 Conditions aux limites de Dirichlet.....	141
II.3.2.2 Condition de Neumann.....	142
II.3.2.3 Condition mixte	143
II.4 Méthodes de résolution.....	145
II.4.1 Différences finies.....	146
II.4.2 Eléments finis	148
Chapitre III: Modèle d'écoulement de la nappe aquifère de la plaine de la basse Rusizi.....	149
III.1 Hypothèses de modélisation.....	149
III.2 Logiciels utilisés et sources des données	150
III.3 Limites du modèle	151
III.4 Conditions aux limites.....	151
III.5 Facteur de contrainte (stress factor)	152
III.6 Discrétisation du modèle	153
III.7 Paramètres	154
III.8 Résultats du modèle	156
III.8.1 Calibration du modèle	156
III.8.2 Résultats simulés	161
Chapitre IV : Simulation de transport de polluants dans la plaine de la basse Rusizi. Cas de la zone industrielle	165

IV.1 Diffusion, Advection et Dispersion	166
IV.2 Conditions initiales et aux frontières	169
IV.2.1 Conditions aux limites de Dirichlet	169
IV.2.2 Conditions aux limites de Neumann	170
IV.2.3 Conditions aux limites de Cauchy	171
IV.3 Simulations de transport de polluants dans la zone industrielle de la plaine de la basse Rusizi.....	172
IV.3.1 Limites de la zone industrielle et conditions aux frontières.....	172
IV.3.2 Hypothèses de travail et logiciel utilisé	173
IV.3.3 Modèle d'écoulement local.....	174
IV.3.3.1 Discrétisation du modèle.....	174
IV.3.3.2 Calibration du modèle d'écoulement local	175
IV.3.4. Simulation de transport de polluants.....	177
IV.3.4.1. Suivi inverse des particules (backward-tracking)	177
IV.3.4.2. Suivi direct des particules (forward-tracking)	178
Conclusion générale et recommandations.....	181
Références bibliographiques	189
Annexes.....	193
Annexe 1 : Précipitations mensuelles, précipitation totales (P total) et moyennes mensuelles enregistrées à la station Bujumbura-aéroport (mm).....	193
Annexe 2 : Précipitations mensuelles, précipitation totales (P total) et moyennes mensuelles enregistrées à la station Imbo (mm)	194
Annexe 3 : Températures maximales (T max), minimales (T mini) et moyennes (T moy) mensuelles enregistrées à la station Bujumbura aéroport	195
Annexe 4 : Températures maximales (T max), minimales (T mini) et moyennes (T moy) mensuelles enregistrées à la station Imbo	196
Annexe 5 : Coordonnées métriques des nouveaux forages, hauteur d'eau mesurée à partir de la surface du sol et niveau piézométrique calculé	197
Annexe 6 : Coordonnées métriques d'anciens forages	198

Liste des figures

Figure 1 : Cartes montrant la situation régionale du Burundi et la localisation de la plaine de la basse Rusizi au Burundi	8
Figure 2 : Situation géographique des plaines de la moyenne et de la basse Rusizi au Burundi (Hakiza, 2002)	9
Figure 3 : Grands ensembles morphologiques du Burundi	11
Figure 4: Carte lithologique du Burundi (modifiée par digitalisation par Nahimana L., 2022 à partir de la carte géologique du Burundi)	15
Figure 5 : Géologie des contreforts de la plaine de la basse Rusizi (Hakiza, 2002)	18
Figure 6: Schéma structural du rift Est-africain (Chorowicz, 2005)	19
Figure 7 : Esquisse géomorphologique de la plaine de la basse Rusizi (Ilunga, 1991)	21
Figure 8: Carte géologique de la plaine de la basse Rusizi, modifiée par digitalisation (Theunissen, 1989).....	22
Figure 9 : Ebauche sédimentologique et tectonique de la plaine de la basse Rusizi (Chorowicz & Thouin, 1985)	24
Figure 10 : Coupes lithologiques de certaines localités de la plaine de la Rusizi des deux côtés de la rivière Rusizi (Ilunga, 1991)	27
Figure 11: Localisation des anciens et nouveaux forages ainsi que les plans de coupes transversales	28
Figure 12 : Profil de coupe de corrélation géologique 1	30
Figure 13 : Profil de coupe de corrélation géologique 2	31
Figure 14 : Profil de coupe de corrélation géologique 3	32
Figure 15 : Profil de coupe de corrélation géologique 4	33
Figure 16 : Profil de coupe de corrélation géologique 5	35
Figure 17 : Profil de coupe de corrélation géologique 6	36
Figure 18 : Profil de coupe de corrélation géologique 7	37
Figure 19 : A. Esquisse faciologique des différents domaines de dépôts constituant l’Holocène. B. Bloc diagramme schématique présentant les différents dépôts de l’Holocène constituant le toit de l’aquifère.	39
Figure 20 : A. Esquisse faciologique des différents domaines de dépôts constituant l’aquifère. B. Bloc diagramme schématique présentant les différents dépôts de la couche aquifère.....	40
Figure 21 : Localisations des stations hydroclimatologiques du Nord-Ouest burundais	42
Figure 22 : Précipitations mensuelles : Station Bujumbura-aéroport (1985-2015)	45
Figure 23 : Précipitations mensuelles : Station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)	46
Figure 24 : Précipitations moyennes mensuelles : Station Bujumbura-aéroport (1985-2015)	47
Figure 25 : Précipitations moyennes mensuelles : Station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)	47
Figure 26 : Précipitation annuelle moyenne : Station Bujumbura (1985-2015)	48
Figure 27 : Précipitation annuelle moyenne : Station Imbo (1985-1999 et 2009-2015).....	49
Figure 28 : Subdivision des précipitations suivant la méthode de Thiessen	51

Figure 29 : Variations mensuelles des températures maximales, minimales et moyennes des stations hydroclimatologiques Bujumbura et Imbo (1985-2015).....	54
Figure 30 : Schéma conceptuel et calcul des paramètres hydroclimatologiques selon le modèle du bilan hydrique de Thornthwaite (Dassargues, 2018).....	59
Figure 31 : Variations annuelles des paramètres du bilan hydrique à la station Bujumbura aéroport (1985-2015).....	62
Figure 32 : Variations annuelles des paramètres du bilan hydrique à la station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)	65
Figure 33 : Réseau hydrographique de la plaine et des contreforts de la plaine de la basse Rusizi	67
Figure 34 : (a) situation géographique du bassin versant de la Mpanda au niveau du Burundi ; (b) localisation du bassin versant de la rivière Mpanda par rapport à toute la plaine de la basse Rusizi	68
Figure 35 : Carte géologique du bassin versant de la rivière Mpanda, modifiée par digitalisation (Theunissen, 1989)	69
Figure 36 : Réseau de drainage et ordre des cours d'eau dans le bassin versant de la Mpanda.....	72
Figure 37 : (a) distribution spatiales des stations de mesure et des polygones de Thiessen ; (b) distribution spatiale des précipitations utilisant la méthode de Thiessen.....	75
Figure 38 : Distribution spatiale des précipitations dans le bassin supérieur de la Mpanda suivant la méthode de Thiessen	76
Figure 39 : Distribution spatiale des précipitations dans le bassin de la plaine alluviale de la Mpanda suivant la méthode de Thiessen.....	77
Figure 40 : Courbe de tarage à l'exutoire du bassin supérieur de la Mpanda (2007-2011)	80
Figure 41 : Composantes de l'hydrogramme (Gray & Wigham, 1972).....	81
Figure 42 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2007 – août 2008) ...	82
Figure 43 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2008 – août 2009)	82
Figure 44 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2009 – août 2010)	83
Figure 45 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2010 – août 2011)	83
Figure 46 : Représentation de la formule de Boussinesq sous sa forme logarithmique (Musy & Higy, 1998).....	84
Figure 47 : Exemple du choix des segments de tarissement simple à l'aide de la représentation graphique de plusieurs décrues (Musy & Higy, 1998).....	85
Figure 48 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2007 – 2008)	85
Figure 49 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2008 – 2009)	86
Figure 50 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2009 - 2010).....	86
Figure 51 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2010 – 2011)	86
Figure 52 : Courbe de tarissement type avec coefficient angulaire α (Gray & Wigham, 1972)....	88
Figure 53 : Distribution spatiale des conductivités hydrauliques dans la plaine de la basse Rusizi	94
Figure 54 : Niveau piézométrique d'une nappe captive (Castany, 1963).....	97
Figure 55 : carte piézométrique de référence (2007-2015) de la plaine de la basse Rusizi	100

Figure 56 : Carte des formations géologiques (aquifère) dans lesquelles les forages échantillonnés ont été réalisés	105
Figure 57 : Diagramme de Piper montrant les différents faciès des eaux (tiré du logiciel diagramme)	108
Figure 58 : Variation de la température en fonction de la profondeur de l'aquifère.....	116
Figure 59 : Corrélation entre les valeurs mesurées sur terrain et celles mesurées au laboratoire de pH	117
Figure 60 : Variation de la conductivité électrique mesurée sur terrain et au laboratoire	118
Figure 61 : Variation de Total Dissolved Solids	119
Figure 62 : Distribution spatiale des conductivités électriques et limites de minéralisation d'eau souterraine par TDS montrant une nette démarcation depuis l'Est précambrien vers l'Ouest de la plaine de la basse Rusizi.....	119
Figure 63 : <i>Diagramme de Piper présentant l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi et différents faciès hydrogéochimiques</i>	123
Figure 64: Distribution spatiale des faciès d'eau sur la distribution spatiale des formations aquifères en fonction de la variation de TDS.....	124
Figure 65 : Variations de l'Indice de Saturation de Langelier dans la plaine de la basse Rusizi.	125
Figure 66 : Graphes montrant des processus hydrochimiques pour différents paramètres dans l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi	127
Figure 67 : Mécanismes contrôlant la chimie des eaux souterraines par le diagramme de Gibbs dans la plaine de la basse Rusizi.....	128
Figure 68 : Projection des Indices de saturation de la calcite, dolomite, aragonite et gypse calculés en fonction de TDS	129
Figure 69 : Limites à potentiel imposé.....	141
Figure 70: Limites à flux imposé	143
Figure 71 : Condition mixte	144
Figure 72 : Maillage carré de différences finies sur un domaine limité.....	147
Figure 73 : Répartition spatiale des moyennes de recharge	153
Figure 74 : Conditions aux frontières et discrétisation du modèle montrant un maillage carré de 200 m de côté et des points d'observation	154
Figure 75 : Répartition spatiale des polygones des conductivités hydrauliques introduites dans le modèle	155
Figure 76 : Comparaison des hauteurs piézométriques calculées et mesurées après calibration du modèle d'écoulement en régime permanent.....	159
Figure 77 : Carte piézométrique simulée par le modèle.....	160
Figure 78 : Intensité des vecteurs des flux calculés par le modèle	162
Figure 79 : Schéma de transport de polluant par advection (Dassargues, 2018)	168
Figure 80 : Cas illustratif de condition de Dirichlet pour le transport de soluté correspondant à des concentrations imposées dans le cas d'un champ d'écoulement supposé uniforme	169
Figure 81 : Conditions de Neumann nulle associée à une hauteur piézométrique imposée pour l'écoulement avec un flux massique d'advection toléré	170

Figure 82 : Conditions de Cauchy nulles pour le transport équivalent à la combinaison de deux conditions de Neumann nulles	171
Figure 83: Localisation géographique de la zone industrielle dans la plaine de la basse Rusizi (point en jaune : forages ; lignes bleues : rivières)	173
Figure 84 : Maillage du modèle local de la zone industrielle/Plaine de la basse Rusizi.....	175
<i>Figure 85 : Carte piézométrique de la zone industrielle déduite du modèle</i>	<i>176</i>
Figure 86 : Intensité des vecteurs des flux calculés par le modèle	176
Figure 87 : (a) Champ de capture à 1500 jours ; (b) Champ de capture à 3000 jours	178
Figure 88 : Trajectoires des particules provenant des industries, décharge et traitement des eaux usées pour les trois situations présentées ci-haut	179

Liste des tableaux

Tableau 1 : Répartition de la pluviométrie et de la température en fonction de l'altitude au Burundi (Nzigidahera, 2012).....	43
Tableau 2 : Paramètres climatologiques de la station Bujumbura-aéroport (1985-2015).....	60
Tableau 3 : Paramètres hydroclimatologiques de la station Imbo (1985-2015).....	63
Tableau 4 : Méthodes de calcul des différents paramètres morphométriques	70
Tableau 5: Paramètres Géométriques et de forme.....	71
Tableau 6 : Tableau montrant l'ordre des cours d'eau, le nombre des cours d'eau, la longueur du réseau et le taux de bifurcation.....	73
Tableau 7 : Tableau montrant la densité et la fréquence de drainage du bassin versant de la Mpanda et de ses sous-bassins	73
Tableau 8 : Aires des polygones de Thiessen et la moyenne de précipitation correspondant à chaque station (1995-2015)	75
Tableau 9 : Aires des polygones de Thiessen et la moyenne de précipitation correspondant à chaque station dans le bassin supérieur de la Mpanda (1995-2015)	77
Tableau 10 : Aires des polygones de Thiessen et la moyenne de précipitation correspondant à chaque station dans le bassin de la plaine alluviale de la Mpanda (1995-2015).....	78
Tableau 11 : Débits calculés par jaugeage et hauteurs d'eau associées (Bassin supérieur de la Mpanda, 2007-2011)	80
Tableau 12 : coefficients de tarissement calculés pour le bassin supérieur de la Mpanda.....	88
Tableau 13 : Variations annuelles des réserves en eau souterraine du bassin supérieur de la Mpanda	89
Tableau 14 : Valeurs des conductivités hydrauliques et des transmissivités	95
Tableau 15 : Description lithostratigraphique de la couche aquifère des forages échantillonnés	104
Tableau 16 : Constituants majeurs et mineurs d'une eau souterraine (Dassargues, 2020)	108
Tableau 17 : Résultats de l'analyse physico-chimique de 28 échantillons prélevés dans la plaine de la basse Rusizi	113
Tableau 18 : Illustration de la dureté, TAC, pHs et LSI	114
Tableau 19 : Estimation de la saturation vis-à-vis de certains minéraux (IS).....	115
Tableau 20 : Classification de l'eau basée sur le TDS (Fetter, 2001)	130
Tableau 21 : Normes de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) pour une eau potable.....	130
Tableau 22 : Valeurs des conductivités hydrauliques attribuées aux polygones du modèle.....	155
Tableau 23 : Hauteurs piézométriques mesurées et celles calculées par le modèle.....	157
Tableau 24 : Conductances introduites dans le modèle (C) et flux calculés (Q) par le modèle pour différents tronçons des rivières traversant la zone d'étude	163
Tableau 25 : Flux sortants (-) et entrant (+) calculés par le modèle sur différents tronçons de la rivière Rusizi et sur la limite sud du lac Tanganyika	164
Tableau 26 : Bilan hydrogéologique des flux calculé par le modèle dans la plaine de la basse Rusizi	164

Sigles et abréviations

RDC	République Démocratique du Congo
IGEBU	Institut Géographique du Burundi
REGIDESO	Régie de Distribution de l'eau
ROBUCO	Road and Building Company
OBM	Office Burundais des mines et carrières
BCG	Bureau de Centralisation Géomatique
CESOUB	Centre d'Excellence en Eau Souterraine à l'Université du Burundi
U/Pb	Uranium/Plomb
M.a.	Millions d'années
m	mètre
°	Degré
mm	millimètre
°C	Degré Celsius
Km	Kilomètre
Km ²	Kilomètre carré
m ²	Mètre carré
m ³ /h	Mètre cube par heure
T max	Température maximale
T min	Température minimale
T moy	Température moyenne
MNT	Modèle Numérique de Terrain
NE-SW	Nord-Est – Sud-Ouest
Q	Débit
m ³ /s	Mètre cube par seconde
pH	Potentiel d'hydrogène
CE	Conductivité électrique
µS/cm	Micro-Siemens par centimètre
TDS	Total Dissolved Solids
OMS	Organisation Mondiale de la Santé
Eq.	Equation

Introduction générale

1. Présentation générale du sujet de recherche

Les plaines alluviales sont des lieux de développement économique et démographique intenses et constituent des environnements fragiles à de nombreux égards. Dans le cadre de ce travail de thèse, le paramètre sensible concerne **les ressources en eau souterraine** dans la plaine alluviale en grande partie et dans le socle Précambrien vers la limite Est de la basse Rusizi.

Les aquifères poreux sont localisés généralement dans les sédiments et leur géométrie complexe résulte de la mise en place et de l'évolution géodynamique de la marge au cours des âges géologiques. L'hétérogénéité géométrique des aquifères poreux rend complexe les écoulements souterrains. Ceux-ci contraignent les gestionnaires des ressources en eau à l'élaboration des modèles qui sont à la base de la connaissance de la géométrie des aquifères et des écoulements souterrains.

2. Problématique

En tenant compte du cadre dans lequel s'inscrit ce travail de thèse par son impact dans la gestion de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi, les problématiques qui seront abordées sont organisées selon deux axes complémentaires dont la recherche scientifique et la recherche appliquée.

Les relations entre la géologie et l'écoulement souterrain constituent la problématique principale de ce travail de recherche. Le transfert des connaissances du domaine géologique vers le domaine hydrogéologique et hydrogéochimique reste complexe en raison de la localisation des ressources en eau dans des unités sédimentologiques variées. Les aquifères poreux sont complexes et caractérisés par une hétérogénéité favorisant les interactions entre unités hydrogéologiques.

La connaissance d'eau souterraine dans cette partie de la plaine de la Rusizi date des années 1950 par l'implantation des premiers forages d'eau. Différents auteurs, dont les principaux sont Waleffe (1985), Hakiza (2002) et Ngenzebuhoro et al (2019), ont mené des études pour caractériser les conditions hydrogéologiques régionales et locales de cette zone d'étude. Toutes ces études ont permis de collecter différents types de données et de les préparer pour le développement du modèle conceptuel qui est une base de l'élaboration du modèle mathématique. Bien qu'étudié par les

hydrogéologues cités ci-haut, la nappe aquifère de la plaine de la basse Rusizi laisse les gestionnaires des ressources en eau souterraine dans une incertitude. La création de nouveaux villages implique l'augmentation de la population, la variabilité climatique et la vulnérabilité de l'eau souterraine face aux différentes sources de pollution. Quel sera alors l'impact de l'augmentation des prélèvements dans la nappe aquifère de la plaine de la basse Rusizi que ça soit au niveau quantitatif et qualitatif. Différentes étapes, constituant le premier volet purement hydrogéologique sont nécessaires pour le développement d'arguments pertinents:

- La collecte des données climatologiques, hydrologiques et hydrogéologiques constituant ainsi l'élaboration d'une base de données hydrogéologiques ;
- La confrontation de données de sédimentologie, de chimie et d'hydrodynamique (forage, aquifère, paramètres hydrodynamiques et hydrochimiques) ;
- La compréhension des phénomènes à l'origine de la variation du niveau et de l'écoulement de la nappe;
- La variation spatiale des paramètres hydrochimiques des eaux qui ont été échantillonnées dans différents forages de la plaine de la basse Rusizi ;
- L'évaluation des différents paramètres et variables qui serviront à la calibration du modèle mathématique : écoulement et transport de polluants.

3. Objectifs

Face à des études hydrogéologiques réalisées dans la plaine de la basse Rusizi et ne répondant pas à toutes les questions des gestionnaires ou ne prenant pas en compte toutes les contraintes imposées surtout par la géométrie, la structure et le fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère ; l'objectif général de ce travail de thèse de doctorat est le développement d'un outil de gestion qui pourra constituer une base des futures prédictions et contribuer à la résolution des problèmes liés à l'utilisation et à la gestion intégrée de la ressource en eau souterraine pour l'alimentation en eau pour différents usages dans la plaine de la basse Rusizi.

Les objectifs spécifiques sont constitués par :

- L'établissement des cartes de formations géologiques constituant le toit et la couche aquifère ;
- L'estimation de la recharge de la nappe aquifère à partir des données climatologique ;
- Etablir l'interaction nappe-rivière ;

- Comprendre la chimie de l'eau souterraine et évaluer sa qualité inorganique ;
- Etablissement du modèle conceptuel et développement du modèle mathématique ;
- Simulation du transport de polluants chimiques à partir de certaines industries, lac de traitement des eaux usées et décharge.

4. Plan de la thèse

Outre la partie introductive, la réalisation de cette thèse est faite en trois parties :

- La première partie aborde le contexte géographique de la plaine de la basse Rusizi, la géologie, la climatologie, l'hydrologie et l'hydrogéologie. Cette partie présente l'importance de la géologie dans la compréhension des phénomènes hydrogéologiques et hydrogéochimiques par l'interaction eau-roche ainsi que les transferts latéraux d'eau du socle fissuré vers le Quaternaire poreux. Les paramètres hydroclimatologiques seront évalués en mettant un accent particulier sur l'interprétation des courbes de récession exprimant les débits de base de la principale rivière qui traverse la plaine du Nord-Est vers le Sud-Ouest pour estimer les réserves en eau souterraine dans le bassin supérieur qui constitue une source importante d'eau d'irrigation dans la plaine alluviale et l'évaluation de la recharge de la nappe aquifère. L'hydrodynamique souterraine sera abordée dans un contexte d'hétérogénéité géologique par des équations d'écoulement en régime permanent pour une nappe captive par intégration de la conductivité hydraulique et la transmissivité. Les études qui ont été réalisées dans la zone par différents auteurs seront présentées et comparées aux résultats obtenus dans ce travail issus de nouvelles données de forages. Enfin, une présentation de la méthodologie employée dans le cadre de l'étude géologique et hydrogéologique sera clôturée par l'élaboration de cartes de formations géologiques et de blocs diagrammes du toit et de la couche aquifère, de la distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique, ainsi que la réalisation d'une carte piézométrique montrant le sens d'écoulement de la nappe ainsi que les interactions nappe-rivière depuis les contreforts précambriens jusqu'aux limites ouest et sud de la plaine.
- La seconde partie sera consacrée à l'hydrochimie et à la qualité de l'eau souterraine par l'interprétation des résultats d'analyses physico-chimiques des échantillons d'eau qui ont été prélevés dans les forages récents (2007-2015) de la zone d'étude. Cette partie permettra

donc d'établir une distribution spatiale des paramètres physico-chimiques analysés sur toute l'étendue de la plaine de la basse Rusizi et d'identifier les différentes familles d'eau qu'on peut trouver dans la zone d'étude. Elle permettra également d'évaluer la qualité inorganique de l'eau souterraine utilisée pour des besoins domestiques, industriels et d'agriculture. Enfin, par ces analyses, on pourra, pour la première fois dans la plaine de la basse Rusizi, identifier les parties de la plaine qui peut fournir une eau de qualité pouvant être utilisée par la population locale pour ses besoins domestiques, par les agriculteurs-éleveurs et par l'industrie ainsi que d'autres parties dont les analyses montrent des valeurs beaucoup supérieures aux limites standards établies par l'OMS.

- La troisième partie décrit les étapes et la méthodologie adoptée pour le développement du modèle d'écoulement et du modèle de simulation de transport de polluants. Le modèle conceptuel sera réalisé grâce aux différents paramètres déterminés dans la première partie de ce travail. Pour le modèle mathématique d'écoulement, la calibration a été réalisée en deux étapes dont la calibration manuelle et la calibration automatique par une modélisation inverse utilisant l'interface d'estimation de paramètres (PEST) en ajustant les valeurs de conductivité hydraulique et de conductance des rivières jusqu'à minimiser la différence entre les variables calculées par le modèle et les variables observées sur terrain. Le manque de données sur les polluants potentiels dans la plaine de la basse Rusizi, a conduit à faire une modélisation de transport de polluants par advection. La partie sud de la plaine a été choisie pour une simulation de transport de polluants car constituant une zone industrielle de la ville de Bujumbura et connaissant des prélèvements plus importants d'eau souterraine ; elle contient également une décharge et un lac de traitement des eaux usées provenant d'une grande partie de la ville de Bujumbura.

Partie I
Contexte général, Géologie, Climatologie, Hydrologie et
Hydrogéologie de la plaine de la basse Rusizi

Chapitre I : Contexte général de la plaine de la basse Rusizi

La plaine de la basse Rusizi, objet de ce travail de recherche doctorale, est un siège d'écoulements souterrains au sein d'un aquifère lenticulaire qui a fait objet de plusieurs études du point de vue géologique, sédimentologique et hydrogéologique. Les auteurs les plus connus de ces études sont Ilunga (1984, 1991 et 2007), Waleffe (1985), Hakiza (2002) et Ngenzebuhoro et al. (2019).

La plaine de la basse Rusizi est la partie sud de la plaine de la Rusizi qui est subdivisée en trois secteurs dont la plaine supérieure se trouvant entre la République Démocratique du Congo (RDC) et le Rwanda, la moyenne et la basse Rusizi (figure 2) se trouvant entre le Burundi et la RDC (Ilunga & Alexandre, 1982). Elle se trouve au Nord-Ouest du Burundi (figure 1) et comprend une partie de la mairie de Bujumbura, capitale économique du pays (à partir de la rivière Ntahangwa et de l'extrémité Nord du lac Tanganyika) et une partie rurale se trouvant dans les provinces de Bujumbura et Bubanza à partir de la rivière Mutimbuze vers le Nord et l'Ouest (figure 1). Dans cette partie de la plaine de la Rusizi, la hauteur moyenne annuelle des précipitations varie entre 800 et 850 millimètres mais, augmente fortement sur les contreforts de la crête Congo-Nil où elle peut atteindre 1500 millimètres (Waleffe, 1985).

Les premiers forages qu'a connus cette plaine datent de l'époque coloniale entre 1953 et 1960. Ces forages servaient d'eau potable aux populations installées par les autorités coloniales essentiellement pour la culture du coton (Waleffe, 1985). Ils ont été implantés le long des pistes transversales de direction Est-Ouest, toutes distantes de 2 kilomètres (Waleffe, 1985). Les interprétations des logs de forage et des essais de pompage ont été réalisées par Waleffe (1985) en établissant la première carte piézométrique de la plaine de la basse Rusizi et Hakiza (2002) par l'estimation des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère, la réalisation d'une carte piézométrique régionale et d'un modèle d'écoulement des eaux souterraines (des deux côtés de la rivière Rusizi : Burundi et RDC).

Une autre campagne de forage dans cette plaine a été réalisée de 2007 à 2015, cette fois-ci ne suivant aucune piste transversale mais se concentrant surtout vers le Nord-Est de la plaine pour une alimentation en eau potable des villages ruraux ainsi que dans la partie industrielle et résidentielle de la ville de Bujumbura. Les données de réalisation de ces nouveaux forages ont été recueillies auprès des différents services et entreprises dont l'IGEBU, la REGIDESO et l'entreprise ROBUCO.

Les cartes sous format digitale (topographique et géologique) ainsi que le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone d'étude ont été recueillies respectivement auprès de l'IGEBU, de l'OBM et du BCG.

Dans cette première partie de la thèse, l'objectif sera d'élaborer des cartes de formations géologiques et des blocs diagrammes des différents dépôts plio-quaternaires, d'estimer la recharge de la nappe et d'appréhender le fonctionnement hydrodynamique de la nappe de la plaine de la basse Rusizi.

I.1 Situation géographique

La plaine de la basse Rusizi s'étend du lac Tanganyika et de la rivière Ntampangwa au Sud, jusqu'à la rivière Nyamitanga et le pied du massif Zina, au parallèle 3°6'0'' au Nord (figure 1). Du Sud - Est au Nord - Est, elle est limitée par la courbe de niveau 1000 m qui constitue la limite entre la plaine et les contreforts des Mirwa. Sa bordure occidentale est constituée par la rivière Rusizi qui se subdivise en grande et petite Rusizi au niveau du delta (figure 1). Son altitude varie de 771 m au Sud (altitude du lac Tanganyika en 1958 et vérifiée sur le MNT à 10 mètres de résolution) à 865 m au Nord (Waleffe, 1985).

La plaine de la basse Rusizi est nettement plus large que la moyenne Rusizi avec plus ou moins 20 km (figure 2). Cela est dû au jeu de la tectonique et des sédiments fluvio-lacustres qui y sont largement représentés (Ilunga, 1991) et possède une longueur pouvant atteindre 35 km (Waleffe, 1985). Elle est mollement ondulée et formée d'une succession de replats individualisés par le réseau hydrographique, par des ruptures de pentes ou par de simples inflexions de pente (Hakiza, 2002). Sur ce relief, s'imprime un réseau hydrographique lâche dans la partie centrale et plus dense en bordure des contreforts rocheux (Hakiza, 2002).

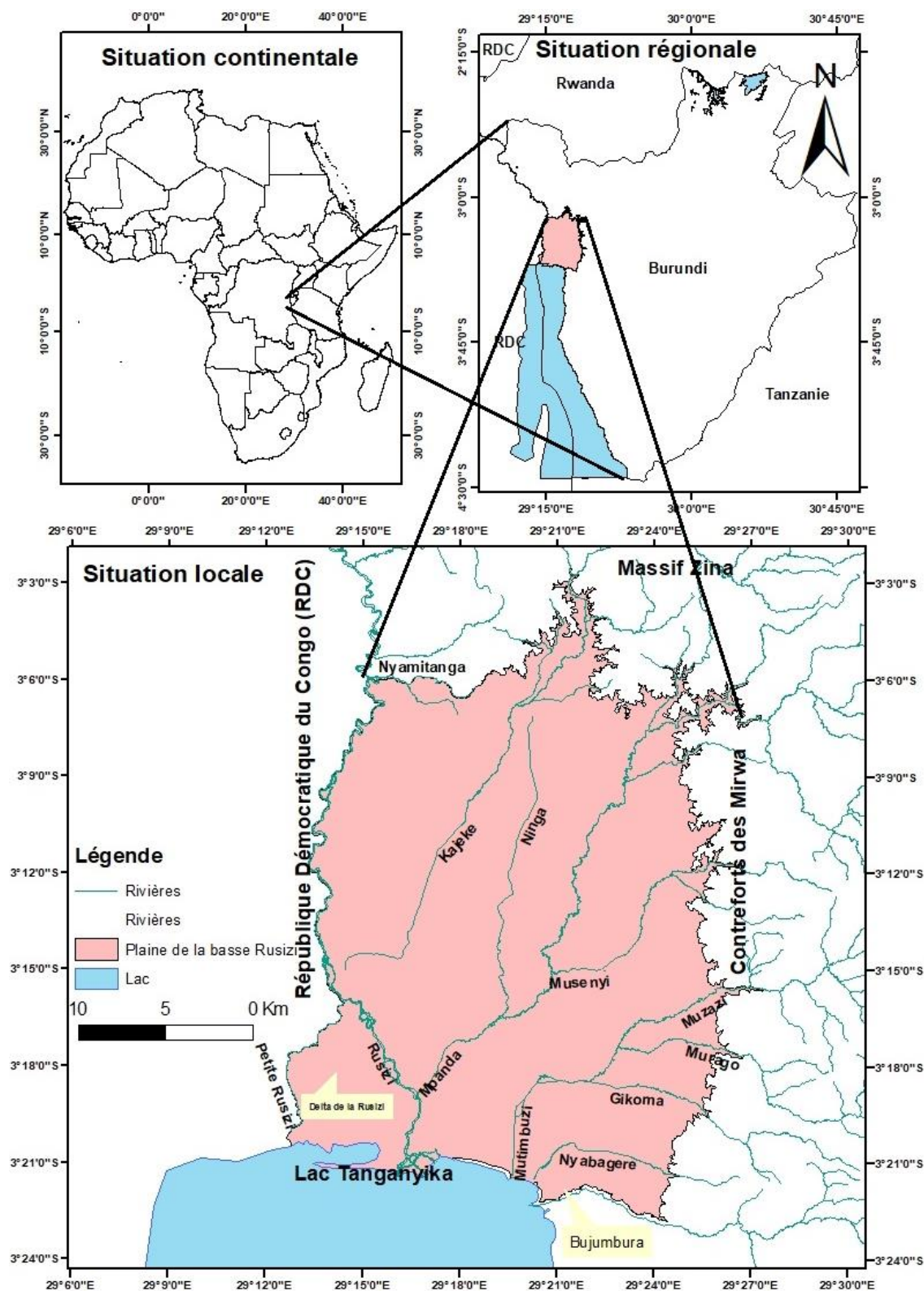


Figure 1 : Cartes montrant la situation régionale du Burundi et la localisation de la plaine de la basse Rusizi au Burundi

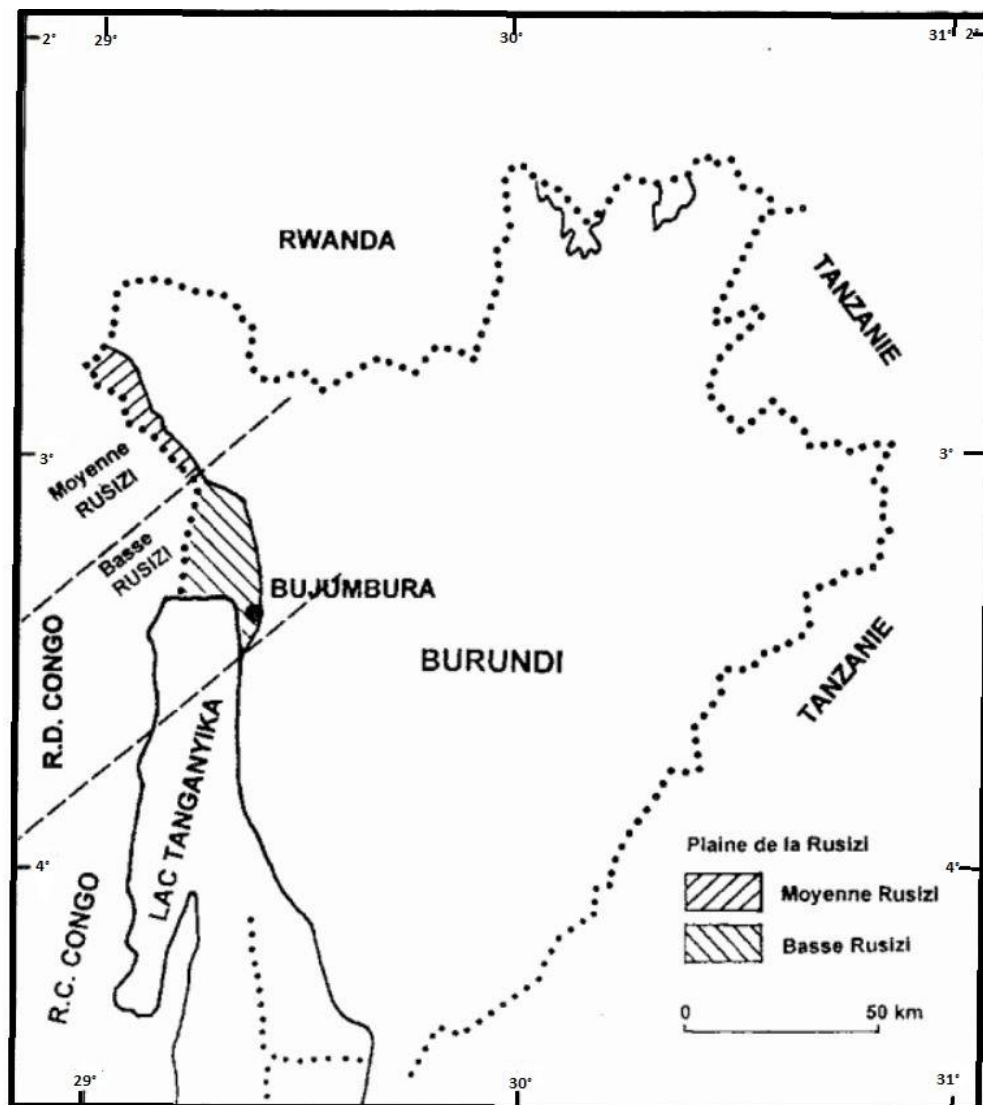


Figure 2 : Situation géographique des plaines de la moyenne et de la basse Rusizi au Burundi (Hakiza, 2002)

I.2 Géomorphologie

Le relief est très varié au Burundi. Le paysage du Burundi est essentiellement dominé par de hauts plateaux et collines d'une altitude moyenne de 1520 m, situés sur la ligne de partage des eaux des bassins du Nil et du Congo (Hakiza, 2002).

Le pays est subdivisé en cinq régions éco-climatiques (Nzigidahera, 2012). De l'Ouest vers l'Est, on distingue :

- Les terres basses de l'imbo correspondant au fossé d'effondrement du Rift Valley occidental ;

- La région escarpée des Mirwa ;
- La zone montagneuse constituant la crête Congo-Nil ;
- Les plateaux centraux ;
- Les dépressions du Nord - Est et du Moso.

L'altitude varie de 771 m au bord du lac Tanganyika à 2670 m au point culminant du mont Heha au Centre - Est du pays. Le pays est parcouru par une multitude de rivières dont les principales sont la Rusizi, la Malagarazi et la Kagera (figure 3).

Les basses terres de l'Imbo sont subdivisées en deux principales parties (Hakiza, 2002) :

- **la plaine de la Rusizi** (Ilunga, 1991) occupe le fond du rift occidental africain à l'extrémité Nord du lac Tanganyika entre 2°42' et 3°24'Sud. Elle tire son nom de la rivière Rusizi, déversoir du lac Kivu (1 462 m d'altitude) dans le lac Tanganyika (771 m d'altitude), dont le chenal serait assez récent d'après l'analyse de la topographie de la vallée de la Mugera, son affluent de droite, situé à une vingtaine de kilomètres au Sud du lac Kivu. Au Burundi, on distingue deux zones (Hakiza, 2002) :
 - ✓ *la plaine de la basse Rusizi* (la zone d'étude) a 20 - 25 km de largeur et 35 km de longueur. Elle est limitée au Sud par le lac Tanganyika et de la rivière Ntakangwa et s'étend jusqu' à la rivière Nyamitanga et au pied du massif de Zina qui en sont les limites septentrionales. Elle est limitée à l'Est et à l'Ouest respectivement par la courbe de niveau 1000 m et la rivière Rusizi qui, de plus, constitue aussi la frontière naturelle entre le Burundi et la RDC.
 - ✓ *la plaine de la moyenne Rusizi* (située au Nord de la basse Rusizi) s'étire sur 50 km de long. Au Sud, elle part du pied du mont Zina et se termine au Nord par une étroite bande sur les rives de la rivière Ruhwa à la frontière rwandaise.
- **La plaine du lac Tanganyika** : c'est un trottoir de 120 km de long qui s'étale parfois sur quelques centaines de mètres de large, voire tout simplement interrompu. Néanmoins à d'autres endroits comme à Nyanza-Lac, la plaine atteint une dizaine de km de large. A Rumonge, la plaine est moins large qu'à Nyanza-Lac. Directement au Sud de Bujumbura, la plaine qui se présente sous forme d'entonnoir est plus large qu'à Bujumbura-ville et se rétrécit au fur et à mesure qu'on descend vers le sud.

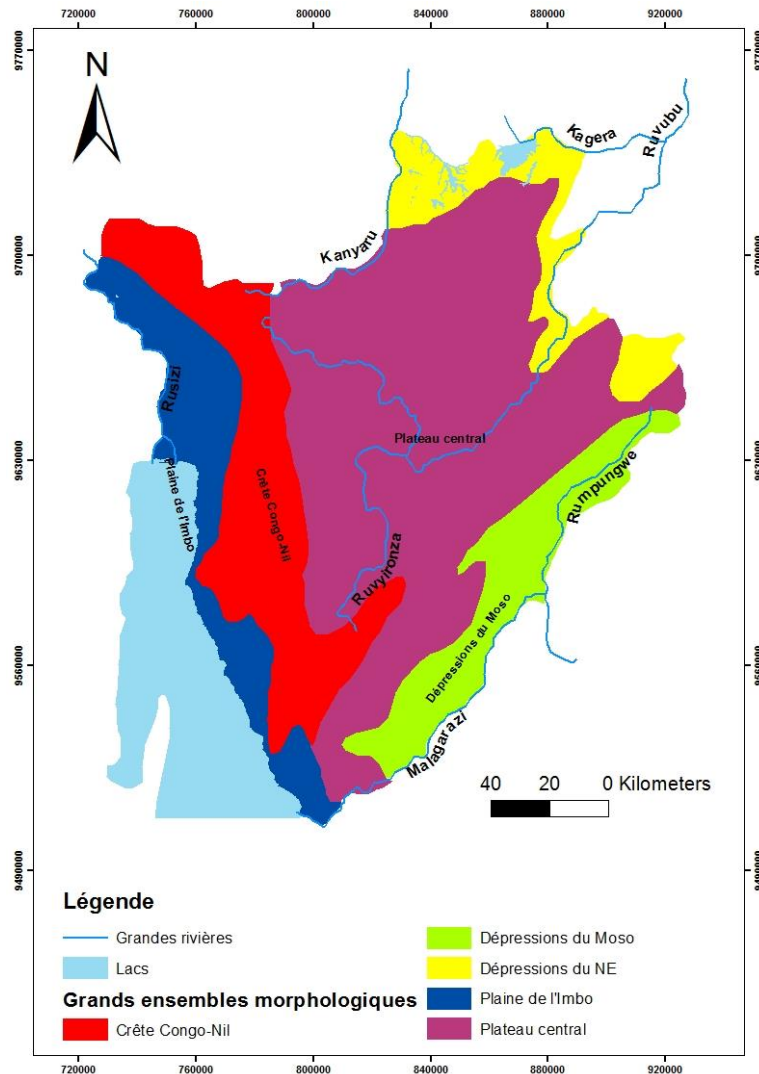


Figure 3 : Grands ensembles morphologiques du Burundi

I.3 Cadre socio-économique

Le Burundi est l'un des pays les plus densément peuplés d'Afrique (environ 12 millions d'habitants sur une superficie de 28.000 km²). Cela constitue une forte pression sur les ressources naturelles, qui est due à une forte densité de population d'environ 300 hab/km² et avec une croissance démographique moyenne d'environ 3% et une moyenne de 7 naissances par femme.

Selon les données de la BAD (2011), le taux d'accès à l'eau potable est d'environ 85% à Bujumbura et 55% en milieu rural. Le taux net de scolarisation, grâce à la politique de l'enseignement primaire gratuit pour tous, est passé de 53% en 1990 à 90% en 2008/2009.

En ce qui concerne la plaine de la basse Rusizi, l'effectif de sa population est difficile à estimer du fait que tous les recensements déjà réalisés se font suivant les limites administratives, tandis que la limite de cette plaine ne suit pas ces entités administratives (colline de recensement : unité de base dans l'administration burundaise). Une étude socio-économique effectuée en 2011, dans le cadre du projet CESOUB, a montré que la moyenne de la population par ménage s'élevait à 7,5 personnes, constituée par 73,3% d'hommes contre 26,7% de femmes chef de ménage. Dans cette localité, le paludisme est la principale maladie qui menace la vie de la population locale.

Les activités socio-économiques sont constituées par l'agriculture qui représente 57% de revenu total des ménages ainsi que les travaux de main d'œuvre rémunérateurs, approvisionnement du gros bétail en fourrage vert et le transport des biens et personnes.

Les cultures irriguées comme le riz et les cultures maraîchères de contre saison constituent 42,5% de revenu généré par l'agriculture et la disponibilité de l'eau d'irrigation ne satisfait que 21% de la population concernée, débouchant souvent à des conflits sur cette eau.

Jusqu'en 2011, seul 50% de la population pouvait bénéficier l'accès à l'eau potable constituée essentiellement de captages de source d'eau de surface par adduction gravitaire ainsi que quelques sources d'eau souterraine, le reste de la population utilisait l'eau de pluie ou des rivières. Mais cette situation s'est beaucoup améliorée après cette étude par l'implantation des forages dans différents endroits de la plaine de la basse Rusizi et ces forages seront objets de notre étude dans la partie hydrogéologie de la plaine de la basse Rusizi.

Chapitre II : Contexte géologique

II.1 Aperçu général de la géologie du Burundi

La géologie du Burundi est beaucoup plus variée. Elle est subdivisée en quatre grandes entités géologiques : l'Archéen (Anté-Burundien), le Protérozoïque moyen (Burundien), le Protérozoïque supérieur (Malagarazien) et le Cénozoïque (Ntungicimpaye, 1984).

II.1.1 Archéen

L'Archéen est l'entité la plus ancienne du Burundi et la moins représentée. D'après les travaux des différents chercheurs cités par Hakiza (2002), deux ensembles archéens sont connus au Burundi:

- Le complexe archéen de Nyanza-lac au Sud-Ouest du pays qui a donné un âge U/Pb de 2600 M.a ;
- Le complexe archéen de Mugera au Nord-Est du pays qui a donné un âge U/Pb de 2611M.a. Il est surmonté de séquences appartenant à la base du Burundien inférieur. Cette partie du socle est située en bordure de la chaîne kibarienne et on peut considérer qu'elle fait partie du craton tanzanien ;
- Le complexe migmatique anté-burundien de Bujumbura n'a pas encore été daté.

Ces ensembles sont composés de roches ayant subi une évolution tectono-métamorphique anté-kibarienne complexe. Il s'agit essentiellement de migmatites et de gneiss granitiques qui contiennent localement des intercalations d'amphiboles et de métaquartzites.

II.1.2 Protérozoïque moyen

Le Protérozoïque moyen, localement appelé Burundien, recouvre la majeure partie du pays et héberge tous les indices de minéralisations connus au Burundi (1000-1600 M.a). Il est limité à l'Est par le Protérozoïque supérieur (Malagarazien) et à l'Ouest par la vallée du rift et comprend deux parties distinctes : la partie occidentale riche en intrusions granitiques et la partie orientale avec peu ou pas d'intrusions granitiques.

La partie occidentale du supergroupe Burundien est formée de roches métasédimentaires à dominance pélitique présentant un métamorphisme relativement élevé (faciès des amphiboles) tandis que la partie orientale est constituée de roches sédimentaires arénacées peu affectées par le métamorphisme (Klerkx et al., 1987). Entre les deux parties se trouve une ceinture de roches

mafiques et ultramafiques qui forment un alignement NE-SO, depuis le Sud du Burundi jusqu'au Nord-Est (Klerkx et al., 1987).

II.1.3 Protérozoïque supérieur

Le Néoprotérozoïque tabulaire sédimentaire et les roches volcaniques dans le Nord-Ouest de la Tanzanie et le Sud-Est du Burundi apparaît entre la chaîne orogénique kibarienne (Mésoprotérozoïque) à l'Ouest et le craton archéen de la Tanzanie à l'Est (Tack, 1995). Au Burundi, le Néoprotérozoïque se réfère au supergroupe de la Malagarazi ou Malagarazien et son équivalent de l'autre côté de la frontière en Tanzanie, au système Bukoban. Le Malagarazien représente le Protérozoïque supérieur (800-1000 M.a) et affleure au Sud-Est du pays où il repose en discordance angulaire sur le Burundien (Waleffe, 1965). Il est constitué par des roches sédimentaires (conglomérat, quartzite, schiste, schiste gréseux, dolomie, stromatolithe). Le Malagarazien est formé d'une série sédimentaire non métamorphique d'épaisseur variant entre 3000 et 4000 m. Des failles ainsi qu'un léger plissement limité à une simple ondulation des couches expriment la tectonique. Le magmatisme d'âge malagarazien est constitué par des basaltes amygdalaires interstratifiés ainsi que par des petits corps intrusifs.

II.1.4 Cénozoïque

Les formations sont représentées par les dépôts de remplissage du fossé tectonique du lac Tanganyika. Il s'agit d'alluvions lacustres et fluvio-lacustres. On note des coulées de laves basaltiques au Nord de la plaine de la Rusizi (Ilunga, 1984).

Le volcanisme de la plaine de la Rusizi (Burundi et RDC) se cantonne dans la région septentrionale qui est celle des escarpements (Kamanyola, Bugarama, Ruhwa) et de Rugombo-Cibitoke. Plus au Sud, un lambeau est visible au pont sur la rivière Nyamagana à Murambi (figure 6), notamment le long de l'ancienne route (Ilunga, 1991).

Le Cénozoïque représente une partie importante de la plaine de la basse Rusizi où l'on peut distinguer des formations d'âge holocène et pléistocène moyen (Ilunga, 1984).

Dans la plaine du Moso de la vallée de la Malagarazi et de la Rumpungwe (figure 3), on y observe également des dépôts sablo-graveleux mais d'épaisseur réduite. D'autres formations de même type existent dans de petites plaines alluviales, notamment celles des rivières Ruvyironza et Ruvubu (Hakiza, 2002).

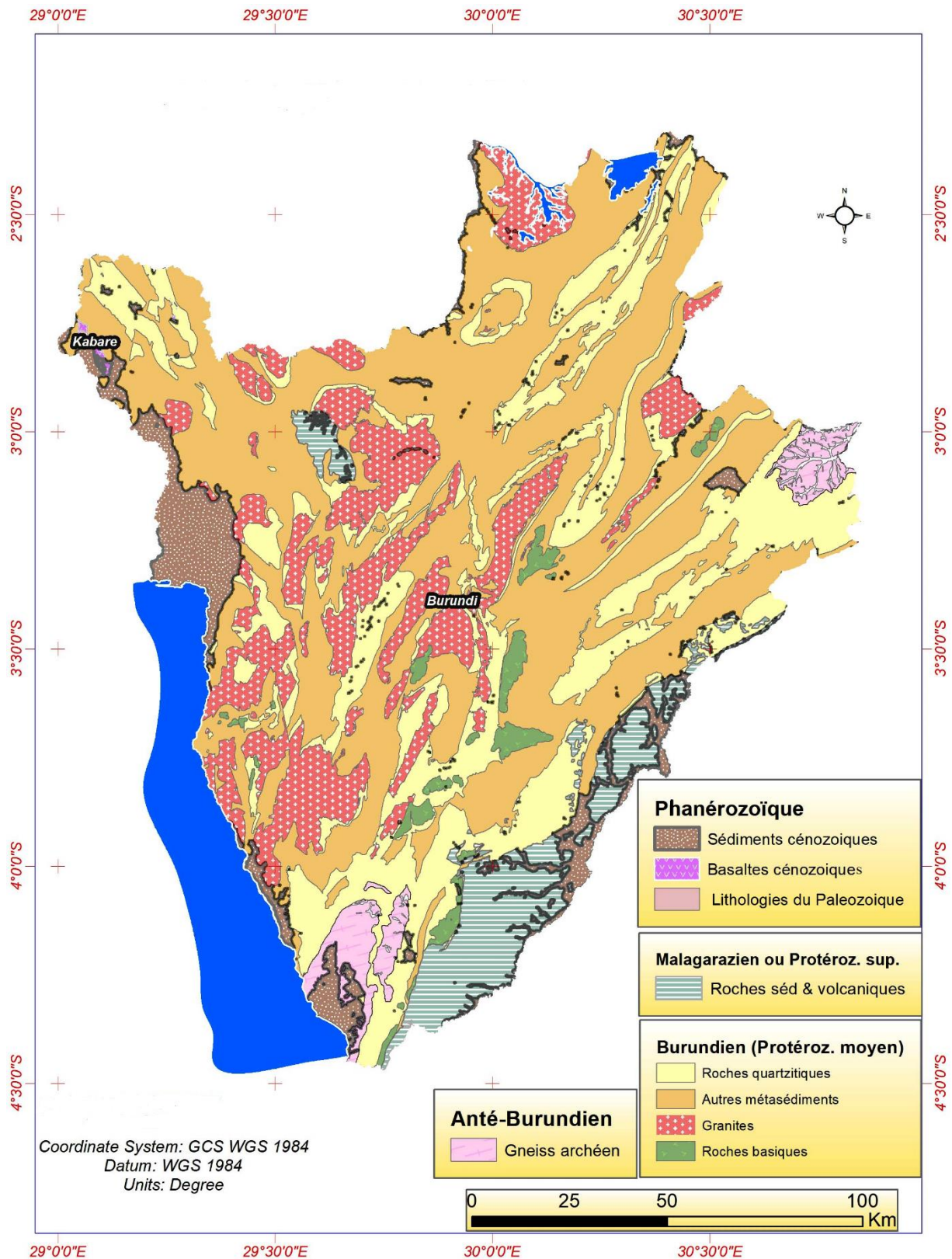


Figure 4: Carte lithologique du Burundi (modifiée par digitalisation par Nahimana L., 2022 à partir de la carte géologique du Burundi)

II.2 Géologie des contreforts de la plaine de la basse Rusizi

Les formations géologiques qu'on rencontre dans les contreforts surplombant la plaine de la basse Rusizi sont essentiellement constituées de roches d'âge Précambrien attribué au Protérozoïque moyen à l'exception du complexe de la Mugere qui date de l'archéen (Theunissen, 1989). Ces formations du Protérozoïque moyen sont essentiellement constituées par des ensembles sédimentaires généralement peu conservés parmi les ensembles métamorphiques et les nombreuses intrusions granitiques et basiques (Theunissen, 1989).

Du Nord au Sud, on rencontre (figure 5) :

- Complexe de Zina-Randa (Zn-Ra) : le faciès de Zina comprend les orthogneiss, les amphibolites, les micaschistes à sillimanites, des paragneiss et quelques niveaux quartzitiques. Le faciès de Randa comprend des amphibolo-chloritoschistes, phyllites et micaschistes et des bancs ou lentilles de calcaire dolomitique et schistes calcareux. Les calcaires métamorphiques semblent indiquer que le faciès de Randa peut apparaître localement dans le complexe de Bubanza.
- Complexe de Bubanza (Bb) occupe le centre de la partie Nord de la feuille Bujumbura et est occupé par une lithologie métasédimentaire dont l'identification précise est rendue difficile par la présence à toute échelle de nombreuses injections pegmatitiques concordantes au litage de l'encaissant. Ce dernier est essentiellement constitué de bancs gréseux, psammitiques alternant avec des niveaux plus pélitiques ; toutes ces roches ont une couleur gris-verdâtre typique.
- Intrusion granitique (γ) : granites à texture orientée d'origine magmatique concordante à la structure dominante d'origine tectonique (granite syncinématique). Ils sont constitués de feldspaths (phénocristaux et clastes), quartz, biotite et muscovite, parfois grenat. Au sein de cette formation, on y trouve des enclaves très fréquentes de métasédiments. On y trouve également de nombreux corps de gabbros amphibolitiques foliés parallèlement aux séquences granitiques.
- Formation de Rugazi (Rd) : il s'agit essentiellement d'une lithologie de grain moyen, parfois plus grossier se présentant comme des quartzites cristallins, soit homogènes, soit bien lités et localement psammitiques. Des niveaux de micaschistes souvent grenatifères s'observent en quelques endroits. Le quartzite développe localement une texture

cataclastique concordante au litage : il se débite alors en fines plaquettes ou lamelles localement observées dans les terrains intrudés.

- Formation de Rushubi-Muyebe (Rb-My) : cette formation est constituée de sédiments essentiellement pélitiques et présentant généralement un bon granoclassement. Cet ensemble pélitique apparaît toutefois sous différents faciès résultant de la phase sédimentaire et des degrés de métamorphisme variables d'une région à l'autre. Les couleurs grise et verte sont caractéristiques à Muyebe et Rushubi, des faciès plus graphiteux sont observés. A ces pélites sont associés des niveaux plus ou moins importants de roches d'origine volcanique basique et des volcanosédiments.
- Complexe de Buhonga (Bg) : il est constitué par des sédiments aréno-pélitiques intrudés ou granitoïdes contaminés rencontrés dans les terrains à dominance granitique au Sud de Bujumbura. Les quartzites semblent constituer la lithologie la mieux conservée ; ils sont très souvent cataclasés parallèlement à la foliation des granites gneissiques. Dans ces terrains habituellement extrêmement altérés, des minces niveaux schisteux (sédiments ou phyllonites) sont localement observés.
- Complexe de la Mugere : Il s'agit essentiellement de gneiss migmatitique rubanés lentiformes ou boudinés avec intercalations d'amphibolites. Le complexe est intrudé et isolé de son contexte par des ortho-gneiss et des granites.

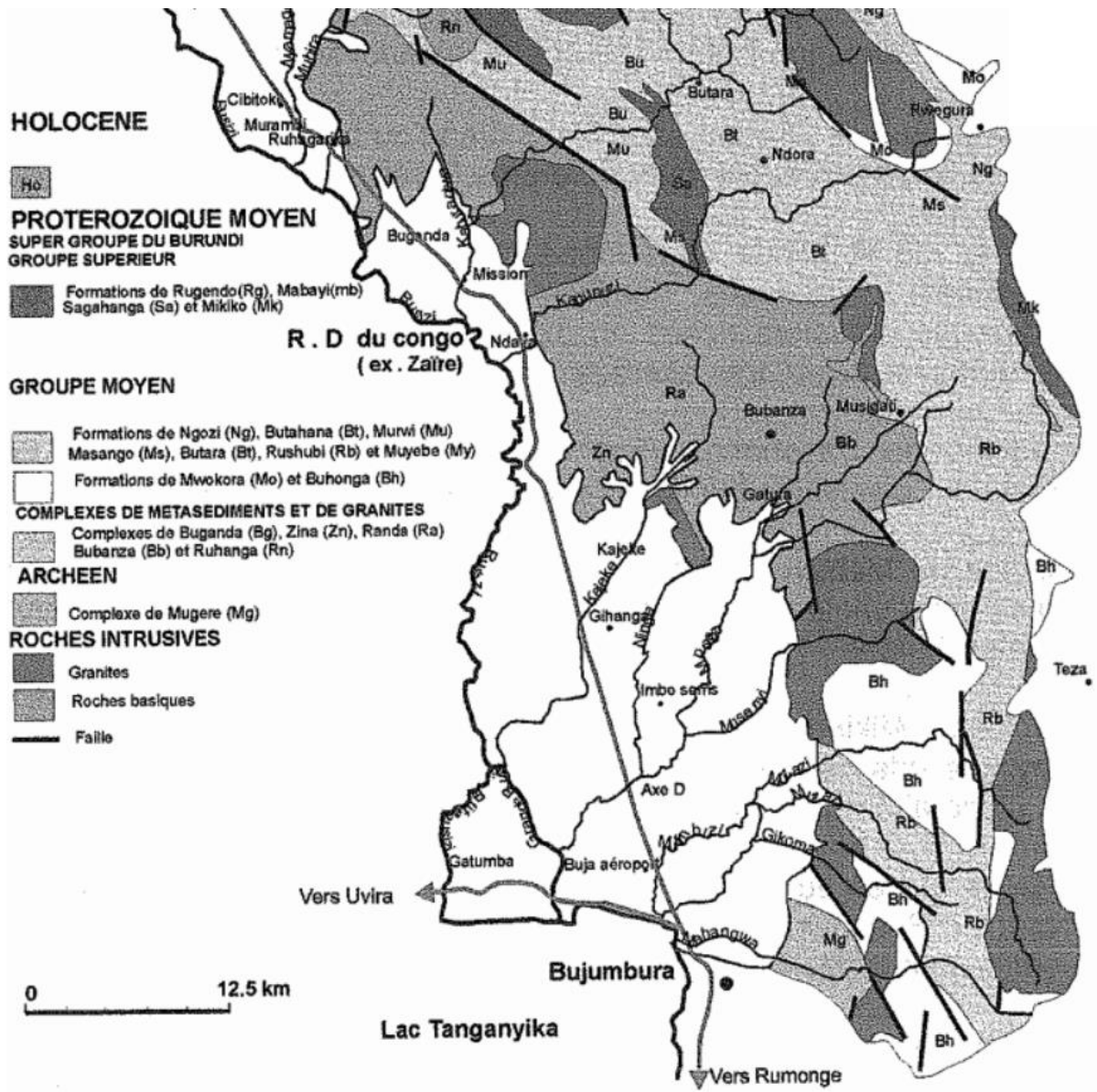


Figure 5 : Géologie des contreforts de la plaine de la basse Rusizi (Hakiza, 2002)

II.3 Fossé du lac Tanganyika

Le système du rift Est-africain montre à la surface une série de plusieurs kilomètres le long des successions alignées des bassins tectoniques adjacents (rift valleys), séparés les uns des autres par des haut-fonds relatifs et bordés par des branches élevées. Ce type de bassin est contrôlé par des failles et forme un graben subsident vide ou rempli par des sédiments et/ou des roches volcaniques (Chorowicz, 2005).

Le rift du lac Tanganyika s'étend sur plus de 700 km de long et plus de 70 km de large, presque entièrement recouvert par 650 km de l'eau du lac. La surface de l'eau est à 771 m par rapport au niveau de la mer, la profondeur maximum se trouve entre 1310 et 1470 m au Nord et au Sud respectivement. L'épaisseur maximale des sédiments est aux environs de 4000-5000 m (Rosendahl et al., 1992), débutant dans le Miocène inférieur ou le Pliocène supérieur. La partie nord est subdivisée par des failles de direction NW-SE en trois sous-bassins asymétriques, du Nord au Sud, Bujumbura (350 m de profondeur), Rumonge (1150 m de profondeur) et Kigoma (1310m de profondeur). Chacun d'eux est délimité par une faille normale majeure avec une trace incurvée. La composante maximale de projection verticale est d'environ 10000 m, l'érosion de la branche occidentale a été prise en compte. Cette faille est accompagnée par une activité hydrothermale comme c'est le cas pour le bassin du Nord (Tiercelin & Mondegue, 1991).

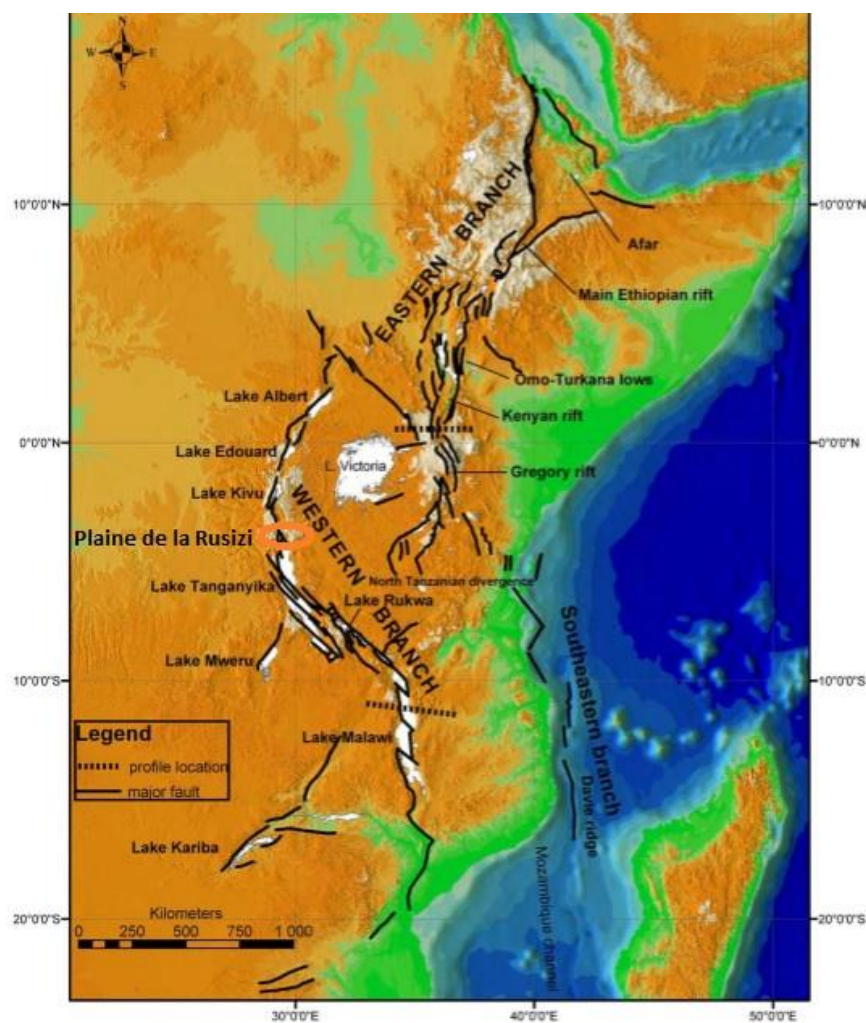


Figure 6: Schéma structural du rift Est-africain (Chorowicz, 2005)

II.4 Plaine de la basse Rusizi

Cette partie méridionale de la plaine de la Rusizi a connu plusieurs études dont les principaux auteurs sont :

- Ilunga (1984) par une étude morphologique et stratigraphique ;
- Chorowicz et Thouin (1985) par la description des failles synsédimentaires et la structure de la plaine de la basse Rusizi ;
- Waleffe (1985) par la collecte et l'interprétation des données géologiques issues des logs lithostratigraphiques des forages et hydrogéologiques par des mesures des niveaux piézométriques en établissant la première carte piézométrique de la plaine de la basse Rusizi ;
- Hakiza (2002) a fait une synthèse de plusieurs données géologiques issues de la réalisation des forages (1953-1960) et a établi des coupes de corrélation géologique de direction Est-Ouest en suivant les transversales. Il a fait également l'estimation des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère et élaboré le premier modèle régionale d'écoulement de la nappe de la plaine de la basse Rusizi, côtés burundais et congolais.

Dans cette partie de l'étude qui traite le cadre géologique de la plaine de la basse Rusizi, on essaiera de faire une synthèse des études antérieures et d'exploiter les nouvelles données issues des réalisations récentes de forages dans la zone afin de proposer des esquisses paléogéographiques et des blocs diagrammes des formations géologiques constituant le toit et l'aquifère.

II.4.1 Cadre géologique général de la plaine de la basse Rusizi

La plaine de la basse Rusizi occupe le fond d'un fossé qui, comme le fossé Nord du lac Tanganyika, résulterait d'un épisode tectonique datant du Pléistocène moyen ayant fait suite à un épisode antérieur à rattacher au Pléistocène inférieur ou plus ancien (Cahen, 1954; Waleffe, 1985). Elle constitue le prolongement septentrional du lac Tanganyika (partagé par quatre pays dont le Burundi, la RDC, la Tanzanie et la Zambie), deuxième lac plus profond au monde, constituant une grande réserve d'eau douce et représentant un fond de rift Est-africain (Chorowicz, 2005) situé entre 771 m (niveau du lac Tanganyika) et 1000 m d'altitude (Ilunga & Alexandre, 1982).

Les formations géologiques sont représentées par un ensemble précambrien et un ensemble cénozoïque (figures 7 & 8). L'ensemble précambrien affleure sur les escarpements de failles qui

bordent la plaine à l'Est du côté burundais et à l'ouest du côté congolais (figure 7) ou sur les mini-horsts qui la subdivisent en sous-bassins (Ilunga, 2007).

La grande partie de la plaine de la basse Rusizi est constituée d'alluvions fluvio-lacustres d'âge plio-quaternaire. De l'Ouest vers l'Est (partie burundaise), elle est occupée par les alluvions de la Rusizi, les formations lacustres et les cordons littoraux du lac Tanganyika (Hakiza, 2002).

Les alluvions actuelles de plusieurs tributaires du lac Tanganyika ou de la Rusizi se sont surimposées aux alluvions fluvio-lacustres d'âge Pléistocène moyen (Frankart et al., 1971).

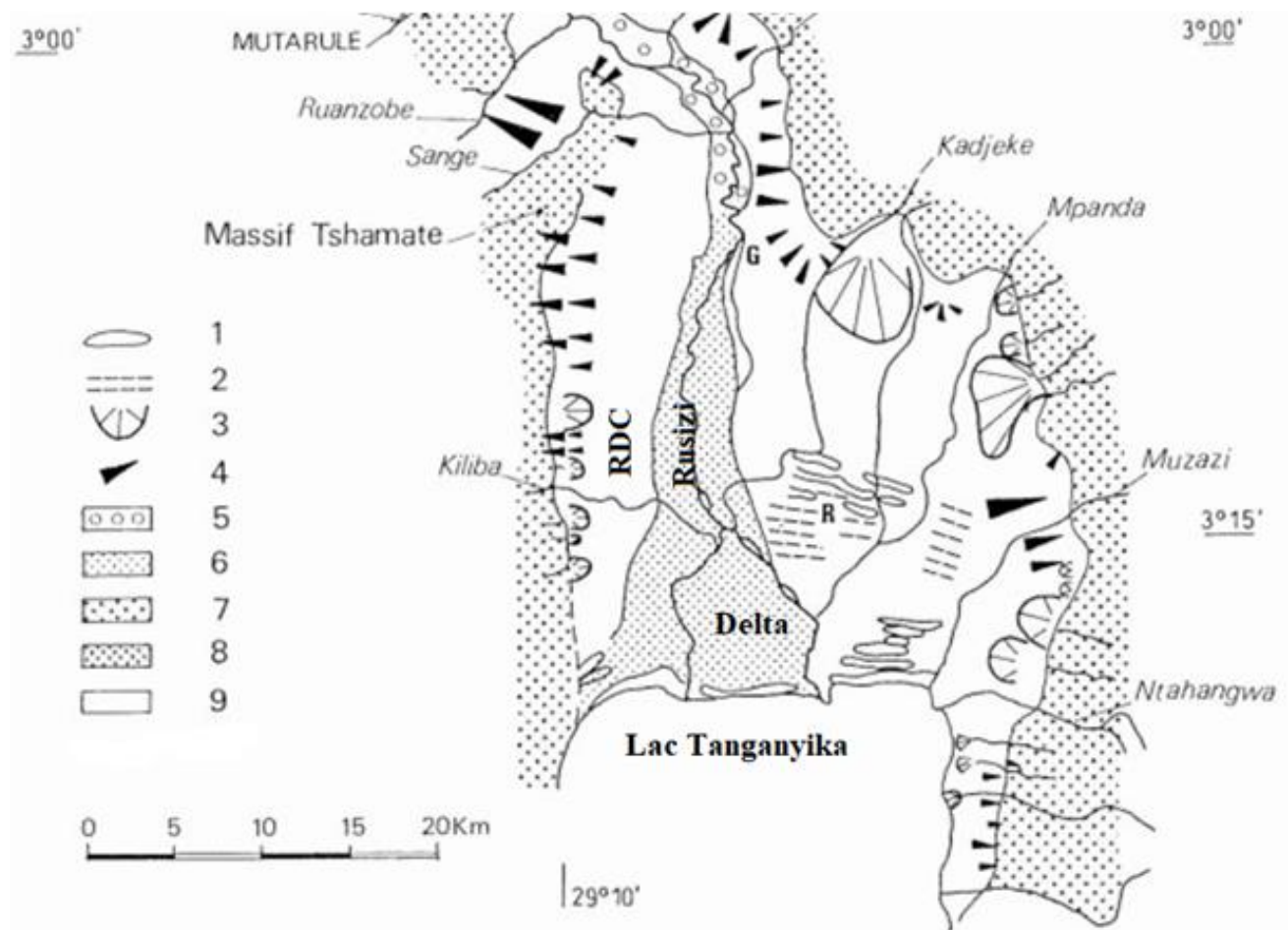


Figure 7 : Esquisse géomorphologique de la plaine de la basse Rusizi (Ilunga, 1991)

1. Flèche littorale nette ; 2. Flèche littorale moins nette ; 3. Cône de déjection ; 4. Glacis ; 5. Cailloutis de la Rusizi ; 6. Sable de la Rusizi ; 7. Précambrien ; 8. Basaltes ; 9. Alluvions fluvio-lacustres ; G : Formation Gihungwe ; R : Formation Rukoko

II.4.2 Lithostratigraphie, sédimentologie et contexte structural

Stratigraphiquement, on peut distinguer dans la plaine de la basse Rusizi des formations d'âge Holocène, pléistocène moyen et Cénozoïque indifférencié (Ilunga, 1984; Theunissen, 1989):

- **Holocène (Ho)** : comporte essentiellement des dépôts de cônes alluviaux développés aux piedmonts d'escarpements et des dépôts dus au ruissellement d'épandage occupant une grande partie de la plaine de la basse Rusizi, les alluvions récentes de la Rusizi (figure 8) et de son delta (figure 7) ainsi que les plages du lac Tanganyika comportant des cordons littoraux principalement sur la rive septentrionale.
- **Pléistocène moyen (Pm)** est représenté par des cônes alluviaux à mécanismes sédimentaires de type débris flow-shetflood et des formations fluvio-lacustres allant de sables grossiers aux dépôts fins silto-argileux.
- **Cénozoïque indifférencié (Ci)** : comprend des alluvions de terrasse et des formations qui sont constituées de conglomérats et des roches gréso-quartzitiques.

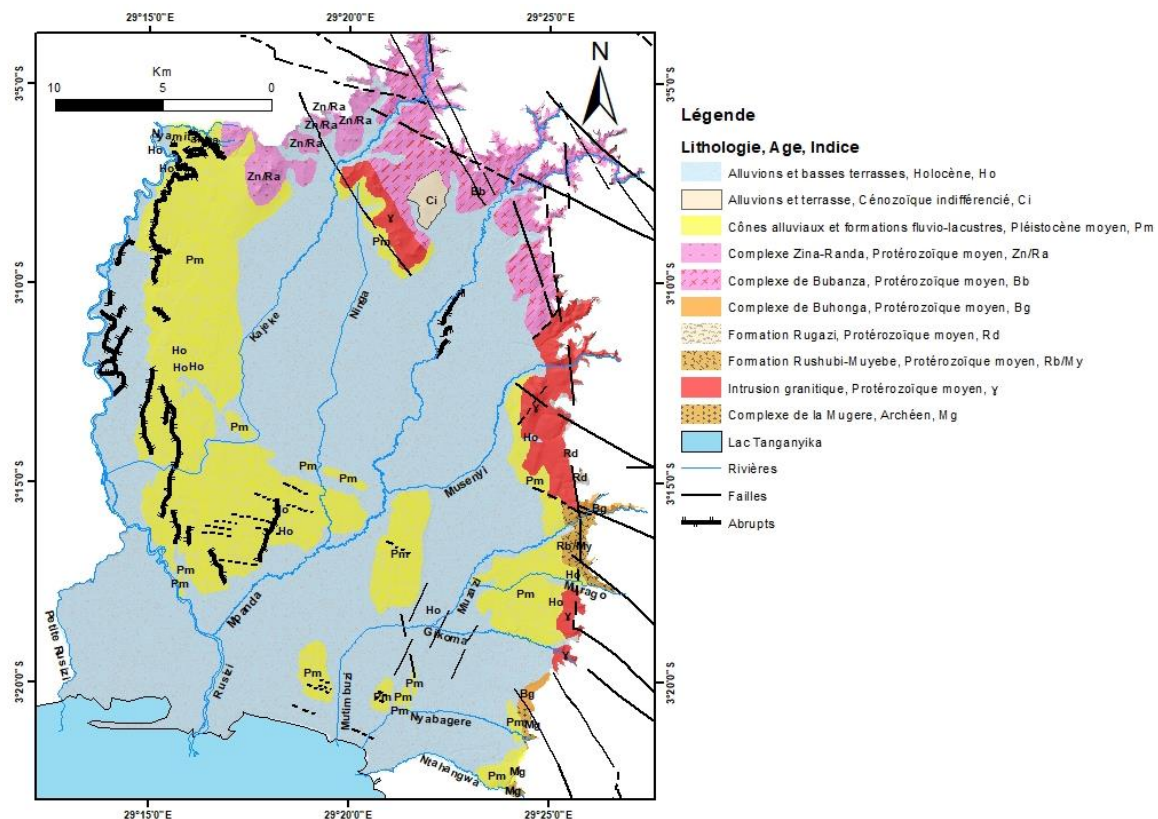


Figure 8: Carte géologique de la plaine de la basse Rusizi, modifiée par digitalisation (Theunissen, 1989)

Des affleurements précambriens sont localisés aux contacts septentrional et oriental entre la plaine et les contreforts. Ces affleurements précambriens sont constitués de formations magmatiques et métamorphiques d'âge protérozoïque moyen (Theunissen, 1989b) constituées du complexe de Zina/Randa, du complexe de Bubanza, du complexe de Buhonga, de la formation Rushubi-Muyebe et d'intrusions granitiques. Un petit affleurement archéen est signalé au Sud-Est de la plaine et est constitué du complexe de la Mugere. Tous ces affleurements précambriens et archéens ont été décrits au chapitre II.2 et sont représentés par les figures 5 et 8.

Du point de vue sédimentologie, on distingue six faciès représentés par la figure 9 (Chorowicz & Thouin, 1985) :

- Les dépôts lacustres constitués de sables fins à moyens et de composition minéralogique faite par le quartz, les feldspaths, les muscovites et les minéraux noirs. Ils sont limités par de petits escarpements ou de ruptures de pentes. Ces dépôts sont situés entre les dépôts fluviaux de la Rusizi et les rivières Mpanda et Kajeke ;
- Les barrières littorales constitués de sables hétérométriques gris (quartz, feldspaths, peu de micas, sans minéraux noirs), liés à l'action conjuguée des courants lacustres, des vagues et du vent. Elles se superposent localement aux formations lacustres ;
- Les dépôts fluviaux à dominante silto-argileuse, localisés le long de la Rusizi et de son delta. Vers l'Est, ils se mélangent avec des sédiments lacustres, lesquels sont partiellement repris par les rivières ;
- Les dépôts fluviaux à dominante argileuse qui se développent au Nord-Est et à l'Est de la plaine, dans des dépressions à fond plat, limitées sur la bordure occidentale par des talus contrôlant la direction des rivières ;
- Des faciès lacustres et fluviaux indifférenciés qui sont localisés entre les dépôts fluviaux et les dépôts lacustres ;
- Un faciès de cône alluvial, reconnaissable sur la bordure orientale de la plaine.

Une tectonique de blocs a soulevé la plaine burundaise d'une trentaine de mètres par rapport à la plaine congolaise (Ilunga, 1991). Ce soulèvement relatif de la plaine burundaise a entraîné un grand degré de dissection de celle-ci par rapport à la plaine congolaise (Ilunga, 1991). A quelques douze kilomètres de la côte du lac Tanganyika, vers le Nord (figures 8 & 9) apparaît une série d'alignements parallèles ; il s'agit d'anciennes flèches littorales sableuses associés à la progression

[illegible]

24

II.4.3 Données géologiques à base des logs lithostratigraphiques de forage

Les données de forages ont été collectées au sein de l'IGEBU, de la REGIDESO et de l'entreprise ROBUCO. C'est à partir de ces données et de l'exploitation des différents travaux antérieurs (rapports inédits, thèse et cartes) qu'on a pu réaliser des logs lithostratigraphiques de forage et des corrélations transversales afin de synthétiser l'aperçu géologique au niveau du secteur d'étude du point de vue stratigraphique, sédimentologique et structural dans le but de proposer des esquisses faciologiques et des blocs diagrammes des formations plio-quadernaires constituant le toit et la couche aquifère dans la plaine de la basse Rusizi.

Les anciens forages (1953-1960), au nombre de 70, ont été implantés le long des pistes transversales (figure 11) distantes les unes des autres de 1260 m et traversant d'Est en Ouest la plaine. Sur chaque transversale, la distance entre deux forages successifs est de ± 2000 m (Hakiza, 2002).

Les nouveaux forages (78 au total) ne suivant aucune transversale, ils ont été implantés suivant les besoins en eau potable de la population locale (Ngenzebuhoro et al., 2019). D'autres ont été réalisés pour des besoins domestiques, d'élevage ou industriels surtout au Sud de la plaine.

Des corrélations et coupes qui ont été réalisés dans la plaine montrent que malgré l'abondance et la proximité des forages, il est impossible d'établir une corrélation entre différents terrains rencontrés sur base de la lithologie ; ce qui confirme l'allure lenticulaire des dépôts, expliquant ainsi le comportement des nappes aquifères (Waleffe, 1985).

Dans ses publications de 1991 et 2007, Ilunga a pu dresser des coupes lithologiques et dégager des descriptions reprises ci-dessous (les formations sont illustrées par la figure 7):

- La formation Gihungwe se caractérise par la présence d'un faciès fin silto-argileux laminaire à la base contenant parfois des diatomées euplantoniques suivi selon les cas soit par un faciès à cyclothèmes de séquences positives précédé par une granodécroissance vers le haut, soit par le faciès de mudstones à zonation de couleurs claires et sombres. L'environnement sédimentaire aurait évolué en passant d'un milieu lacustre de faible profondeur à un milieu soit deltaïque et plaine deltaïque soit de baie interdistributaire qui a assez bien fluctué ainsi que l'atteste la zonation ;
- La formation Naombe représentée par trois faciès :

- ✓ Le faciès de cailloutis de cône alluvial montrant distalement un dépôt feuilleté de gravillons inter-stratifiés avec des mudstones coiffés de carbonates suggérant un environnement de type bahada-playa (topographie de pente douce de remblaiement passant progressivement à l'aval à une dépression boueuse asséchable) de climat sec ;
 - ✓ Le faciès de croûte carbonatée pédologique représentant une pédogenèse typique des climats semi-arides à arides ;
 - ✓ Le faciès de sable limoneux rouge à artefacts d'âge de la pierre récente qui s'étale aux piémonts des escarpements dans la zone des glacis évoquant un environnement de ruissellement aréolaire et de sheetflood ; son âge serait Pléistocène supérieur.
- La formation Kajeke (Holocène) est un dépôt finement stratifié fait d'une alternance de couches fines à moyennes de sable ou sable granuleux, gris-blanc, brun-rougeâtre et de silt sableux (limon) de couleur gris sombre. Le caractère feuilleté des unités suggère un dépôt de streamflood de cône alluvial de climat humide ainsi que semblent le confirmer la couleur, la présence de beaucoup de débris végétaux et l'absence de concrétions carbonatées. La présence de débris de poteries confirme l'âge holocène
 - La formation Rukoko représente la mise en place de cordons littoraux du lac Tanganyika. On peut distinguer deux extensions :
 - ✓ Un Rukoko faillé du déversement du lac Kivu daté de 9500 ans situé dans la partie nord de la formation qui, suite à la tectonique, a vu les eaux du lac Tanganyika se retirer plus au Sud de sa position actuelle comme en témoigne un Beach rock, dépôt de plage induré, attestant un ancien rivage ;
 - ✓ Un Rukoko non faillé de transgression qui a occasionné l'immersion du Beach rock et la progression du lac au Nord de son rivage actuel ; cette transgression lacustre se situerait à 7000-6000 ans, au cours de l'optimum humide holocène

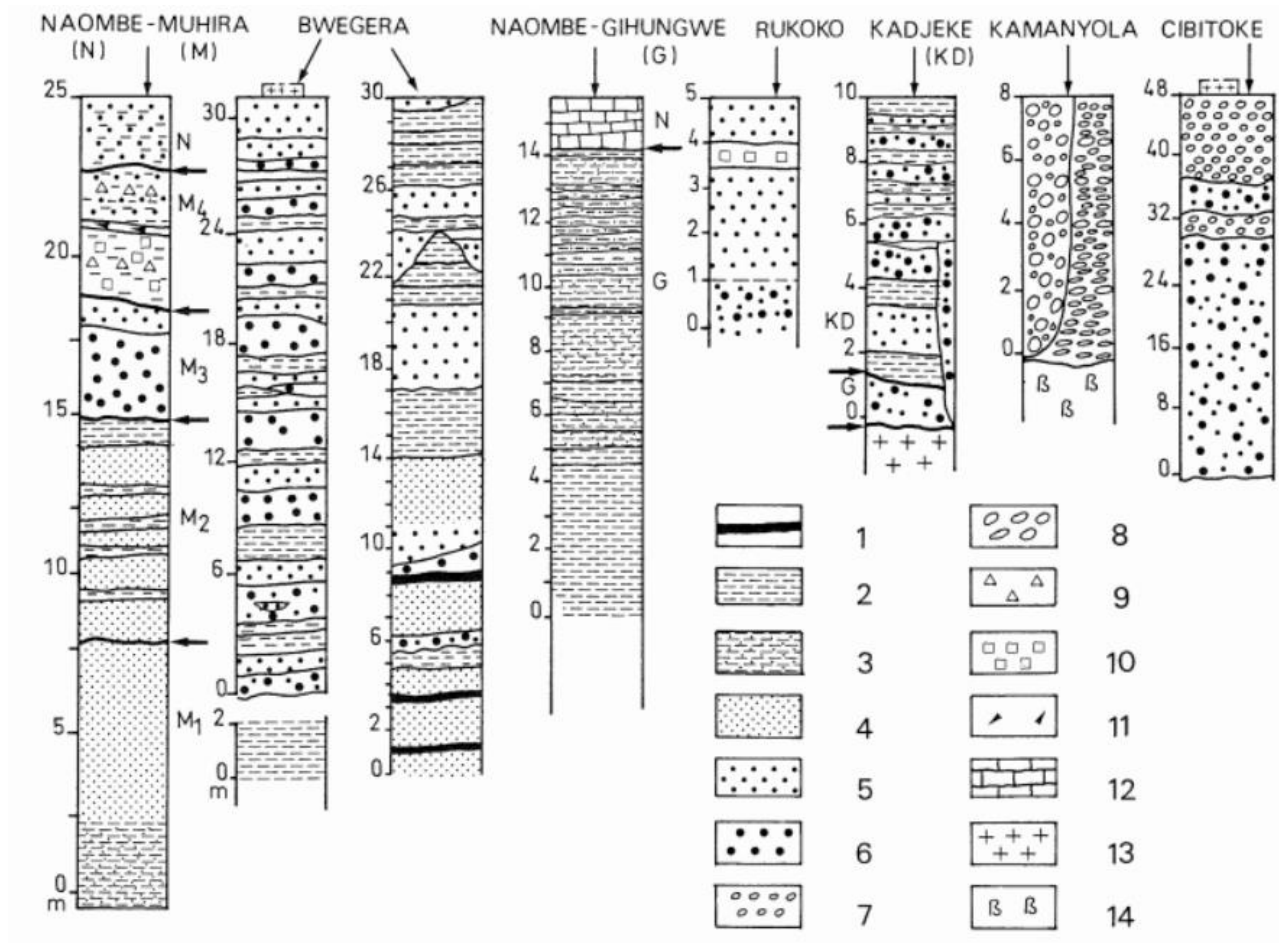


Figure 10 : Coupes lithologiques de certaines localités de la plaine de la Rusizi des deux côtés de la rivière Rusizi (Ilunga, 1991)

1. Limon à débris végétaux ; 2. Limon ; 3. Limon sableux ; 4. Sable fin ou moyen ; 5. Sable grossier ou très grossier ; 6. Petits galets ; 7. Gros galets ; 8. Blocs ; 9. Nodules ferrugineux ; 10. Nodules carbonatés ; 11. Granules de quartz filonien ; 12. Croûte carbonatée ; 13. Cuirasse ferrugineuse ; 14. Basalte.

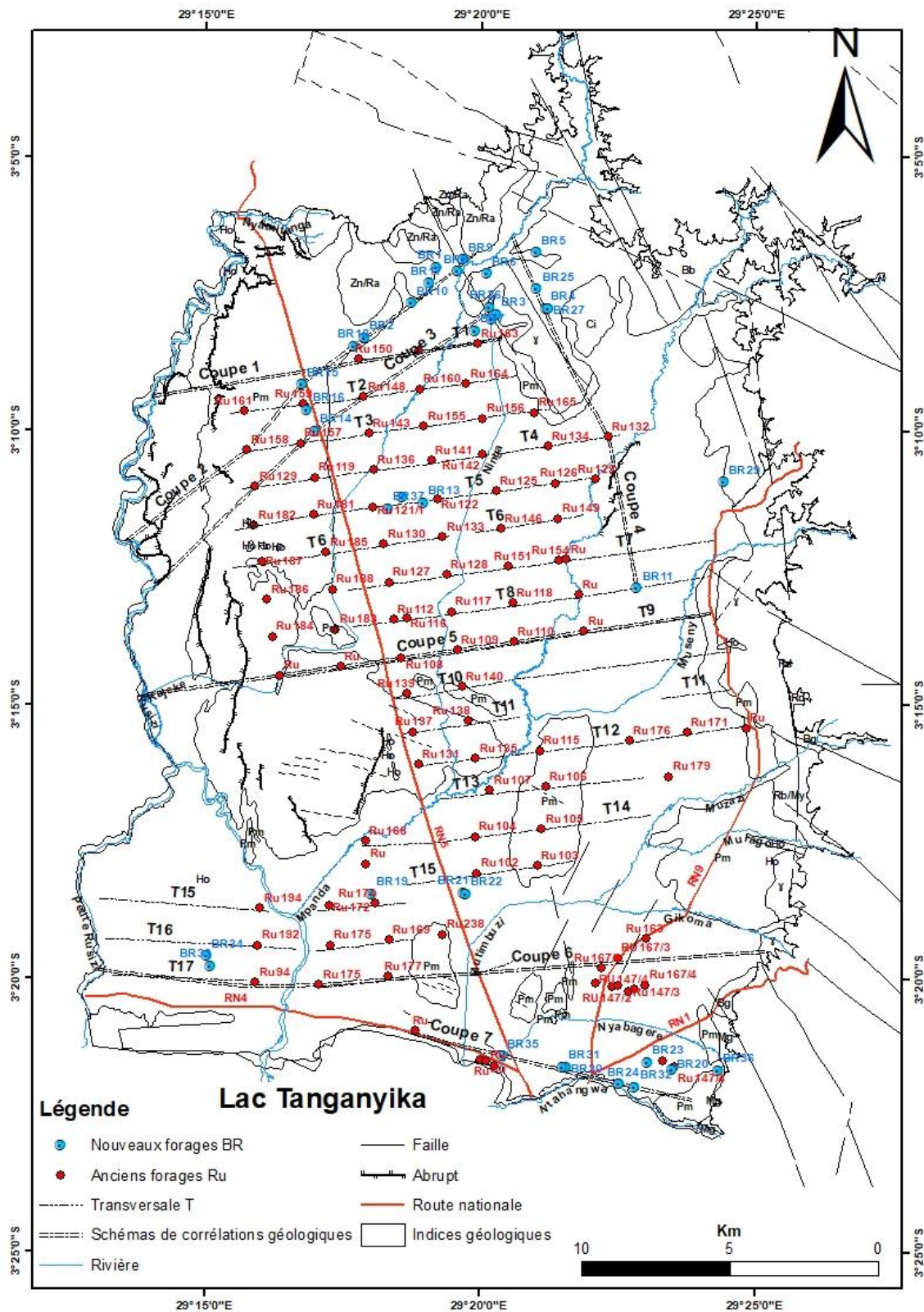


Figure 11: Localisation des anciens et nouveaux forages ainsi que les plans de coupes transversales

II.4.3.1 Profils de corrélations géologiques

Les profils géologiques et hydrogéologiques sont tracés en reliant de proche en proche les coupes de forages (Collin, 2004). La plaine de la basse Rusizi a connu deux périodes majeures de réalisation de forages (1953-1960 et 2007-2015). Pour la première période, les coupes lithostratigraphiques ont été traitées et analysées par Waleffe en 1985 et Hakiza en 2002. Les coupes lithostratigraphiques des nouveaux forages seront traitées et interprétées dans ce chapitre. Au total sept coupes seront réalisées (figure 11) tout en essayant de recouper une grande majorité de forages. La figure 11 illustre une répartition inégale de nouveaux forages sur toute l'étendue de la plaine et deux zones s'individualisent ; il s'agit du Nord-Est (villages ruraux où les forages sont équipés de pompes manuelles) et du Sud de la plaine (zone industrielle et quartiers résidentiels de la ville de Bujumbura, où la plupart de forages sont équipés de pompes électriques ou solaires).

Quatre coupes ont été réalisées dans la partie Nord de la plaine (figure 11). La coupe 1 part de la rivière Rusizi vers l'Est en recoupant trois forages anciens, les coupes 2 et 3 de direction Nord-Ouest - Nord-Est partent de la rivière Rusizi jusqu'au contact entre le Cénozoïque et le Précambrien, tandis que la coupe 4 de direction Nord-Sud part de la transversale 8 jusqu'au niveau de la rivière Kajeke. Les trois premières coupes montrent qu'à partir de la rivière Rusizi, des escarpements marqués par des ressauts de reliefs sont fréquents.

Pour la coupe 1, tous les forages ont été réalisés dans les dépôts fluviaux (Holocène) en traversant une couche argilo-sableuse et calcaireuse avant d'atteindre la nappe constituée de sable graveleux et d'épaisseur variant entre 2 et 7 mètres. Les coupes 2 et 3 montrent une couche d'argile qui confine la nappe ; l'épaisseur de cette couche argileuse diminue progressivement d'Ouest en Est et la nappe change de lithologie dans cette direction des sables fins argileux, en passant par les cônes alluviaux et enfin localisée dans des formations précambriennes altérées ou fracturées. Pour la coupe 4, vers la bordure orientale de la plaine, le forage BR5 se trouvant tout près de la rivière Kajeke a capté une nappe aquifère localisée dans les cônes alluviaux et d'autres forages (BR27 et BR25) ont traversé à la surface une couche argileuse moins épaisse, puis du sable graveleux avant d'atteindre un gneiss ou granite altéré et fracturé (complexe de Bubanza). Vers le Sud de la coupe 4, le forage BR11 a capté une nappe constituée de cônes alluviaux tout près de la rivière Musenyi.

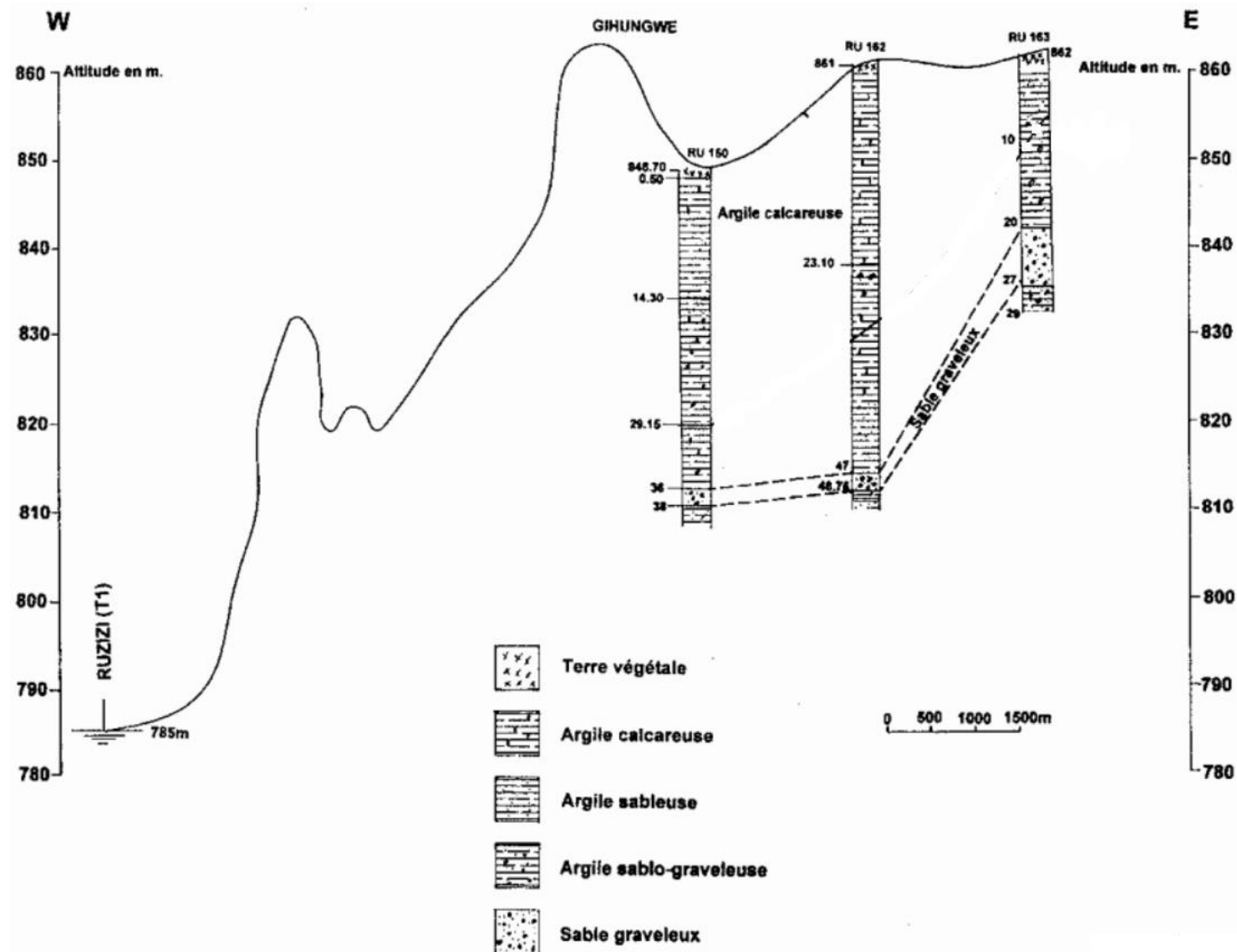


Figure 12 : Profil de coupe de corrélation géologique 1

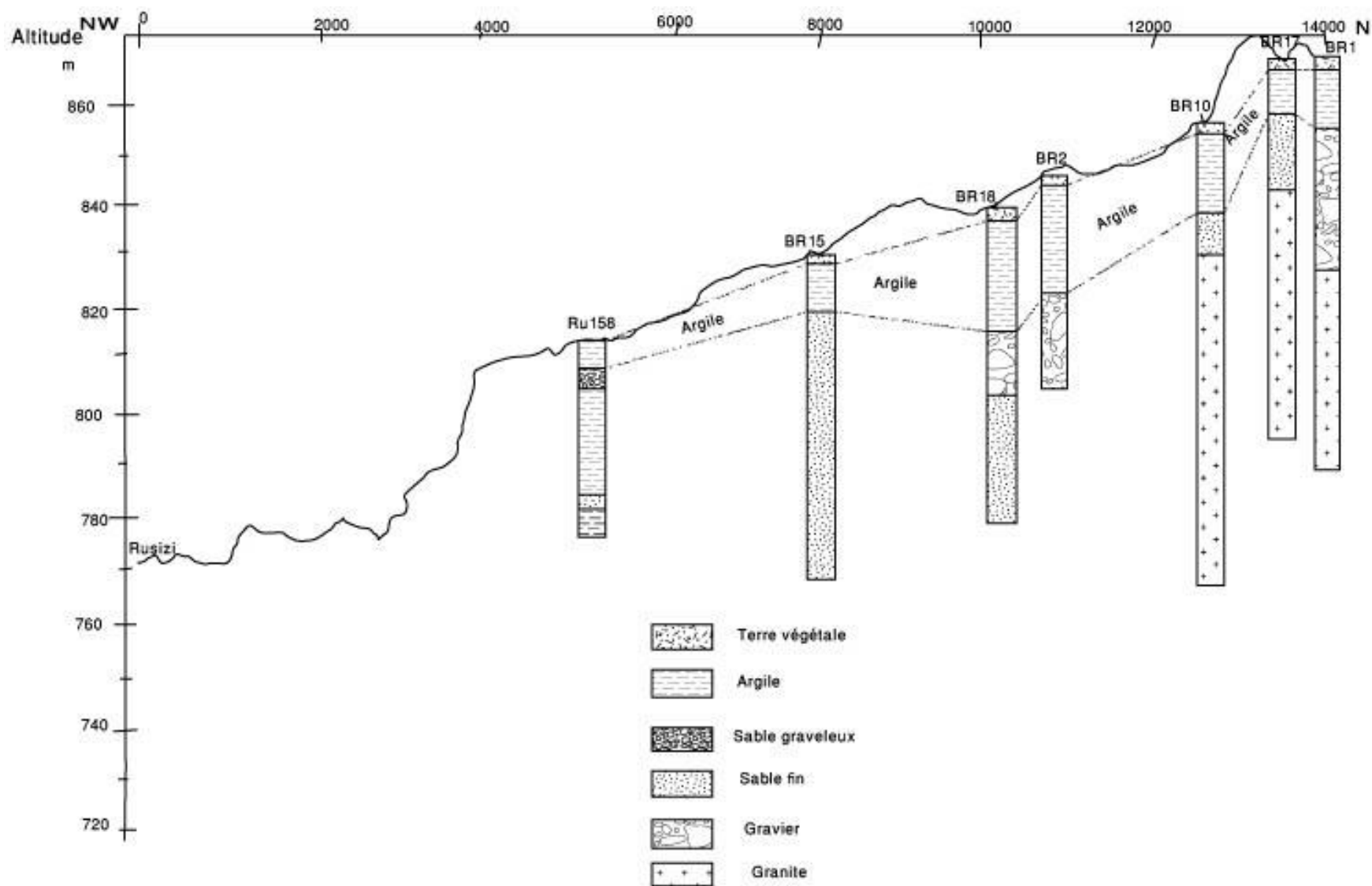


Figure 13 : Profil de coupe de corrélation géologique 2

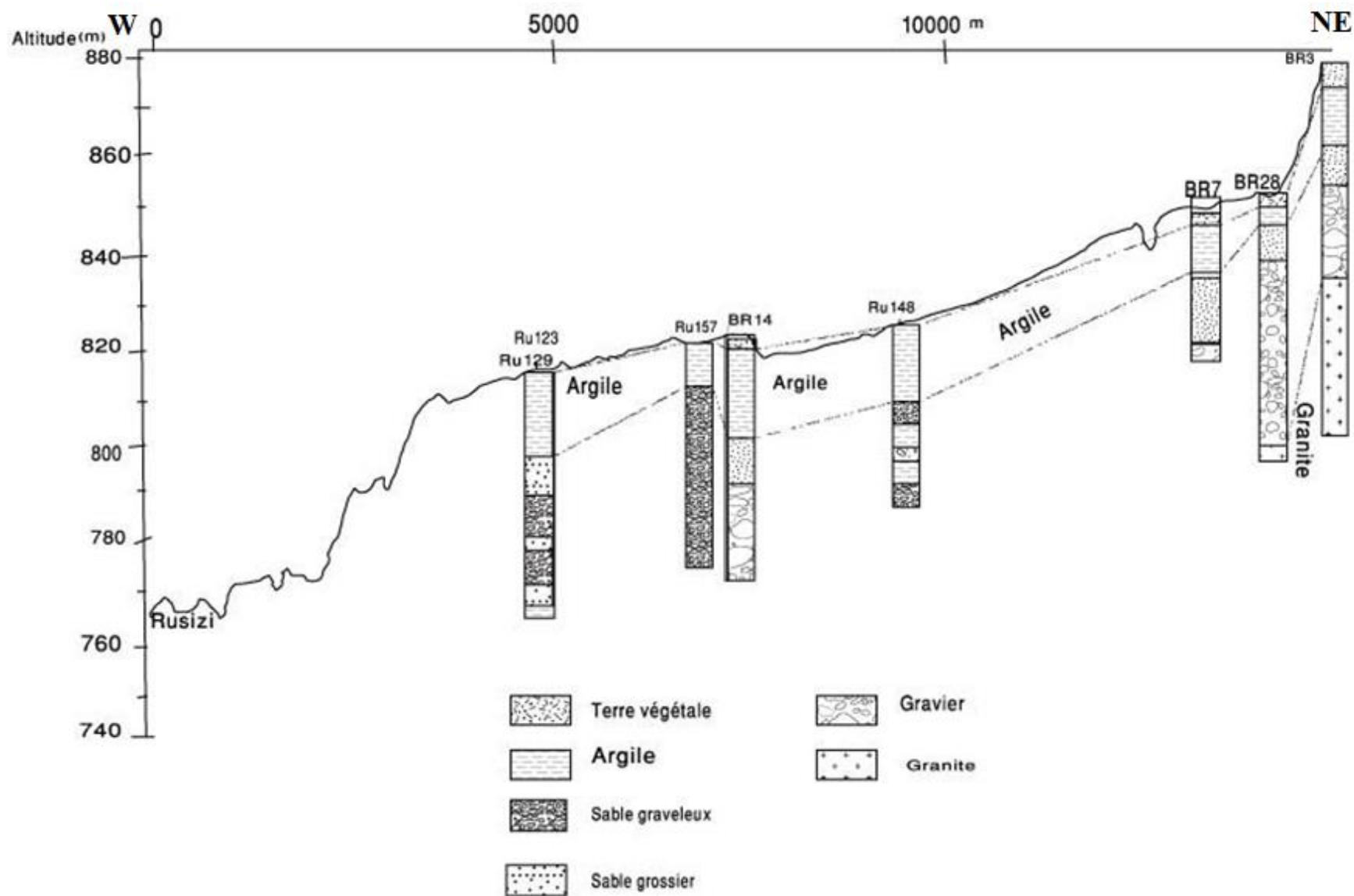


Figure 14 : Profil de coupe de corrélation géologique 3

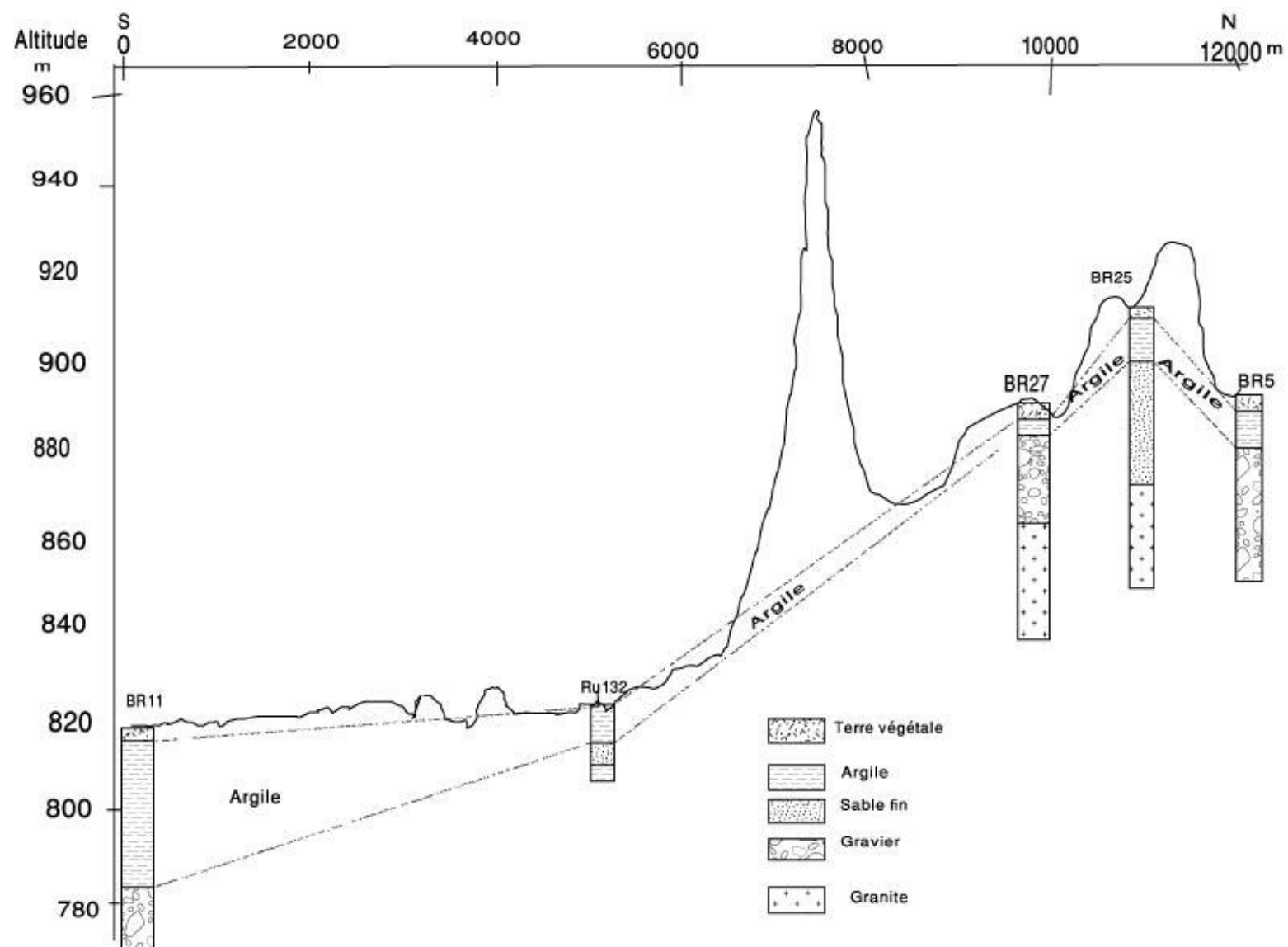


Figure 15 : Profil de coupe de corrélation géologique 4

Au milieu de la plaine, la coupe 5 coïncide avec la transversale 9. Sur cette coupe, à l'Ouest, on remarque que sur plus de 30 m de profondeur, on a du sable fin gris verdâtre, argileux et micacé, avec des débris de coquillage entre 26 et 28 m, attestant ainsi l'origine lacustre de ces dépôts (Holocène). Au milieu de la coupe, ces dépôts s'intercalent dans une argile sableuse, calcaireuse et micacée, avec des grains de travertin calcaire, cette dernière constituant ainsi le sommet et la base de l'aquifère.

La coupe 6 montre à la surface une couche de sable fin dont l'épaisseur n'excède pas 3 m. Ce sable couvre une argile gris foncé, sableuse et micacée. En dessous, on trouve du sable grossier renfermant du mica. A l'Ouest au niveau du forage Ru175, la base de ce sable est formée par une argile grise, sableuse et micacée ; au milieu, le sable grossier repose sur du sable argileux très fin. A l'Est, la coupe se termine par une alternance de dépôts du colluvium, à la limite entre la plaine et les contreforts. Il s'agit d'une argile sableuse à sablo-graveleuse, parfois calcaireuse au sein de laquelle s'intercalent des bancs sableux à granulométrie variable : on observe du sable fin à grossier, souvent graveleux et renfermant du mica.

Vers la limite Sud, à moins de deux cents mètres du lac Tanganyika et la rivière Ntampangwa, la coupe 7 est établie sur cinq forages. Cette coupe montre à la surface une couche de terre végétale ne dépassant pas 2 m de profondeur aux forages BR35, BR24 et BR32 qui couvre une couche de sable fin au forage BR35 et une couche d'argile d'épaisseur comprise entre 12 et 18 m d'épaisseur aux forages BR24 et BR32. Le forage BR31 a traversé une alternance d'argile, sable fin et sable grossier. Ces sables grossiers constituent les barrières littorales et les argiles sont des dépôts fluviatiles. Pour le forage BR24, en dessous de la couche d'argile, vient une couche de sable fin (dépôts lacustres) suivie par une couche de sable graveleux (cônes alluviaux). Plus vers l'Est, le forage BR32 a traversé en dessous de la couche d'argile, du sable graveleux et du gravier mélangé avec des micas, ce qui montre qu'il a traversé des dépôts de cônes alluviaux de la rivière Ntampangwa. Plus on va vers l'Ouest, la couche d'argile qui coiffe la nappe aquifère disparaît progressivement.

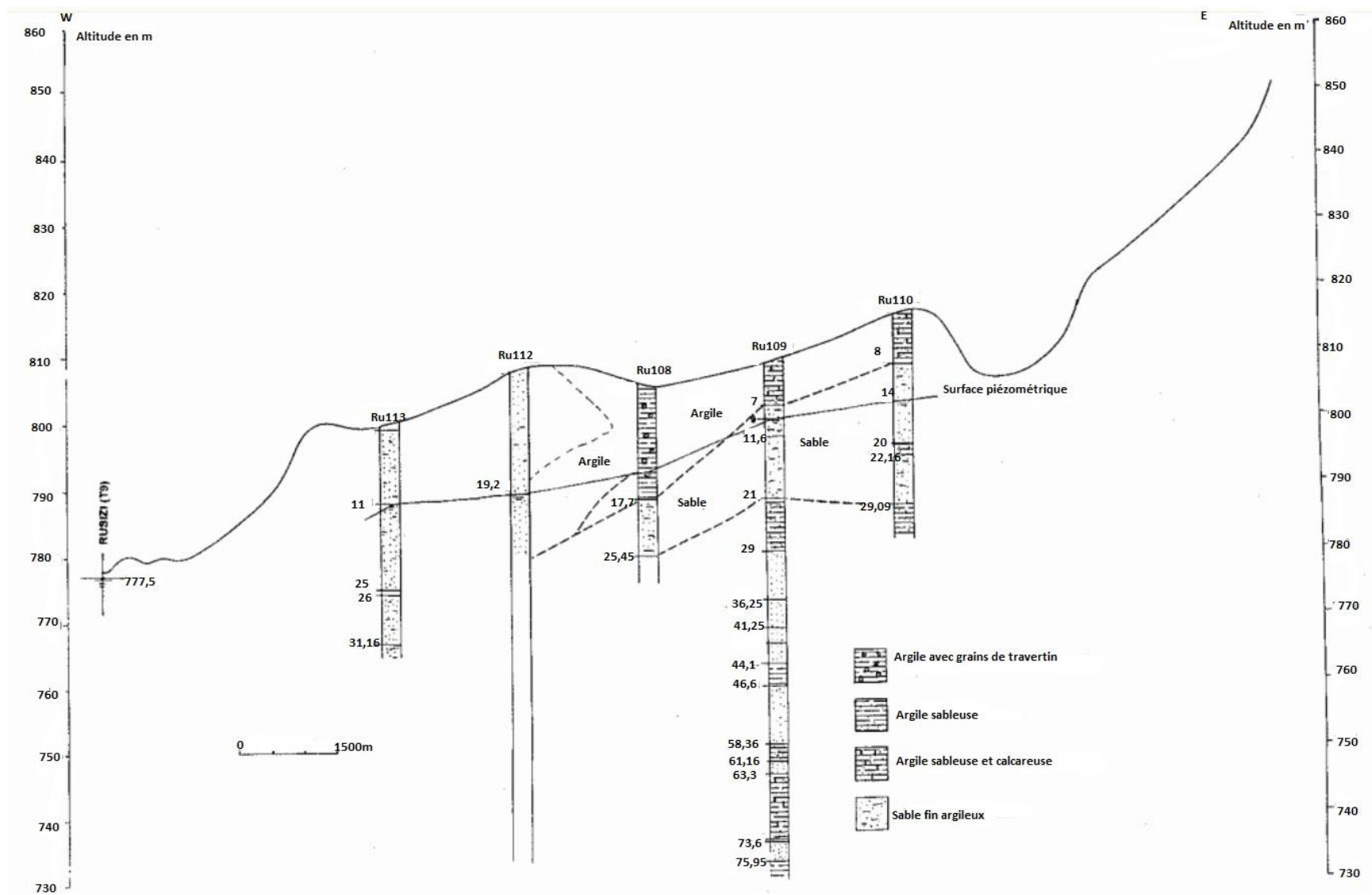


Figure 16 : Profil de coupe de corrélation géologique 5

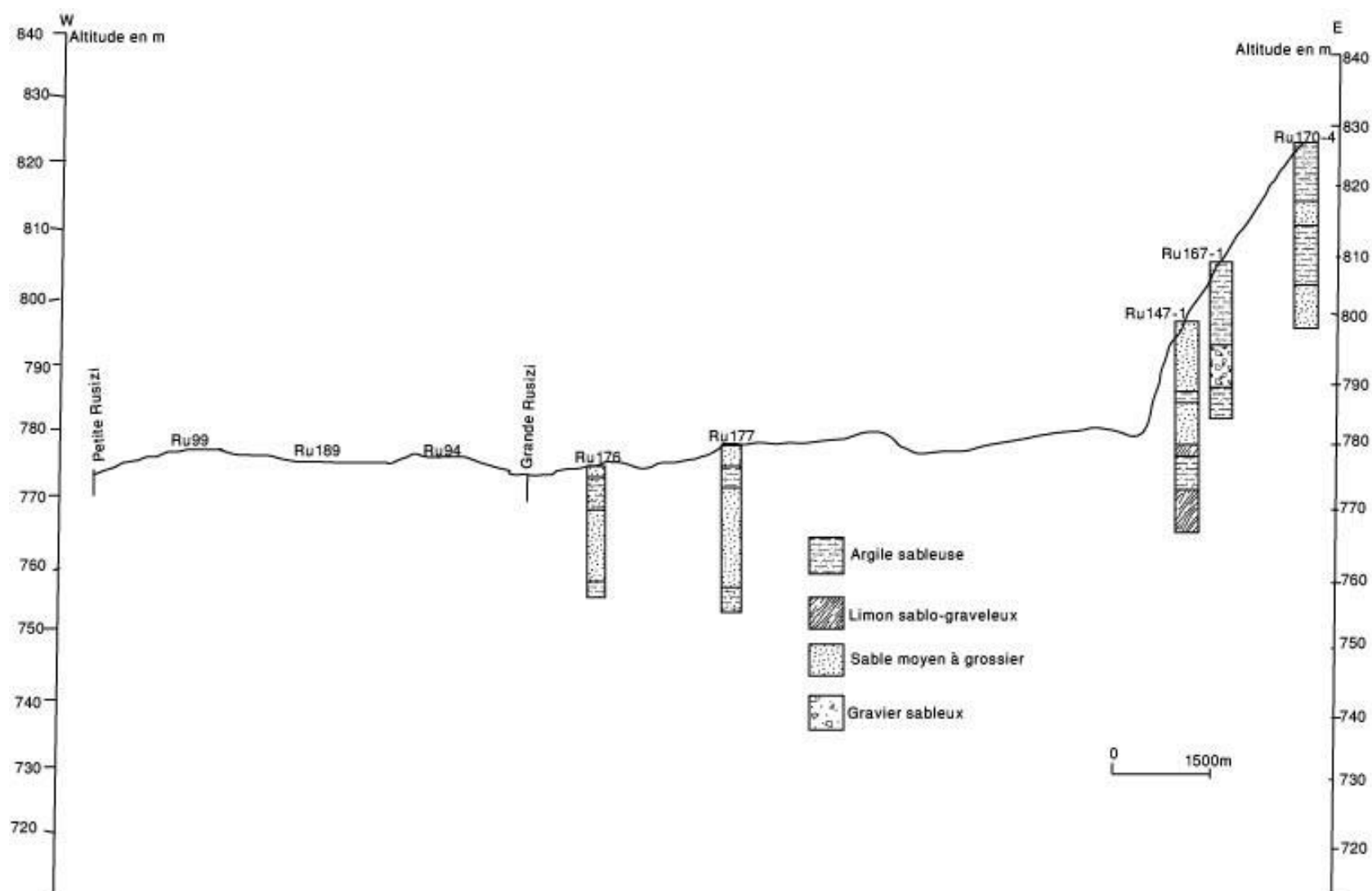


Figure 17 : Profil de coupe de corrélation géologique 6

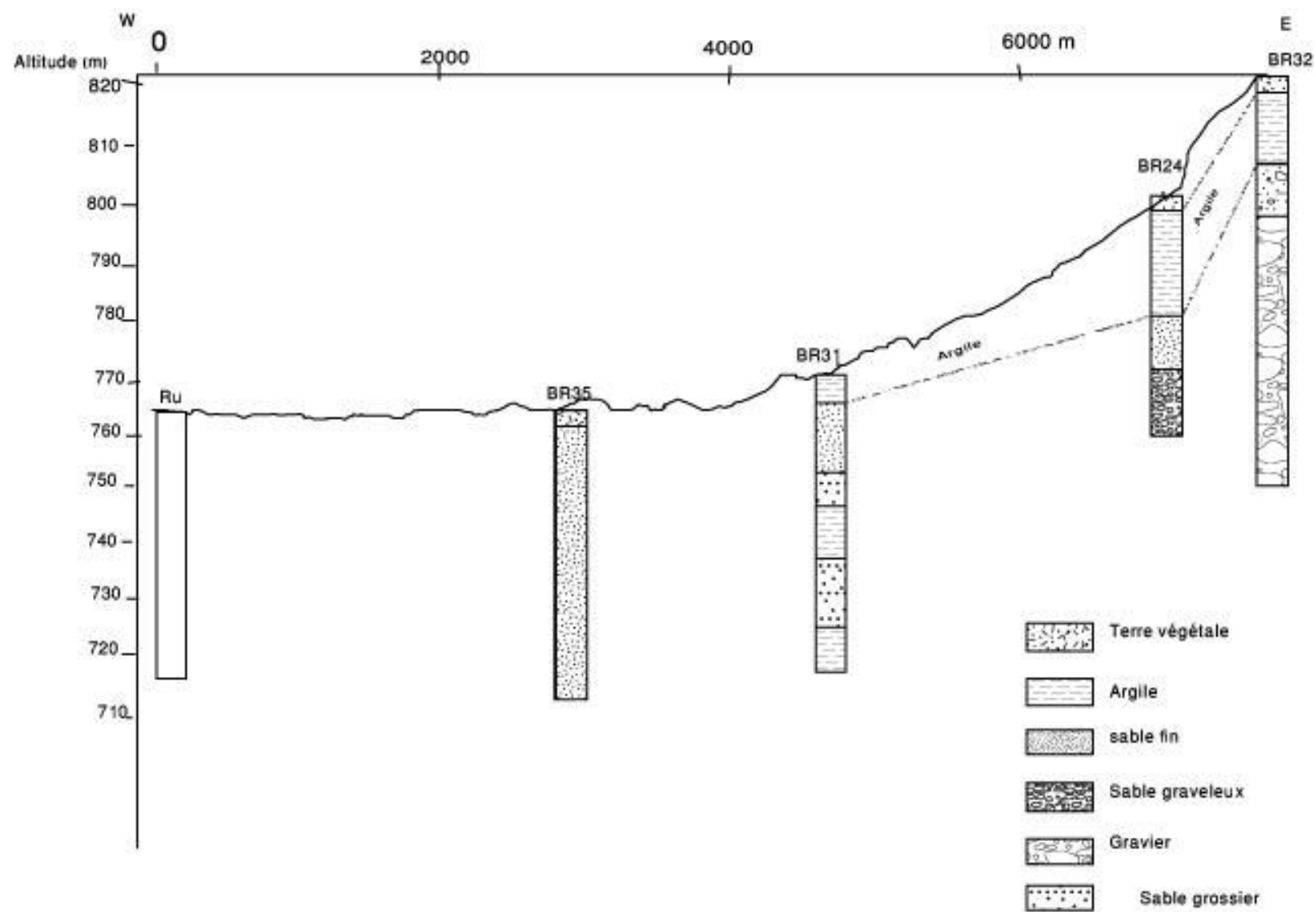


Figure 18 : Profil de coupe de corrélation géologique 7

De ces sept coupes, on peut déduire qu'à partir du lac Tanganyika jusqu'à 500 m vers le Nord, on est en présence des dépôts de sable fin à moyen (dépôts lacustres d'âge Holocène) tandis que dans le delta de la Rusizi et tout au long de cette rivière (200 m environ vers l'Est), on est en présence des alluvions récentes (Holocène) déposés par la Rusizi. L'Holocène est déposé en discordance sur le Précambrien vers le Nord-Est et Sud-Est. Le Pléistocène moyen qui est en grande partie recouvert par l'Holocène est recoupé par les forages au centre et à l'Est de la plaine en dessous des argiles et est constitué de dépôts fluvio-lacustres et des cônes alluviaux. Des dépôts fluviaux (Holocène) tout au long des rivières qui traversent la plaine d'Est en Ouest et des cônes alluviaux (Pléistocène) en contact direct avec le Précambrien constituent des réserves importantes en eau souterraine. Vers le centre de la plaine (12 km environ à partir du lac Tanganyika), les forages ont recoupé respectivement des cordons littoraux souvent déposés sur des dépôts lacustres.

II.4.3.2 Cartes d'esquisses faciologiques et blocs diagrammes

Les profils de coupes de corrélations géologiques développés au point précédent permettent de suivre la nature géologique du toit et de l'aquifère en considérant plusieurs directions. On remarque que l'aquifère de la plaine de la basse Rusizi montre une évolution faciologique nette du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Ainsi, plus au Nord-Est, l'aquifère débute sur le substratum protérozoïque moyen dont la lithologie est soit du granite ou gneiss, du quartzite ou phyllite altéré ou fracturé. Plus proche des contreforts précambriens, la nappe aquifère est plutôt localisée dans des cônes alluviaux qui marquent un environnement fluvial proximal. On remarque également des forages qui ont traversé, à la surface, le Pléistocène moyen (cônes alluviaux), puis les formations précambriennes constituées d'intrusion granitique et le complexe de Bubanza ; ce qui amène à dire que le Pléistocène moyen est déposé en discordance sur le Protérozoïque moyen avec un important hiatus sédimentaire durant le Cénozoïque. Au milieu de la plaine de la basse Rusizi, tout au long des rivières Rusizi, Mpanda et Kajeke, l'aquifère se trouve préférentiellement au niveau des dépôts fluviaux méandriiformes qui montrent une évolution spatio-temporelle du sable très grossier de la base du chenal jusqu'aux argiles de la plaine alluviale et du sable fin argileux qui constitue un mélange de dépôts fluvio-lacustres (figure 20).

Vers le Sud, l'influence du lac Tanganyika se manifeste par des cordons littoraux et des dépôts lacustres épais. Il s'agit respectivement de sables moyens à grossiers et de sables fins à moyens qui ont favorisé le prolongement de cet aquifère beaucoup plus vers le Sud (figure 20). L'hétérogénéité

de l'aquifère et de son toit dans la plaine de la basse Rusizi qui vient d'être décrite ci-haut est illustrée par les figures 19 et 20.

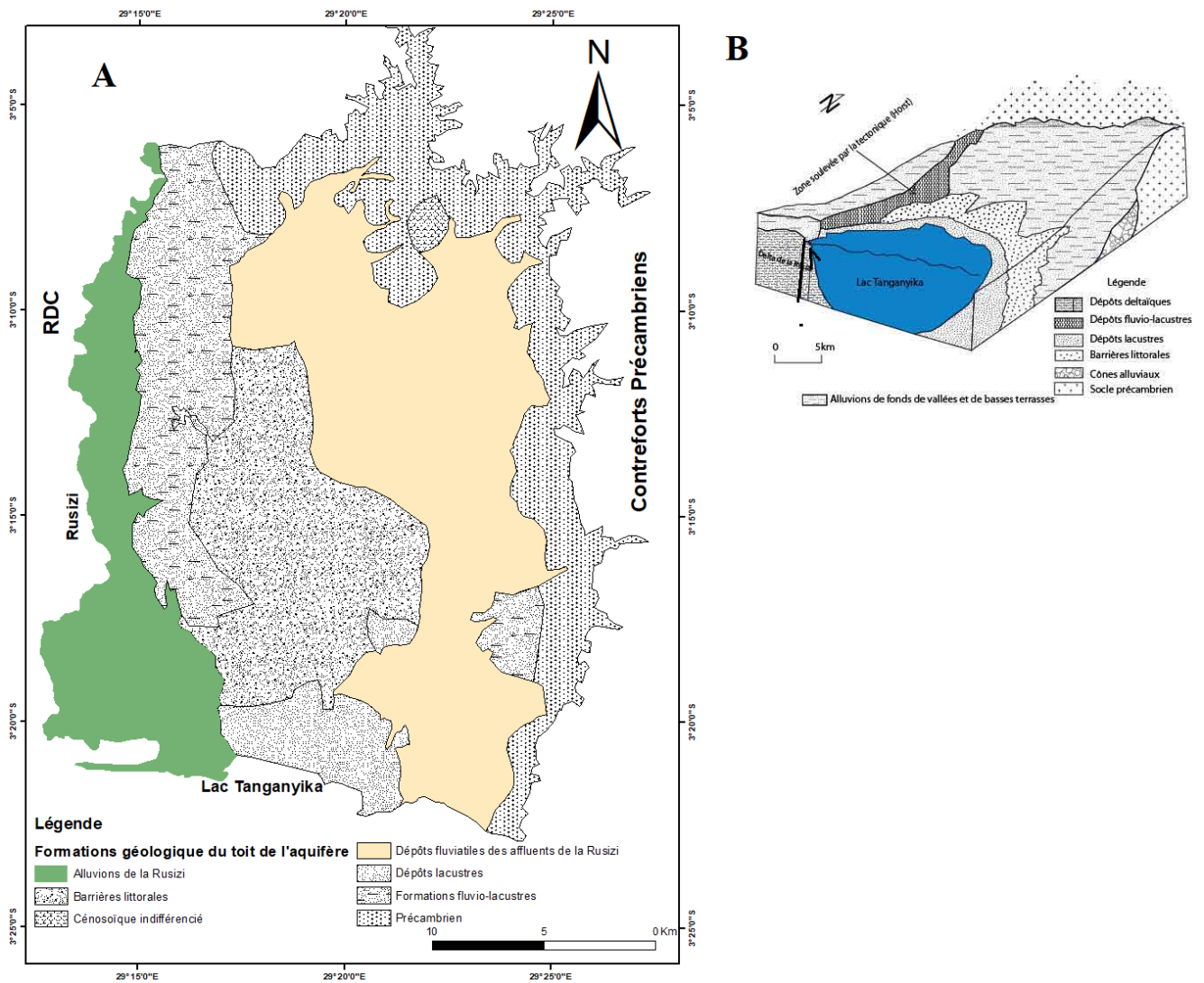


Figure 19 : A. Esquisse faciologique des différents domaines de dépôts constituant l'Holocène. B. Bloc diagramme schématique présentant les différents dépôts de l'Holocène constituant le toit de l'aquifère.

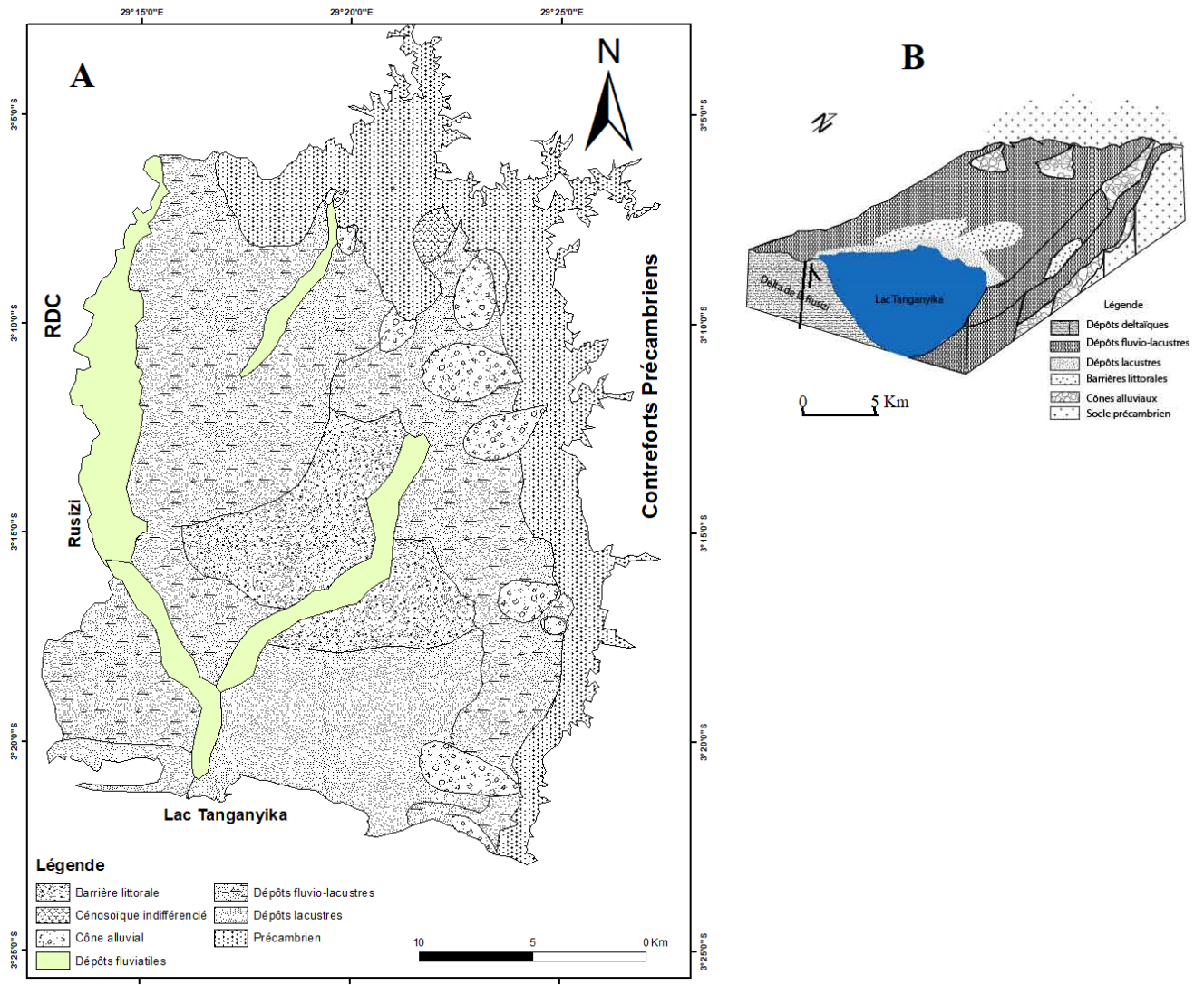


Figure 20 : A. Esquisse faciologique des différents domaines de dépôts constituant l'aquifère.
B. Bloc diagramme schématique présentant les différents dépôts de la couche aquifère

Chapitre III : Contexte climatologique de la plaine de la basse Rusizi

III.1 Présentation générale

Les données utilisées dans ce chapitre ont été recueillies auprès de l'IGEBU qui est chargé de collecter toutes les données climatologiques et hydrologiques sur tout le territoire burundais. Au Nord-Ouest du Burundi, de la crête Congo-Nil jusque dans la plaine de la Rusizi, six stations climatologiques étaient encore fonctionnelles pour l'enregistrement quotidien des précipitations et des températures (figure 21). De ces six stations, seules deux se trouvent dans la plaine de la basse Rusizi, il s'agit de la station Bujumbura-aéroport localisée au Sud (Aéroport International Melchior Ndadaye de Bujumbura) et celle d'Imbo se trouvant au centre (dans les enceintes de l'Institut des Sciences Agronomique du Burundi, ISABU en sigle). En utilisant la méthode de Thiessen qui sera décrite au point III.1.3, les stations se trouvant à l'Est (dans les contreforts des Mirwa) et au Nord (dans la plaine de la moyenne Rusizi) de la plaine n'interviennent pas dans l'enregistrement des paramètres climatiques dans la plaine de la basse Rusizi. Les deux stations installées dans les Mirwa pourront intervenir dans le chapitre 4, car responsables des enregistrements des paramètres climatiques au niveau des bassins versants des rivières qui traversent la plaine tout en prenant naissance dans les contreforts des Mirwa. Les données recueillies auprès de l'IGEBU concernent les précipitations et les températures mensuelles sur une période de trente ans (1985-2015) pour la station Bujumbura-aéroport et vingt ans pour la station Imbo.

La variation d'altitude (topographie) joue un rôle important dans la répartition du climat. Le pays qui est situé à environ 3° au sud de l'équateur, se trouve dans une zone intertropicale. Le climat du Burundi est donc de type tropical tempéré par l'altitude qui varie de 771 à 2670 m. Le pays connaît une alternance de la saison pluvieuse qui s'étend généralement du mois d'octobre à mai et de la saison sèche (juin à septembre). D'une manière générale, les précipitations augmentent avec l'altitude. Les minima qui s'observent dans la plaine de la Rusizi sont de l'ordre de 500 mm et les maxima sont de l'ordre de 2200 mm dans les régions de hautes altitudes. La pluviométrie moyenne pour tout le pays est de 1274 mm de précipitations et les maxima de précipitations s'observent pendant les mois de mars et avril.

La répartition des températures épouse fidèlement le relief avec une moyenne annuelle de 23°C dans la plaine de l'Imbo et 16°C sur la crête Congo-Nil (Hakiza, 2002). Les moyennes mensuelles des températures maximales sont les plus élevées en fin de saison sèche (septembre-octobre) alors

que les moyennes mensuelles des températures minimales sont les plus faibles pendant la saison sèche.

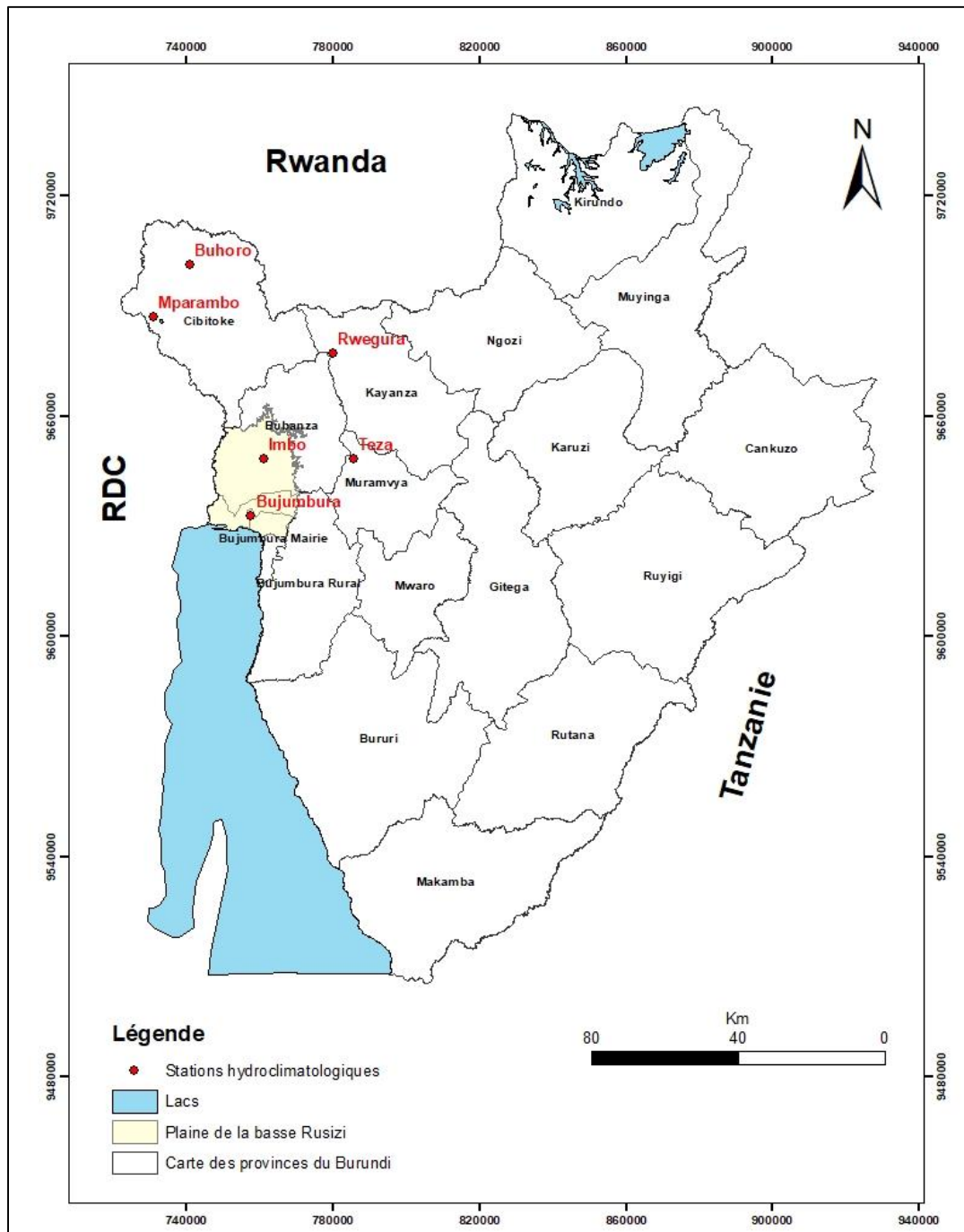


Figure 21 : Localisations des stations hydroclimatologiques du Nord-Ouest burundais

Dans la plaine de la basse Rusizi, la saison des pluies dure généralement 7 à 8 mois consécutifs par an et s'étend du mois d'octobre au mois d'avril. La saison sèche dans cette zone dure généralement 4 à 5 mois. Les mois de juin à octobre présentent un déficit considérable des précipitations. Durant ces mois, on enregistre peu ou pas de précipitations (<50 mm).

Du point de vue température, la plaine de la basse Rusizi est située entre deux horsts : celui du Burundi (la crête Congo Nil) et celui de la République Démocratique du Congo (les Monts Mitumba). Elle se trouve ainsi en position d'abri par rapport aux alizés ou aux vents qui pourraient la rendre fraîche. La région enregistre beaucoup de chaleur. La température annuelle moyenne est de 23°C, avec des écarts thermiques très faibles. Octobre est le mois le plus chaud qui enregistre une moyenne de 24,8°C, tandis que le mois le plus frais est celui de juillet avec une moyenne de 23,1°C.

Le voisinage du lac Tanganyika et les contreforts font apparaître dans la plaine, une série de vents locaux dont les plus réguliers et les plus importants sont d'une part, la brise du lac qui souffle le jour du Sud vers le Nord et se manifeste surtout pendant la saison sèche, et d'autre part, la brise de terre qui souffle la nuit vers le lac et la plaine (Hakiza, 2002).

L'insolation est fonction de la présence des nuages, brouillards et pluies et suit le rythme de la pluviosité. Les mois les plus ensoleillés sont les mois secs, où pluie et nébulosité sont moins importantes, avec des maxima très nets en juillet et août et les minima s'observent de novembre à avril. La durée annuelle de l'insolation est importante dans les régions de l'Imbo (Bujumbura-aéroport : 2444,5 heures/an) et du Moso, à l'est du pays à Musasa : 2372,5 heures/an (Hakiza, 2002).

Tableau 1 : Répartition de la pluviométrie et de la température en fonction de l'altitude au Burundi (Nzigidahera, 2012)

Régions écoclimatiques	Pourcentage de la superficie totale (%)	Altitude (m)	Température moyenne annuelle (°C)	Pluie moyenne annuelle (mm)
Plaine de l'Imbo	7	800-1100	>23	800-1100
Contreforts des Mirwa	10	1000-1700	18-28	1100-1900
Crête Congo-Nil	15	1700-2500	14-15	1300-2000
Plateaux centraux	52	1350-2000	17-20	1200-1500
Dépression de Kumoso et de Bugesera	16	1100-1400	20-23	1100-1550

III.1 Précipitations

La précipitation est la quantité d'eau météorique, totale, liquide ou solide, qui tombe sur une surface horizontale déterminée, appelée la section pluviométrique (Castany, 1963). La hauteur de précipitation est la hauteur de la lame d'eau qui s'accumulerait sur une surface horizontale si toutes les précipitations y étaient immobilisées (Castany, 1963). Elle est assimilée au volume total d'eau tombée, en mètres cubes, divisé par la section pluviométrique évaluée en mètres carrés ; elle a les dimensions d'une longueur et s'exprime habituellement en millimètres (Castany, 1963). La hauteur de précipitation peut se rapporter à divers intervalles de temps : jour, mois, année (Castany, 1963).

III.1.1 Précipitation moyenne mensuelle

C'est la hauteur d'eau mensuelle pour chaque mois de l'année étudiée (Castany, 1963). Les précipitations mensuelles pour les stations Bujumbura-aéroport (trente ans) et Imbo (vingt ans) sont reprises par les figures 22 et 23 tandis que les précipitations moyennes mensuelles pour les deux stations sont respectivement représentées par les figures 24 et 25.

Pour la station Bujumbura-aéroport, les mois qui reçoivent beaucoup de précipitations en moyenne sont les mois de novembre, décembre, mars et avril. Pendant toute la période considérée, le mois qui a reçu beaucoup de précipitations est le mois de novembre 2009 avec 249 mm. De juin à fin août, on observe peu ou pas de précipitations, les premières pluies apparaissant au mois de septembre. Sur une période de trente ans prise sur cette station, les mois de mars et novembre ont reçu beaucoup de précipitations en moyenne mensuelle avec des lames supérieures à 100 mm. Le mois le plus sec est le mois de juillet avec une lame d'eau inférieure à 5 mm.

Pour la station Imbo, aux mois de novembre, décembre, mars et avril, s'ajoute le mois de janvier parmi les mois les plus arrosés. Pendant toute la période de mesure, le mois qui a reçu beaucoup de précipitations est le mois de décembre 2011 avec 260,3 mm. La période sèche s'étend de Juin à fin août. Sur une période de 20 ans considérée pour cette station, de janvier à avril ainsi qu'au mois de novembre, les précipitations sont toujours supérieures à 100 mm. Le mois de Juillet est le plus sec avec une lame d'eau inférieure à 4 mm.

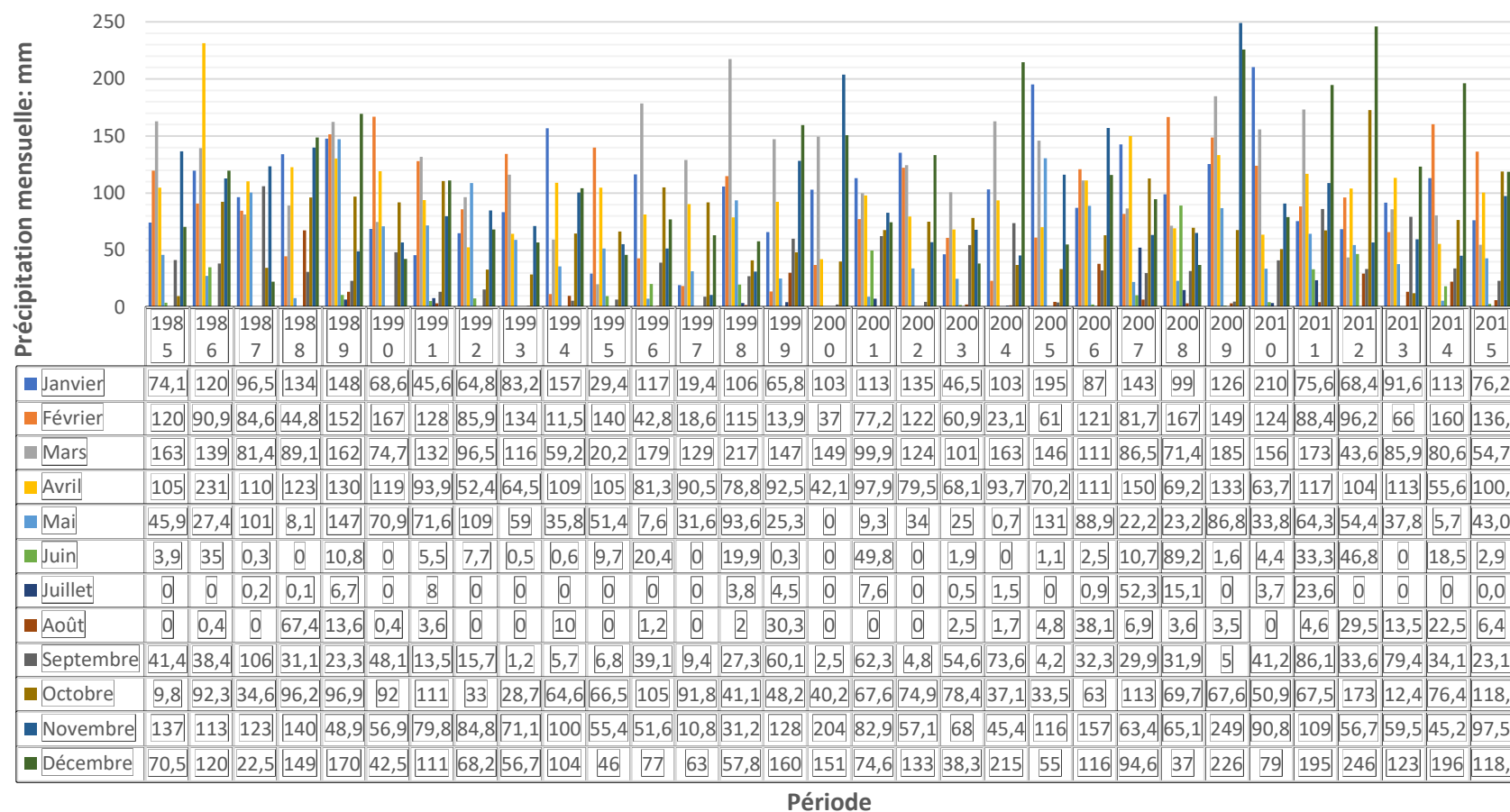


Figure 22 : Précipitations mensuelles : Station Bujumbura-aéroport (1985-2015)

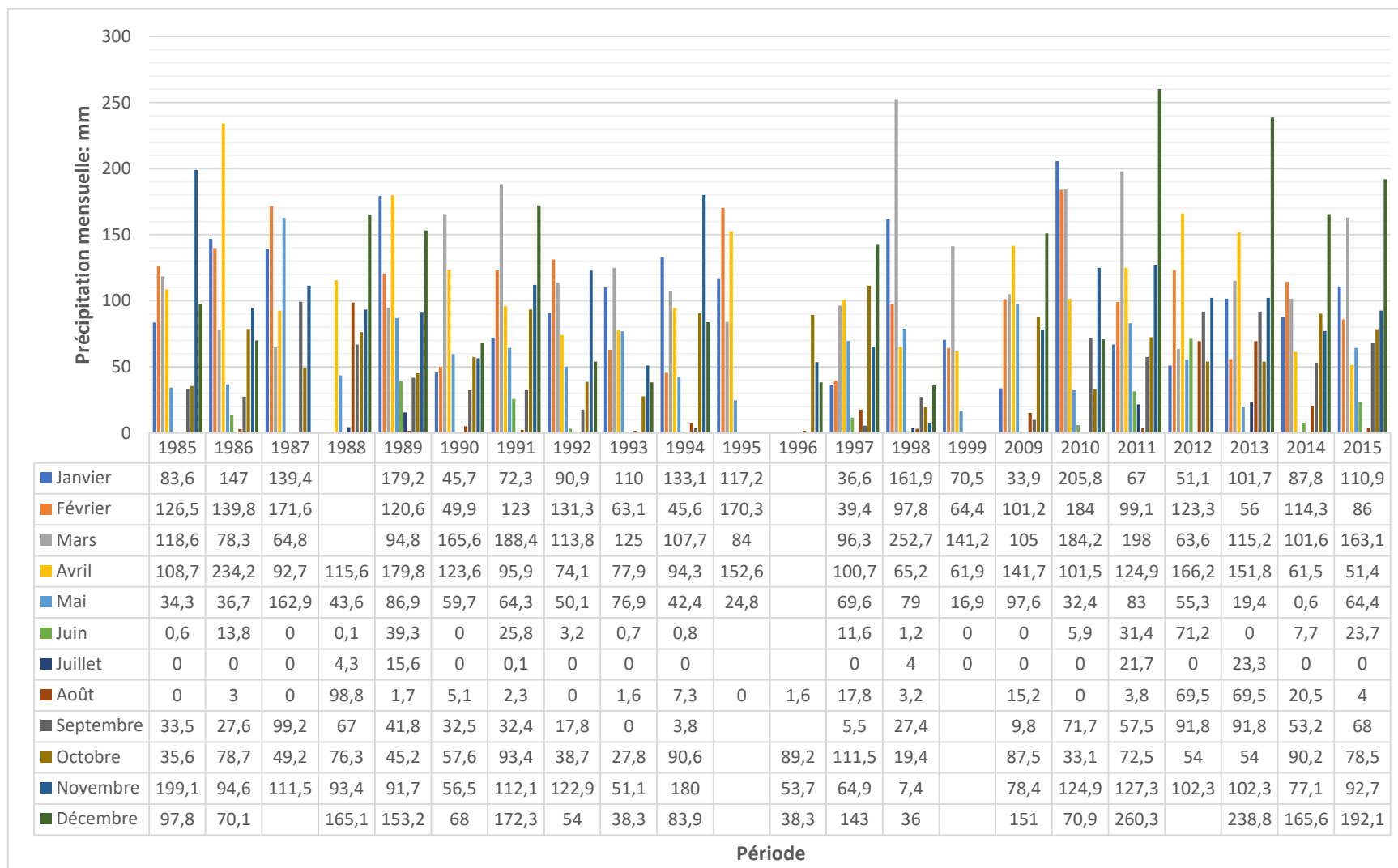


Figure 23 : Précipitations mensuelles : Station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)

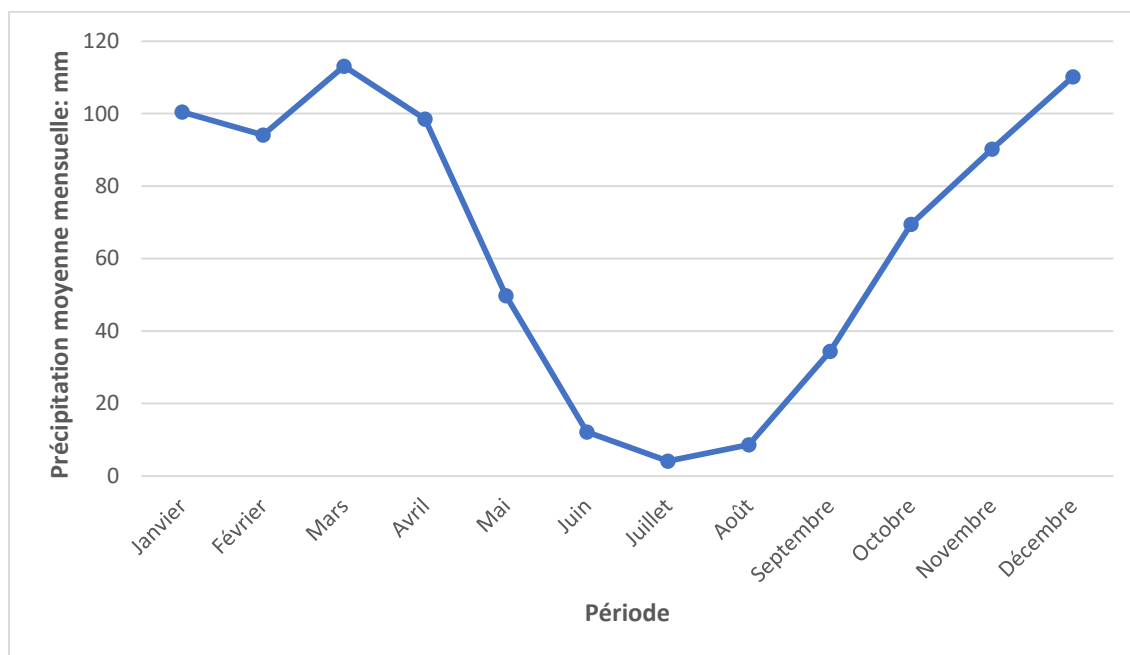


Figure 24 : Précipitations moyennes mensuelles : Station Bujumbura-aéroport (1985-2015)

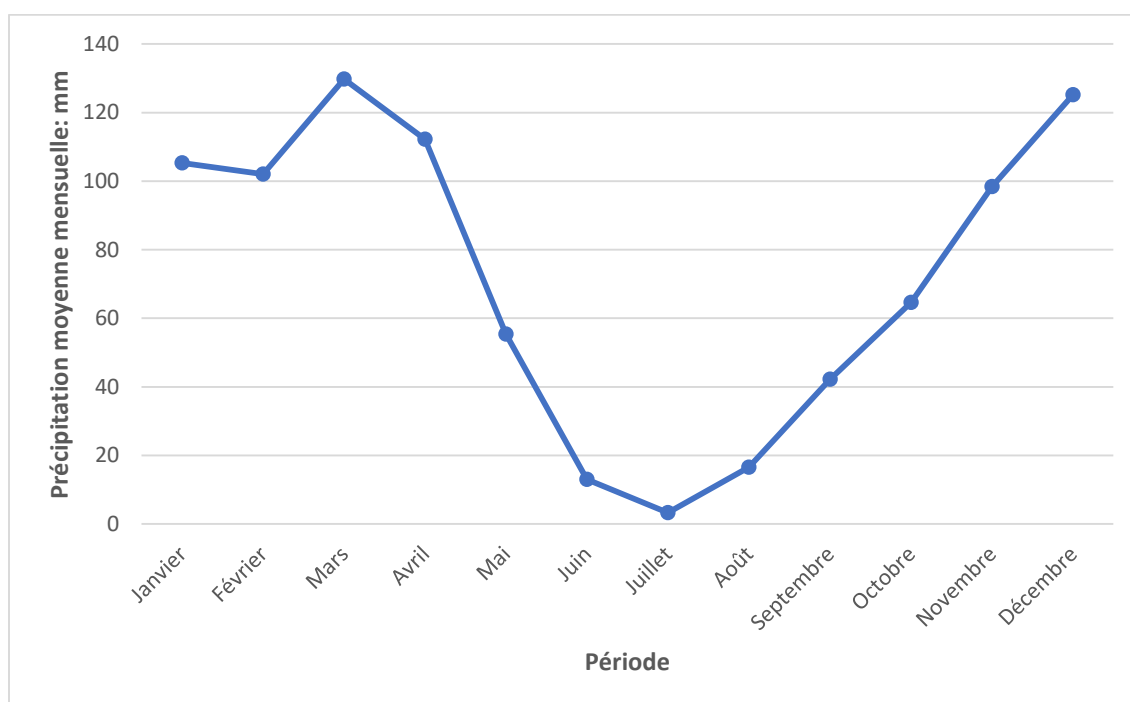


Figure 25 : Précipitations moyennes mensuelles : Station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)

III.1.2 Précipitation annuelle moyenne

C'est la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations annuelles exprimées en millimètres sur une série d'années aussi grande que possible, en général trente ou trente-cinq ans (Castany, 1963). C'est donc aussi la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations mensuelles moyennes (Castany, 1963).

De 1985 à 2015, pour la station Bujumbura-aéroport, 1997 a été l'année la plus sèche avec une précipitation de 464,2 mm tandis que l'année 2009 a été la plus pluvieuse avec une précipitation de 1231,7 mm. A l'exception de ces deux extrêmes, la station a enregistré des précipitations comprises entre 500 et 1000 mm.

Pour la station Imbo, l'année qui a connu peu de précipitations est 1993 avec une précipitation de 572,4 mm tandis que l'année la plus pluvieuse est 2011 avec une précipitation de 1146,5 mm. Les années qui restent enregistrent des précipitations comprises entre 600 et 1100 mm.

La distance entre les deux stations est d'environ 16 km. On constate une nette différence du point de vue quantité de précipitations enregistrées par ces deux stations. On remarque que la partie sud de la plaine représentée par la station Bujumbura-aéroport reçoit peu de précipitations par rapport à la partie nord qui correspond à la station Imbo. Les moyennes annuelles sont calculées au point III.1.3.

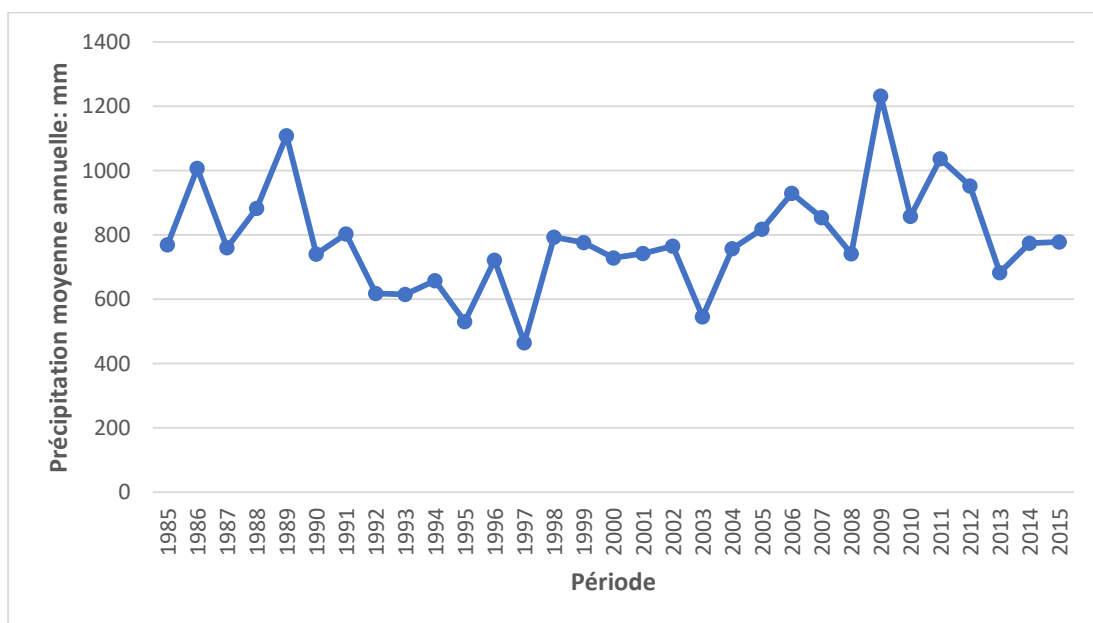


Figure 26 : Précipitation annuelle moyenne : Station Bujumbura (1985-2015)

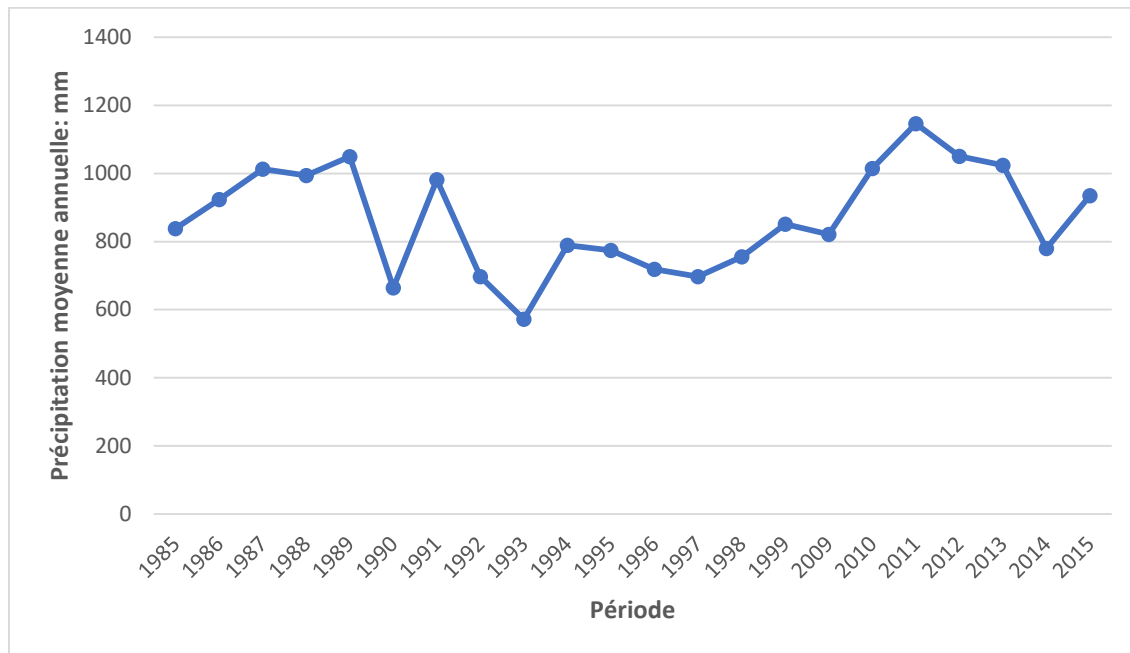


Figure 27 : Précipitation annuelle moyenne : Station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)

III.1.3 Précipitation moyenne dans la plaine de la basse Rusizi

La lame d'eau moyenne tombée sur un bassin est égale au quotient de la précipitation en millimètres par la superficie en mètres carrés. Elle peut être calculée par plusieurs méthodes (Castany, 1963) :

- Moyenne arithmétique des précipitations : c'est la méthode la plus simple qui consiste à calculer la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitation relevées dans le même intervalle de temps aux diverses stations du bassin. Cette pratique nécessite un très grand nombre de points d'observation.
- L'utilisation des isohyètes : c'est le procédé le plus rationnel et le plus précis, bien qu'il ait l'inconvénient d'être long. Il est basé sur les cartes en isohyètes. En premier lieu, on calcule en mètres carrés, de préférence par planimétrie, la surface partielle S_1 du bassin comprise entre deux isohyètes successives, P_1 et P_2 . Ayant admis que la hauteur de précipitation sur cette superficie élémentaire est égale à la moyenne arithmétique des valeurs données par les deux courbes qui limitent, soit $(P_1 + P_2)/2$, on calcule la précipitation P tombée sur cette section pluviométrique élémentaire. Elle est égale à :

$$P = \frac{(P_1 + P_2) \cdot S_1}{2} \text{ Eq. 1}$$

La même opération est répétée pour chaque bande circonscrite par deux isohyètes consécutives. La lame d'eau moyenne tombée sur le bassin est égale au quotient de la somme des précipitations sur les surfaces pluviométriques élémentaires par la superficie totale du bassin.

- Méthode de Thiessen : elle est la plus rapide. Les stations pluviométriques sont reportées sur une carte, puis on relie les stations adjacentes par des droites au milieu de chacune desquelles est élevée une perpendiculaire. Les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur. La surface de chaque polygone élémentaire est calculée en mètres carrés et exprimée en pourcent de la surface totale du bassin. Ce pourcentage est utilisé comme coefficient de pondération propre à chaque station. Donc si P est la hauteur de précipitation recherchée sur le bassin total de superficie A , P_1 celle sur le polygone de surface A_1 , P_2 sur A_2 et P_n sur A_n , on obtient :

$$P = \frac{A_1}{A} P_1 + \frac{A_2}{A} P_2 + \dots + \frac{A_n}{A} P_n \quad \text{Eq. 2}$$

C'est cette dernière méthode qu'on va utiliser dans ce travail pour calculer la moyenne des précipitations tombées dans la plaine de la basse Rusizi de 1985 à 2015. Après avoir reporté les stations hydroclimatologiques sur une carte, ArcGIS (logiciel SIG), par son extension arc toolbox, a été utilisé pour construire les polygones de Thiessen.

A base des six stations hydroclimatologiques répertoriées au Nord-Ouest du Burundi, la figure 28 illustre les polygones de Thiessen ainsi construits et les stations qui interviennent dans le calcul de la précipitation moyenne dans la plaine de la basse Rusizi. Seules deux stations (Imbo et Bujumbura) interviennent dans le calcul des pluies tombées sur toute sa surface (figure 28). D'autres stations, surtout celles installées dans les contreforts interviennent dans le calcul des débits des rivières qui y prennent naissances et traversent la plaine d'Est en Ouest.

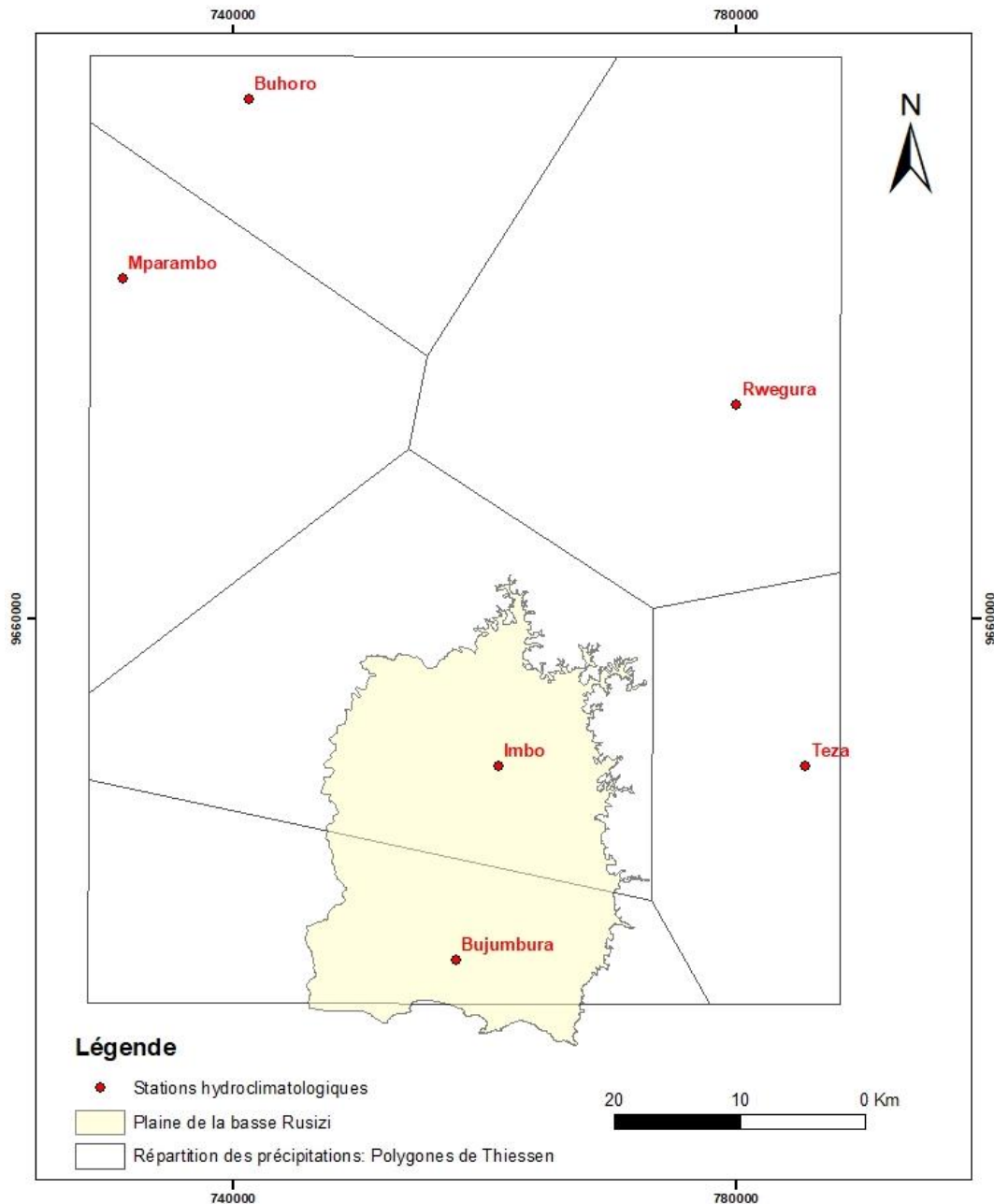


Figure 28 : Subdivision des précipitations suivant la méthode de Thiessen

Le polygone contenant la station Bujumbura a une superficie A_1 de 252,8 km² tandis que celui contenant la station Imbo a une superficie A_2 de 379,2 km². La surface totale de la plaine de la basse Rusizi est de 632 km² calculée automatiquement par le logiciel SIG.

En utilisant les termes de l'équation 2, on a :

$$A = 632 \text{ km}^2; A_1 = 252,8 \text{ km}^2; A_2 = 379,2 \text{ km}^2; P_1 = 784,3 \text{ mm}; P_2 = 867,8 \text{ mm}$$

On convertit les km² en m² et les mm en m, alors on :

$$P = 1m\left(\frac{252800000}{632000000} \times 0,007843 + \frac{379200000}{632000000} \times 0,008678\right)$$

$$P = 0,008349 \text{ m}$$

$$P = 834,9 \text{ mm}$$

D'après les calculs effectués en utilisant la méthode de Thiessen, la précipitation moyenne annuelle dans la plaine de la basse Rusizi est de 834,9 mm sur une période allant de 1985 à 2015.

III.2 Température

Les températures sont également enregistrées par les stations Bujumbura-aéroport et Imbo dans la plaine de la basse Rusizi. Les données de ces températures qui ont été recueillies auprès de l'IGEBU concernent les températures minimales et maximales mensuelles, les moyennes sont calculées dans ce travail de thèse. Sur une période de trente ans pour la station Bujumbura-aéroport et de vingt ans pour la station Imbo, le graphe de la figure 29 montre des variations des températures moyennes mensuelles ainsi que les températures maximales enregistrées pendant la journée tandis que les températures minimales sont enregistrées pendant la nuit.

Comme pour les précipitations, les valeurs des températures enregistrées par les deux stations affichent une nette différence. Les températures maximales mensuelles sont généralement élevées à la station Imbo avec une valeur maximale de 31,8°C observée au mois de Septembre. Le même mois de Septembre est le plus chaud à la station Bujumbura-aéroport avec une valeur de 31,1°C. Même si les températures maximales sont plus élevées à la station Imbo par rapport à celles observées à la station Bujumbura-aéroport, les températures minimales sont plus faibles à la station Imbo par rapport à la station Bujumbura-aéroport. Ainsi, les températures minimales enregistrées pendant la nuit varient entre 14,1 et 10,8°C à la station Imbo, tandis qu'elles varient entre 19,8 et 17,1°C à la station Bujumbura-aéroport. La température moyenne varie entre 24,9 et 23,15°C à la station Bujumbura-aéroport, tandis qu'elle varie entre 22,1 et 20,85°C pour la station Imbo.

Pendant la journée, les températures enregistrées à la station Bujumbura-aéroport sont inférieures à celles enregistrées à la station Imbo. Ce phénomène est expliqué par la proximité de la station Bujumbura-aéroport par rapport au lac Tanganyika dont les brises de ce lac soufflant du lac vers la plaine pendant la journée jouent un rôle de modérateur dans cette partie sud de la plaine.

Pendant la nuit, le vent froid souffle des contreforts vers le lac. Ce mouvement qui va dans le sens contraire que celui effectué pendant la journée fait que les températures chutent pendant la nuit à la station Imbo plus proche des contreforts. On remarque également que les températures sont moins élevées pendant les mois secs avec un minimum remarquable au mois de juillet tandis qu'elles sont élevées pendant les mois qui connaissent beaucoup de précipitations à l'instar du mois d'Avril.

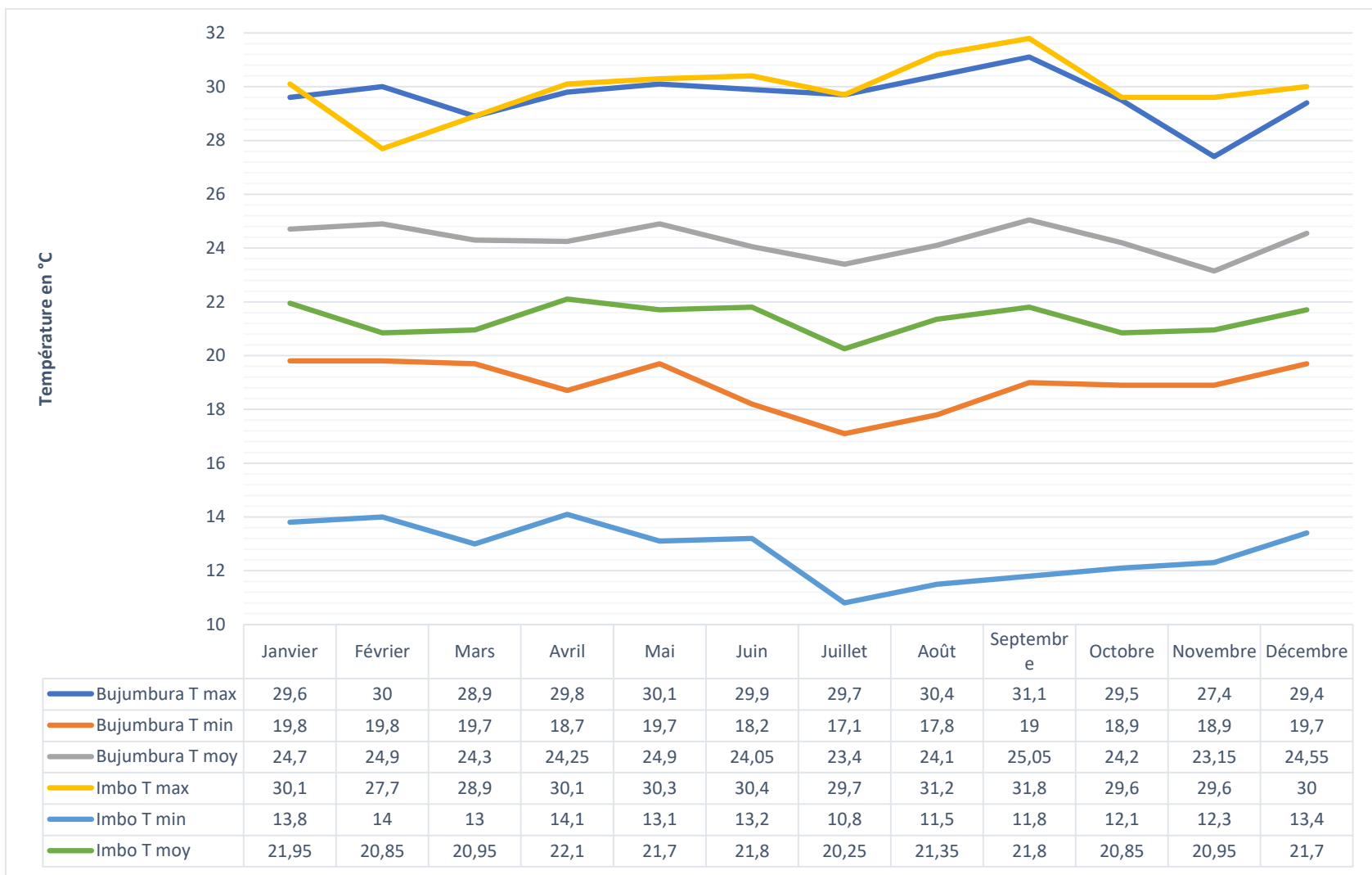


Figure 29 : Variations mensuelles des températures maximales, minimales et moyennes des stations hydroclimatologiques Bujumbura et Imbo (1985-2015)

III.3 Evapotranspiration

Même pendant la pluie, une partie non négligeable de l'eau arrivée au sol est immédiatement ré-évaporée (Marsily, 1981). Une fois la pluie arrêtée, cette évaporation continue et assèche peu à peu l'eau qui se trouve interceptée par la végétation, ou qui reste en surface. Elle continue, bien sûr, sur les surfaces d'eau libre (rivières, lacs) et à la surface du sol (Marsily, 1981).

L'évaporation peut se produire à la fois à partir de la surface du sol et d'eau libre (Domenico & Schwartz, 1998). L'évaporation qui se fait à partir des plantes est appelée transpiration et la combinaison de ces deux processus est souvent appelée **évapotranspiration** (Domenico & Schwartz, 1998). Sur le terrain, il est pratiquement impossible de séparer l'évaporation à la transpiration. En effet, on s'intéresse généralement à la perte totale d'eau, ou évapotranspiration d'un bassin (Fetter, 2001).

Le concept de l'évapotranspiration potentiel ainsi que les méthodes de calcul ont été introduits par Thornthwaite en 1948. L'évapotranspiration potentielle est définie comme la quantité d'eau qui peut - être évaporée à partir de la surface d'eau libre si cette eau est disponible en quantité illimitée (Domenico & Schwartz, 1998).

Il existe plusieurs méthodes de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui sont basées sur des paramètres climatologiques (température, ensoleillement, vitesse du vent, ...), dont les plus utilisées sont celles de Thornthwaite et Penman.

III.3.1 Formule de Thornthwaite

Thornthwaite (1948) a développé une formule empirique se basant sur l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) basée sur des corrélations entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration dans des zones où l'humidité est suffisante pour maintenir la transpiration active. Ainsi, une moyenne mensuelle de l'ETP (mm/mois) est calculée de la façon suivante :

$$ETP = 16 \times \left(\frac{10 \times T}{I} \right)^\alpha \quad \text{Eq. 3}$$

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad \text{Eq. 4}$$

$$\alpha = 0,49239 + 1792. 10^{-5}. I - 771. 10^{-7}. I^2 + 675. 10^{-9}. I^3$$

T = température moyenne mensuelle de l'air en °C.

i = indice mensuel.

I = indice thermique de l'année considérée (somme des indices mensuels des 12 mois de l'année).

Les valeurs de l'ETP, calculées pour chaque mois, sont corrigées au moyen d'un coefficient K qui tient compte du nombre de jours et du nombre réel d'heures entre le lever et le coucher du soleil. Au Burundi, K est considéré comme égal à 1, car le nombre d'heures de la journée est presque égal au nombre d'heures de la nuit, le Burundi se trouvant entre 2 et 4° au Sud de l'équateur.

En 1954, L. serra proposa sur les mêmes bases, une formule simplifiée donnant les valeurs de i et α comme suit :

$$i = \left(\frac{T}{5}\right)^{\frac{3}{2}} \quad \text{Eq. 5}$$

$$\alpha = 1,6 \times \left(\frac{I}{100}\right) + 0,5 \quad \text{Eq. 6}$$

III.3.2 Formule de Penman-Monteith

Le cas de l'équation de Penman-Monteith combine les données relatives à la radiation nette, la température de l'air, la vitesse du vent et l'humidité relative (Dassargues, 2018). L'équation initiale développée par Penman en 1948 a été modifiée par Monteith en 1965 pour représenter une évapotranspiration de référence. La précision relative de l'approche de Penman-Monteith utilisée dans des climats arides et humides a été reconnue et indiquée par différentes études effectuées sur des régions et des climats variées. C'est une équation standard recommandée par la FAO (Food and Agricultural Organization). Cette formule de la FAO déduite de l'équation Penman-Monteith est écrite de la manière suivante (Allen & Breshears, 1998):

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma(900/(T + 273))u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad \text{Eq. 7}$$

Où ET_o est l'évapotranspiration de référence (mm/jour), Δ est le taux de variation de saturation de pression de vapeur avec la température de l'air, la pente de la courbe de pression de vapeur (kPa/°C), R_n est la radiation net à la surface du sol (MJ/(m²jour)), G est la densité de flux de chaleur du sol (MJ/(m²jour)), γ est la constante psychrométrique (kPa/°C), T est la température moyenne journalière de l'air à 2 m au-dessus de la surface du sol (°C), u_2 est la vitesse du vent à 2 m au-

dessus de la surface du sol (m/s), e_s est la pression de vapeur à saturation (kPa), e_a est la pression actuelle du moment, et $(e_s - e_a)$ est le déficit de la pression de vapeur à saturation (kPa).

L'évaluation de l'ETP par la formule de Penman-Monteith nécessite plusieurs types de données et implique la détermination de plusieurs paramètres climatiques. Les données que nous avons recueillies auprès du service public (IGEBU) chargé de collecter les données climatologiques sur toute l'étendue du Burundi ne nous permettent pas d'utiliser cette méthode par manque de certains types de données. La formule de Thornthwaite sera alors privilégiée pour le calcul de l'ETP.

III.3.3 Autres paramètres climatologiques

L'évapotranspiration réelle ET , apparaît dans les conditions naturelles d'humidité du sol et lui est étroitement liée (Castany, 1963). L'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle lorsque la teneur en eau du terrain est suffisante. Dans le cas contraire, elle est inférieure à l'ETP. Elle est calculée en hauteur d'eau exprimée en millimètres.

Le stock d'humidité du sol (S) est défini comme la quantité d'eau contenue dans le sol, exprimé en millimètres de hauteur d'eau et susceptible d'être soumise à l'évapotranspiration.

L'eau utile (Eu ou R_{gw}) est définie comme l'excédent des précipitations qui engendre l'infiltration vers la nappe quand le stock d'humidité du sol a atteint sa valeur maximale.

III.3.4 Estimation des paramètres du bilan hydrique

Thornthwaite et Mather (1955, 1957) et Mather (1969) ont développé un simple modèle mensuel du bilan hydrique du sol pour déduire l'évapotranspiration et les valeurs moyennes mensuelles de la recharge de la nappe et de ruissellement (Dassargues, 2018). Ce modèle conceptuel simplifié est connu sous l'appellation du bilan hydrique de Thornthwaite. Le modèle de Thornthwaite permet alors de calculer les paramètres climatologiques ETP , ET , S et Eu ou R_{gw} en considérant que le ruissellement est nul et en tenant compte des considérations suivantes :

A. Si $P > ETP$

Trois cas se présentent :

- $ET = ETP$;
- L'excédent des précipitations ($P - ETP$) du mois sur l'ETP est emmagasiné dans l'humidité du sol dont il augmente les réserves jusqu'à ce que ce dernier soit saturé (Thornthwaite

admet que la saturation est atteinte lorsque les réserves constituant l'humidité du sol atteignent 100 mm d'eau) ;

- La partie de l'éventuel excédent dépassant les réserves cumulées de 100 mm constitue l'eau utile et se trouve disponible pour l'alimentation de l'écoulement de surface et des nappes profondes. Ce chiffre de 100 mm est communément adopté dans la littérature. Cette valeur est validée par quelques études sur la zone investiguée. Elle permet la comparaison avec d'autres études.

B. Si $P < ETP$

Si les précipitations du mois sont inférieures à l'ETP, l'ET est la somme des précipitations du mois et de toutes ou une partie des réserves d'eau du sol, celle-ci est supposée comme suit :

- Si les réserves antérieures d'humidité du sol sont suffisantes pour combler l'insuffisance des précipitations, alors $ETP = ET$. Ces réserves sont réduites de la différence entre l'ETP et les précipitations du mois considéré ;
- Si les réserves antérieures d'humidité du sol sont insuffisantes pour satisfaire l'ETP, l'ET reste inférieur à l'ETP et elle est égale à la somme des précipitations du mois et des réserves disponibles.

En résumé le modèle du bilan hydrique de Thornthwaite pour l'évaluation des paramètres climatologiques est illustré par la figure 30.

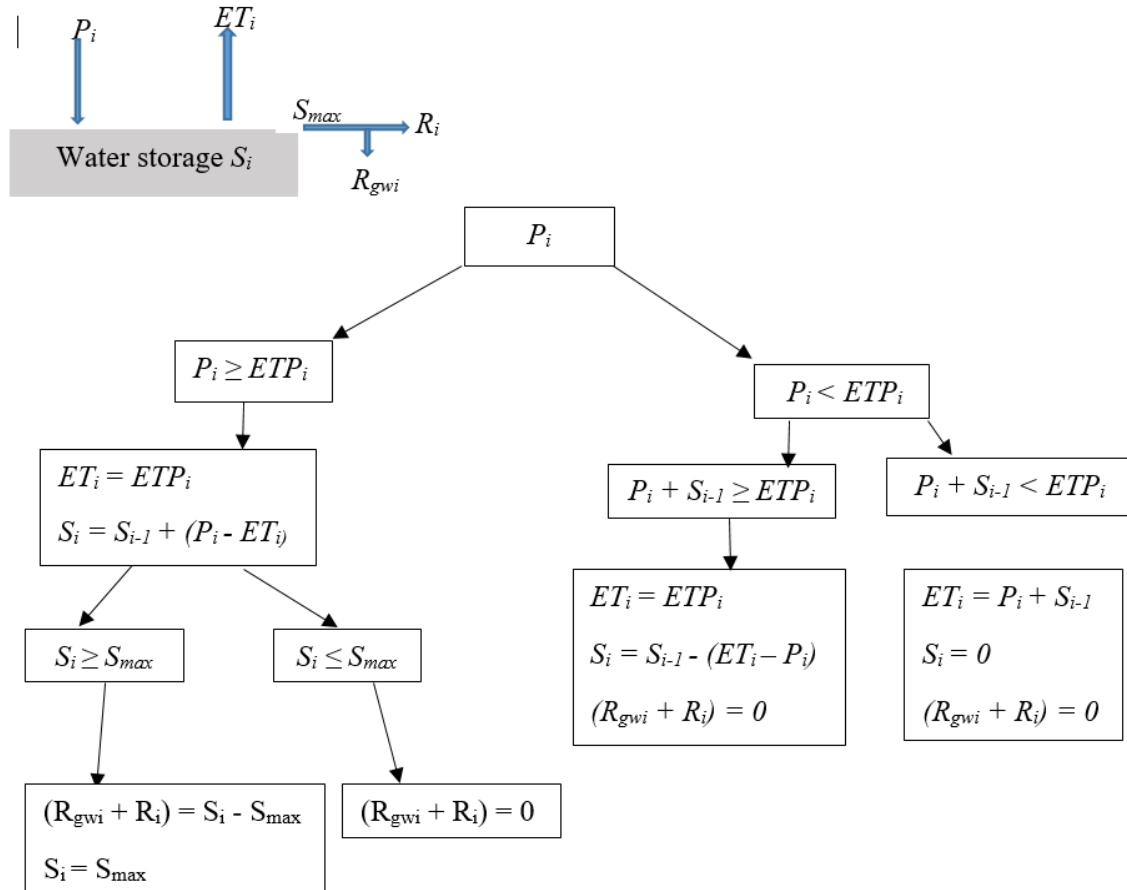


Figure 30 : Schéma conceptuel et calcul des paramètres hydroclimatologiques selon le modèle du bilan hydrique de Thornthwaite (Dassargues, 2018)

Le modèle du bilan hydrique de Thornthwaite est très simple en pratique, mais différents facteurs peuvent être discutés parce qu'ils peuvent influencer significativement les résultats. Le stock d'humidité maximal (S_{max}) est prescrit d'une façon expérimentale basée sur des données qualitatives en rapport avec la zone d'influence des racines où l'évapotranspiration peut avoir lieu. Des études ont été menées dans la plaine de l'Imbo qui comprend également la plaine de la Rusizi et le stock d'humidité du sol a été estimée entre 80 et 100 mm (Pruvot, 1974). Dans ce travail S_{max} a été estimée à 100 mm. A cause de la planéité de la zone, l'approximation considérée a été que le ruissellement soit considéré comme égale à zéro ($R_i = 0$), donc le surplus du S_{max} égale à R_{gwi} ou Eu .

III.3.4.1 Paramètres du bilan pour la station Bujumbura-aéroport

Le tableau 2 reprend les paramètres climatologiques annuels calculés à la station Bujumbura-aéroport sur une période de trente ans.

Tableau 2 : Paramètres climatologiques de la station Bujumbura-aéroport (1985-2015)

Année	P annuelle	ETP annuelle	ETR annuelle	Eu annuelle
1985	769,5	971,1	696,9	66,8
1986	1007,2	962,5	770,4	257
1987	760,4	980,6	794,9	73,8
1988	882,2	986,4	739,4	42,8
1989	1108,8	959,3	778,3	341,7
1990	740,3	974,5	737,4	91,7
1991	802,9	977,8	739,4	1,7
1992	617,8	975,2	679,6	0
1993	615,3	979,6	615,3	0
1994	658,1	981,3	617,6	0
1995	530,1	996,0	570,6	0
1996	721	985,1	721	0
1997	464,2	989,8	428,3	0
1998	793,5	988,2	702,0	91,5
1999	775,9	988,4	650	25,9
2000	728,8	984,7	594,7	156,7
2001	742,21	970,5	772,5	102,0
2002	765,5	983,0	676,7	38,2
2003	545,45	999,9	596,1	0
2004	757,54	977,6	625,3	32,2
2005	817,6	1003,2	733,6	179,9
2006	929,1	991,1	816,9	16,3
2007	853,6	1002,8	812	118,6
2008	741,1	991,6	740,4	23,7
2009	1231,7	988,8	751,7	380,1
2010	857,7	1012,3	729,6	222,7
2011	1037,3	980,6	867,5	74,8
2012	952,02	979,1	819,8	132,2
2013	682,7	989,9	722,8	18,5
2014	808,4	989,4	684,2	62,6
2015	778,1	978,3	738,1	49,4
Moyenne sur	788,4	984,5	707,2	83,9

En analysant les résultats du tableau 2, on observe une variation nette du point de vue précipitation. Ainsi l'année 2009 a été la plus pluvieuse durant les trente ans de mesure avec une précipitation de 1231,7 mm. Les années qui affichent également des précipitations élevées, sont 1986 (1007,2 mm) ; 1989 (1108,8 mm) ; 2006 (929,1 mm) ; 2011 (1037,3 mm) et 2012 (952,02 mm). On constate également qu'il y a eu des années qui ont connu peu de précipitations avec un record enregistré par l'année 1997 (464,2 mm). Les années 1994 et 2003 présentent également des précipitations faibles par rapport à la moyenne avec respectivement 658,1 et 545,45 mm. Le reste présente des

précipitations comprises entre 600 et 900 mm. La moyenne des précipitations sur trente ans est de 788,4 mm.

A l'exception des années 1986, 1989 et 2009, l'ETP est toujours supérieure aux précipitations avec une moyenne annuelle de 984,5 mm sur les trente ans de l'étude.

L'ET annuelle est toujours inférieure à l'ETP, mais égale à la précipitation pour les années les moins pluvieuses avec une moyenne annuelle de 707,2 mm.

De 1992 à 1997 et 2003, on enregistre aucune goutte d'eau qui a atteint la nappe. Ce sont les années qui ont connues beaucoup de précipitations qui enregistrent des quantités élevées d'eau utile avec des scores présentés par 2009 (380,1 mm) et 1989 (341,1 mm). La moyenne annuelle de l'eau utile pendant trente ans de mesure (1981-2015) est de 83,9 mm représentant 1/9 de la moyenne des pluies. Les variations de tous ces paramètres sont illustrées par la figure 31.

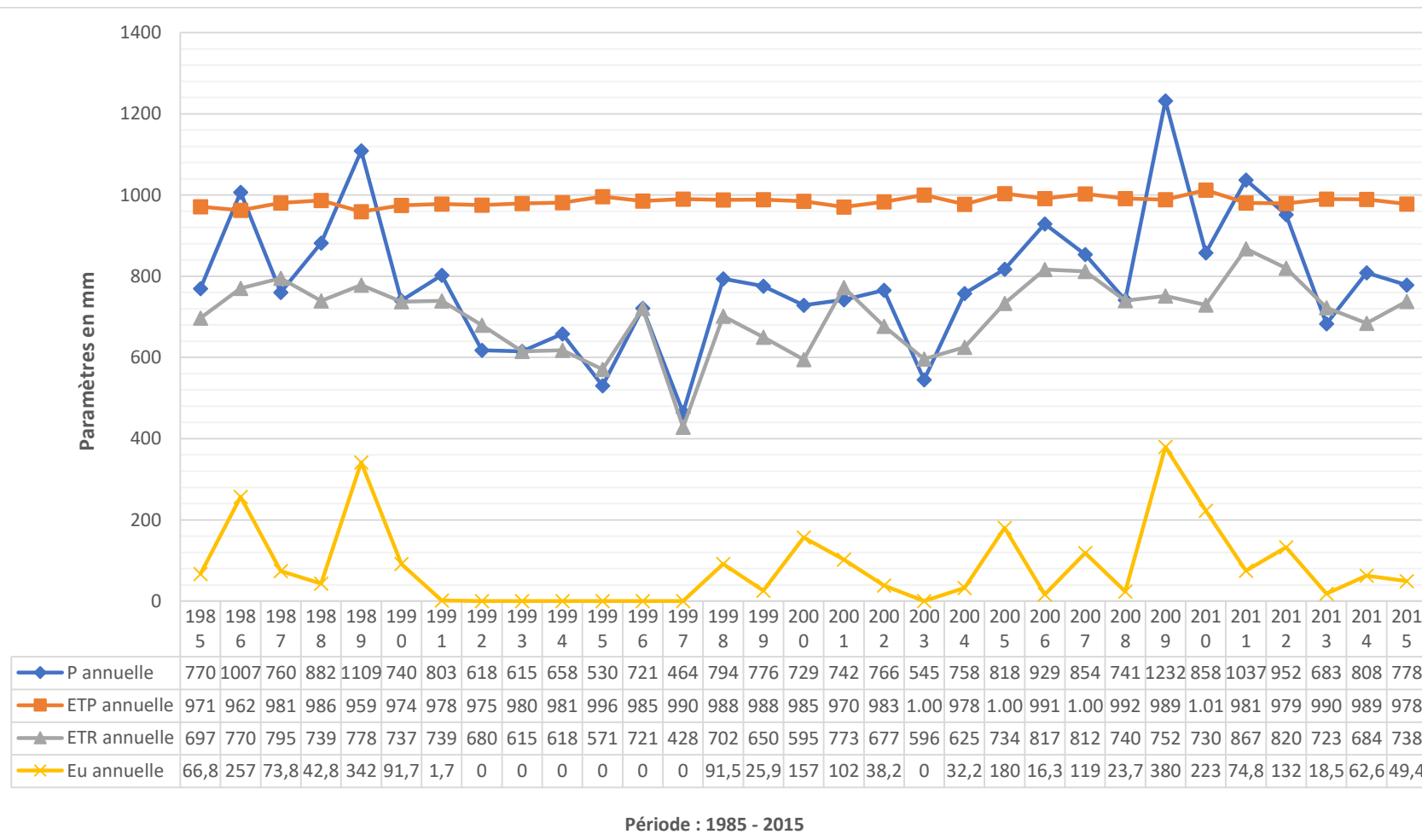


Figure 31 : Variations annuelles des paramètres du bilan hydrique à la station Bujumbura aéroport (1985-2015)

III.3.4.2 Paramètres du bilan pour la station Imbo

Cette station se trouve à ± 16 km de la station Bujumbura-aéroport et à 19,3 km du lac Tanganyika en allant vers le Nord de la plaine de la basse Rusizi. Cette station se trouve dans les enceintes de l'ISABU qui s'occupe dans cette région de la culture principale du riz. Le tableau 3 montre les valeurs moyennes annuelles de P, ETP, ET et Eu.

Tableau 3 : Paramètres hydroclimatologiques de la station Imbo (1985-2015)

Année	P annuelle	ETP annuelle	ETR annuelle	Eu annuelle
1985	838,3	891,2	655,4	82,9
1986	923,8	892,7	708,1	299
1987	1012,6	927,5	789	165,1
1988	994,4	915,2	837,5	132,1
1989	1049,8	899,9	774,9	283,6
1990	664,2	897,4	688,8	66,7
1991	982,3	898,1	747,6	134,7
1992	696,8	901,0	639,2	110,7
1993	572,4	901,6	572,4	0
1994	789,5	897,8	659,1	30,4
1995	774,1	900,7	655,2	218,9
1996	718,9	903,8	656,8	21,5
1997	696,9	923,2	601,3	10,6
1998	755,2	920,0	559,6	283,3
1999	851	905,9	699,3	73,1
2009	821,3	896,9	720,1	102,9
2010	1014,4	916,8	700,4	363
2011	1146,5	911,6	821,9	263,9
2012	1050,9	909,9	896,6	154,3
2013	1023,8	917,3	812,4	180,1
2014	780,1	893,4	686,6	93,5
2015	934,8	899,1	734,1	177
Moyenne sur	867,8	905,5	709,8	147,6

La figure 32 montre les variations temporelles des paramètres du bilan hydrique. La station Imbo enregistre une précipitation moyenne mensuelle de 867,8 mm, supérieure à celle calculée à la station Bujumbura-aéroport. Des records de précipitations sont enregistrés pendant les années 1987 (1012,6 mm) ; 1989 (1049,8 mm) ; 1991 (982,3 mm) ; 2010 (1014,4 mm) ; 2011 (1146,5 mm) ; 2012 (1050,9 mm) et 2013 (1023 mm). L'année qui a connu moins de pluies est 1993 avec une moyenne de 572,4 mm.

Même si la moyenne annuelle de l'ETP (905,5 mm) est supérieure à la moyenne de précipitation, la différence n'est pas aussi grande que pour le cas de la station Bujumbura-aéroport. L'ET moyenne annuelle est inférieure à la moyenne des deux paramètres précédents. Seule l'année 1993, ne présente aucune eau qui a atteint la nappe dans la superficie correspondant à la station Imbo. La

moyenne annuelle de l'eau utile (Eu) est égale à 147,6 mm, presque le double de la quantité d'eau qui recharge la nappe à la station Bujumbura-aéroport. L'année 2010 a été l'année qui a fourni une grande quantité d'eau à la nappe avec une valeur de 363 mm.

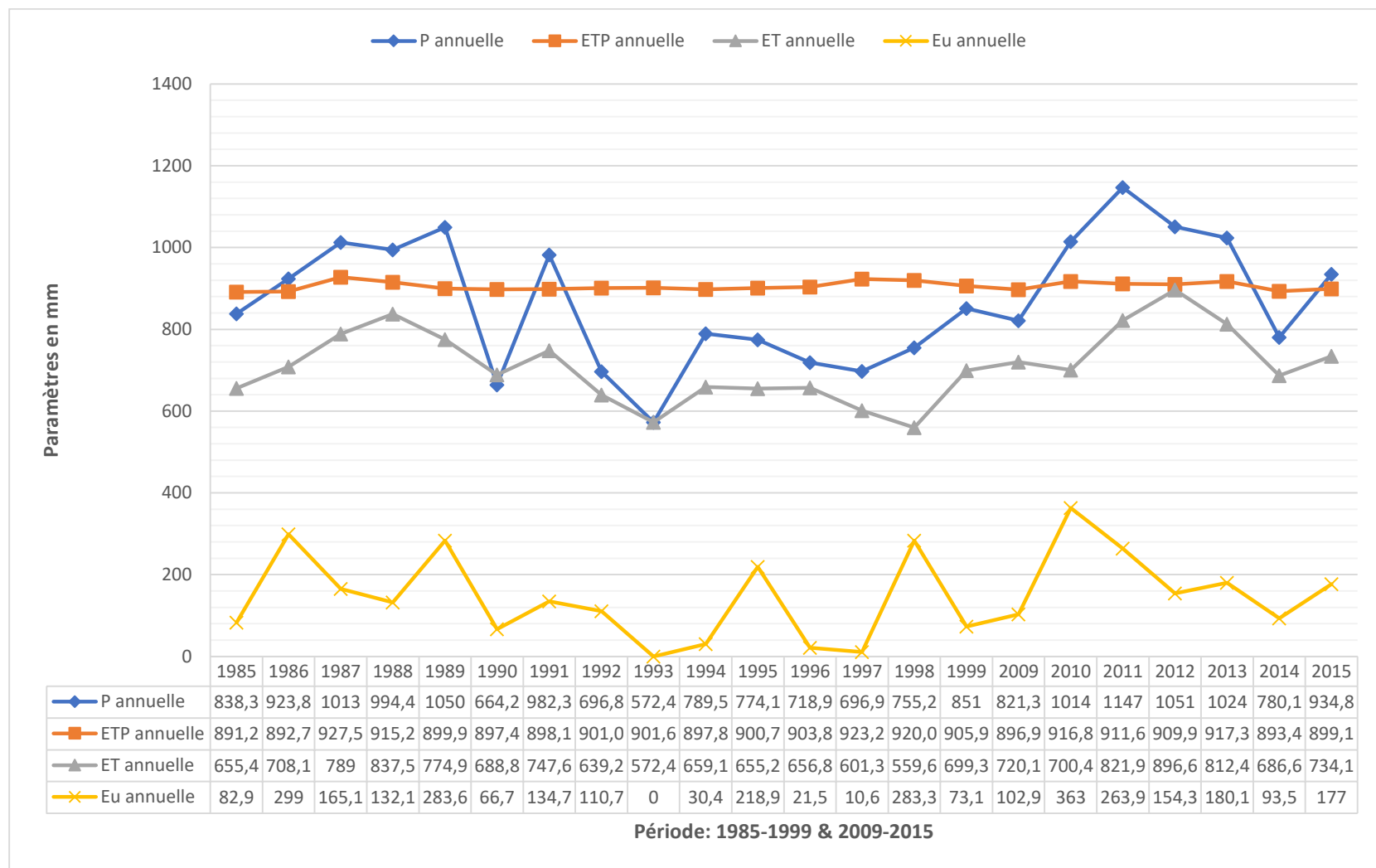


Figure 32 : Variations annuelles des paramètres du bilan hydrique à la station Imbo (1985-1999 et 2009-2015)

Chapitre IV : Contexte hydrologique de la plaine de la basse Rusizi : Cas du bassin versant de la rivière Mpanda

IV.1 Réseau hydrographique

L'hydrographie de la plaine de la basse Rusizi fait partie de celle du bassin du Congo (Hakiza, 2002). Parmi toutes les rivières qui traversent la plaine de la basse Rusizi, aucune rivière ne prend naissance dans cette plaine ; elles proviennent toutes des contreforts des Mirwa (figure 33). Dès leur entrée dans la plaine, elles décrivent des méandres en raison de la planéité de la zone et des sédiments meubles. Toutes ces rivières, à l'exception de trois rivières dont la Mutimbuzi, Nyabagere et Ntahangwa (limite méridionale de la plaine de la basse Rusizi) qui se jettent directement dans le lac Tanganyika, se jettent dans la rivière Rusizi, qui, à son tour, rejoint le lac Tanganyika par sa limite septentrionale. Les débits sont très élevés pendant la saison des pluies (octobre à avril) tandis qu'ils baissent considérablement pendant la saison sèche (de juin à septembre).

La rivière Mpanda est la principale rivière qui traverse la plaine, d'où l'intérêt qu'elle porte dans ce travail. Des lectures de hauteur d'eau dans la rivière se faisaient deux fois par jour (matin et soir) à l'aide de l'échelle limnimétrique installée par le projet CESOUB tout près de l'échelle qui avait été installée par l'IGEBU, à l'entrée de la Mpanda dans la plaine. Des jaugeages réguliers, en aval des stations de mesure, ont été effectués par des chercheurs du projet CESOUB de 2007 à 2011. Les résultats issus de ces jaugeages ont conduit à l'établissement de la courbe de tarage, qui à son tour, est à la base du calcul des débits moyens journaliers. Cette rivière joue un rôle important surtout dans la plaine alluviale, fournissant de l'eau pour l'irrigation du riz et des cultures de contre saison. C'est pourquoi dans cette partie, on essaiera de déterminer les paramètres morphométriques du bassin versant de la rivière Mpanda et estimer la précipitation moyenne sur tout le bassin qui s'étend sur deux zones géomorphologiquement différentes. Ce sont ces précipitations qui rechargent la nappe phréatique qui, à son tour alimente le débit de base pendant la saison sèche.

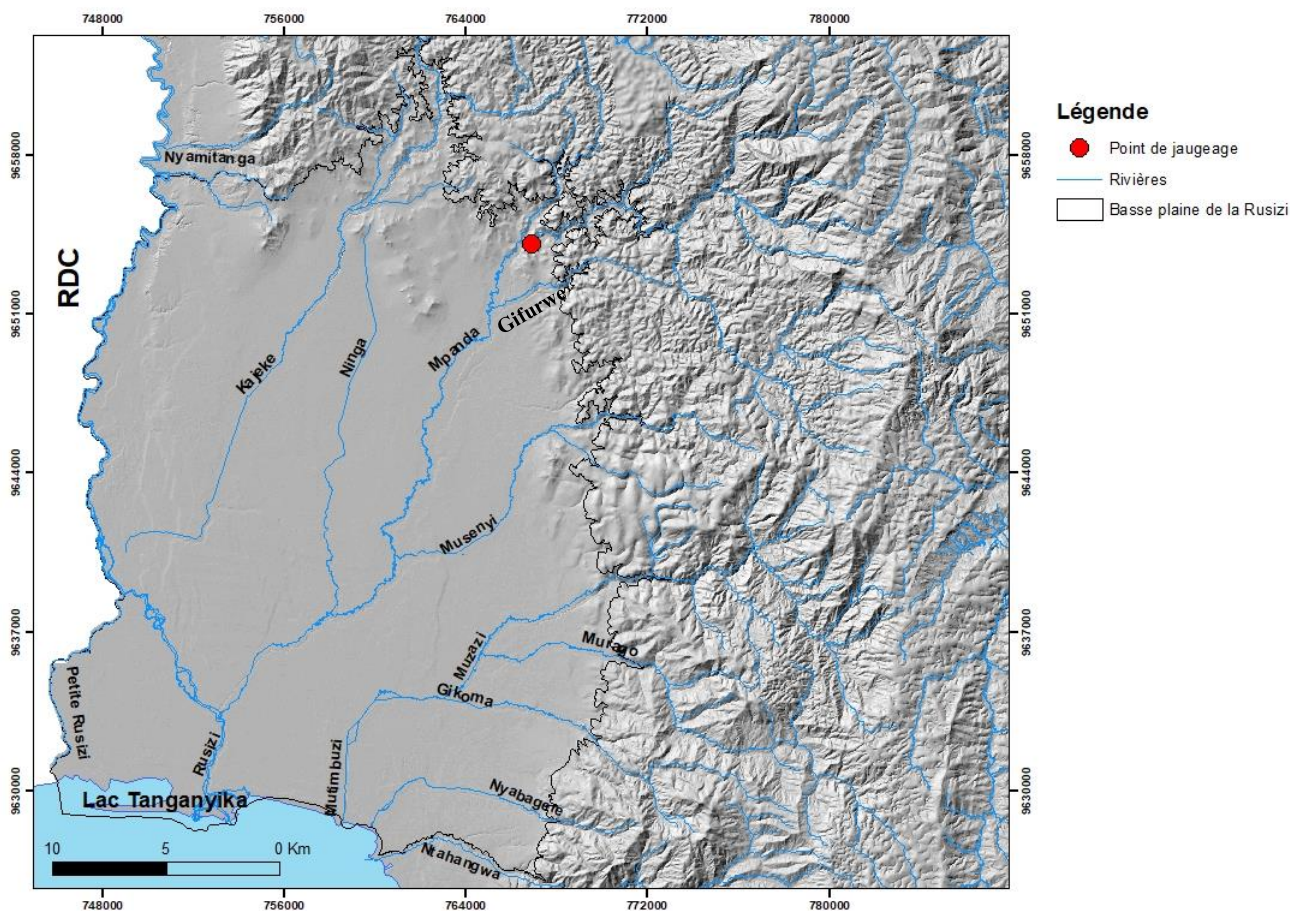


Figure 33 : Réseau hydrographique de la plaine et des contreforts de la plaine de la basse Rusizi

IV.2 Bassin versant de la rivière Mpanda

IV.2.1 Situation géographique

Le bassin versant de la Mpanda s'étend sur deux zones géomorphologiquement différentes dont la plaine de la basse Rusizi et les contreforts des Mirwa (figure 34). Sa limite amont correspond au sommet de la crête Congo-Nil (figure 34) qui constitue une ligne de partage des eaux entre le bassin du Congo et le bassin du Nil à une altitude de 2670 m (calculée à partir du MNT) tandis que son point d'exutoire dans la Rusizi se trouve à une altitude de 777 m. La surface totale de ce bassin calculée à partir des interpolations du MNT est de 451,59 km². De la limite amont jusqu'au point d'entrée de la Mpanda dans la plaine, la superficie du bassin supérieur est de 240,65 km². La surface du bassin dans la plaine est de 210,84 km². Entre son point de confluence avec la Rusizi et le point marquant la limite du bassin supérieur, la Mpanda reçoit deux affluents (Gifurwe et Musenyi) ainsi

que les eaux provenant du collecteur d'eau d'irrigation de Ninga (figure 34). Les débits de Gifurwe et Musenyi sont estimés respectivement à 2 et 1,1 m³/s pendant la saison de pluie et à 0,5 et 0,3 m³/s pendant la période d'été (Hakiza, 2002). Dans la plaine, les eaux de la principale rivière (Mpanda) et de ces deux affluents sont souvent sollicitées par la population locale pour irriguer les champs de riz pendant la période de pluie et les cultures de contre saison pendant toute la période sèche. Ce phénomène d'irrigation rend impossible la quantification du débit entrant dans la Rusizi via la rivière Mpanda. Nous allons alors nous concentrer à la quantification de l'eau qui entre dans la plaine en prenant en compte les débits de jaugeage et des lectures sur échelle limnimétrique à la limite aval du bassin supérieur.

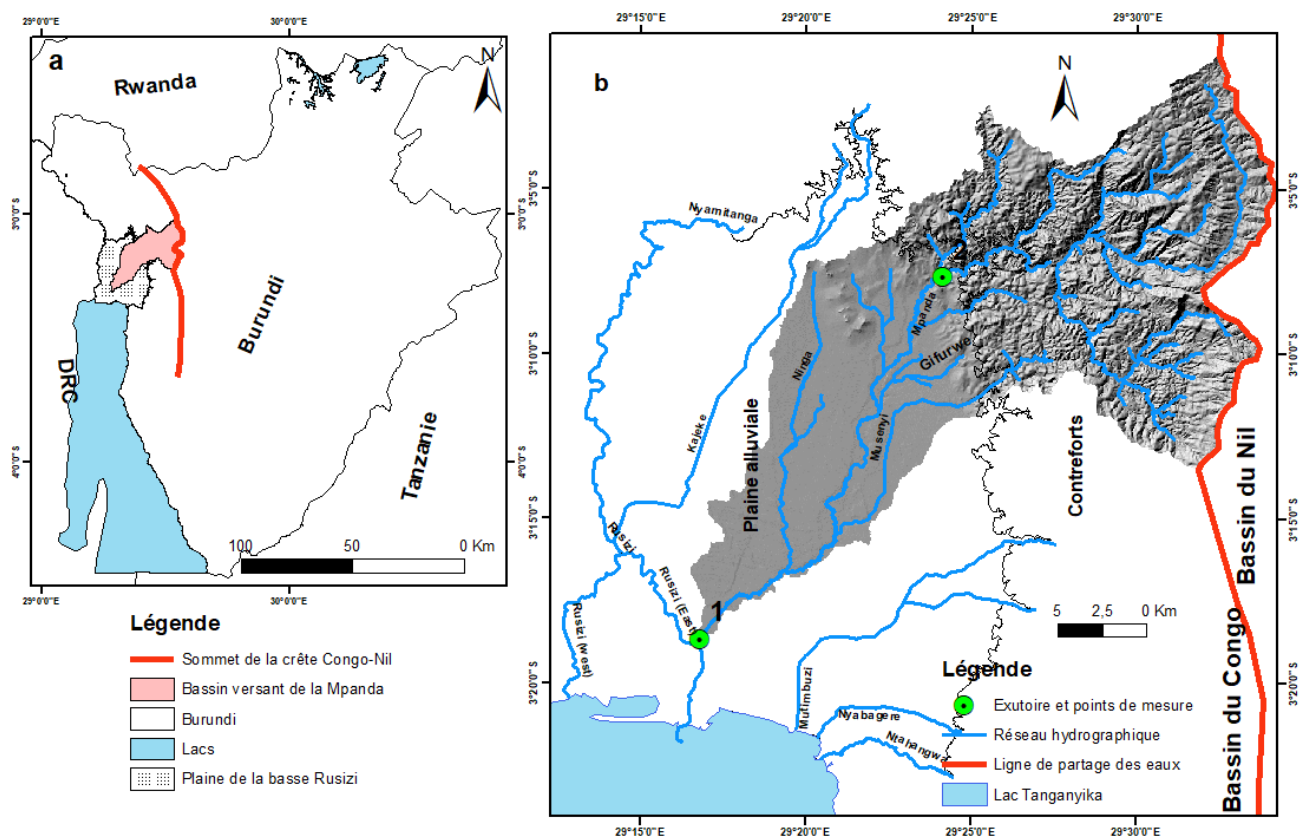


Figure 34 : (a) situation géographique du bassin versant de la Mpanda au niveau du Burundi ; (b) localisation du bassin versant de la rivière Mpanda par rapport à toute la plaine de la basse Rusizi

IV.2.2 Caractéristiques géologiques

Du point de vue géologique, le bassin versant de la rivière Mpanda est constituée par des formations du Cénozoïque (Holocène : Ho, Pléistocène moyen : Pm et Cénozoïque indifférencié : Ci), des formations précambriennes (le complexe de Bubanza : Bb, la formation Rushubi-Muyebe : Rb-My et l'intrusion granitique : γ), toutes décrites en détail au chapitre II ainsi que d'autres formations d'extension réduites qui sont constituées par (figure 35):

- La formation de Ruganza-Bugenyuzi : Ru-Bg : elle est constituée de métaquartzites de teinte blanche à grain moyen bien lités et se débitant souvent en plaquettes décimétriques à centimétriques parfois d'aspect plus compact en bancs métriques. Localement s'observent des niveaux plus graveleux voire microconglomératiques. Les stratifications entrecroisées sont assez fréquentes.
- La formation de Mikiko : elle comprend à la base un conglomérat pétromicte suivi d'un ensemble détritique grossier et rythmique. Les éléments du conglomérat sont principalement des galets de quartzite blanc et de quartz filonien et accessoirement des fragments peu arrondis de phyllites gris verdâtres et de galets de tourmaline noire.

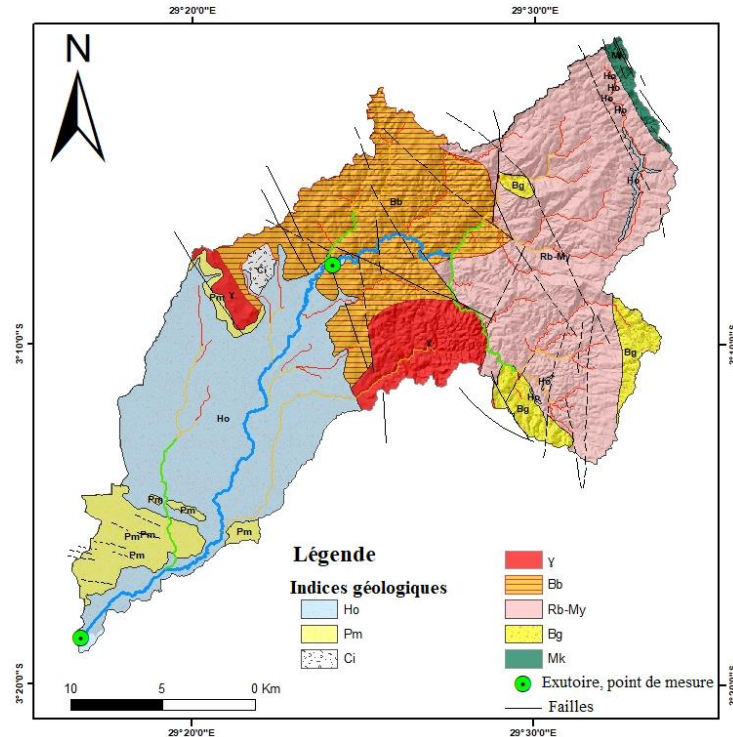


Figure 35 : Carte géologique du bassin versant de la rivière Mpanda, modifiée par digitalisation (Theunissen, 1989)

IV.2.3 Caractéristiques morphométriques

Le logiciel ArcGIS (extension arc toolbox) a été utilisé pour délimiter et calculer les paramètres morphométriques du bassin versant de la Mpanda. Le modèle numérique de terrain (MNT) du bassin a été extrait à partir du MNT du Burundi à 10 m de résolution. Les caractéristiques morphométriques sont des indicateurs quantitatifs des éléments d'un bassin qui influencent la magnitude et la variabilité des différents processus hydrogéologiques (Nautiyal, 1994). Ils constituent une base quantitative pour la prédiction d'une réponse d'un bassin versant basée sur quelques paramètres calculés (Nautiyal, 1994). Deux types de paramètres sont calculés dans ce travail ; il s'agit des paramètres liés à la géométrie et forme du bassin (dimensions et indices de formes) et ceux liés au réseau de drainage (ordre des cours d'eau, taux de bifurcation, longueur du réseau, densité de drainage, et fréquence de drainage). Le tableau 4 décrit les différentes méthodes de calcul de ces paramètres.

Tableau 4 : Méthodes de calcul des différents paramètres morphométriques

Paramètres	Méthode	Références/composantes	Unités
Surface (A)	Mesure directe	constitue l'aire de réception des précipitations qui alimentent un cours d'eau par écoulement.	km ²
Périmètre (P)	Mesure directe	caractéristique de la longueur la plus utilisée.	km
Longueur axiale (L)	$L = \frac{P + \sqrt{P^2 - 16A}}{4}$	Distance entre l'exutoire et le point le plus en amont du bassin	km
Largeur (l ou W)	$W = A/L$	Largeur du bassin	km
Indice de compacité (K _c)	$K_c = 0,28PA^{-1/2}$	rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface.	-
Taux de confluence C	$C = (4\pi A) / P^2$	Miller, 1953	-
Taux d'élongation E	$E = \sqrt{1.27 A} / L$	Schum, 1956	-
Facteur de forme (F _f)	$F_f = W/L$	Horton, 1945	-
Ordre des cours d'eau (S _μ)	Mesure directe	Strahler, 1957	-
Taux de bifurcation (R _b)	$R_b = N_\mu / N_{\mu+1}$	N _μ = Nombre des tronçons d'un ordre donné, N _{μ+1} = Nombre des tronçons d'un ordre supérieur	-
Longueur du réseau (L _μ)	Mesure directe	Longueur du tronçon d'un cours d'eau	m
Densité de drainage (D _d)	$D_d = L_t/A$	L _t est le total des longueurs de tous les ordres des segments	Km/km ²
Fréquence de drainage (F)	$F = N_o/A$	N _o est le nombre total de tous les ordres des segments	km ⁻²

IV.2.3.1 Géométrie et Forme du bassin versant de la Mpanda

La forme du bassin versant influence les caractéristiques de ruissellement dans un bassin donné (Roche, 1963). La surface d'un bassin versant (A) et le périmètre (P) sont d'importants paramètres

en géomorphologie quantitative (Aadil, 2013). La surface du bassin versant affecte directement la magnitude de l'hydrogramme d'une tempête, la magnitude des crues ainsi que la moyenne du ruissellement (Aadil, 2013). Le débit maximal par unité de surface est inversement proportionnel à la magnitude de l'hydrogramme (Aadil, 2013; Schumm, 1956). L'indice de compacité K_c est approximativement égal à 1 pour un bassin de forme circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée (Bendjoudi & Hubert, 2002). La longueur et la largeur du bassin influencent le développement des crues à l'exutoire, elles sont réduites si la longueur est plus grande que la largeur. Le facteur de forme représente le nombre de fois que la largeur est contenue dans la longueur et constitue une mesure d'élongation (Nautiyal, 1994). Le tableau 5 montre les résultats sur les paramètres de géométrie et de forme du bassin versant de la Mpanda.

Tableau 5: Paramètres Géométriques et de forme

Bassin versant	Surface A (km ²)	Périmètre P (km)	Longueur L (km)	largeur W (km)	Paramètres de forme (sans dimension)			
					K_c	C	E	F_f
Mpanda	451.59	145.7	66	6.8	1.9	0.26	0.36	0.10
Bassin supérieur	240.65	96.43	42.56	5.69	1.72	0.32	0.41	0.13
Bassin de la plaine alluviale	210.84	90.94	40.24	5.23	1.75	0.31	0.40	0.13

Le bassin versant de la Mpanda présente une forme allongée en direction NE-SW. Le bassin supérieur a une direction E-W tandis que le bassin de la plaine alluviale a une direction NE-SW (figure 36). Les deux sous-bassins versant ont également une forme allongée (valeurs de K_c , L et W dans le tableau 5). Le taux de confluence C, le facteur de forme F_f et le taux d'élongation E indiquent que le bassin versant de la Mpanda et ses sous-bassins sont allongés à très allongés ($C < 0,6$; $F_f < 0,78$; $E < 0,8$: valeurs de référence pour les bassins de forme circulaire). Les résultats de tous les paramètres de géométrie et de forme analysés confirment que le bassin versant de la Mpanda et ses sous-bassins ont une forme allongée à très allongée. Cette situation traduit un faible développement des crues à l'exutoire du bassin pour une pluie donnée dû à une longue période que l'écoulement prend avant d'atteindre le point d'exutoire du bassin.

IV.2.3.2 Réseau de drainage

Comme la délimitation du bassin versant, le réseau de drainage (hydrographique) a été également hiérarchisé automatiquement à partir du MNT par le logiciel ArcGIS. Cette hiérarchisation tient compte de la méthode de Strahler qui adopte comme unité hydrographique le tronçon ((Strahler,

1957). La méthode proposée attribue la valeur « 1 » à tous les tronçons (cours d'eau) de tête du bassin ; la rencontre de deux tronçons de valeur « 1 » produit, après leur confluence, un tronçon de valeur « 2 » ; la rencontre de deux tronçons de valeur « 2 » produit un tronçon de valeur « 3 », et ainsi de suite (figure 36). Dans le cas du bassin versant de la Mpanda, la valeur la plus élevée est 5 qui correspond au lit principal de la rivière. Lors de l'extraction du réseau de drainage dans le bassin versant de la Mpanda, un minimum de longueur de 500 mètres a été pris en considération pour un tronçon du réseau.

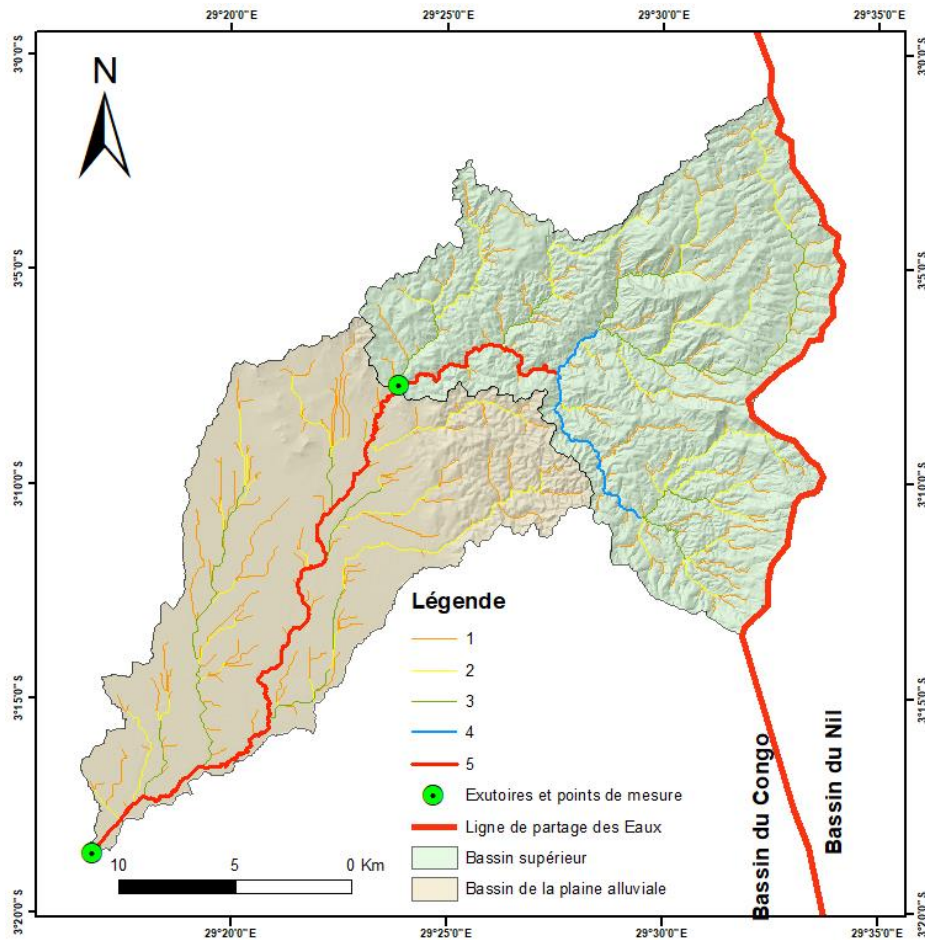


Figure 36 : Réseau de drainage et ordre des cours d'eau dans le bassin versant de la Mpanda

Les paramètres déterminés à partir de l'analyse du réseau de drainage sont résumés dans les tableaux 6 et 7.

Tableau 6 : Tableau montrant l'ordre des cours d'eau, le nombre des cours d'eau, la longueur du réseau et le taux de bifurcation

(S_μ)	(N_μ)	(L_μ): km	(R_b)
1 st	247	256.490	2.09
2 nd	118	127..279	1.4
3 rd	84	71.363	7.6
4 th	11	16.642	0.33
5 th	33	43.921	

Tableau 7 : Tableau montrant la densité et la fréquence de drainage du bassin versant de la Mpanda et de ses sous-bassins

Watershed	(D_a): km/km²	(F): km⁻²
Mpanda	1.23	1.09
Upper watershed	1.04	0.99
Alluvial plain watershed	1.23	1.21

L'étape de base dans l'analyse du réseau de drainage d'un bassin versant est de déterminer l'ordre des cours d'eau (Roche, 1963; Strahler, 1957). En se référant au schéma de classification de Strahler (Strahler, 1957), le bassin versant de la Mpanda présente 5 ordres de drainage (figure 36 et tableau 6). Il présente un nombre élevé de premier ordre de drainage avec un nombre de 247 pour un total de 493 cours d'eau ; les cours d'eau d'ordre 1 représentent à eux-seuls 50,1% de tout le réseau de drainage. Un ordre de drainage élevé est associé à un important vidange de la nappe (Roche, 1963), le vidange est plus prononcée au niveau du bassin supérieur où l'on observe une grande concentration du réseau de drainage par rapport à celui observé dans la plaine alluviale. Le nombre des tronçons des cours d'eau correspond aux segments calculés pour un ordre donné. Dans le bassin versant de la Mpanda, les résultats montrent que 493 tronçons sont répartis sur une surface de 451,59 km². Le nombre élevé indique une perméabilité et une infiltration faible dans le bassin supérieur.

La longueur du réseau dans le bassin versant de la Mpanda est de 511,696 km avec un ordre décroissant de l'ordre 1 à 4. Le taux de bifurcation varie de 0,33 à 7,6 ; ce qui indique une hétérogénéité au niveau de la géométrie et de la lithologie du bassin. Le R_b élevé est observé entre le 3^{ème} et le 4^{ème} ordre ; ce qui indique que le vidange est associé à une roche moins perméable associé à une forte pente. R_b élevé indique également un pic hydrographique précoce produisant soudainement des crues durant une pluie donnée dans la zone où ces ordres de cours d'eau dominant (R. Kumar et al., 2001; Roche, 1963). A l'échelle du bassin, cette vulnérabilité associée aux développements soudains des crues entre le 3^{ème} et le 4^{ème} ordre seront compensé par d'autres cours

d'eau appartenant aux 1^{er}, 2^{ème} et 5^{ème} ordres et le développement des crues à l'entrée de la Mpanda dans la plaine est faible et diminue progressivement dans la plaine. La faible valeur de R_b au niveau du 5^{ème} ordre indique une hétérogénéité géologique, une forte perméabilité et un faible contrôle structural (bassin de la plaine alluviale).

La densité de drainage D_d détermine le temps d'écoulement d'eau (Aadil, 2013). D_d élevé exprime un réseau de drainage tronqué avec une réponse relativement rapide à un temps de pluie, alors que D_d faible indique un drainage moins prononcé avec une réponse hydrologique tardive à une pluie donnée (Roche, 1963). D_d dans le bassin versant de la Mpanda est relativement modéré (1,23 km/km²) et indique que le bassin versant présente un sous-sol perméable, une bonne couverture végétale (bassin supérieur), causant ainsi l'infiltration de l'eau qui recharge les nappes. La fréquence de drainage F est de 1,09/km² pour tout le bassin (Tableau 7). Le bassin supérieur a une fréquence faible ($F = 0,99/\text{km}^2$) tandis que la plaine alluviale a une fréquence relativement élevée ($F = 1,23/\text{km}^2$). F dépend principalement de la lithologie du bassin et reflète la texture du réseau de drainage (Nautiyal, 1994). Ces valeurs de F illustrées dans le tableau 7 indiquent que le bassin possède une bonne couverture végétale, forte capacité d'infiltration et une vidange très lente par rapport à la vitesse de ruissellement. F montre une corrélation positive avec D_d , le ruissellement est faible et les crues sont moins développées avec D_d et F faible à modéré (Carlston, 1963).

IV.2.4 Distribution spatiale des précipitations

Cinq stations (figure 37) partagent le rôle d'enregistrer les quantités de pluies qui tombent sur tout le bassin versant de la Mpanda. Comme ces stations sont inégalement réparties sur la surface du bassin, les moyennes seront calculées par rapport à la portion de la surface couverte par chaque station de mesure (figure 37). On remarque que deux stations sur les cinq couvrent une large partie du bassin ; il s'agit des stations Musigati et Imbo qui couvrent respectivement 40 et 34% de la surface totale (figure 37 et tableau 8).

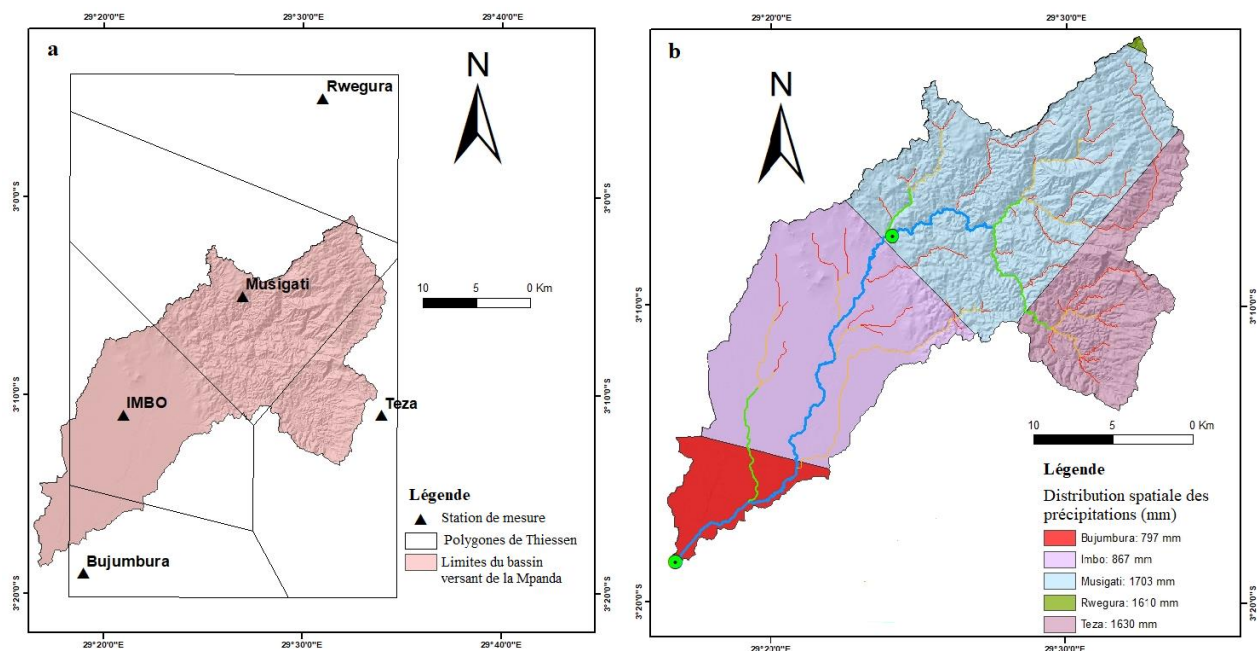


Figure 37 : (a) distribution spatiales des stations de mesure et des polygones de Thiessen ; (b) distribution spatiale des précipitations utilisant la méthode de Thiessen

La surface de chaque polygone et la moyenne de précipitation correspondante calculée sur une période de 20 ans (1995-2015) sont reprise dans le tableau 8.

Tableau 8 : Aires des polygones de Thiessen et la moyenne de précipitation correspondant à chaque station (1995-2015)

Station	Aire (m ²)	Moyenne de précipitation (mm)
Musigati	185527055	1703
Imbo	150696160	867
Teza	80213511	1630
Bujumbura	34454689	797
Rwegura	598439	1610

En se référant à la formule de calcul des moyennes de précipitations sur une surface donnée suivant leurs répartitions spatiales, les opérations ci-dessous montrent la moyenne P des pluies tombées sur l'ensemble du bassin versant de la Mpanda.

$$P = 1m \times \left(1.703 \frac{185527055}{451590000} + 0.867 \frac{150696160}{451590000} + 1.630 \frac{80213511}{451590000} + 0.797 \frac{34454689}{451590000} + 1.610 \frac{598439}{451590000} \right)$$

$$P = 1.341 \text{ m}$$

$$P = 1341 \text{ mm}$$

Comme on l'a vu au chapitre précédent, la variation des précipitations est fonction de la variation en altitude pour un même bassin versant. Etant donné que le bassin versant de la Mpanda s'étend sur deux zones géomorphologiquement différentes (plaine et contreforts), les précipitations ont ensuite été estimées séparément sur les deux sous-bassins. Les figures 38 et 39 montrent des distributions spatiales des précipitations et les stations qui interviennent dans leur enregistrement pour chaque sous-bassin. Pour le bassin supérieur, quatre stations (Musigati, Teza, Rwegura et Imbo) interviennent dans l'enregistrement des précipitations (figure 38). La station Musigati enregistre plus de 60% des pluies tandis que la station Imbo n'enregistre que moins de 1%.

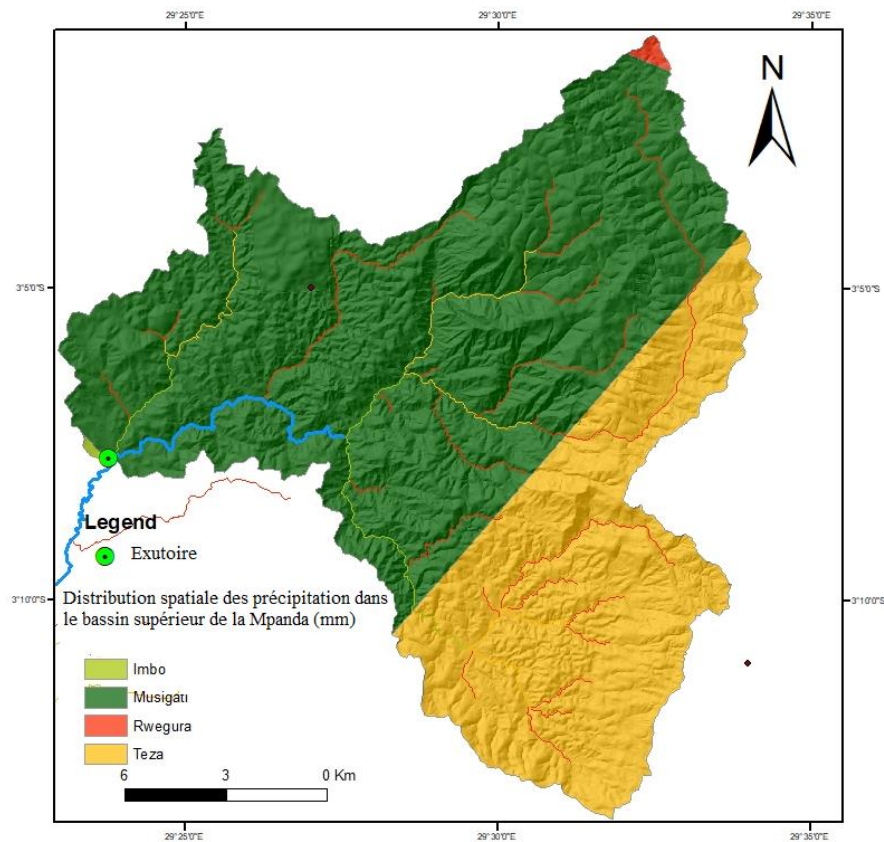


Figure 38 : Distribution spatiale des précipitations dans le bassin supérieur de la Mpanda suivant la méthode de Thiessen

En suivant le même schéma de calcul développé pour tout le bassin versant de la Mpanda, le tableau 9 montre les différentes valeurs et de surface de moyennes de précipitations dans le bassin supérieur de la Mpanda.

Tableau 9 : Aires des polygones de Thiessen et la moyenne de précipitation correspondant à chaque station dans le bassin supérieur de la Mpanda (1995-2015)

Station	Aire (m ²)	Précipitation moyenne (mm)
Musigati	160068350	1703
Teza	79803174	1630
Rwegura	598439	1610
Imbo	176940	867

La surface du bassin versant supérieur de la Mpanda est de 240646903 m². En utilisant la méthode de Thiessen, la précipitation moyenne annuelle est de 1696 mm.

$$P = 1m \times \left(1.703 \times \frac{160068350}{240646903} + 1.630 \times \frac{79803174}{240646903} + 1.610 \times \frac{598439}{240646903} + 0.867 \times \frac{176940}{240646903} \right)$$

$$P_{\text{bassin supérieur}} = 1696 \text{ mm}$$

Dans la plaine alluviale, trois stations (Bujumbura, Imbo et Musigati) interviennent dans l'enregistrement des précipitations (figure 39). La station Imbo enregistre plus de 71% des précipitations de tout le bassin.

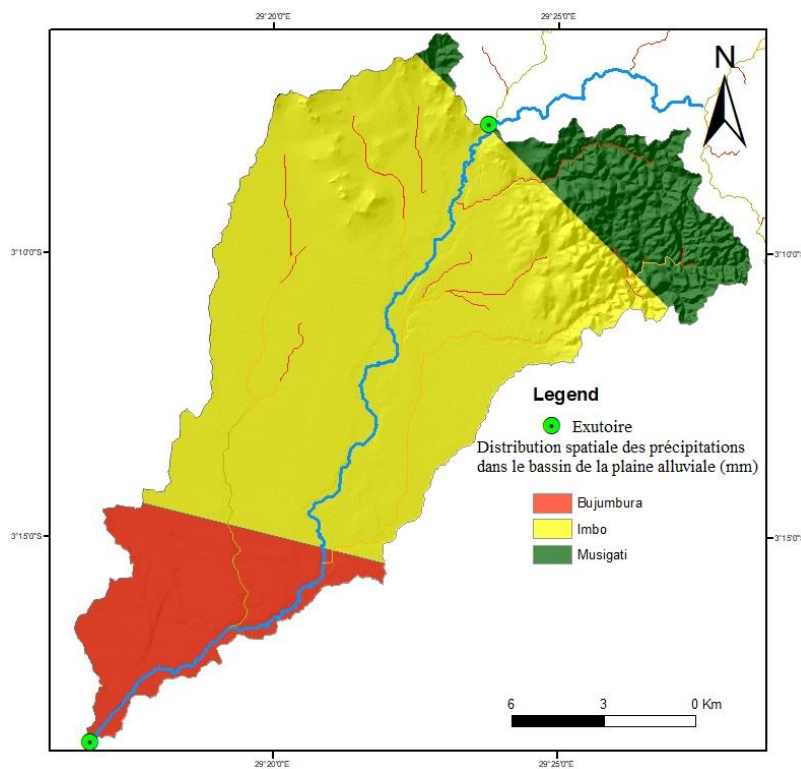


Figure 39 : Distribution spatiale des précipitations dans le bassin de la plaine alluviale de la Mpanda suivant la méthode de Thiessen

Le tableau 10 montre les différentes valeurs de surface et de moyennes de précipitations dans le bassin de la plaine alluviale de la Mpanda.

Tableau 10 : Aires des polygones de Thiessen et la moyenne de précipitation correspondant à chaque station dans le bassin de la plaine alluviale de la Mpanda (1995-2015)

Station	Aire (m ²)	Précipitation moyenne (mm)
Imbo	150399029	867
Bujumbura	34582301	797
Musigati	25861621	1703

La surface du bassin versant de la plaine alluviale de la Mpanda est de 210842951 m² et en utilisant la méthode de Thiessen, la précipitation moyenne annuelle est de 958 mm.

$$P = 1m \times \left(0.867 \frac{150399029}{210842951} + 0.797 \frac{34582301}{210842951} + 1.703 \frac{25861621}{210842951} \right)$$

$$P_{\text{plaine alluviale}} = 958 \text{ mm}$$

La méthode de Thiessen utilisée pour établir la distribution spatiale des précipitations dans le bassin versant de la Mpanda permet clairement de dire que ce bassin versant qui est localisé sur deux zones géomorphologiquement différentes, enregistre plus de précipitations, presque le double, dans les contreforts du bassin supérieur par rapport aux précipitations enregistrées dans le bassin de la plaine alluviale. Ce sont ces précipitations qui tombent dans le bassin supérieur qui sont à la base des eaux d'infiltration qui rechargent la nappe phréatique, qui, à son tour, alimente le débit de base surtout pendant la période d'étiage.

IV.2.5 Estimation de la variation des réserves en eau

Des périodes de turbulence que le Burundi a connues de 1993 à 2005 ont été à la base de la rupture des jaugeages et des récoltes des données des hauteurs limnimétriques dans le bassin versant de la rivière Mpanda, surtout au point de jaugeage situé au contact entre la plaine et les contreforts. Un projet interuniversitaire CESOUB a effectué des travaux de récolte de données sur le débit transitant dans la rivière Mpanda jusqu'à l'exutoire du bassin supérieur par jaugeages et lectures des hauteurs d'eau pendant une période de 4 ans (2007-2011). Ce sont ces données qui seront exploitées pour estimer la variation des réserves en eau du bassin supérieur à son entrée dans la plaine de la basse Rusizi (figure 38). Les données antérieures (celles d'avant l'année 1993) ont été utilisées par d'autres chercheurs surtout Hakiza en 2002 dans sa thèse de doctorat.

Pour estimer les réserves en eau que la nappe phréatique disposerait et surtout pendant la période sèche, plusieurs étapes sont considérées et sont décrites dans les points suivants :

IV.2.5.1 Mesure des débits et courbe de tarage

Il existe deux principaux moyens de mesurer les débits dans les rivières : les mesures des débits par jaugeage et celles utilisant les ouvrages calibrés. Elles ont comme point commun de déterminer le débit transitant dans la rivière à partir des mesures du niveau d'eau, la relation entre ces deux grandeurs étant donnée par une courbe de tarage (Musy & Higy, 2003).

L'échelle à l'aval du bassin supérieur de la Mpanda est placée à deux cents mètres en amont du point de jaugeage (figure 38). Les jaugeages ont été réalisés à l'aide d'un appareil de mesure appelé courantomètre électromagnétique (FLO-MATE Model 2000) mesurant les vitesses de l'eau d'une rivière et les mesures sont effectuées en plusieurs points d'une même section.

A l'aide de l'équation 8, le débit de la rivière, au temps t , est estimé sur une section.

$$Q = \sum_{i=1}^n \bar{V}_i S_i \quad \text{Eq. 8}$$

Avec Q : débit en m^3/s

$\bar{V}_i$: vitesse moyenne de l'eau dans la $n^{ième}$ partie de la section

S_i : Surface mouillée par la $n^{ième}$ partie de la section

On fait ensuite une moyenne de la hauteur lue avant et après le jaugeage, cette hauteur est dite hauteur équivalent à un débit Q et à un temps t . L'opération de jaugeage est répétée plusieurs fois, dans des conditions hydrauliques variées, pour permettre l'établissement d'une courbe de tarage. Les jaugeages qui ont été effectués depuis le mois de novembre 2007 jusqu'au mois d'août 2011 montrent les résultats au tableau 11 et la courbe de tarage (figure 40) est établie à partir de ces données avec le débit en ordonnées et la hauteur de l'eau en abscisses.

Le débit Q (m^3/s) est relié à la hauteur d'eau h (m) par la relation (équation 9):

$$y = ax^b \quad \text{Eq. 9}$$

En intégrant les valeurs de a et b illustrées par la courbe de tarage (figure 42), l'équation 9 devient :

$$y = 4,9615x^{0,6285}$$

$R^2=0,2838$: coefficient de corrélation.

Tableau 11 : Débits calculés par jaugeage et hauteurs d'eau associées (Bassin supérieur de la Mpanda, 2007-2011)

Mois	Hauteur(m)	Débit (m ³ /s)	Mois	Hauteur(m)	Débit (m ³ /s)
nov-07	0,35	2,253	févr-09	0,29	2,84
janv-08	0,3	2,16	mars-09	0,24	2,93
mars-08	0,69	5,845	juin-09	0,28	3,42
avr-08	0,7	6,167	juil-09	0,25	2,07
mai-08	0,38	2,271	juin-10	0,42	3,213
juil-08	0,31	1,783	août-10	0,29	1,821
août-08	0,26	1,508	Fin août-	0,54	1,538
oct-08	0,42	2,55	nov-10	0,39	2,289
déc-08	0,25	2,88	juil-11	0,29	1,88
janv-09	0,29	2,84			

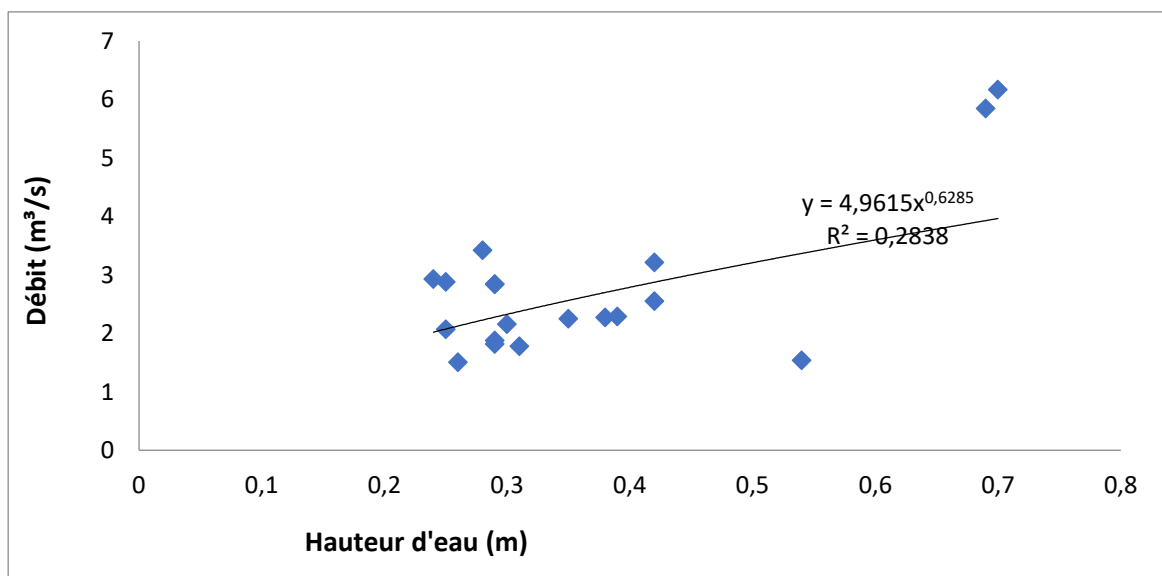


Figure 40 : Courbe de tarage à l'exutoire du bassin supérieur de la Mpanda (2007-2011)

IV.2.5.2 Hydrogramme

Un hydrogramme est la représentation graphique du débit instantané d'un cours d'eau en fonction du temps. Il inclut tous les débits d'eau produits par le ruissellement, l'écoulement hypodermique, l'écoulement souterrain et les précipitations dans les cours d'eau (Gray & Wigham, 1972).

Un hydrogramme typique divisé en trois principales parties est illustré par la figure 41 (Gray & Wigham, 1972). La partie ascendante de l'hydrogramme s'étend du point où débute le ruissellement jusqu'au premier point d'inflexion de l'hydrogramme. Elle indique l'accroissement

du débit causé par une augmentation de l'emmagasinement ou de la détention à la surface dans le bassin versant. Le segment de crête comprend cette partie de l'hydrogramme qui se situe entre le point d'inflexion de la partie montante et le point correspondant de décrue de l'hydrogramme. La courbe de décrue complète l'hydrogramme. Elle peut ou non tendre vers un débit nul selon les quantités de l'écoulement de base ou de l'écoulement souterrain. Elle représente le prélèvement de l'eau des zones de l'emmagasinement après l'arrêt de la pluie excédentaire.

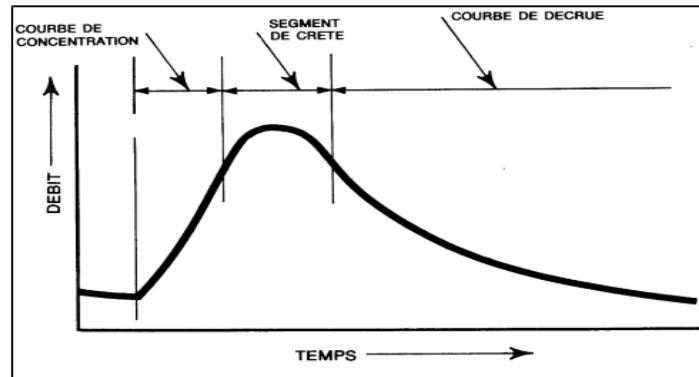


Figure 41 : Composantes de l'hydrogramme (Gray & Wigham, 1972)

A partir de l'équation de la courbe de tarage (figure 40) de la forme $y = ax^b$, $y = 4,9615x^{0,6285}$ ($a=4,9615$ et $b=0,6285$), on calcule les débits journaliers transitant à travers toute la section du lieu de jaugeage de la rivière Mpanda, par l'équation 10:

$$Q = a \times H^b \quad \text{Eq. 10}$$

Nous avons:

$$Q = 4,9615 \times H^{0,6285}$$

Avec, Q : débit, H : hauteur lue sur l'échelle limnimétrique.

L'année hydrologique au Burundi commence le premier septembre de chaque année et se termine le 31 août de l'année suivante, c'est-à-dire respectivement le début théorique de la saison des pluies et la fin théorique de la saison sèche. Les hydrogrammes établis à partir des données récoltées sont respectivement représentés ci-dessous pour les quatre années hydrologiques (2007-2008, 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011).

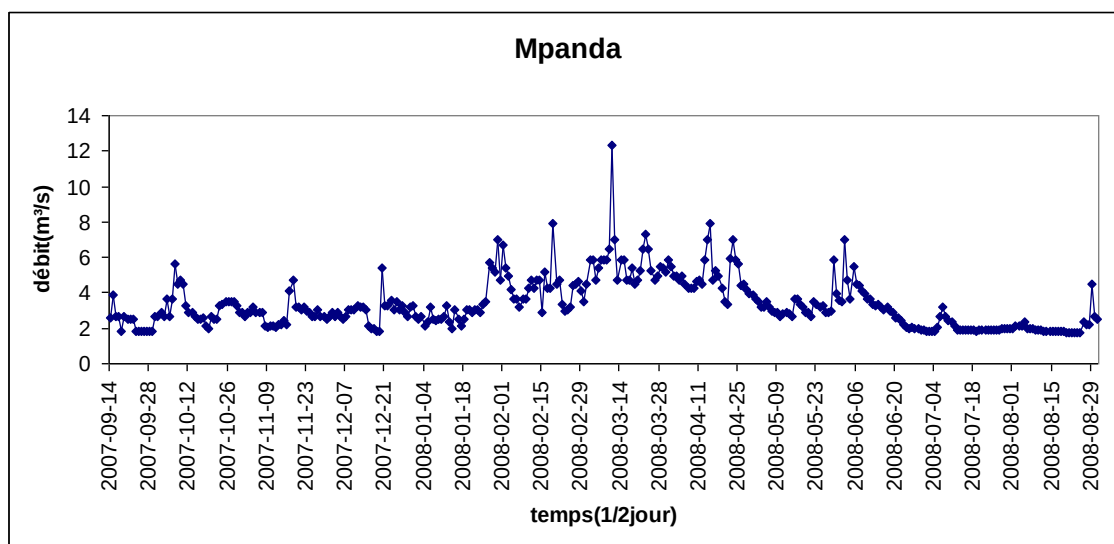


Figure 42 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2007 – août 2008)

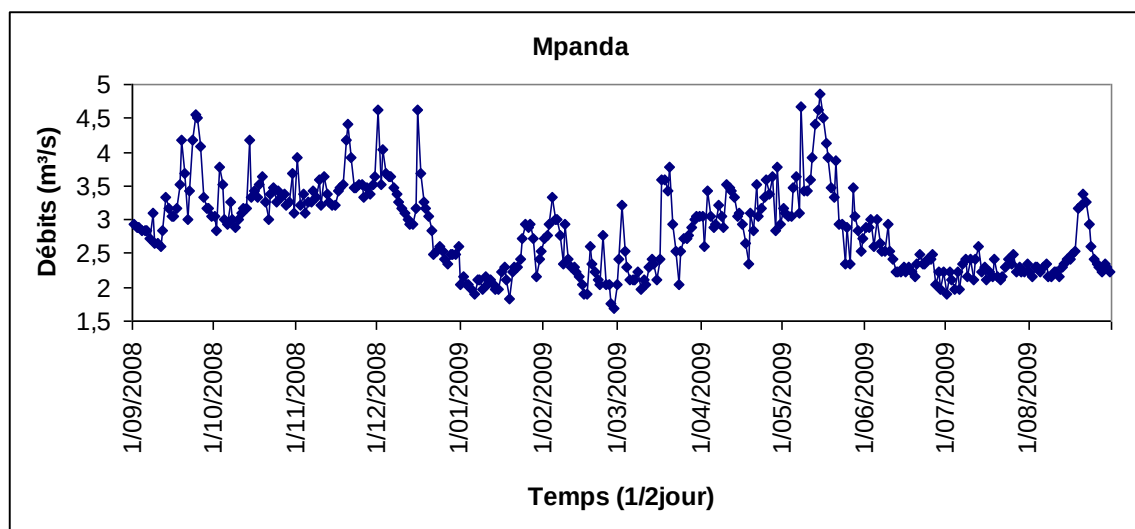


Figure 43 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2008 – août 2009)

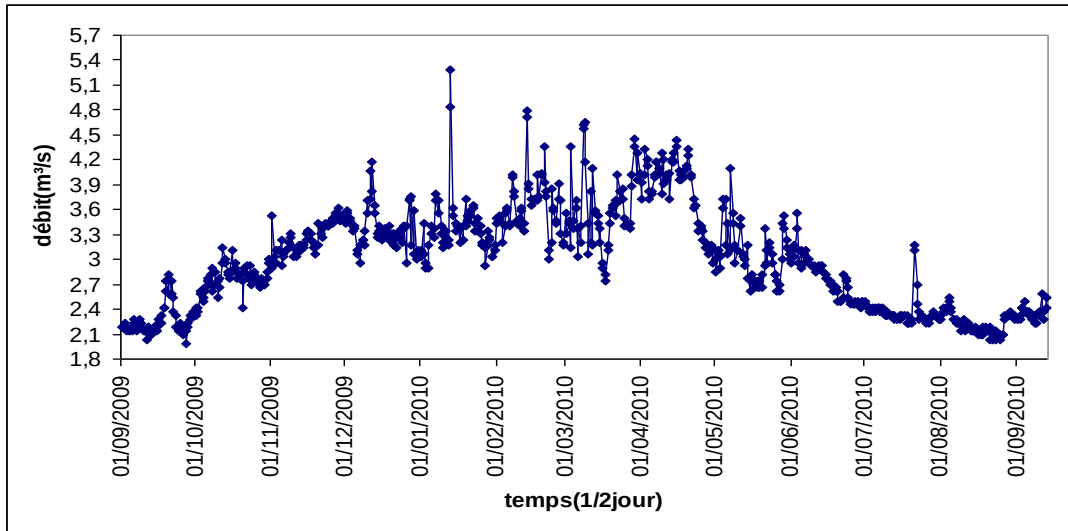


Figure 44 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2009 – août 2010)

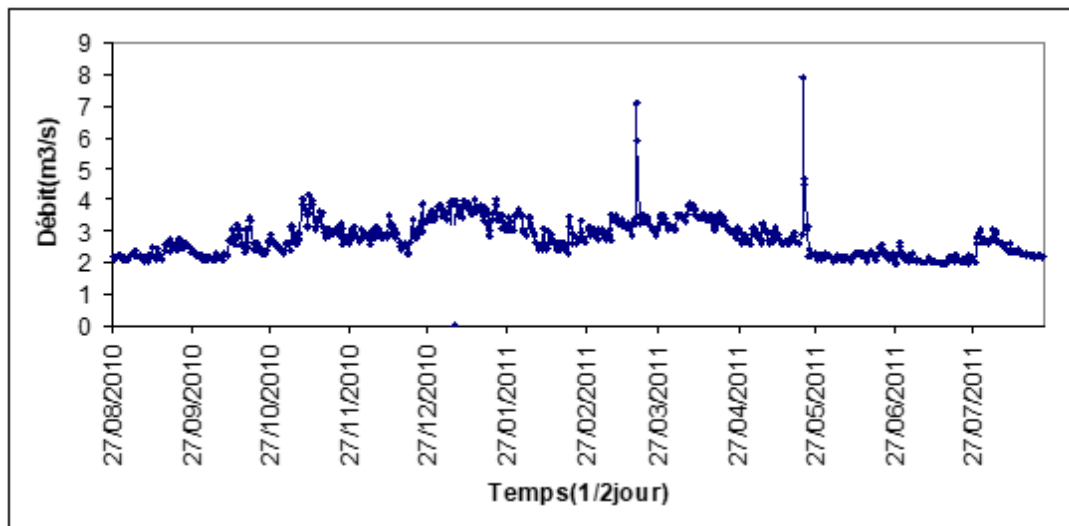


Figure 45 : Débits journaliers de la Mpanda (bassin supérieur : septembre 2010 – août 2011)

L'analyse des quatre hydrogrammes montre pour la première vue des valeurs anormales comme des pics ou des valeurs proches de zéro. Les pics peuvent être dus aux précipitations qui peuvent atteindre des valeurs plus élevées en une seule journée, dans ce cas, dans les jours qui suivent ces précipitations, les valeurs des hauteurs limnimétriques diminuent progressivement pour suivre l'allure normale. Par contre, si on a un pic et que juste après, on a une allure normale de la courbe, ces valeurs peuvent être dues aux erreurs de lecture, c'est la même chose que pour les valeurs proches de zéro. La partie de l'hydrogramme qui nous intéresse dans ce travail est la partie

descendante qui nous permet d'estimer le débit de base pendant la période d'étiage et d'évaluer la capacité de stockage en eau de la nappe dans le bassin supérieur. Cette partie de l'hydrogramme est représentée par la courbe de tarissement.

IV.2.5.3 Courbes de tarissement

Le tarissement d'un cours d'eau est défini comme la décroissance régulière des débits des basses eaux en fonction du temps (Gray & Wigham, 1972). La courbe de tarissement correspond à la partie de l'hydrogramme générée uniquement par les écoulements souterrains, alors que tout écoulement de surface a déjà cessé (Musy & Higy, 1998). Le tarissement est non influencé en absence de pluie et d'évapotranspiration ; elle est influencé dans le cas où de nouvelles pluies viendraient alimenter les réserves.

Les lois exponentielle et hyperbolique de tarissement sont définies par deux paramètres, le débit initial Q_0 et le coefficient de tarissement α .

Le débit Q_0 et le coefficient de tarissement α peuvent aussi être obtenus par des procédés graphiques : Formule de Boussinesq (Musy & Higy, 2003) :

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha \cdot t} \quad \text{Eq. 11}$$

En passant par le logarithme, l'équation 11 devient :

$$\ln Q = \ln Q_0 - \alpha \cdot t \quad \text{Eq. 12}$$

La représentation de l'équation sur un diagramme permet de déterminer graphiquement les constantes Q_0 et α (figure 46).

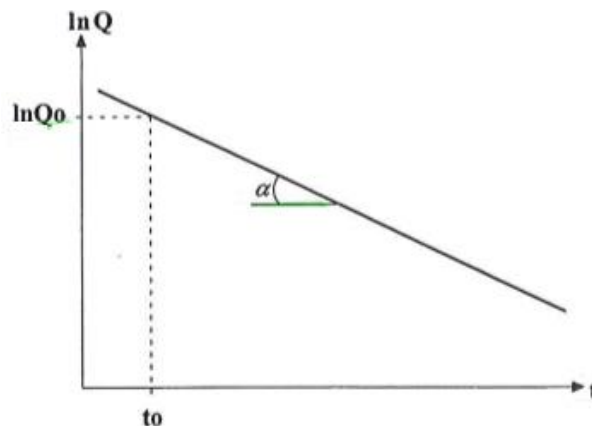


Figure 46 : Représentation de la formule de Boussinesq sous sa forme logarithmique (Musy & Higy, 1998)

Pour obtenir une courbe caractéristique de tarissement, il convient d'analyser toutes les décrues observées. Ces décrues sont alors décomposées en plusieurs segments, correspondant à des lois de tarissement simples. Ces segments sont ensuite regroupés selon la valeur de leur coefficient de tarissement α , formant ainsi des groupes de courbes de tarissement (figure 47). A l'intérieur de chacun de ces groupes, les valeurs moyennes des coefficients de tarissement α et des débits Q_0 sont calculées, définissant ainsi des valeurs moyennes de tarissement. La courbe caractéristique de tarissement est finalement obtenue par la prise en compte successive de ces segments moyens (Musy & Higy, 1998). Les périodes de récession (tarissement) peuvent être tronquées par quelques pluies éparses durant une période générale de récession (Fetter, 2001).

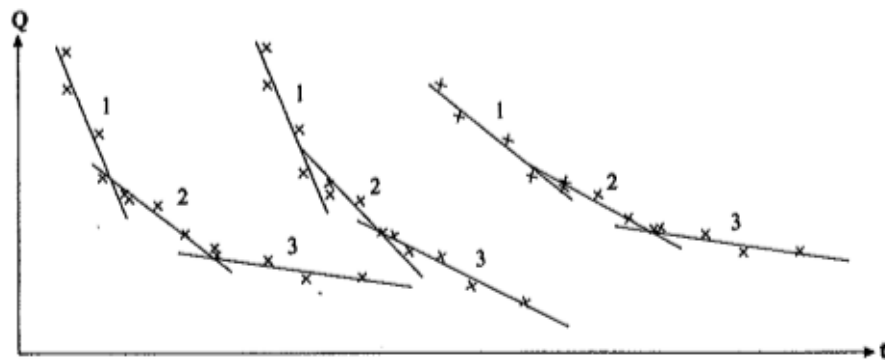


Figure 47 : Exemple du choix des segments de tarissement simple à l'aide de la représentation graphique de plusieurs décrues (Musy & Higy, 1998)

En se servant des quatre hydrogrammes (figures 42 - 45) représentant successivement quatre années hydrologiques (2007-2008, 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011), les courbes de tarissement correspondantes sont successivement représentées par les quatres figures ci-dessous :

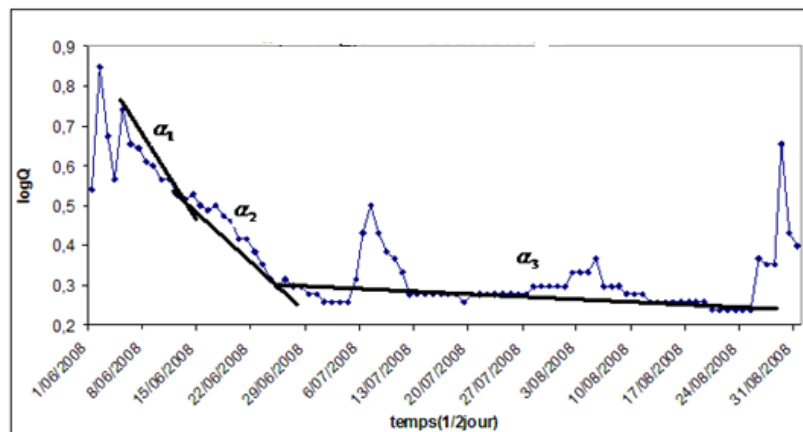


Figure 48 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2007 – 2008)

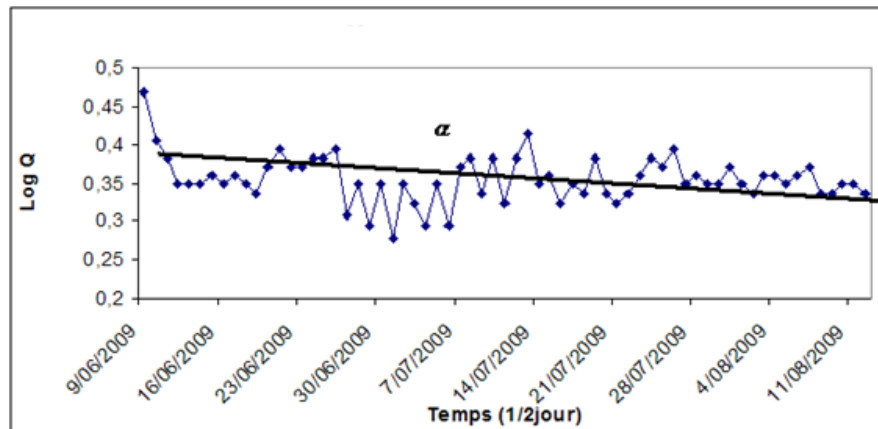


Figure 49 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2008 – 2009)

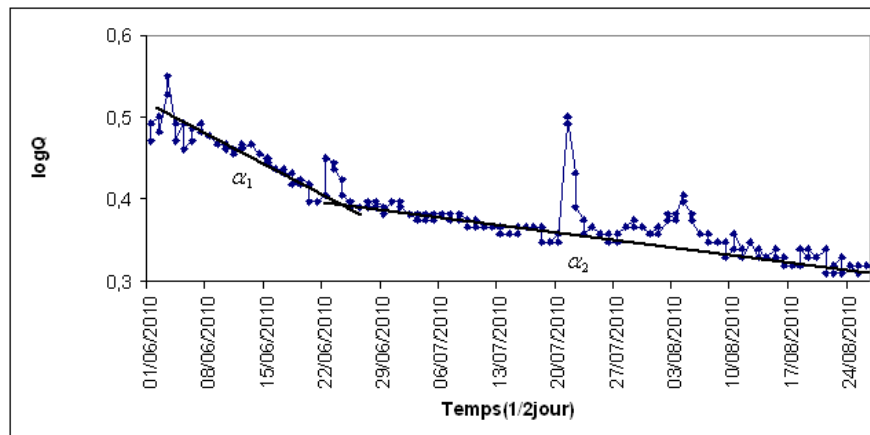


Figure 50 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2009 - 2010)

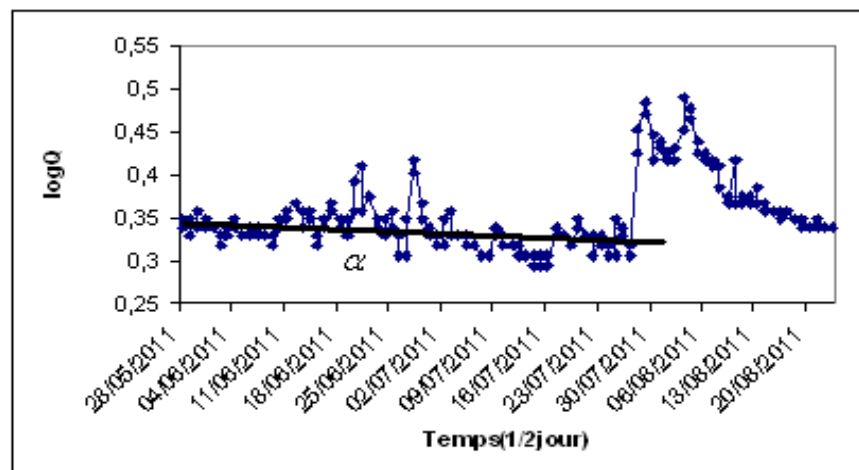


Figure 51 : Courbe de tarissement du bassin supérieur de la Mpanda (2010 – 2011)

Pour l'année hydrologique 2007-2008, la récession a commencé le 8 juin 2008 pour se terminer le 25 août 2008, donc une durée de 78 jours. La récession pour l'année hydrologique 2008-2009 a débuté le 11 juin 2009 pour se terminer le 12 août 2009, donc une durée de 63 jours. Pour l'année hydrologique 2009-2010, la récession a commencé le 3 juin 2010 pour se terminer le 25 août 2010 avec une durée de 83 jours. Et enfin la récession pour l'année hydrologique 2010-2011 a commencé le 28 mai 2011 pour se terminer le 28 juillet 2011 avec une durée de 62 jours.

En analysant les quatre courbes de récession, on remarque que l'année hydrologique 2010-2011 connaît un déficit hydrique par rapport aux trois années qui restent avec des débits oscillant autour de 2 m³/s. Les années hydrologiques 2007-2008, 2008-2009 et 2009-2010 présentent des débits variant entre 2 et 4 m³/s pendant la période de récession.

IV.2.5.4 Calcul des réserves en eau

L'estimation de la variation des réserves dans ce travail se fait par l'analyse et l'interprétation des courbes de tarissement ci-dessus qui représentent la décroissance du débit d'une rivière en fonction du temps. En supposant que le vidange d'un aquifère obéit à une décroissance exponentielle, la variation des réserves en eau souterraine d'un bassin versant au temps t vaut $(Q_0 - Q) \cdot \alpha$, d'où la formule de Maillet (Musy & Higy, 2003) :

$$\log Q = \log Q_0 - 0,4343 \cdot \alpha \cdot t \quad \text{Eq. 13}$$

Avec :

Q_0 = débit au temps t_0 , début du tarissement

α = coefficient du tarissement

t = temps écoulé depuis le début de tarissement

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q}{0,4343t} \quad \text{Eq. 14}$$

Exprimée en diagramme semi-logarithmique, la courbe de tarissement se transforme en une droite dont le coefficient angulaire vaut $0,4343\alpha$ (figure 52).

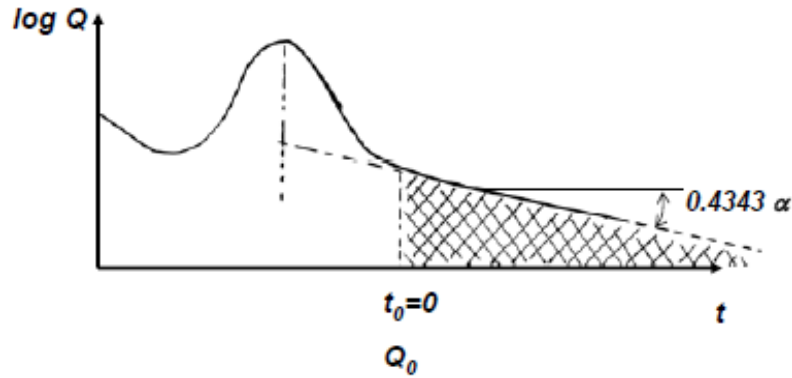


Figure 52 : Courbe de tarissement type avec coefficient angulaire α (Gray & Wigham, 1972)

Les courbes de tarissement déterminées entre 2007 et 2011, présentent une allure irrégulière et les coefficients de tarissement α sont représentés dans le tableau 12. Seule l'année hydrologique 2007-2008 présente trois coefficients de tarissement. L'année hydrologique 2009-2010 présente deux coefficients de tarissement tandis que les années hydrologiques 2008-2009 et 2010-2011 n'en présentent qu'un seul.

La figure 35 montre que le bassin supérieur se trouve dans une zone fortement faillée et s'étend sur six formations géologiques différentes. C'est cette hétérogénéité géologique qui peut donner lieu à la superposition des nappes phréatiques présentant des caractéristiques hydrodynamiques spécifiques. Dans ce cas, les vidanges de ces nappes se traduiront par une courbe de tarissement en ligne brisée qui a conduit à la détermination de différents coefficients de tarissement.

Tableau 12 : coefficients de tarissement calculés pour le bassin supérieur de la Mpanda

	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011
α_1	0,0443	0,0047	0,0073	0,0012
α_2	0,0471		0,0032	
α_3	0,0023			

Les variations des réserves ΔRes_1 , ΔRes_2 , ΔRes_3 et ΔRes_4 correspondantes aux coefficients de tarissement respectifs sont calculées à l'aide de l'équation 15 :

$$\Delta Res = \frac{Q_0}{\alpha} - \frac{Q_1}{\alpha} = \frac{Q_0 - Q_1}{\alpha} \quad \text{Eq. 15}$$

Etant donné que le coefficient de tarissement α est exprimé en j^{-1} et le débit Q en m^3/s , la variation des réserves ΔRes sera exprimée en m^3 . Cependant, connaissant la surface du

bassin versant supérieur de la rivière Mpanda, à Gatura qui équivaut à $238 \text{ km}^2 = 2,38 \times 10^8 \text{ m}^2$, les variations des réserves en eau souterraine ΔR sont exprimées en lame d'eau (mm) en divisant les réserves (exprimés en m^3) par la surface (exprimée en m^2) et en les convertissant en mm . Les résultats sont représentés par le tableau 13.

Tableau 13 : Variations annuelles des réserves en eau souterraine du bassin supérieur de la Mpanda

Année hydrologique	Période	Surface du bassin (m^2)	ΔR (m^3)	ΔR (mm)
2007-2008	5/6-24/8/2008	$2,38 \times 10^8$	$1,5 \times 10^7$	63
2008-2009	9/6-12/8/2009	$2,38 \times 10^8$	$1,4 \times 10^7$	58
2009-2010	1/6-26/8/2010	$2,38 \times 10^8$	$1,4 \times 10^7$	58
2010-2011	25/5-27/7/2011	$2,38 \times 10^8$	$1,1 \times 10^7$	46

Le volume des réserves en eau souterraine pendant la période d'étiage varie entre $1,1 \times 10^7 \text{ m}^3$ (2010-2011) et $1,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ (2007-2008), soit une hauteur d'eau comprise entre 46 et 63 mm. La moyenne annuelle équivaut à $1,35 \times 10^7 \text{ m}^3$, soit une hauteur d'eau égale à 56,25 mm.

Chapitre V : Contexte hydrogéologique de la plaine de la basse Rusizi

V.1 Synthèse des études hydrogéologiques antérieures dans la plaine de la basse Rusizi

Entre 1953 et 1960, des forages ont été implantés dans la plaine de la basse Rusizi du côté burundais que du côté congolais. En RDC, la plaine de la basse Rusizi est limitée au Nord par la rivière Sange (figure 7). La grande majorité d'anciens forages (1953-1960) ont été implantés dans les formations du Cénozoïque (figure 11) à l'exception du forage Ru165 se trouvant à l'extrémité orientale de la plaine de la basse Rusizi au niveau de la transversale T3 et a été réalisé dans le Précambrien (Hakiza, 2002).

L'interprétation des logs lithostratigraphiques d'anciens forages (Hakiza, 2002; Waleffe, 1985) montre que dans la grande majorité des forages et à l'achèvement de ceux-ci, une remontée du niveau d'eau dans le tubage de plusieurs mètres en général et pouvant même dépasser 15 m est observée. Cette pression artésienne n'a pas atteint la surface du sol (Waleffe, 1985). Ce phénomène peut être expliqué par l'allure lenticulaire des formations aquifères partiellement isolées par des formations imperméables (Snel, 1957; Waleffe, 1985). L'épaisseur de la nappe dans la partie investiguée par les anciens forages est très variable, inférieure à 5 m dans les dépôts fluviaux, elle peut atteindre 10 m dans les dépôts lacustres (Hakiza, 2002).

Les mesures qui ont été effectuées lors des essais de pompage montrent qu'à chaque forage productif, un débit spécifique calculé sur base du débit maximal obtenu ($4\text{m}^3/\text{h}$ pour les anciens forages) et du rabattement correspondant est exprimé en mètre carré par seconde (Waleffe, 1985). Des variations assez importantes de débit spécifique d'un forage à l'autre se trouvant dans des conditions apparemment identiques sont à mettre en relation avec des variations de la nature et de la perméabilité des formations aquifères exploitées (Waleffe, 1985). Les conductivités hydrauliques ont été déterminées à partir des données des essais de pompage réalisés dans 70 forages et les transmissivités ont été calculées à partir des valeurs des conductivités hydrauliques et de l'épaisseur de la nappe (Hakiza, 2002). Les résultats montrent une variation de conductivités hydrauliques comprise entre 2×10^{-5} et $2,2 \times 10^{-2}$ m/s, tandis que les transmissivités varient entre $1,9 \times 10^{-4}$ et $4,5 \times 10^{-2}$ m²/s (Hakiza, 2002).

La carte des lignes isopiézométriques montre une pente générale de la nappe depuis les contreforts situés à l'Est et au Nord-Est avec un sens d'écoulement général vers le Sud-Ouest. Dans la partie occidentale de la plaine, on constate un faible relèvement de la surface piézométrique en relation

avec de légers bombements du relief (Waleffe, 1985). L'allure de la surface isopiézométrique indique d'une part une alimentation de la nappe par les eaux ruisselant des versants Est et Nord-Est et en partie par les eaux de la Ninga, de la Kajeke et de la Mpanda, et d'autre part par une alimentation directe par les eaux de précipitation à la surface de la plaine mise en évidence dans la partie occidentale (Waleffe, 1985).

V.2 Calcul des paramètres hydrodynamiques et distribution spatiale des conductivités hydrauliques dans la plaine de la basse Rusizi

La conductivité hydraulique est une constante de proportionnalité dans la loi de Darcy (Kruseman et al., 1970). Elle est définie comme un volume d'eau passant à travers un milieu poreux en une unité de temps par gradient hydraulique à travers une unité de surface mesurée perpendiculairement aux directions des flux (Kruseman et al., 1970). En raison de la manière dont les dépôts sédimentaires sont formés, les valeurs de conductivité hydraulique peuvent varier d'un endroit à un autre (Domenico & Schwartz, 1998). Cette dispersion des valeurs peut être décrite graphiquement à l'aide d'un histogramme ou représentée statistiquement en ajustant une sorte de distribution statistique (Domenico & Schwartz, 1998).

La transmissivité (T) d'un aquifère caractérise l'aptitude de l'aquifère à transmettre l'eau horizontalement, elle dépend de la conductivité hydraulique (K) et de l'épaisseur (e) du matériau aquifère (Castany, 1963). Elle est le produit de la conductivité hydraulique et de l'épaisseur de l'aquifère (Fetter, 2001). La notion de transmissivité est très utile dans l'étude des eaux souterraines et permet de calculer très rapidement les réserves d'une nappe avec une approximation suffisante (Castany, 1963).

Dans la plaine de la basse Rusizi, les essais de pompage qui sont à la base de calcul des paramètres hydrodynamiques ont été réalisés sans piézomètres à des débits variables suivant l'utilisation et la capacité de production du forage. La nappe a été prise comme captive en utilisant la méthode de Dupuit qui prend en compte le débit maximal pompé jusqu'à la stabilisation de la nappe aquifère. Cette méthode (Dupuit) est utilisée dans les cas des mesures réalisées en conditions des régimes stabilisés (Castany, 1963) : l'eau et la roche sont incompressibles ; la vitesse horizontale de l'eau est constante sur une même verticale ; l'aquifère a une extension latérale considérée comme illimitée par rapport à sa dimension verticale ; les limites supérieure et inférieure de l'aquifère sont considérées comme horizontales ; la formule de Darcy est applicable ; le terrain est homogène et

isotrope ; le rayon d'influence du captage est constant dans le temps ; l'ouvrage capte la nappe sur tout son épaisseur.

Les forages ayant servi de calcul des paramètres hydrodynamiques sont inégalement répartis sur toute l'étendue de la plaine de la basse Rusizi (figure 53). Dans le cas d'un régime permanent, comme c'est le cas dans ce travail de thèse et dans un aquifère captif, les hypothèses suivantes sont nécessaires (Fetter, 2001) :

- l'aquifère est confiné au toit et à la base ;
- le débit de pompage est constant ;
- l'équilibre a été atteint (il n'y a aucun changement de rabattement avec le temps) ;

Tous les essais de pompage ayant été effectués sans piézomètres, les rabattements qui seront utilisés lors des calculs des valeurs de conductivité hydraulique sont ceux observés uniquement dans les forages et le rayon d'influence R sera estimé à 150 mètres autour de chaque forage. La transmissivité est obtenue en multipliant la valeur de conductivité hydraulique avec l'épaisseur de la couche aquifère captée par le forage correspondant à l'épaisseur occupée par les crépines.

L'hétérogénéité de l'aquifère de la plaine de la basse Rusizi ayant été prouvée par l'esquisse faciologique des formations aquifères et le bloc diagramme (figure 20), les paramètres hydrodynamiques calculés sont localisés autour de forages correspondants et ne peuvent pas être généralisés sur l'ensemble de la plaine de la basse Rusizi. Sur la figure 53, on peut distinguer des variations des valeurs de conductivité hydraulique suivant la nature géologique de la couche aquifère. De manière générale, les valeurs de conductivité hydraulique diminuent du Sud vers Nord et de l'Ouest vers l'Est ; elles sont faibles tout près des contreforts précambriens. Cette règle n'est pas généralisée dans les cônes alluviaux captés par les forages tout près des rivières Kajeke et Mpanda (figure 53) où les valeurs de conductivité hydraulique sont de l'ordre de 10^{-3} m/s. Les données sur les essais de pompage qui ont été réalisés dans les forages se trouvant dans le delta de la Rusizi n'ont pas été trouvées dans les différents services et entreprises.

Vers la bordure ouest de la plaine, tout au long de la Rusizi, depuis la rivière Nyamitanga jusqu'au niveau du lac Tanganyika au Sud, aucun forage n'y a été réalisé jusqu'en 2015. A l'Est, entre la rivière Gikoma et la rivière Musenyi, aucun forage réalisé jusqu'en 2015 également (figure 53). Les valeurs de conductivité hydraulique reprise dans le tableau 14 varient entre $4,17 \times 10^{-6}$ (BR18

se trouvant vers le Nord de la plaine tout près du contact entre l'Holocène et le Précambrien) et $2,2 \times 10^{-2}$ m/s (Ru149) se trouvant à la transversale 5 dans les barrières littorales. Dans les dépôts lacustres constitués par du sable fin à moyen, les valeurs de conductivité hydraulique varient entre 9×10^{-4} (BR41) et 2×10^{-3} m/s (BR44). Les forages ayant été réalisés à moins de 300 m du lac Tanganyika présentent des valeurs moyennes de conductivité hydraulique variant entre 6×10^{-3} et 9×10^{-4} m/s. Dans la nappe aquifère des barrières littorales constituées de sables moyens à grossiers, les valeurs de conductivité hydraulique varie entre 3×10^{-4} et $2,2 \times 10^{-2}$ m/s. Dans les dépôts fluviaux des affluents de la Rusizi, les valeurs de conductivité hydraulique varie entre 6×10^{-3} (Ru162) au niveau de la rivière Kajeke et 9×10^{-3} m/s (Ru166) tout près de la rivière Mpanda. Tout près des contreforts précambriens, dans les cônes alluviaux, les valeurs de conductivité hydraulique oscillent autour de 2×10^{-3} m/s. Dans les dépôts fluvio-lacustres constitués de sable fin argileux, les valeurs de conductivité hydraulique varient entre 5×10^{-5} et 6×10^{-3} m/s. Les valeurs les plus faibles de conductivité hydraulique se trouvent vers la limite orientale de la plaine tandis que celles plus élevées se trouvent vers le Sud-Ouest en direction du lac Tanganyika. Les forages qui ont été réalisés dans le socle Précambrien présentent des valeurs de conductivités hydrauliques faibles de l'ordre de 10^{-6} m/s.

La transmissivité qui dépend de la valeur de conductivité hydraulique et de l'épaisseur de l'aquifère montre également une variation spatiale très nette dans la plaine de la basse Rusizi. Ses valeurs varient entre $7,5 \times 10^{-5}$ (BR18) et $1,46 \times 10^{-2}$ m²/s (Ru149). Dans les dépôts lacustres, les transmissivités oscillent entre 10^{-2} et 10^{-3} m²/s, mais elles diminuent en allant vers l'Est tout près de la rivière Ntahangwa. On observe donc que la zone la plus proche du lac Tanganyika (dépôts lacustres et barrières littorales) est la plus transmissive, où les valeurs de transmissivité sont comprises entre $4,8 \times 10^{-3}$ et $2,2 \times 10^{-2}$ m²/s. Les cônes alluviaux, localisés tout près des contreforts précambriens, montrent des valeurs de transmissivité de l'ordre de $1,7 \times 10^{-2}$ m²/s. Dans les dépôts fluviaux, étant donné que l'épaisseur de l'aquifère captée est comprise entre 1 et 6 m, même si les valeurs de conductivité hydraulique calculées sont élevées, les valeurs de transmissivité sont faibles à cause l'épaisseur moins développée de la couche aquifère et oscillent autour de 10^{-4} m²/s. La partie de la plaine constituée de dépôts fluvio-lacustres montre des valeurs de transmissivité comprises entre $3,9 \times 10^{-4}$ et $7,28 \times 10^{-3}$ m²/s. Les forages qui ont été réalisés dans le socle Précambrien montrent des valeurs de transmissivité les plus faibles comprises entre $7,5 \times 10^{-5}$ et 10^{-4} m²/s.

Tableau 14 : Valeurs des conductivités hydrauliques et des transmissivités

Forage	K (m/s)	e (m)	T (m ² /s)	Forage	K (m/s)	e (m)	T (m ² /s)
BR 02	1,08E-04	6	6,47E-04	Ru148	9,60E-03	2	1,92E-02
BR 03	1,97E-03	9	1,77E-02	Ru160	1,10E-04	3,5	3,85E-04
BR 06	6,23E-04	9	5,61E-03	Ru164	6,70E-03	2,5	1,68E-02
BR 07	2,28E-04	12	2,73E-03	Ru158	3,40E-03	4	1,36E-02
BR 09	1,95E-05	12	2,34E-04	Ru157	1,30E-04	7,93	1,03E-03
BR 10	2,58E-05	12	3,10E-04	Ru143	3,30E-03	5,87	1,94E-02
BR 11	2,29E-05	18	4,12E-04	Ru155	1,20E-03	4	4,80E-03
BR 12	8,46E-06	15	1,27E-04	Ru156	1,70E-04	4	6,80E-04
BR 13	1,09E-05	12	1,31E-04	Ru165	3,20E-03	1,9	6,08E-03
BR 14	5,57E-06	18	1,00E-04	Ru123	1,40E-03	5,2	7,28E-03
BR 15	2,50E-04	21	5,25E-03	Ru119	8,70E-04	3,1	2,70E-03
BR 18	4,17E-06	18	7,51E-05	Ru141	1,00E-03	6	6,00E-03
BR 20	2,19E-05	15	3,29E-04	Ru142	6,10E-03	2	1,22E-02
BR 21	4,56E-05	9	4,10E-04	Ru134	2,00E-02	1,7	3,40E-02
BR 23	3,65E-04	12	4,38E-03	Ru121	2,20E-05	9	1,98E-04
BR 24	2,10E-04	12	2,52E-03	Ru125	2,20E-02	0,4	8,80E-03
BR 25	3,06E-04	9	2,76E-03	Ru126	9,60E-04	1	9,60E-04
BR 26	7,50E-06	15	1,12E-04	Ru129	6,20E-03	1,45	8,99E-03
BR 28	3,41E-04	12	4,09E-03	Ru130	8,30E-04	2,7	2,24E-03
BR 29	1,82E-05	21	3,82E-04	Ru133	3,20E-04	5	1,60E-03
BR 31	1,17E-04	9	1,05E-03	Ru146	3,50E-03	4,32	1,51E-02
BR 32	1,94E-05	12	2,33E-04	Ru149	6,70E-03	6,65	4,46E-02
BR 33	5,38E-05	9	4,84E-04	Ru127	1,20E-04	9	1,08E-03
BR 34	1,46E-05	9	1,31E-04	Ru128	3,40E-03	4	1,36E-02
BR 35	1,19E-03	6	7,17E-03	Ru151	1,70E-04	16,35	2,78E-03

Forage	K (m/s)	e (m)	T (m ² /s)	Forage	K (m/s)	e (m)	T (m ² /s)
BR 36	2,82E-03	9	2,54E-02	Ru154	2,00E-04	9,15	1,83E-03
BR 37	1,20E-03	9	1,08E-02	Ru116	1,30E-04	2,7	3,51E-04
BR 38	6,74E-04	9	6,07E-03	Ru118	2,10E-04	4,2	8,82E-04
BR 39	3,33E-04	21	7,00E-03	Ru109	2,00E-05	9,5	1,90E-04
BR 41	1,23E-04	12	1,48E-03	Ru110	3,40E-04	6,94	2,36E-03
BR 42	8,51E-05	12	1,02E-03	Ru139	2,60E-05	17,64	4,59E-04
BR 44	6,24E-03	9	5,62E-02	Ru140	2,00E-03	1	2,00E-03
BR 46	1,28E-04	3	3,83E-04	Ru137	2,00E-04	4,7	9,40E-04
BR 48	7,66E-04	12	9,20E-03	Ru138	1,80E-04	10	1,80E-03
BR 49	1,15E-03	9	1,04E-02	Ru131	1,60E-04	2	3,20E-04
BR 50	5,37E-04	9	4,83E-03	Ru135	1,10E-04	10,34	1,14E-03
BR 51	1,28E-04	6	7,71E-04	Ru115	1,40E-03	4,44	6,22E-03
BR 52	6,45E-03	6	3,87E-02	Ru107	5,60E-04	7	3,92E-03
BR 54	4,45E-04	9	4,01E-03	Ru166	8,30E-03	1,8	1,49E-02
BR 55	3,17E-05	9	2,85E-04	Ru104	9,70E-04	3	2,91E-03
BR 56	1,34E-04	12	1,61E-03	Ru105	1,90E-03	2,6	4,94E-03
BR 58	1,40E-03	6	8,40E-03	Ru172	6,40E-03	3	1,92E-02
BR 61	2,41E-04	21	5,05E-03	Ru103	5,90E-04	2,3	1,36E-03
BR 62	1,64E-05	15	2,46E-04	Ru173	7,50E-03	3	2,25E-02
BR 63	6,96E-05	12	8,35E-04	Ru169	1,00E-03	14,33	1,43E-02
BR 64	1,36E-04	15	2,04E-03	Ru238	2,20E-05	22	4,84E-04
BR 65	7,76E-05	9	6,98E-04	Ru175	3,40E-03	10	3,40E-02
Ru150	1,90E-03	2	3,80E-03	Ru177	1,30E-03	5,7	7,41E-03
Ru162	3,00E-03	1,75	5,25E-03	Ru147/1	1,20E-03	2	2,40E-03
Ru163	6,90E-04	7	4,83E-03	Ru167/1	5,80E-03	5,8	3,36E-02
Ru161	2,70E-04	4,45	1,20E-03	Ru102	7,20E-04	3,53	2,54E-03
Ru159	4,40E-05	18,65	8,21E-04				

Le calcul des paramètres hydrodynamiques dans la plaine de la basse Rusizi est un signe de leur distribution spatiale variée et qui confirme la présence d'une nappe aquifère hétérogène comme le montrent les variations des conductivités hydrauliques et des transmissivités (figure 65 et tableau 14). La répartition spatiale des valeurs de conductivité hydraulique (figure 65) met en évidence des parties de la plaine très perméables (cônes alluviaux localisés autour des rivières Mpanda et Kajeke vers le contact entre la plaine et les contreforts précambriens, les dépôts fluviatiles des principaux affluents de la Rusizi et les barrières littorales) qui montrent des valeurs moyennes de conductivité hydrauliques supérieure à 10^{-3} m/s. Les dépôts lacustres et les formations fluvio-lacustres montrent des valeurs moyennes de conductivité hydraulique relativement peu élevées (inférieures à 10^{-3} m/s) par rapport aux formations géologiques citées ci-haut à cause de la petite taille des grains constituant l'aquifère (sables fins à moyens et sables fins argileux). Les forages qui ont été réalisés dans les formations précambriennes présentent des valeurs faibles comprises entre 10^{-5} et 10^{-6} m/s. Concernant la répartition spatiale des transmissivités, les cônes alluviaux et les barrières littorales sont les plus transmissives que les autres formations. Les dépôts lacustres viennent en troisième

position, cela grâce à l'importance de l'épaisseur de la nappe captée (plus de 12 m pour la plupart des forages). Les dépôts fluviaux ne présentent pas des valeurs de transmissivités élevées à cause de la petite épaisseur de la couche aquifère dans ces formations (1 à 6 m). Les formations fluvio-lacustres sont les moins transmissives par rapport aux autres formations cénozoïques tandis que les forages qui ont investigués le socle Précambrien présentent des valeurs plus faibles de transmissivité ($7,5 \times 10^{-5} - 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$).

V.3 Carte piézométrique de référence de la plaine de la basse Rusizi à la lumière de nouvelles données

Les cartes de surfaces piézométriques d'un aquifère captif sont des outils de base lors d'une interprétation hydrogéologique (Fetter, 2001). Pour une nappe captive, le niveau piézométrique est défini comme la surface de l'eau, en période de repos qui se stabilise à un niveau déterminé en équilibre avec la surface piézométrique des eaux souterraines (Castany, 1963). On peut mesurer dans un forage, la hauteur d'eau h , distance qui sépare le fond de l'ouvrage du niveau piézométrique et la hauteur d comprise entre la surface de l'eau et le terrain naturel (Castany, 1963). La pression piézométrique est (figure 54):

$$H = z + h \text{ Eq. 16}$$

h est la hauteur d'eau au-dessus du terrain naturel dans un tube piézométrique.

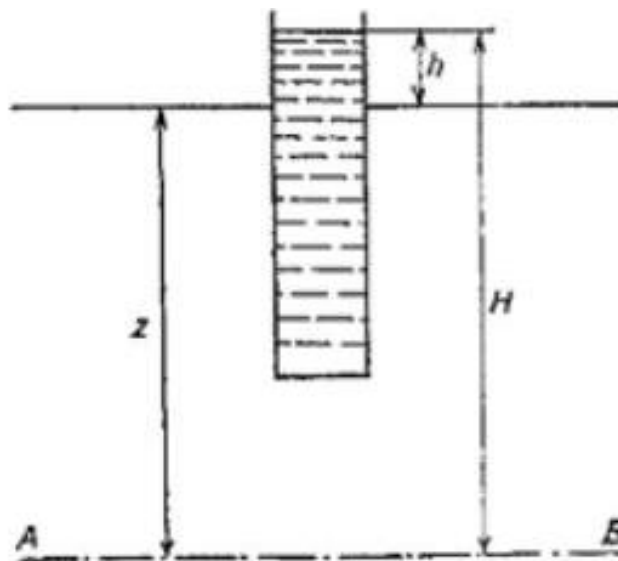


Figure 54 : Niveau piézométrique d'une nappe captive (Castany, 1963)

La surface piézométrique présente une morphologie comparable à celle d'une surface topographique (Castany, 1963) : dépressions, ondulations, ruptures de pentes, etc. On peut tracer des courbes de niveau joignant les points d'égale pression ou d'égal niveau piézométrique, ce sont les courbes isopièzes (Castany, 1963). Les courbes isopièzes permettent de déterminer à partir des observations sur le terrain, le profil de dépression et ses variations dans les différentes zones de la nappe et d'obtenir ainsi des indications précieuses sur les caractéristiques de l'écoulement des eaux souterraines (Castany, 1963).

Les cartes en courbes isopièzes permettent donc de calculer la profondeur de la surface piézométrique ; de tracer les lignes de courant et de déterminer la direction de l'écoulement qui est matérialisée par une droite de plus grande pente tracée sur les courbes isopièzes perpendiculaire à ces dernières ; de déterminer le gradient hydraulique qui est calculé sur un profil tracé dans un plan vertical passant par une ligne de courant et est donné par la formule $i = (H_1 - H_2) / L$ (Castany, 1963) :

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad \text{Eq. 17}$$

Les niveaux piézométriques H_1 et H_2 sont déterminés par les courbes isopièzes et la distance L , entre ces deux points, par l'échelle de la carte. Les courbes isopièzes peuvent être caractérisées par l'orientation de leur concavité par rapport à la direction de l'écoulement, soit vers l'aval, soit vers l'amont (Castany, 1963). La concavité orientée vers l'amont traduit un bombement général de la surface libre donc un haut niveau piézométrique et une faible perméabilité ou la superposition des deux ; cette situation traduit un drainage plus faible que l'alimentation (la nappe draine la rivière), région privilégiée pour les captages (Castany, 1963). La concavité orientée vers l'aval marque une zone déprimée, donc de débit faible ou de forte perméabilité (la rivière draine la nappe) ; c'est la structure des zones de drainage intense (Castany, 1963). L'espacement des courbes isopièzes exprime directement le gradient hydraulique et traduit la forme du profil de dépression (Castany, 1963). Des courbes serrées indiquent un fort gradient hydraulique donc une faible perméabilité et dans le cas contraire, la pente est faible, ce qui traduit une forte perméabilité (Castany, 1963).

Dans la plaine de la basse Rusizi, l'affleurement précambrien qui borde sa limite orientale constitue la limite de la nappe du Cénozoïque. Ces roches précambriennes correspondant au substratum sont souvent altérées ou fracturées jusqu'à une certaine profondeur. Elles constituent le siège des

écoulements fissurés et sont recouvertes en grande partie par des dépôts du Pléistocène moyen et de l'Holocène.

L'examen de la carte piézométrique (figure 55) dans la plaine de la basse Rusizi permet de distinguer un écoulement général de la nappe depuis les contreforts précambriens situés au Nord - Est et à l'Est de la plaine vers le Sud - Ouest. La relation nappe – rivière change d'une rivière à une autre et d'une zone à une autre. Au niveau des rivières Kajeke, Musenyi, Mutimbuzi et Nyabagere, l'orientation de la concavité des courbes isopièzes est vers l'amont tout près du contact entre la plaine alluviale et le socle Précambrien ; cette concavité traduit le drainage de ces rivières par la nappe aquifère. Par contre, au niveau de la rivière Mpanda, la concavité des courbes isopièzes est dirigée vers l'aval et traduit un drainage de la nappe par cette rivière. A la limite ouest, l'aquifère est drainé par la rivière Rusizi et au Sud, le lac Tanganyika constitue son exutoire méridional. Depuis la côte 795 m (figure 55) jusqu'à 770 m, les courbes isopièzes sont perpendiculaires au sens d'écoulement des rivières, cette situation traduit un écoulement plus lent et un équilibre entre la rivière et la nappe.

La valeur du gradient hydraulique varie de 0,3 à 5% vers la limite Sud-Est, soit une valeur moyenne de 1,95% sur toute la plaine. L'écoulement est donc rapide ou moins perméable vers les limites sud-est et lent ou plus perméable vers le centre et le Sud-Ouest de la plaine.

De cette carte piézométrique, l'altitude de la nappe est caractérisée par des courbes de niveau et connaissant l'altitude de la surface du sol, on peut aisément calculer pour chaque point à quelle profondeur on pourra toucher la nappe aquifère. Des zones où la rivière draine la nappe ou le contraire, ainsi que les parties où les deux sont en équilibre ont également été mises en évidence par cette carte. Au Sud-Est, entre la rivière Ntakangwa et Nyabagere, les courbes isopièzes sont très serrées, ce qui traduit une faible perméabilité qui est d'ailleurs confirmé par les valeurs trouvées lors du calcul de conductivités hydrauliques variant entre 10^{-4} et 10^{-5} m/s. Une forte perméabilité est observée sur la carte au centre de la plaine dans les barrières littorales et au Sud dans les dépôts lacustres.

Les niveaux piézométriques qui ont été utilisés pour la réalisation de la carte piézométriques de référence (2007-2015) constituent une variable principale dans la calibration du modèle mathématique d'écoulement au niveau de la troisième partie de ce travail de recherche doctorale.

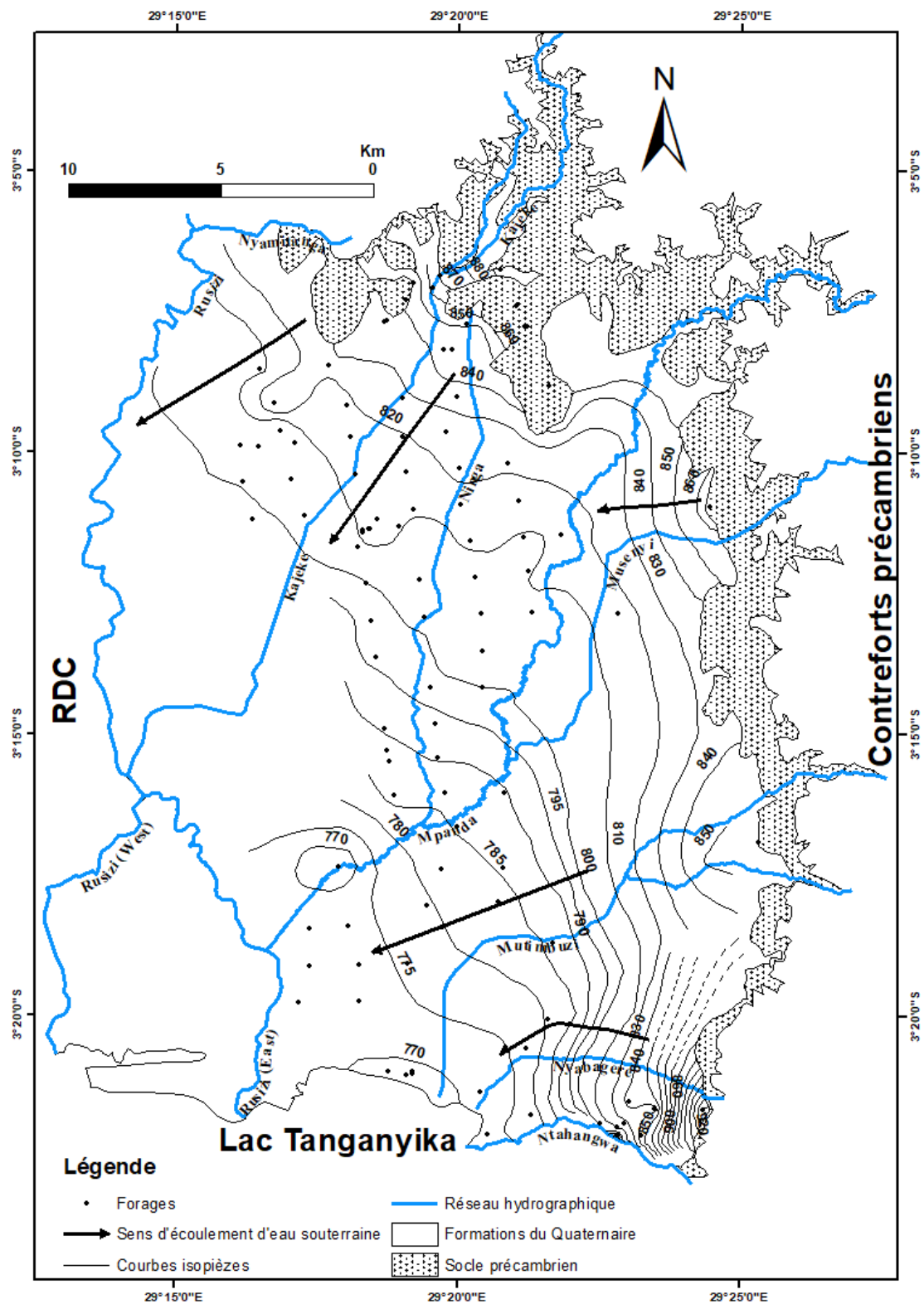


Figure 55 : carte piézométrique de référence (2007-2015) de la plaine de la basse Rusizi

Partie II

**Etude hydrochimique et caractérisation de la qualité inorganique
de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi**

Chapitre I : Introduction

La géochimie de l'eau souterraine est une science qui explore les processus contrôlant sa composition chimique et sa qualité qui influence son utilisation (Appelo & Postma, 2005). L'eau souterraine peut contenir des substances hasardeuses qui affectent la vie quand elle est consommée ou qui peuvent détériorer l'environnement lorsque l'eau est amenée à la surface (Appelo & Postma, 2005).

La plaine de la basse Rusizi qui a connu deux grandes périodes de campagnes de forage possède peu ou pas d'informations sur les paramètres physico-chimiques de l'eau souterraine, ce qui entraîne une mauvaise connaissance de la qualité de cette eau. Parmi les anciens forages (1953-1960), nous avons pu recueillir les résultats d'analyse chimique de trois échantillons seulement provenant de trois forages (Waleffe, 1985). L'installation de nouveaux villages et l'accroissement rapide de la population dans cette partie du Burundi sont à la base de l'utilisation intense de l'eau, plus particulièrement, l'eau souterraine. C'est parmi les nouveaux forages (2007-2015) qu'un échantillonnage a été effectué début Septembre 2018 et les échantillons d'eau ont été analysés au laboratoire d'Hydrogéologie, Géophysique et Environnement de la Faculté des Sciences Appliquées, Université de Liège (Belgique). Cet échantillonnage qui a été réalisé vers la fin de la saison sèche, concerne vingt-huit échantillons prélevés sur toute l'étendue de la plaine. L'analyse et l'interprétation des résultats d'analyse physico-chimique des échantillons d'eau prélevés déterminera le comportement hydrogéochimique de l'aquifère de la plaine de la basse Rusizi ainsi que la potabilité ou non de l'eau échantillonnée par comparaison aux standards de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS).

Cette partie de ce travail de thèse de doctorat a comme objectif principal de caractériser les propriétés physico-chimiques et de déterminer la qualité inorganique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi.

Les objectifs spécifiques sont la détermination des paramètres physiques et chimiques, de leurs distributions spatiales par des standards minimum d'analyse chimique de l'eau souterraine, des faciès des eaux, de l'évaluation hydrogéochimique, des indices de saturation et de la qualité inorganique de l'eau souterraine par rapport aux limites standards de potabilité de l'eau établit par l'OMS (WHO, 2017).

Chapitre II : Contexte physico-chimique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi

II.1 Echantillonnage et mesures de terrain

La méthodologie qui a été adoptée lors de l'échantillonnage était d'abord d'identifier tous les forages fonctionnels avant le démarrage des travaux de prélèvement des échantillons d'eau. C'est parmi ces forages fonctionnels que le choix de 28 échantillons a été effectué. Ce choix était motivé par l'accès facile à l'ouvrage (par exemple les forages à pompe manuelle qui servent les populations des villages ruraux sont faciles d'accès que les forages privés où une permission de leurs propriétaires était une condition pour échantillonnage), la possibilité de pomper l'eau pendant au moins trente minutes afin d'avoir une eau représentative de l'aquifère dans le but d'avoir une distribution plus ou moins équilibrée sur toute l'étendue de la zone d'étude.

L'échantillonnage a été effectué du 3 au 12 Septembre 2018 et a commencé par les forages du delta de la Rusizi. Le point d'échantillonnage a été pris comme représentatif de la formation aquifère. Les mesures de terrain sont effectuées souvent pour les paramètres comme le potentiel d'hydrogène (H), la Conductivité électrique (CE), le potentiel redox (Eh), l'oxygène dissouts (O_2) et la température, qui sont mesurés par les électrodes (Appelo & Postma, 2005). Dans ce travail, les mesures de terrain ont été effectuées seulement pour trois paramètres dont le pH, la température et la CE qui ont été mesurés à l'aide d'une sonde multiparamètres dans le forage ou dans le seau de prélèvement après avoir préalablement rincé les électrodes par de l'eau distillée. CE et pH mesurés sur terrain seront comparés avec ceux mesurés dans le laboratoire d'analyse. Les échantillons à analyser au laboratoire sont mis dans des bouteilles en plastiques de 250 ml. Ces bouteilles sont ensuite hermétiquement fermées et mis dans des boîtes d'échantillonnage, conservées au réfrigérateur jusqu'au jour de l'analyse.

La localisation et la description des échantillons sont illustrées par le tableau 15 et la figure 56. Le tableau 15 décrit la formation géologique de l'aquifère où l'échantillon a été prélevé tandis que la figure 56 montre une distribution spatiale des échantillons dans différentes formations géologiques de l'aquifère.

Tableau 15 : Description lithostratigraphique de la couche aquifère des forages échantillonnés

ID	Lithologie aquifère	Profondeur	Profondeur
1	Sable fin argileux	56	44-53
2	Sable fin argileux	42	33-39
3	Sable fin argileux	13	8-11
4	Sable fin	41	32-38
5	Sable fin à grossier	47	35-44
6	Sable fin	62	50-59
7	Sable fin à grossier	30	18-27
8	Sable fin	29	21-27
9	Granite fracturé	66	52-64
10	Granite fracturé	64	46-58
11	Granite fracturé	40	25-34
12	Granite fracturé	46	28-43
13	Granite fracturé	76	56-74
14	Granite fracturé	31	21-30
15	Granite fracturé	34	25-31
16	Sable fin	80	65-77
17	Sable fin	70	45-57
18	Sable fin	44	30-39
19	Sable fin	44	31-40
20	Sable fin à grossier	50	24-33
21	Sable grossier micacé	76	54-69
22	Sable fin	38	23-35
23	Sable fin à grossier	46	32-44
24	Sable graveleux	44	27-42
25	Sable fin à grossier	73	56-71
26	Granite fracturé	40	25-34
27	Sable graveleux	44	14-20
28	Sable graveleux	52	44-50

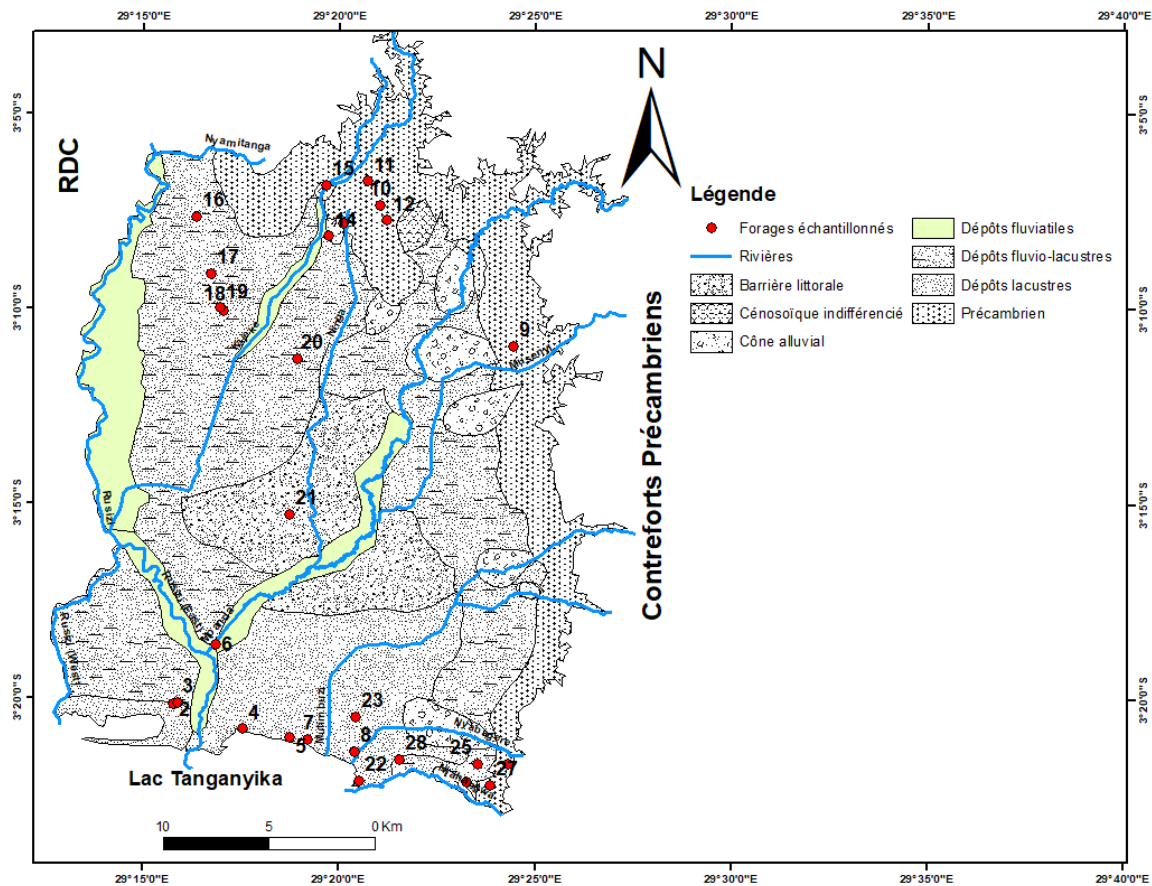


Figure 56 : Carte des formations géologiques (aquifère) dans lesquelles les forages échantillonnés ont été réalisés

II.2 Caractéristiques physico-chimiques de l'eau

Les caractéristiques physico-chimiques de l'eau souterraine sont nombreuses ainsi que sa composition chimique qui joue un rôle important dans la détermination de la qualité et de l'utilisation de cette ressource (eau potable, irrigation, industries,...). Les forages de la plaine de la basse Rusizi sont destinés à servir comme eau de boisson ou eau aux industries.

Plus de 90% de solides dissouts dans l'eau souterraine peuvent être attribués à seulement huit ions dont Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} (Fetter, 2001). Ces ions sont souvent présents à des concentrations supérieures à 1 mg/l (Fetter, 2001). La silice, une espèce non ionique est également présente à des concentrations supérieures à 1 mg/l (Fetter, 2001).

Un standard d'analyse chimique d'eau souterraine comprend au minimum les valeurs de température, CE, pH, quatre cations majeurs (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) et quatre anions majeurs (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-}), donc 11 éléments majeurs (Appelo & Postma, 2005). D'autres ions naturels

qui peuvent être présent dans des proportions comprises entre 0,1 et 10 mg/l sont Fe, NH_4^+ , Sr^{2+} , Br^- , F^- , Li^+ (Fetter, 2001). Les paramètres qu'on a pu mesurer sur terrain sont la température, pH et CE. Les analyses au laboratoire concernent CE, résistivité, pHs, pH, LSI, dureté totale, Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , NO_3^- , SiO_2 , Li^+ , NH_4^+ , Sr^{2+} , Br^- , F^- et le TDS.

II.2.1 Mesure in situ

Ce sont des paramètres qui sont mesurés dans le forage et utiles pour la détermination de l'état chimique des polluants dans l'eau (Debieche, 2002). La température est un paramètre important pour l'étude des eaux souterraines. Elle permet de distinguer les eaux qui circulent tout près de la surface et les eaux profondes. Elle joue également un rôle important dans l'augmentation de l'activité chimique, bactérienne et de l'évapotranspiration de l'eau (Debieche, 2002). La température est influencée par la période de prélèvement (matin et soir), la profondeur de l'aquifère et les variations climatiques saisonnières. La conductivité électrique est une mesure de la capacité de l'eau à conduire une charge électrique, cette capacité dépend des concentrations en ions dissouts tandis que le pH est la mesure de l'acidité ou de l'alcalinité de l'eau (Fetter, 2001).

II.2.2 Analyses au laboratoire

En général, deux types d'erreurs sont discernés dans une analyse chimique (Appelo & Postma, 2005) : la précision et l'exactitude. La précision peut être calculée en répétant l'analyse d'un même échantillon. L'exactitude de l'analyse peut pour des ions majeurs être estimée à partir de la balance électrique (B.E.) si la somme des charges positives et négatives dans l'eau est presque égale (Appelo & Postma, 2005) :

$$B.E(\%) = \frac{(\sum \text{cations} - \sum \text{anions})}{(\sum \text{cations} + \sum \text{anions})} \quad \text{Eq. 18}$$

Où les cations et les anions sont exprimés en milliéquivalent par litre (mq/l) et insérés avec leur signe de charge ionique. La différence relative est un élément essentiel pour l'évaluation de la qualité des résultats d'une analyse chimique. L'analyse est donc considéré comme représentative lorsque B.E. est inférieure ou égale à 10% (Fetter, 2001). Une autre technique utile est la comparaison entre la conductivité électrique calculée au laboratoire et celle mesurée sur terrain (Fetter, 2001).

II.2.3 Description des résultats d'une analyse chimique

Les tableaux de données constituent la forme la plus courante de présentation des résultats d'une analyse chimique (Fetter, 2001). Les données peuvent être présentées en milligrammes par litre (mg/l), milliéquivalents par litre (meq/l), ou millimoles par litre (Fetter, 2001). Pour de nombreuses raisons, les données peuvent également être présentées sous forme graphique (Fetter, 2001). L'utilisation classique des analyses chimiques des eaux en hydrologie est de montrer la distribution régionale des compositions des eaux sur une carte (Appelo & Postma, 2005). De telles cartes servent aux autorités environnementales, aux gestionnaires des ressources en eau, aux opérateurs de forage et aux autres praticiens d'identifier les aquifères dont les eaux souterraines sont de bonne qualité ; mais elles sont également utiles pour une première évaluation de la relation entre la minéralogie de l'aquifère et la composition des eaux souterraines (Appelo & Postma, 2005).

La description de la concentration ou de l'abondance relative des constituants majeurs et mineurs et du schéma de variabilité fait partie de nombreuses études sur les eaux souterraines (Domenico & Schwartz, 1998). Au fil du temps, différentes techniques graphiques et statistiques ont été développées pour faciliter cette tâche (Domenico & Schwartz, 1998).

Un grand nombre d'analyses chimiques peut être compilées dans le diagramme de Piper (Appelo & Postma, 2005). Le diagramme de Piper contient deux graphiques triangulaires pour représenter les proportions de cations (avec le pourcentage en méq/l de Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} supposé égale à 100%) et d'anions (avec le pourcentage en méq/l de Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} supposé égale à 100%) exprimées en méq/l (Domenico & Schwartz, 1998). Les lignes droites projetées à partir des deux triangles dans le champ quadrilatéral définissent un point sur le troisième champ (Domenico & Schwartz, 1998). Lorsque l'eau s'écoule dans un aquifère, elle prend une composition chimique diagnostique résultant de l'interaction avec la lithologie en place (Fetter, 2001). Le terme faciès hydrochimique est utilisé pour décrire les masses d'eaux souterraines, dans un aquifère, qui diffèrent dans leur composition chimique (Fetter, 2001). Les faciès sont fonction de la lithologie, de la cinétique des solutions et des schémas d'écoulement de la nappe aquifère (Fetter, 2001). Les faciès hydrochimiques peuvent être classés sur la base des ions dominants dans le faciès au moyen du diagramme trinéaire (Fetter, 2001).

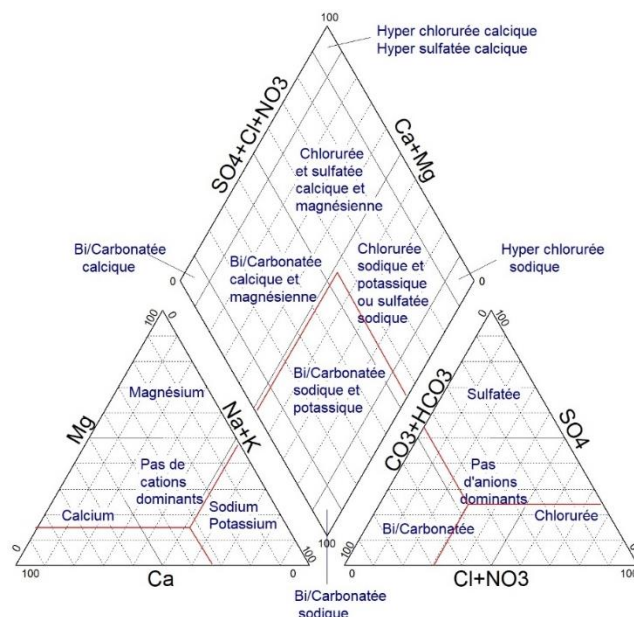


Figure 57 : Diagramme de Piper montrant les différents faciès des eaux (tiré du logiciel diagramme)

II.2.3.1 Constituants majeurs et mineurs

Par convention, les constituants majeurs sont ceux dont la concentration volumique dans les eaux souterraines est supérieur à 5 mg/l, les constituants mineurs ont des concentrations comprises entre 0,1 et 5 mg/l, et les concentrations de tous les éléments en trace sont inférieures à 0,1 mg/l (Dassargues, 2020). Le tableau 16 donne la liste des constituants majeurs et quelques constituants mineurs fréquents dans beaucoup d'analyses chimiques d'eau.

Tableau 16 : Constituants majeurs et mineurs d'une eau souterraine (Dassargues, 2020)

Constituants majeurs ($C^v > 5$ mg/l)		Constituants mineurs ($0,1 < C^v < 5$)	
Ca^{2+}	Calcium	$B^{2+/3+}$	Bore
Mg^{2+}	Magnésium	$Fe^{2+/3+}$	Fer
Na^{2+}	Sodium	NH_4^+	Ammonium
SO_4^{2-}	Sulfate	Sr^+	Potassium
HCO_3^-	Bicarbonate	K^+	Strontium
Cl^-	Chlorure	Mn^{2+}	Manganèse
CO_3^{2-}	Carbonate	NO_3^-	Nitrate
Si, SiO_4	Silicium, Oxyde de silicium	F^-	Fluorure

II.2.3.2 Résidu sec (TDS), conductivité électrique, Potentiel d'hydrogène (pH) et Température

Le TDS (Total Dissolved Solids) ou résidu sec est la teneur total des solides dissouts dans l'eau après que l'échantillon d'eau est soumis à une évaporation complète (Domenico & Schwartz,

1998). La valeur TDS en mg/l est définie comme la masse des résidus divisée par le volume initial d'eau (Dassargues, 2020). Environ 90 à 95% de ce résidu sont habituellement composés des éléments majeurs (Dassargues, 2020).

La conductivité électrique (EC-Electrical conductivity) est une mesure indirecte de TDS (Walraevens et al., 2018). Elle est exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$ et donne une approximation du contenu ionique global (Dassargues, 2020).

Le pH est défini comme le logarithme négatif de l'activité des ions hydrogène dans une solution aqueuse (Dassargues, 2020). Il traduit la disponibilité à fournir des ions hydrogène protoniques à une base ou pour assimiler ainsi les protons d'un acide (Dassargues, 2020). La plage théorique va de 0 à 14 avec une valeur neutre égale à 7 ; un pH inférieur à 7 indique une acidité tandis qu'un pH supérieur à 7 indique une solution basique.

La température (T) joue un rôle important dans l'augmentation de l'activité chimique, bactérienne et de l'évaporation des eaux. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, de la nature géologique et de la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface du sol.

II.2.3.3 Indice de saturation de Langelier (LSI)

L'indice de saturation de Langelier (LSI) exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère et peut être considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche (Chebbah & Abdesselem, 2020; Droubi et al., 1976).

$$\text{LSI} = \text{pH} - \text{pH}_s$$

- pH est la mesure réelle du pH de l'eau ;
- pH_s est le pH de saturation en calcite ou carbonate de calcium.

L'indice de saturation est un modèle d'équilibre extrait de la notion de saturation théorique et fournit un indicateur du degré de saturation de l'eau par rapport au carbonate de calcium. On peut montrer que LSI est proche du logarithme (base 10) du niveau de saturation en calcite. Le niveau de saturation de Langelier se rapproche de la notion de saturation en utilisant le pH comme variable principale. LSI peut être interprété comme le changement de pH nécessaire pour amener l'eau à l'équilibre calco-carbonique. Une eau avec un indice de saturation de 1 sera donc d'une unité pH

au-dessus de la saturation. Réduire le pH de 1 unité amènera donc l'eau à l'équilibre. Cela se produit parce que l'alcalinité totale diminue avec la diminution du pH, en fonction de l'équilibre qui décrit la dissociation de l'acide carbonique (Chebbah & Abdesselem, 2020):

- Si LSI est négatif : l'eau souterraine est considérée comme agressive car elle est sous-saturée en calcite et a donc la capacité de dissoudre le CaCO_3 ;
- Si LSI est positif : l'eau souterraine est considérée comme incrustante car elle est sursaturée en calcite et a donc la capacité à précipiter le CaCO_3 ;
- Si LSI est proche de zéro : l'eau souterraine est considérée comme inerte car elle est en équilibre, le potentiel d'incrustation est limité.

II.2.3.4 Dureté

La dureté totale de l'eau est une mesure traditionnelle de la capacité de l'eau à réagir avec le savon, l'eau dure nécessitant beaucoup de savon pour produire une mousse (WHO, 2011). L'eau dure produit souvent un dépôt notable de précipités (par exemple des métaux insolubles, des savons ou du sel) dans les récipients, y compris l'anneau de la baignoire. Ce dépôt n'est pas causé par une seule substance mais par une variété d'ions métalliques polyvalents dissouts, principalement des cations de calcium et de magnésium, bien que d'autres cations (aluminium, baryum, fer, manganèse, strontium et zinc) y contribuent également (WHO, 2011). La dureté est le plus souvent exprimée en milligrammes d'équivalent carbonate de calcium par litre. La dureté est mesurée par le titre hydrotimétrique exprimé en °F (degré français) et 1°F correspond à 10 mg de carbonate de calcium dans 1 litre d'eau (Belghiti et al., 2013). Une eau contenant du carbonate de calcium à des concentrations inférieures à 60 mg/l est généralement considérée comme douce ; 60-120 mg/l, modérément dure ; 120-180 mg/l, dure ; et plus de 180 mg/l, très dure (McGowan, 2000). Bien que la dureté soit causée par des cations, elle peut également être examinée en termes de dureté carbonatée (temporaire) et non carbonatée (permanente) :

- La dureté temporaire ou carbonatée est définie comme la concentration en hydrogénocarbonates ou en carbonates de calcium et de magnésium ;
- La dureté permanente est la dureté non carbonatée de l'eau, elle représente la teneur en sulfate ou chlorure de calcium, de magnésium dans l'eau.

La dureté totale ainsi exprimée en équivalences d'oxyde de calcium CaO ou de carbonates de calcium CaCO_3 , ne signifie pas que la dureté provienne nécessairement d'oxyde de calcium ou de carbonate de calcium, ni même seulement du calcium. La dureté totale peut provenir en tout ou partie de calcium et ou de magnésium, d'hydrogénocarbonates, de carbonates et ou de sulfates ; il s'agit d'équivalences pour mesurer la concentration en moles de calcium et de magnésium (WHO, 2017).

Les principales sources naturelles de dureté de l'eau sont les ions métalliques polyvalents dissouts dans les roches sédimentaires, les infiltrations et le ruissellement des sols. Le calcium et le magnésium, les deux principaux ions, sont présents dans de nombreuses roches sédimentaires, les plus courantes étant le calcaire et la craie (WHO, 2011). Le seuil de goût pour l'ion calcium est compris entre 100 et 300 mg/l, selon l'anion associé, mais des concentrations plus élevées sont acceptables pour les consommateurs (WHO, 2011).

II.2.3.5 Alcalinité

L'alcalinité totale (TAC) mesure les concentrations d'ions de bicarbonate, de carbonate et d'hydroxyde ; elle est exprimée en tant que concentration équivalente de carbonate de calcium, CaCO_3 . Elle est exprimée en meq/l ou en mg/l. Une alcalinité est définie en ne prenant en compte que les espèces carbonatées. L'alcalinité des eaux de pluie est faible ou négative. Elle augmente progressivement au cours du trajet souterrain de l'eau en raison de la dissolution des minéraux du milieu poreux ou fracturé (Dassargues, 2020).

II.2.3.6 Evaluation hydrogéochimique et indice de saturation

L'hydrogéochimie des ions majeurs est un outil puissant pour déterminer les sources de soluté et pour décrire l'évolution des eaux souterraines après interaction eau-roche menant à la dissolution des minéraux carbonatés, à l'altération des silicates et aux processus d'échange ionique (Aghazadeh et al., 2017; H. Kumar et al., 2009). Une concentration élevée de Na^+ par rapport à Cl^- ou un déficit de Na^+ par rapport à Cl^- sont des signes évidents de réactions d'échange cationique (Aghazadeh et al., 2017). Un rapport Na/Cl approximativement égal et/ou inférieur à 1 est généralement attribué à la dissolution de l'halite (Fisher & Mullican III, 1997), alors qu'un rapport supérieur à 1 est généralement interprété comme reflétant le Na libéré par les réactions d'altération des silicates (Fisher & Mullican III, 1997; Meybeck, 1987).

L'état d'équilibre de l'eau par rapport à une phase minérale peut être déterminé en calculant un indice de saturation (IS) à partir de données analytiques (Aghazadeh et al., 2017; Garrels & Mackenzie, 1967). Un $IS < 0$ indique que l'eau souterraine est sous-saturée par rapport au minéral considéré, tandis qu'un $IS > 0$ spécifie que l'eau souterraine est sursaturée par rapport à la phase minérale considérée et donc conduisant à la précipitation du minéral concerné (Aghazadeh et al., 2017). Si le $SI = 0$, l'interaction eau-roche a atteint un équilibre (Chebbah & Abdesslem, 2020).

II.3 Résultats de l'analyse physico-chimique des échantillons d'eau prélevés dans les forages de la plaine de la basse Rusizi

La balance électrique (B.E.) moyenne de l'analyse de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi dans la campagne d'échantillonnage de septembre 2018 est de 0,24 % avec des valeurs comprises entre 5,9 et 2,6 %. Ces analyses sont considérées comme étant de bonne qualité car une analyse chimique des eaux n'est considérée comme représentative et acceptable que lorsque la balance électrique est inférieure ou égale à 10% (Domenico & Schwartz, 1998). Les tableaux 17 et 18 présentent les résultats d'analyse physico-chimiques (mesures de terrain et analyses au laboratoire), tandis le tableau 19 illustre les réactions chimiques et l'indice de saturation pour certains constituants majeurs.

Tableau 17 : Résultats de l'analyse physico-chimique de 28 échantillons prélevés dans la plaine de la basse Rusizi

Echan tillon	CE ($\mu\text{S/cm}$) ²	CE ($\mu\text{S/cm}$) ¹	pH ²	pH ¹	T	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	CO ₃ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	TDS (mg/l)	Li ⁺	NH ₄ ⁺ (mg/l)	Sr ²⁺ (mg/l)	Br ⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)
1	4656.8	4200	7.30	6.94	29.9	909.62	48.08	93.50	103.24	281.56	2422.37	453.68	2.67	0.09	52.83	4364.87	0.16	50.04	3.22	1.00	0.70
2	2487.9	2280	6.81	6.56	29	268.66	30.46	93.07	76.53	91.66	1581.20	6.85	0.56	-	59.65	2208.08	0.11	102.69	1.29	0.53	0.34
3	7060.8	5960	8.03	7.87	29.4	1543.4	290.90	26.50	92.03	441.35	2515.83	985.04	14.88	515.93	22.99	5918.05	-	-	0.92	1.14	2.54
4	1191.5	1015	6.86	6.62	27.8	28.77	10.32	86.01	55.69	6.05	803.33	7.20	0.32	-	73.13	1070.50	0.04	54.35	0.60	0.30	0.22
5	549.2	523	7.05	6.95	28.5	45.42	3.07	35.24	17.04	4.41	355.79	105.70	0.22	-	61.64	628.31	0.02	14.66	0.25	0.10	0.13
6	640.5	644	7.00	6.91	25	66.34	5.27	43.71	22.48	4.35	288.82	105.53	0.16	0.12	36.24	572.74	0.03	0.61	0.32	0.05	0.35
7	492.0	530	7.30	7.06	25	43.77	1.87	45.97	14.83	3.78	318.92	6.26	0.35	-	58.70	494.09	0.03	2.08	0.29	0.06	0.27
8	570.7	591	7.19	6.77	28.1	43.06	3.18	65.58	14.23	7.02	354.40	16.56	0.30	-	47.00	551.02	0.02	0.50	0.28	0.08	0.29
9	289.6	283	6.87	6.65	27.9	36.76	7.61	10.86	8.35	2.43	146.28	26.68	0.06	-	57.71	296.68	0.03	-	0.17	-	0.58
10	693.0	651	7.41	7.51	28.7	84.90	16.19	32.83	26.29	2.77	445.22	15.49	0.63	5.50	50.54	674.23	0.05	-	0.28	-	0.96
11	850.3	801	7.32	7.13	26.8	126.15	7.40	27.39	33.30	9.49	508.76	49.25	0.59	1.22	53.76	814.48	0.07	-	0.31	0.10	0.97
12	210.3	201	6.57	6.26	27.9	22.24	5.36	11.97	7.42	2.87	119.52	6.39	0.02	0.96	56.49	232.26	0.03	-	0.20	-	0.44
13	738.2	663	7.29	6.87	29.4	56.65	19.47	65.60	24.22	10.83	410.23	26.53	0.44	32.07	64.51	678.04	0.04	-	0.53	0.10	0.77
14	792.1	791	7.37	6.91	28.2	55.58	6.36	72.16	36.34	8.53	474.54	32.05	0.61	18.78	52.75	738.32	0.05	-	0.41	0.06	0.68
15	1436.0	1326	7.36	6.92	27.2	185.64	3.99	83.79	58.22	40.21	856.67	66.65	1.08	20.07	58.64	1353.81	0.08	-	0.45	0.36	1.00
16	723.8	796	7.51	7.12	30.9	78.18	7.61	51.47	26.35	9.08	438.81	30.08	0.78	4.70	37.39	678.97	0.05	-	0.34	0.07	0.62
17	1879.4	1740	7.31	7.05	31	220.94	8.20	112.19	85.93	39.06	542.87	579.85	0.61	0.57	38.71	1627.73	0.21	-	0.62	0.27	0.69
18	1585.9	1574	8.17	8.05	28.4	338.25	7.32	27.91	26.82	6.84	818.37	194.80	6.68	23.92	58.35	1478.65	0.05	-	0.59	0.09	1.59
19	1579.5	1353	7.82	7.4	29.3	326.15	4.54	34.37	31.26	17.40	859.79	164.29	3.13	17.60	69.56	1507.35	0.11	-	0.35	0.14	0.99
20	1185.0	1065	7.52	7.18	29	108.15	1.27	80.30	66.77	8.97	627.17	173.47	1.15	1.52	72.16	1138.26	0.07	-	0.63	0.12	0.71
21	714.0	660	7.51	7.19	29.3	83.38	2.28	59.32	18.26	6.36	412.07	54.55	0.74	-	79.22	715.43	0.06	1.03	0.31	0.07	0.40
22	606.4	577	7.54	7.24	28.4	31.73	2.63	72.17	20.83	16.85	369.42	8.47	0.71	-	60.67	582.76	0.03	1.34	0.37	0.08	0.34
23	477.7	506	7.21	7.04	28.4	34.16	2.15	51.71	14.91	2.55	303.22	11.15	0.27	-	57.20	477.05	0.03	0.48	0.29	0.05	0.47
24	763.4	709	7.67	7.42	29.1	50.85	11.45	72.70	26.86	40.57	383.48	13.49	0.99	28.53	82.41	681.82	0.02	-	0.48	0.10	0.92
25	623.0	520	7.10	6.4	27.6	56.36	11.18	42.26	19.36	45.88	260.71	11.05	0.18	36.98	79.65	526.44	0.04	-	0.38	0.11	0.62
26	560.1	510	6.94	6.68	27.1	35.24	5.92	45.43	19.09	55.22	156.01	20.64	0.07	56.04	64.08	401.61	0.03	-	0.36	0.12	0.50
27	564.0	709	6.49	6.6	27.7	34.96	14.35	33.96	14.11	72.70	200.03	3.18	0.03	6.98	61.11	435.39	0.03	3.04	0.38	0.12	0.36
28	450.1	414	7.04	6.77	29.1	28.92	3.55	44.21	18.18	2.83	280.25	9.19	0.17	2.65	70.32	457.45	0.04	-	0.33	-	0.45

¹ : Mesure de terrain, ² : Analyse de laboratoire, $\mu\text{S/cm}$: micro Siemens par centimètre, T: température; TDS: Total Dissolved Solids

Tableau 18 : Illustration de la dureté, TAC, pHs et LSI

Echantillon	Dureté totale °F	Dureté totale mg/l	Dureté permanente °F	Dureté temporaire °F	TAC	pH	pHs	LSI	Caractère
1	65.8	658	-133.2	199	199.0	7.30	6.22	1.08	Incrustant
2	54.7	547	-75.0	129.7	129.7	6.81	6.41	0.40	Incrustant
3	44.5	445	-164.2	208.7	208.7	8.03	6.65	1.38	Incrustant
4	44.4	444	-21.5	65.9	65.9	6.86	6.64	0.22	Incrustant
5	15.8	158	-13.4	29.2	29.2	7.05	7.39	-0.34	Agressif
6	20.2	202	-3.5	23.7	23.7	7.00	7.39	-0.39	Agressif
7	17.6	176	-8.6	26.2	26.2	7.30	7.32	-0.02	Agressif
8	22.2	222	-6.9	29.1	29.1	7.19	7.12	0.07	Incrustant
9	6.1	61	-5.9	12.0	12.0	6.87	8.20	-1.33	Agressif
10	19.0	190	-17.6	36.6	36.6	7.41	7.32	0.09	Incrustant
11	20.5	205	-21.3	41.8	41.8	7.32	7.34	-0.02	Agressif
12	6.0	60	-3.8	9.8	9.8	6.57	8.24	-1.67	Agressif
13	26.3	263	-7.4	33.7	33.7	7.29	7.05	0.24	Incrustant
14	33.0	330	-6.0	39.0	39.0	7.37	6.95	0.42	Incrustant
15	44.9	449	-25.5	70.4	70.4	7.36	6.62	0.74	Incrustant
16	23.7	237	-12.4	36.1	36.1	7.51	7.13	0.38	Incrustant
17	63.3	633	18.7	44.6	44.6	7.31	6.70	0.61	Incrustant
18	18.0	180	-50.2	68.2	68.2	8.17	7.12	1.05	Incrustant
19	21.4	214	-49.6	71.0	71.0	7.82	7.01	0.81	Incrustant
20	47.5	475	-4.1	51.6	51.6	7.52	6.78	0.74	Incrustant
21	22.3	223	-11.6	33.9	33.9	7.51	7.10	0.41	Incrustant
22	26.6	266	-3.8	30.4	30.4	7.54	7.06	0.48	Incrustant
23	19.0	190	-5.9	24.9	24.9	7.21	7.19	0.02	Incrustant
24	29.2	292	-2.4	31.6	31.6	7.67	7.04	0.63	Incrustant
25	18.5	185	-2.9	21.4	21.4	7.10	7.45	-0.35	Agressif
26	19.2	192	6.4	12.8	12.8	6.94	7.54	-0.60	Agressif
27	14.3	143	-2.1	16.4	16.4	6.49	7.56	-1.07	Agressif
28	18.5	185	-4.5	23.0	23.0	7.04	7.30	-0.26	Agressif

Tableau 19 : Estimation de la saturation vis-à-vis de certains minéraux (IS)

Echantillon	TDS (mg/l)	Ca (meq/l)	Na (meq/l)	Cl (meq/l)	Na+K/Na+K+Ca	Cl/Cl+HCO ₃	IS Calcite	IS Aragonite	IS Dolomite	IS Gypse
1	4469	4.66	39.55	7.93	0.90	0.17	0.91	0.76	2.16	-0.96
2	2359	4.64	11.68	2.58	0.73	0.09	0.33	0.18	0.88	-2.67
3	6473	1.32	67.11	12.43	0.98	0.23	1.06	0.92	2.98	-1.23
4	1163	4.29	1.25	0.17	0.26	0.01	0.14	0	0.41	
5	575	1.76	1.97	0.12	0.54	0.02	-0.32	-0.47	-0.65	
6	597	2.18	2.88	0.12	0.58	0.03	-0.4	-0.54	-0.77	-1.65
7	533	2.29	1.90	0.11	0.46	0.02	0	-0.15	-0.18	-2.81
8	581	3.27	1.87	0.20	0.37	0.03	0.08	-0.07	-0.2	-2.26
9	333	0.54	1.60	0.07	0.77	0.03	-1.35	-1.49	-2.5	-2.75
10	712	1.64	3.69	0.08	0.71	0.01	0.09	-0.06	0.39	-2.6
11	849	1.37	5.48	0.27	0.81	0.03	-0.04	-0.19	0.32	-2.2
12	268	0.60	0.97	0.08	0.65	0.04	-1.67	-1.82	-3.23	-3.3
13	751	3.27	2.46	0.30	0.48	0.04	0.23	0.08	0.34	-2.08
14	791	3.60	2.42	0.24	0.42	0.03	0.4	0.26	0.83	-1.97
15	1412	4.18	8.07	1.13	0.66	0.07	0.66	0.51	1.48	-1.66
16	708	2.57	3.40	0.26	0.58	0.03	0.38	0.24	0.8	-2.13
17	1654	5.60	9.61	1.10	0.64	0.11	0.49	0.34	1.19	-0.66
18	1547	1.39	14.71	0.19	0.91	0.01	0.98	0.83	2.27	-1.67
19	1571	1.71	14.18	0.49	0.89	0.03	0.74	0.6	1.78	-1.65
20	1186	4.00	4.70	0.25	0.54	0.02	0.69	0.54	1.63	-1.25
21	765	2.96	3.63	0.18	0.55	0.03	0.43	0.28	0.68	-1.8
22	622	3.60	1.38	0.47	0.29	0.07	0.51	0.36	0.82	-2.51
23	513	2.58	1.49	0.07	0.37	0.01	-0.03	-0.17	-0.26	-2.51
24	762	3.63	2.21	1.14	0.41	0.15	0.64	0.5	1.2	-2.33
25	612	2.11	2.45	1.29	0.56	0.23	-0.3	-0.44	-0.6	-2.61
26	497	2.27	1.53	1.56	0.43	0.38	-0.65	-0.79	-1.33	-2.3
27	484	1.69	1.52	2.05	0.53	0.38	-1.1	-1.25	-2.25	-3.23
28	503	2.20	1.26	0.08	0.38	0.02	-0.3	-0.44	-0.64	-2.65

II.3.1 Caractéristiques physico-chimiques

La température : les valeurs de température varient de 25 à 31°C. Dans la plupart des forages échantillonnés (exceptés les forages 6 et 7), les valeurs de température sont relativement élevées (supérieure à 25°C) par rapport aux standards de l'OMS. Il faut noter que l'échantillonnage a été effectué début septembre qui marque la fin de la saison sèche qui dure normalement trois mois, de juin à août. Pour établir une relation entre les températures élevées observées dans la plupart des forages et la durée de la saison sèche qui est normalement la plus chaude dans la plaine de la basse Rusizi, des mesures régulières doivent être effectuées au moins trois à quatre fois par an. La figure 58 montre qu'il n'y a aucune corrélation entre la température mesurée lors des travaux d'échantillonnage et la profondeur de l'aquifère capté.

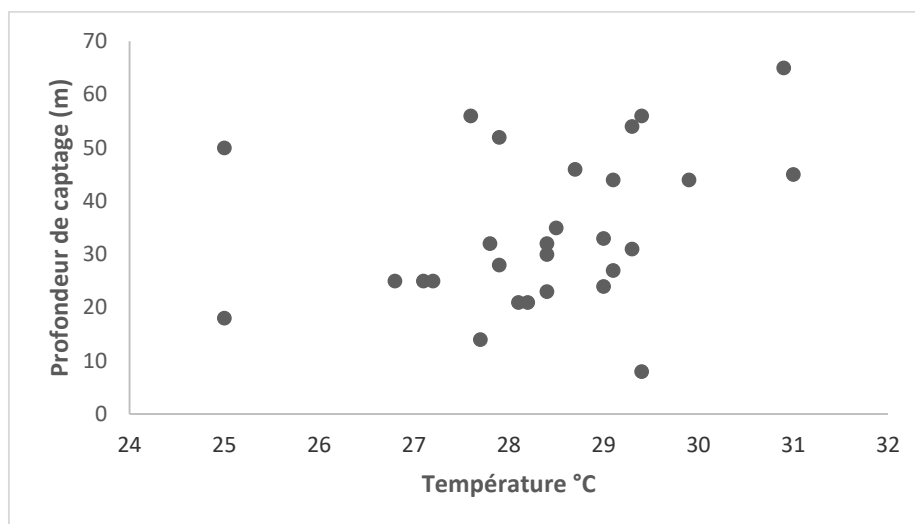


Figure 58 : Variation de la température en fonction de la profondeur de l'aquifère

Le Potentiel d'Hydrogène (pH) : La plupart des échantillons ont un pH légèrement basique (supérieur à 7). La mesure de pH sur terrain est primordial car elle permet de faire une comparaison avec le pH mesuré au laboratoire pour constater qu'il n'y a pas eu de réactions chimiques entre l'échantillonnage et l'analyse au laboratoire pouvant changer l'état initial de l'eau échantillonnée. Concernant les échantillons analysés dans ce travail, le pH mesuré sur terrain varie entre 6,26 et 8,05 tandis que celui mesuré au laboratoire varie de 6,49 à 8,17 (tableau 17) ; ce qui montre qu'il n'y a pas eu changement d'état initial car les valeurs de pH mesurées sur terrain sont proches à celles mesurées au laboratoire. Après analyse au laboratoire, un seul forage (forage 27) localisé à l'extrême sud –est de la plaine de la basse Rusizi dans le socle précambrien présente un pH inférieur aux normes fixées par l'OMS qui est de 6,5. La figure 59 montre une corrélation entre les valeurs de terrain et celles de laboratoire de pH.

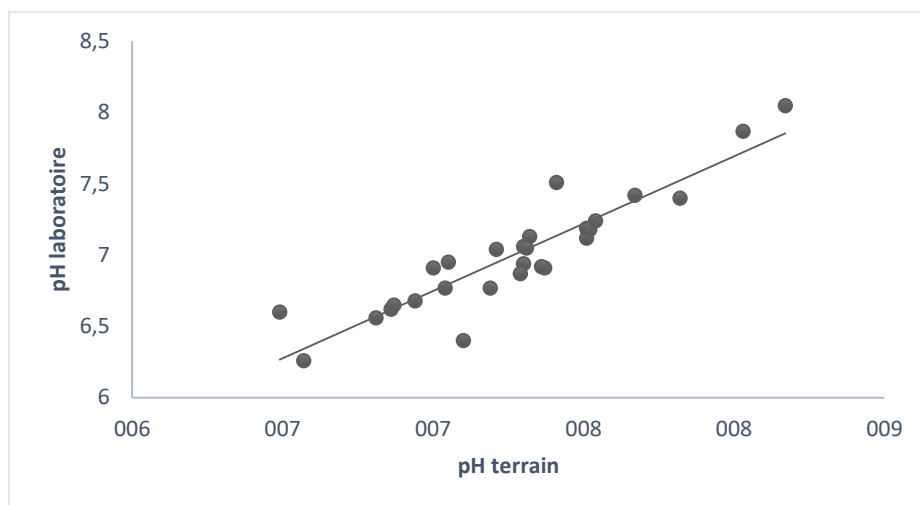


Figure 59 : Corrélation entre les valeurs mesurées sur terrain et celles mesurées au laboratoire de pH

La conductivité électrique (CE) et le Total Dissolved Solids (TDS): Les valeurs élevées de CE indiquent une eau souterraine mure avec un temps de résidence très long et donc qui a dissout le maximum de matériaux de roche en interaction (Walraevens et al., 2018). Dans la plaine de la basse Rusizi, les échantillons d'eau analysés montrent des valeurs de CE variant entre 210,3 et 7060,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (CE mesurée au laboratoire) ; entre 201 et 5960 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (CE mesurée sur terrain). CE mesurée sur terrain est légèrement faible par rapport à celle mesurée au laboratoire à l'exception de l'échantillon n°2 où la différence est de 1.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figure 60 et tableau 17). Le TDS varie entre 176,75 mg/l et 5918 mg/l (Tableau 19). En se référant aux valeurs de CE, on remarque que les eaux échantillonnées à l'Ouest de la plaine de la basse Rusizi peuvent être classées comme eaux mures et peuvent refléter la contribution de la concentration en évaporites, la dissolution des sels évaporites et la pollution anthropique. La forte minéralisation (TDS et CE élevés) observée dans les eaux échantillonnées à l'Ouest de la plaine le long de la rivière Rusizi et plus particulièrement dans le delta de la Rusizi (figure 62) pourrait être influencée par :

- le temps de résidence ;
- L'interaction eau-roche pendant l'écoulement de l'eau souterraine de l'Est vers l'Ouest ;
- l'infiltration de l'eau de la Rusizi qui augmenterait la salinité et la minéralisation de l'eau de l'aquifère, étant donné que cette rivière est un déversoir du lac Kivu (Nord de la plaine de la Rusizi entre le Rwanda et la RDC) qui est naturellement un lac salé.

Pour les échantillons collectés dans les forages localisés au Nord-Est de la plaine, le long de la rivière Kajeke (figure 62), la forte minéralisation serait le résultat de l'interaction entre l'eau de cette rivière et l'aquifère ; la rivière kajeke vidangeant la nappe phréatique comportant des formations dolomitiques importantes dans les contreforts des Mirwa (Waleffe, 1985). La distribution spatiale de EC et TDS montre une augmentation progressive de ces deux paramètres à partir de la limite orientale (socle précambrien) de la plaine où les échantillons d'eau montrent une faible minéralisation (TDS < 500 mg/l) vers l'Ouest le long de la rivière Rusizi et dans le delta de la Rusizi (TDS > 2000 mg/l). Les différentes méthodes utilisées dans ce travail permettent de distinguer nettement trois zones dans la plaine de la basse Rusizi par une distribution spatiale de TDS et CE : le delta de la Rusizi fortement minéralisé, la bordure ouest avec une minéralisation intermédiaire et la partie la moins minéralisée s'étendant du Nord-Est au Sud-Est en passant par le centre de la plaine de la basse Rusizi (figure 62).

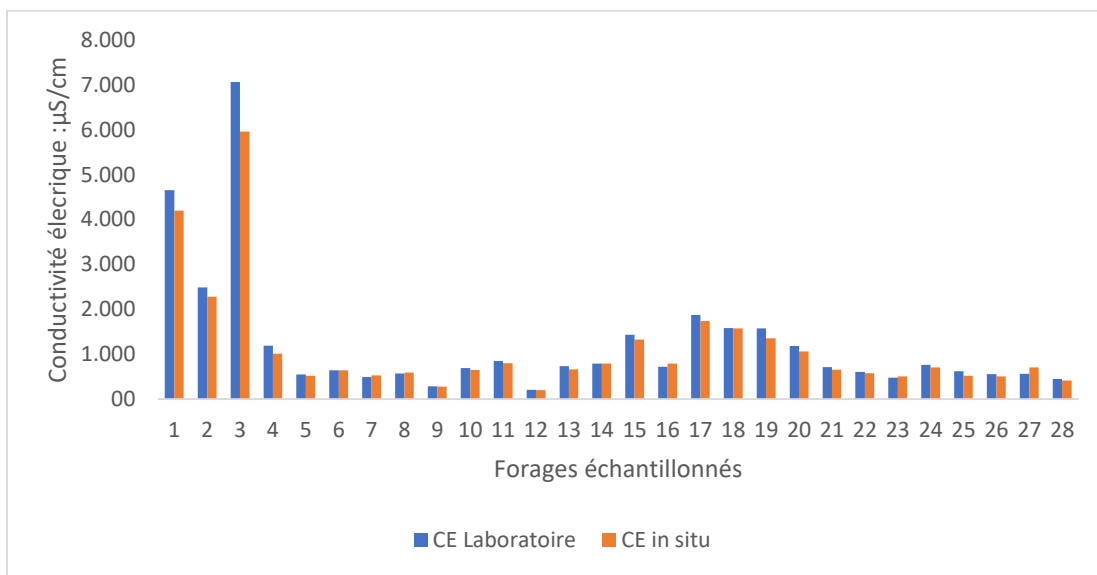


Figure 60 : Variation de la conductivité électrique mesurée sur terrain et au laboratoire

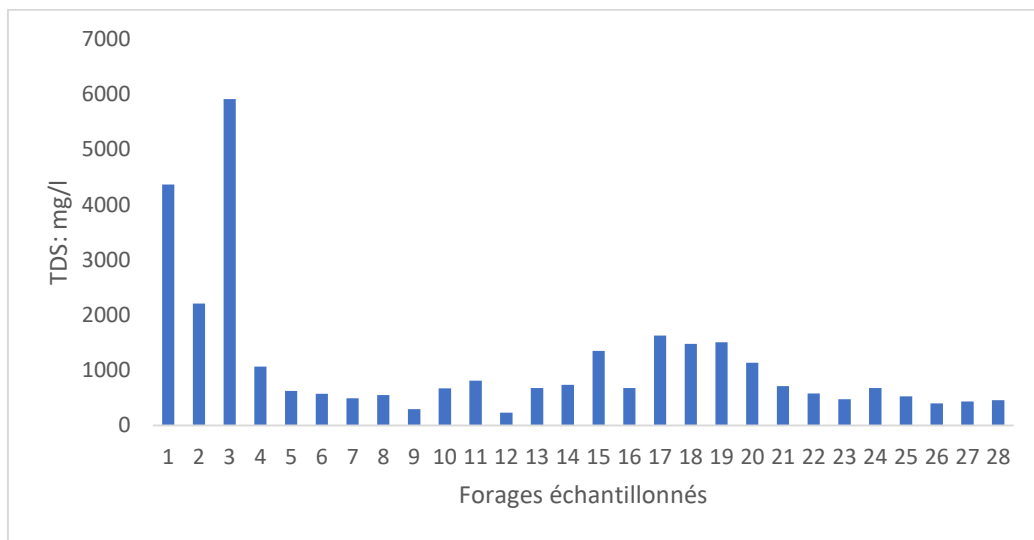


Figure 61 : Variation de Total Dissolved Solids

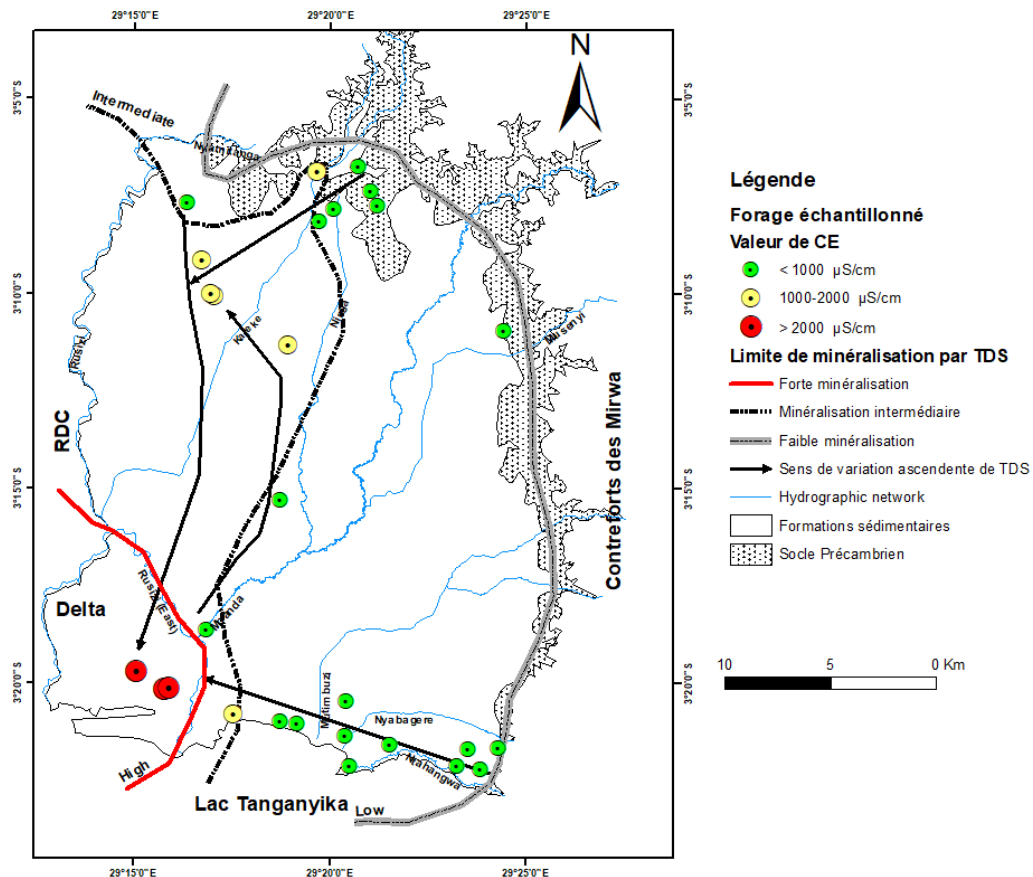


Figure 62 : Distribution spatiale des conductivités électriques et limites de minéralisation d'eau souterraine par TDS montrant une nette démarcation depuis l'Est précambrien vers l'Ouest de la plaine de la basse Rusizi

La distribution spatiale des cations majeurs montre une augmentation des concentrations depuis l'Est précambrien vers l'Ouest dans le delta de la Rusizi où Na^+ est le cation le plus dominant. La concentration de Na^+ dans l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi varie de 22,4 à 1543,4 mg/l. La plus grande concentration de Na^+ est observée dans l'eau échantillonnée dans le delta, tandis que la plus faible est trouvée dans l'eau échantillonnée dans les forages qui ont été réalisés dans le socle Précambrien à l'Est de la plaine.

Les concentrations en Ca^{2+} et Mg^{2+} sont relativement élevées par rapport à celles de Na^+ et K^+ au Sud de la plaine tout près du lac Tanganyika et de la rivière Ntahangwa dans les dépôts lacustres. Les concentrations de K^+ sont absolument faibles excepté dans l'eau du forage N° 3 comparées aux concentrations d'autres cations majeurs. La concentration globale la plus faible de K^+ et Mg^{2+} dans différents échantillons d'eaux souterraines analysés par rapport à celle de Na^+ exprime la plus faible contribution des aluminosilicates contenant du Potassium et du Magnésium à l'évolution hydrogéochimique des eaux souterraines dans la plaine de la basse Rusizi. On remarque que les échantillons d'eaux souterraines prélevés dans les forages situés au Sud de la plaine présentent des concentrations plus élevées en Ca^{2+} ; cela indique que la contribution des minéraux contenant du Calcium est significative par rapport aux autres sources de cations.

Pour les anions majeurs, HCO_3^- est l'anion le plus dominant dans les eaux souterraines de la plaine de la basse Rusizi, excepté pour le forage n° 17. Sa distribution spatiale augmente de l'Est vers le Sud-Ouest dans le delta de la Rusizi, où la plus grande concentration a été analysée dans l'eau du forage n° 3 (2512,83 mg/l) se trouvant dans le delta et la plus faible concentration de 156,01 mg/l a été observée dans le forage n° 26 situé au Sud –Est de la plaine. Cette nette démarcation entre l'Est et l'Ouest de la plaine de la basse Rusizi vis-à-vis de la concentration de HCO_3^- est un argument pour déduire que la concentration de cet ion augmente progressivement le long des lignes d'écoulement de l'eau souterraine (voir carte piézométrique) comme résultats de la dissociation de H_2CO_3 dans l'eau souterraine (Walraevens et al., 2018). Pour l'ion Cl^- , sa concentration varie de 2,43 mg/l (forage n° 9) à 441,35 mg/l (forage n° 3). Sa distribution spatiale montre également une augmentation de concentration depuis l'Est précambrien vers le Sud-Ouest, dans le delta de la Rusizi. La distribution spatiale de SO_4^{2-} montre une nette augmentation des concentrations depuis l'Est précambrien vers l'Ouest avec une particularité de concentrations élevées dans le delta de la Rusizi. Les concentrations de $\text{NO}_3^-/\text{CO}_3^-$ et SiO_2 sont en général faibles à l'exception de

l'échantillon prélevé dans le forage n°3 (515,93 mg/l) pour NO_3^- . La concentration de SiO_2 diminue depuis l'Est précambrien vers l'Ouest avec un minimum observé dans l'eau échantillonné dans le forage n°3 (22,99 mg/l). La distribution spatiale de SiO_2 montre une variation aléatoire qui ne correspond pas à la tendance croissante du socle précambrien vers le delta de la Rusizi. Les échantillons d'eau avec une forte minéralisation comme ceux prélevés dans les forages localisés à l'Ouest de la plaine ($\text{TDS} > 2000 \text{ mg/l}$), présentent de faibles concentrations en SiO_2 . Les concentrations relativement élevées de SiO_2 dans l'eau échantillonnée dans les forages installés dans le socle précambrien et dans les cônes alluviaux confirment l'origine métamorphique de cet élément.

L'ammonium NH_4^+ : il a été analysé pour seulement dix échantillons (tableau 17). Les concentrations les plus élevées se trouvent au Sud-Ouest de la plaine et le maximum de concentration (102,69 mg/l) est analysé dans l'eau du forage n° 2 se trouvant dans le delta de la Rusizi. Les forages n°4 et 5 se trouvant au Sud de la plaine et à l'Est de la grande Rusizi présentent également des concentrations élevées en NH_4^+ respectivement 54,35 mg/l et 14,66 mg/l. Dans le reste des échantillons analysés, la concentration en NH_4^+ varie entre 0,48 et 3,04 mg/l. On observe que les échantillons présentant un TDS largement supérieur à 1000 mg/l possèdent de fortes concentrations en NH_4^+ comme le montrent les échantillons prélevés dans les forages n°1, 2, 4 et 5. Comme il n'y a pas d'industries plus proches de ces forages présentant de fortes concentrations en NH_4^+ , cette présence d'ammonium dans les eaux prélevées au Sud-Ouest de la plaine pourrait avoir une origine organique étant donné que le forage n° 2 qui présente la concentration la plus élevée, se trouve tout près des lieux d'élevage de bovins.

Le strontium Sr^+ : les concentrations en ion Sr^+ sont élevées au Sud-Ouest de la plaine et plus particulièrement dans le delta de la Rusizi avec des valeurs variant entre 0,6 et 3,22 mg/l. La plupart des forages présentent une eau avec des concentrations inférieures à 0,5 mg/l de Sr^+ . Ces concentrations élevées en Sr^+ dans le delta de la Rusizi peuvent être corrélées aux faciès illustrés par le diagramme de Piper pour les échantillons de cette partie de la plaine qui montrent que l'eau circule dans un environnement riche en évaporites.

Le Brome Br^- : les concentrations en bromure dans les eaux souterraines de la plaine de la basse Rusizi sont faibles ; elles varient de 0,05 à 1,14 mg/l. Seules deux forages (1 et 3) du delta de la Rusizi présentent des concentrations plus ou moins égales à 1 mg/l.

Le Fluor F^- : Les concentrations en fluorure sont également faibles que celles observées pour les bromures. La concentration en eau souterraine échantillonnée dans la plaine de la basse Rusizi varie de 0,13 mg/l à 2,54 mg/l. Seuls les forages n° 3 et 18 présentent des concentrations supérieures aux normes de potabilité de l'OMS de 1,5 mg/l. La concentration la plus élevée en F^- est observée dans le delta de la Rusizi.

II.3.2 Faciès hydrochimique

La figure 78 montre la projection des différents échantillons d'eau analysés dans le diagramme de Piper. L'analyse de ce diagramme permet de distinguer cinq faciès d'eau dans lesquels les faciès bicarbonaté calcique et magnésien $CaMgHCO_3$ et bicarbonaté calcique $CaHCO_3$ sont les plus abondants occupant respectivement 54 et 21% des échantillons analysés. Les faciès bicarbonaté sodique et potassique $NaKHCO_3$, sulfaté-chloro-sodique et calcique $NaCaClSO_4$ et sulfaté-chloro-sodique et potassique $NaKClSO_4$ représentent respectivement 10,7% ; 10,7% et 3,6%.

Une analyse des triangles anionique et cationique du diagramme de Piper montre que la plupart des échantillons d'eau se situent respectivement dans le faciès bicarbonaté (en bas à gauche) pour les anions confirmant ainsi que HCO_3^- est l'anion le plus abondant, tandis que la plupart des cations se situent au milieu du triangle (aucun faciès dominant) sauf pour trois échantillons qui sont projetés du côté $Na+K$ et deux du côté Mg .

Ces faciès illustrés par le diagramme de Piper sont spatialement distribués dans la plaine de la basse Rusizi en suivant également la distribution spatiale de TDS (figure 64). Ainsi, tous les échantillons collectés à l'Ouest de la plaine et dans le delta de la Rusizi se distinguent par les faciès $CaMgClSO_4$, $NaKHCO_3$ et $NaKClSO_4$ avec un TDS supérieur à 1000 mg/l. En plus de cette forte minéralisation, ces eaux sont caractérisées par de fortes concentrations en Na^+ (220,94 – 1534,4 mg/l), Mg^{2+} (26,35 – 103,24 mg/l), HCO_3^- (542,87 – 2515,83 mg/l), Cl^- (6,84 – 441,35 mg/l) et SO_4^{2-} (164,29 – 985,04 mg/l). Les échantillons qui ont été collectés dans les forages se trouvant tout près du lac Tanganyika dans les formations lacustres présentent un faciès $CaHCO_3$ avec un TDS compris entre 500 et 1000 mg/l. La majorité des échantillons analysés avec une faible minéralisation qui ont été collectés du Nord-Est au Sud-Est et dans les barrières littorales présentent un faciès $CaMgHCO_3$. La figure 64 montre la répartition spatiale des faciès d'eau par rapport à la distribution spatiale de TDS et différents constituants majeurs.

La projection des différents échantillons dans le diagramme de Piper permet de dire que cette dominance du faciès CaMgHCO_3 exprime une eau qui circule dans un environnement souterrain dominé par les formations fluvio-lacustres (sables fins argileux). Le faciès CaHCO_3 observé surtout pour les échantillons prélevés au Sud de la plaine indique une eau circulant dans un environnement lacustre, celui NaKHCO_3 indique une eau circulant dans un environnement sableux et ceux CaMgClSO_4 et NaKClSO_4 expriment des eaux circulant dans un environnement alluvial avec une présence prononcée des évaporites. Cette distribution spatiale des différents faciès d'eau déterminés dans les échantillons collectés sur toute l'étendue de la plaine de la basse Rusizi montre une corrélation positive avec la distribution spatiale des formations aquifères reprise à la figure 56.

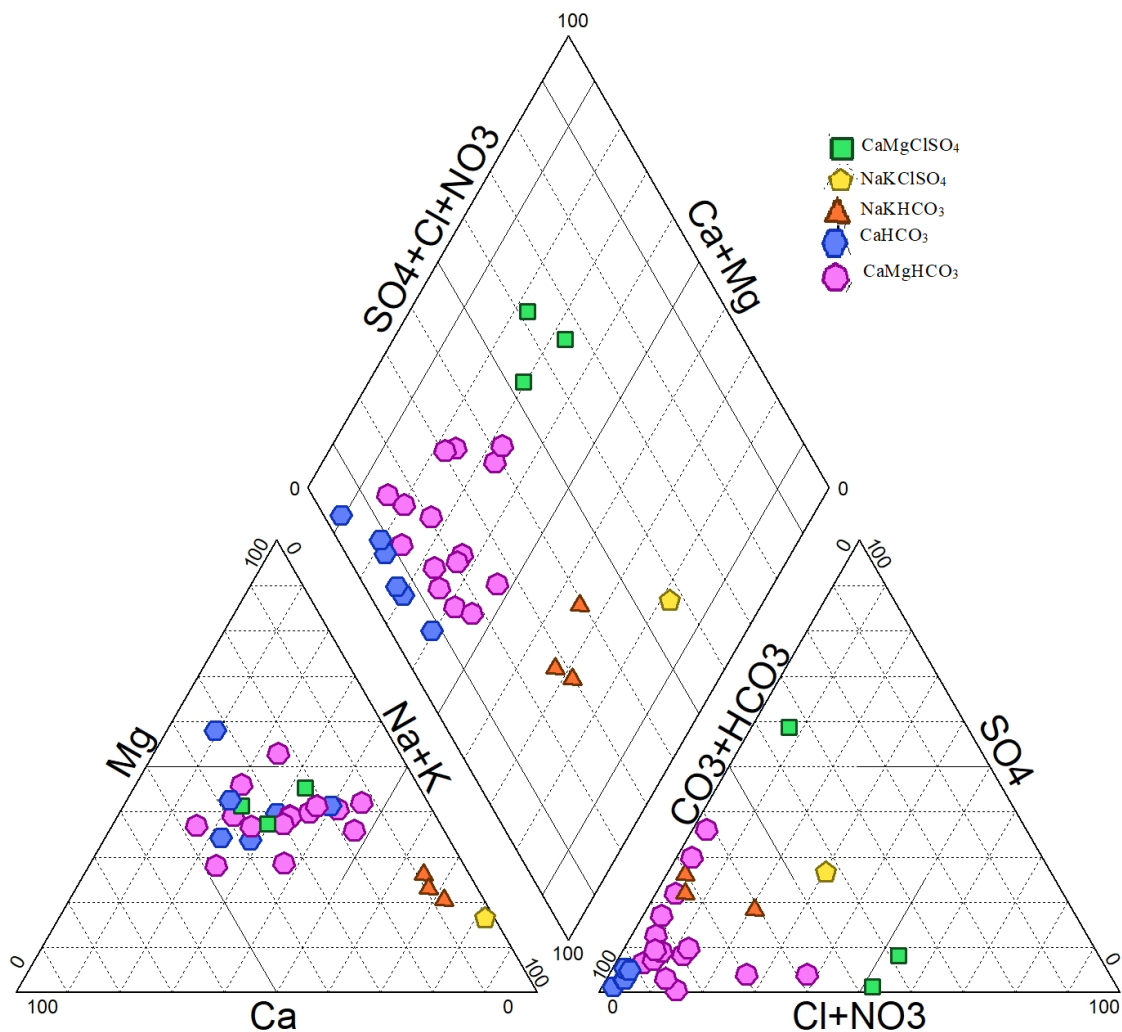


Figure 63 : Diagramme de Piper présentant l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi et différents faciès hydrogéochimiques

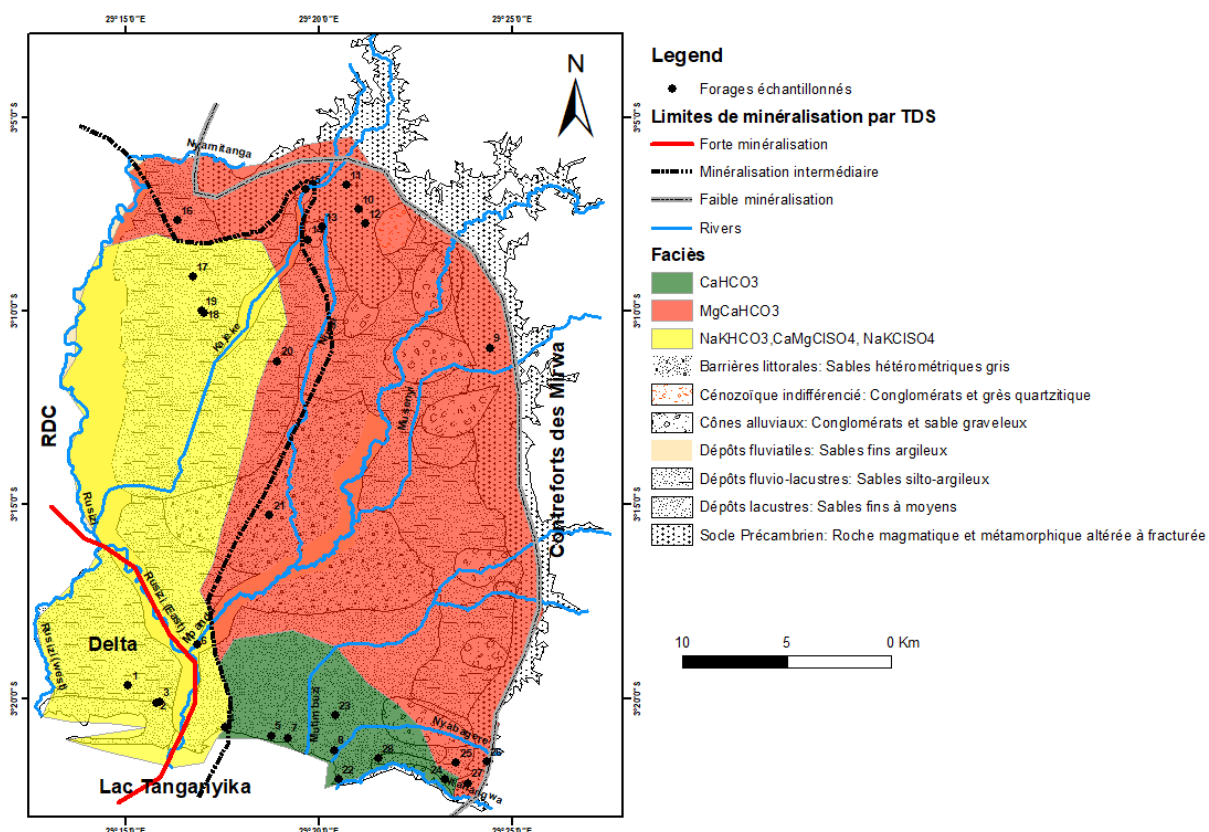


Figure 64: Distribution spatiale des faciès d'eau sur la distribution spatiale des formations aquifères en fonction de la variation de TDS

II.3.3 Indice de saturation de Langelier

L'indice de saturation de Langelier (LSI) utilise le pH comme variable principale. Il peut être interprété comme le changement de pH nécessaire pour amener l'eau à l'équilibre calco-carbonique. Les échantillons d'eau qui ont été analysés dans ce travail permettent (tableau 18) de classer l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi en trois catégories suivant les valeurs de LSI :

- Quinze échantillons (53,5%) présentent un LSI positif, l'eau a un caractère incrustant et peut former la précipitation du CaCO_3 ;
- Huit échantillons (28,5%) présentent un LSI négatif, l'eau a un caractère agressif et va dissoudre le CaCO_3 ;
- Cinq échantillons (18%) ont un LSI proche de zéro et le potentiel d'incrustation est limité.

La représentation graphique relative aux points d'échantillonnage montre que LSI varie de -1,67 à +1,37 (figure 65). Considérant que l'état d'équilibre se fait entre -0,5 et +0,5, la variation de LSI dans la zone d'étude montre que :

- Les échantillons prélevés dans la partie ouest de la plaine (TDS élevé) à l'exception de l'échantillon n° 2 sont à l'état de sursaturation avec un LSI variant entre +0,6 et +1,37 ;
- La plupart des échantillons prélevés dans les forages qui ont été réalisés dans le socle précambrien sont à l'état sous-saturé ;
- Les échantillons qui ont été prélevés dans les forages réalisés dans le reste de la plaine sont en état d'équilibre avec un LSI variant entre -0,018 à +0,41.

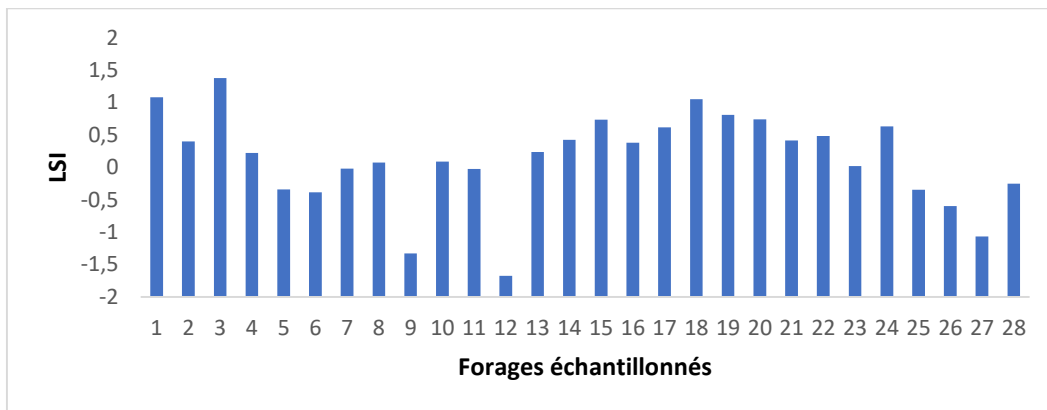


Figure 65 : Variations de l'Indice de Saturation de Langelier dans la plaine de la basse Rusizi

II.3.4 Dureté et alcalinité

La dureté et l'alcalinité sont intimement liées. La dureté fait référence à la quantité de calcium et de magnésium contenue dans l'eau tandis que l'alcalinité est une mesure du pouvoir tampon de l'eau. La dureté et l'alcalinité sont souvent exprimées en ppm (mg/l) de CaCO_3 . Lorsque le calcium et le magnésium sont sous forme de sulfates et de chlorures, la dureté de l'eau peut être élevée sans que son alcalinité le soit.

Le tableau 18 montre que les échantillons d'eau prélevés dans le delta de la Rusizi possèdent à la fois une dureté totale et une alcalinité élevée indiquant une eau très dure. Pour le reste des échantillons, l'alcalinité est faible alors que les valeurs de la dureté totale indiquent pour la plupart des échantillons une eau dure à très dure. La dureté augmente depuis l'Est précambrien vers l'Ouest avec une valeur maximale observée dans le delta de la Rusizi pour l'échantillon prélevé dans le forage n°1 (658 mg/l ou 65,8°F). Selon la classification de MacGowan (2000), vingt-deux

échantillons d'eau (78,5%) parmi les vingt-huit analysés sont classés comme eau très dure, quatre échantillons d'eau (14,3%) sont classés comme eau dure et seulement deux échantillons d'eau (7,2%) sont classés comme eau douce. On constate que les échantillons d'eau présentant un TDS élevé, possèdent également une dureté et une alcalinité élevées, c'est le cas notamment des forages se trouvant dans le delta de la Rusizi pour la dureté totale et l'alcalinité et ceux localisés au Nord-Ouest tout près de la rivière Rusizi pour la dureté totale.

II.3.5 Evaluation hydrochimique

La chimie des ions majeurs présents dans les eaux souterraines est un outil puissant pour déterminer les sources de solutés et pour décrire l'évolution des eaux souterraines suite à l'interaction eau-roche menant à la dissolution des minéraux carbonatés, à l'altération des silicates et aux processus d'échange d'ions (Aghazadeh et al., 2017; H. Kumar et al., 2009). Dans ce travail, les résultats des analyses chimiques sont utilisés pour identifier les processus et mécanismes géochimiques dans le système aquifère des eaux souterraines. Une concentration élevée de Na^+ par rapport à Cl^- ou une diminution de Na^+ par rapport à Cl^- est évidente pour les réactions d'échange cationique (Aghazadeh et al., 2017). Les résultats montrent que la plupart des échantillons présentent un rapport Na/Cl proche ou inférieur à 1 (figure 66a). Un rapport Na/Cl approximativement égal et/ou inférieur à 1 est généralement attribué à la dissolution de l'halite (Fisher & Mullican III, 1997), tandis qu'un rapport supérieur à 1 est généralement interprété comme reflétant le Na libéré par les réactions d'altération des silicates (Fisher & Mullican III, 1997; Meybeck, 1987). En considérant les résultats montrés par la figure 66a, on peut déduire que l'eau de pluie ou l'eau d'infiltration/irrigation est la source la plus probable de Na^+ et Cl^- dans la zone d'étude. La figure 66b montre les réactions d'échange d'ions, où Na^+ est reporté en fonction de Ca^{2+} et montrant que la plupart des échantillons sont bien en dessous de la ligne théorique (1:1), indiquant donc la participation de ces cations dans la réaction d'échange d'ions (Aghazadeh et al., 2017).

Les concentrations des échantillons d'eau souterraine sont représentées pour $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ et $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ en fonction des totaux en cations (figure 66c, d). La figure 66c montre que tous les échantillons sont projetés en dessous de la ligne théorique (1:1), ce qui indique que l'apport de cations via l'échange d'ions, l'altération des silicates et/ou les sels contenus dans les formations aquifères est plus important (Aghazadeh et al., 2017). Au contraire, la figure 66d montre que la

plupart des échantillons sont bien au-dessus de la ligne théorique (1:1), indiquant un apport de cations via la dissolution des sels de calcium et de magnésium.

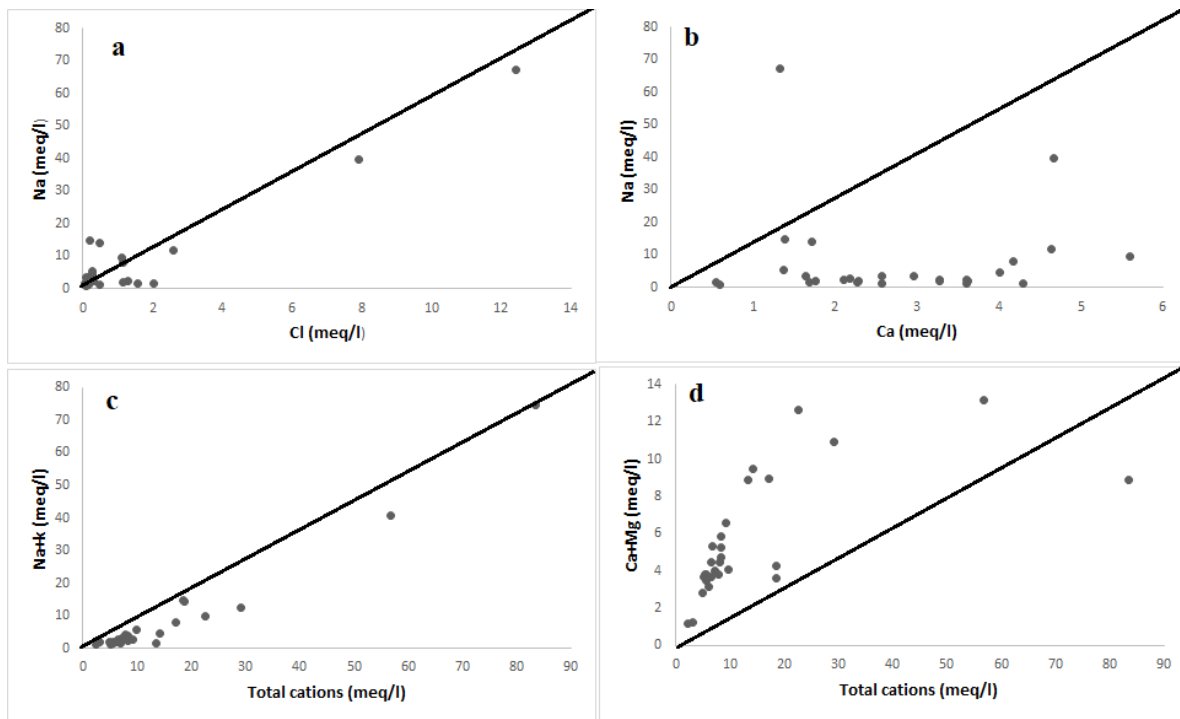


Figure 66 : Graphes montrant des processus hydrochimiques pour différents paramètres dans l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi

Les résultats des analyses chimiques des échantillons d'eau souterraine ont également été reportés dans les diagrammes de Gibbs (Gibbs, 1970). Les résultats montrent que la plupart des échantillons d'eau souterraine se situent dans la catégorie interaction eau-roche et dans celle de l'interaction eau-roche/évaporation (figure 67), ce qui indique que l'altération chimique des minéraux formant la roche et l'évaporation influencent le processus chimique des eaux souterraines dans la plaine de la basse Rusizi.

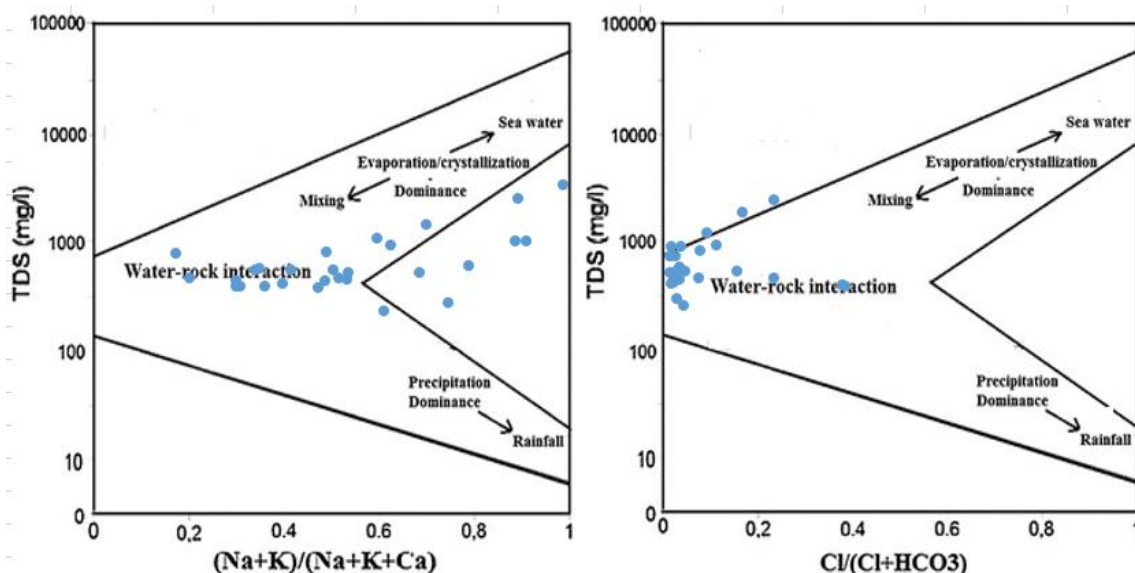


Figure 67 : Mécanismes contrôlant la chimie des eaux souterraines par le diagramme de Gibb dans la plaine de la basse Rusizi

II.3.6 Indice de saturation

L'état d'équilibre de la composition de l'eau par rapport à une phase minérale peut être déterminé en calculant un indice de saturation (IS) à partir de données analytiques (Aghazadeh et al., 2017; Garrels & Mackenzie, 1967). Un $IS < 0$ indique que l'eau souterraine est sous-saturée par rapport à cette phase minérale donnée, tandis qu'un $IS > 0$ indique que l'eau souterraine est sursaturée par rapport à la phase minérale spécifique et donc incapable de dissoudre davantage le minéral concerné. Si $IS = 0$, l'interaction eau-roche a atteint un état d'équilibre.

Dans ce travail, les Indices de Saturation des principaux minéraux tels que la calcite, la dolomite, l'aragonite et le gypse ont été évalués (tableau 19 & figure 68). L'analyse de l'interaction entre l'eau souterraine et l'aquifère en fonction de l'IS montre également l'hétérogénéité hydrogéochimique de l'aquifère dans la plaine de la basse Rusizi. Les valeurs calculées de IS pour la calcite, la dolomite et l'aragonite sont inférieures à zéro pour la plupart des échantillons prélevés dans les formations lacustres et le socle précambrien, ce qui signifie que ces minéraux peuvent être facilement dissouts le long du chemin d'écoulement des eaux souterraines. Pour les échantillons collectés généralement dans la partie ouest (le long de la rivière Rusizi et dans le delta), l'IS de la calcite, de la dolomite et de l'aragonite est supérieur à 0, ce qui indique que les eaux souterraines dans cette partie de la plaine sont sursaturées en calcite, dolomite et aragonite et sont capables de former des précipitations de ces minéraux. Pour le gypse (figure 68d), l'IS gypse est inférieur à zéro pour tous

les échantillons, ce qui indique que ce minéral pourrait être facilement dissout le long du chemin d'écoulement des eaux souterraines.

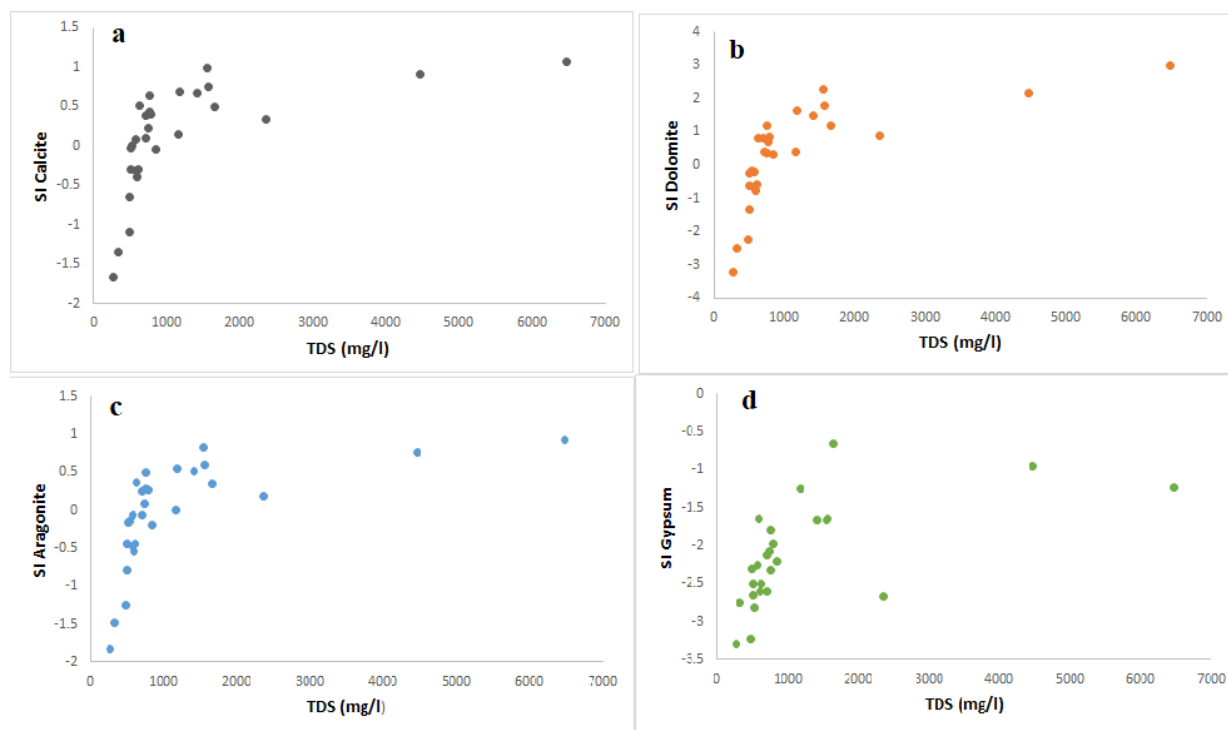


Figure 68 : Projection des Indices de saturation de la calcite, dolomite, aragonite et gypse calculés en fonction de TDS

III. Qualité inorganique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi

La qualité de l'eau est déterminée par les solutés et les gaz dissouts dans cette eau, ainsi que par les matières en suspension et flottant qui s'y trouvent (Fetter, 2001). Réalisée par rapport à l'usage de l'eau, elle dépend donc de la manière dont les différents constituants pourraient en affecter et limiter l'utilisation (Dassargues, 2020). L'évaluation de la qualité chimique de l'eau de boisson se fonde sur la comparaison entre les résultats de l'analyse qualitative de l'eau et des valeurs guides (WHO, 2017). Une valeur guide correspond à la concentration d'un constituant pour laquelle le risque encouru par le consommateur, en supposant qu'il consomme l'eau concernée pendant la totalité de sa vie, ne dépasse pas le risque tolérable pour la santé (WHO, 2017). Une mesure de base de la qualité de l'eau est le TDS, qui est la quantité totale des solides, en milligrammes par litre, qui reste lorsqu'un échantillon d'eau est évaporé à sec (Fetter, 2001). Les constituants majeurs (cations, anions et silice) constituent l'essentiel des composants minéraux contribuant au TDS (Fetter, 2001).

Tableau 20 : Classification de l'eau basée sur le TDS (Fetter, 2001)

Type d'eau	TDS (mg/l)
Douce	0 – 1,000
Saumâtre	1,000 – 10,000
Salée	10,000 – 100,000
Très salée	>100,000

Les constituants géochimiques dissouts dans l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi seront comparés aux concentrations maximales acceptées dans les normes standards de l'OMS illustrées par le tableau 21.

Tableau 21 : Normes de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) pour une eau potable

Paramètre	Concentration maximale acceptée (mg/l)	Paramètre	Concentration maximale acceptée (mg/l)
Température	25°C	HCO ₃ ⁻	400
pH	6,5-8,5	SO ₄ ²⁻	250
EC	1000 µS/cm	NO ₃ ⁻	50
Alcalinité	200	F ⁻	1,5
Dureté	300	Mn	0,05
TDS	1000	Fe	0,2
Ca ²⁺	75	Br ⁻	Pas de valeur guide définie
Mg ²⁺	50	Li ⁺	Pas de valeur guide définie
Na ⁺	200	NH ₄ ⁺	0,5
K ⁺	200	Sr ²⁺	Pas de valeur guide définie
Cl ⁻	250	SiO ₂	Pas de valeur guide définie

La classification de l'eau en fonction du TDS est illustrée par le tableau 17. Par interprétation des résultats d'analyses chimiques, la qualité de l'eau de boisson est déterminée ici en comparant les valeurs de certains éléments analysés aux normes standards de l'OMS, étant donné que jusqu'aujourd'hui, le Burundi ne possède pas de ses propres normes pour la qualité de l'eau pour de multiples usages. Dans cette partie du travail concernant la qualité de l'eau souterraine, on prendra en compte des onze éléments majeurs et de certains constituants mineurs.

Pour le pH, un seul échantillon montre un pH légèrement inférieur aux limites standards de l'OMS (6,5). Le pH de l'eau souterraine échantillonné dans la plaine de la basse Rusizi varie entre 6,49 et 8,03. Parmi les vingt-huit échantillons, vingt-et-un d'entre eux montrent un caractère basique ($\text{pH} > 7$) et le reste possèdent un caractère légèrement acide. La majorité des vingt-huit échantillons, dont vingt-sept d'entre eux, montrent des valeurs de pH variant dans les limites standards de l'OMS pour une eau potable.

La conductivité électrique qui est une mesure indirecte de TDS, varie entre 210,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 7060,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les valeurs de TDS varient entre 232,26 mg/l et 5918,05 mg/l. Nous n'avons pas exactement de directive sanitaire pour le TDS, mais l'OMS fixe une limite de 1000 mg/l (WHO, 2017) pour l'eau potable, cette valeur a été fixée sur la base de considérations de goût. Parmi les vingt-huit échantillons, neuf d'entre eux (32%) montrent des valeurs de TDS dépassant la limite de potabilité et ont des valeurs de TDS variant entre 1070 et 5918,05 mg/l. Tous ces échantillons d'eau avec un TDS supérieur à 1000 mg/l ont été collectés dans la partie ouest de la plaine de la basse Rusizi avec des valeurs plus élevées observées dans le delta de la Rusizi. Les échantillons restants sont caractérisés par des valeurs de TDS inférieures à 1000 mg/l. Par référence à la classification de l'eau souterraine basée sur le TDS (Fetter, 2001), 32% des échantillons sont classés dans la catégorie des eaux saumâtres tandis que 68% restant des échantillons sont classés comme eau douce. La distribution spatiale de CE et TDS qui montre une augmentation générale depuis le socle précambrien (Est) vers les formations fluvio-lacustres (Ouest), conduit à observer que l'eau échantillonnée dans le socle précambrien, dans les cônes alluviaux et dans les formations fluvio-lacustres localisées à l'Est et au centre de la plaine, sont faiblement minéralisées alors que l'eau échantillonnée dans les formations fluvio-lacustres localisées le long de la rivière Rusizi et dans son delta montre une forte minéralisation. A partir de cette classification basée sur le TDS et CE, on peut déduire que l'eau échantillonnée dans le Nord-Est, centre et Sud-Est, respectivement

dans le Précambrien, les cônes alluviaux, les barrières littorales et les dépôts lacustres, présente les qualités d'une eau douce ; tandis que l'eau échantillonnée dans les dépôts fluviaux de la Rusizi et les formations fluvio-lacustres du delta et celles localisées le long de la Rusizi, est une eau saumâtre.

L'évaluation de la qualité de l'eau souterraine montre que certains paramètres comme Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^- sont généralement élevées dans la partie ouest de la plaine de la basse Rusizi le long de la rivière Rusizi et dans le delta. La concentration de Na^+ varie entre 22,24 et 1543,42 mg/l où parmi les vingt-huit échantillons étudiés, six échantillons ont une concentration dépassant la base limite de potabilité de 200 mg/l (WHO, 2017). Ces six échantillons proviennent tous des forages localisés à l'Ouest de la plaine avec des concentrations maximales observées dans l'eau échantillonnée dans le delta de la Rusizi. Le reste des échantillons montrent des concentrations de Na^+ se trouvant dans les normes standards de l'OMS avec de faibles concentrations observées dans l'eau échantillonnée dans le socle précambrien. La concentration en K^+ varie entre 1,27 et 290,90 mg/l. A l'exception du forage n°3 se trouvant dans le delta de la Rusizi, 27 forages restant présentent une eau avec des concentrations inférieures à la limite fixée par l'OMS (200 mg/l).

La concentration en Ca^{2+} varie entre 10,86 et 112,19 mg/l, tandis que celle en Mg^{2+} varie entre 7,42 et 103,24 mg/l. Six échantillons montrent des concentrations en Ca^{2+} supérieures aux limites standards de l'OMS (75 mg/l) avec des maxima observés dans les forages n°17, 1 et 2 se trouvant respectivement à l'Ouest de la plaine et dans le delta de la Rusizi. Le reste des échantillons montrent des concentrations inférieures à la limite fixée par l'OMS pour l'eau potable. En ce qui concerne l'ion Mg^{2+} , sept échantillons montrent des valeurs de concentrations excédant la limite standard de l'OMS (50 mg/l). Ces échantillons ont été collectés à l'Ouest de la plaine avec des valeurs élevées observées dans le delta de la Rusizi.

En tenant compte des anions majeurs, l'évaluation de la qualité de l'eau souterraine est basée sur la comparaison des concentrations des anions avec les limites de concentrations de l'OMS. La concentration de Cl^- varie entre 2,43 et 441,35 mg/l respectivement pour les échantillons prélevés dans le socle précambrien et dans le delta de la Rusizi. Parmi les 28 échantillons analysés, seulement deux échantillons (forage n° 1 et 3) présentent des niveaux de Cl^- dépassant la base limite de potabilité de 250 mg/l (WHO, 2017). A part les deux échantillons prélevés dans le delta

de la Rusizi, le reste des échantillons présentent des concentrations faibles allant jusqu'à des concentrations inférieures à 5 mg/l. Ces faibles concentrations sont trouvées dans la partie orientale de la plaine dans l'eau échantillonnée dans le socle précambrien.

Les concentrations en SiO_4^{2-} varient entre 3,18 et 985,04 avec une distribution spatiale qui montre une augmentation nette allant de l'Est précambrien vers l'Ouest avec une particularité de concentrations plus élevées observées dans le delta de la Rusizi. On observe également que les concentrations élevées sont présentes dans les forages où les concentrations sont fortes en NO_3^- (tableau 17). Parmi les vingt-huit échantillons analysés, trois seulement montrent des valeurs dépassant la limite standard de l'OMS de 250 mg/l et ces forages sont n° 1, 3 et 17 ; tous se trouvant dans la partie ouest de la plaine de la basse Rusizi. Ces concentrations élevées localisées de SiO_4^{2-} qui sont associées avec des concentrations élevées de Cl^- et NO_3^- sont indicatives d'une pollution anthropogénique (Walraevens et al., 2018).

HCO_3^- est l'anion le plus dominant avec 15 échantillons (53,3%) présentant des concentrations dépassant la limite de potabilité de l'OMS de 400 mg/l. La distribution spatiale de la concentration en HCO_3^- montre une nette démarcation entre l'Est où les concentrations sont faibles et l'Ouest plus particulièrement dans le delta de la Rusizi où les concentrations sont élevées allant même jusqu'à 2515,83 mg/l, donc plus de six fois supérieur à la norme de potabilité fixée par l'OMS.

NO_3^- et SiO_2 sont en général caractérisés par de faibles concentrations à l'exception de l'échantillon n°3 pour NO_3^- . Pour NH_4^+ , les concentrations élevées sont trouvées dans les forages localisés au Sud-Ouest de la plaine avec des valeurs largement supérieures à 0,5 mg comme limite standard de l'OMS. L'ion F^- a une concentration supérieure à la norme de potabilité de 1,5 mg/l pour seulement un seul forage n°3 se trouvant dans le delta de la Rusizi.

Par rapport à dureté, l'OMS recommande des concentrations variant entre 100 et 300 mg/l (WHO, 2011). En se basant sur ces bases limites de l'OMS, 8 échantillons ont une dureté supérieure à 300 mg/l et tous ces échantillons ont été prélevés dans la partie ouest de la plaine avec des valeurs élevées observées dans le delta de la Rusizi.

En analysant les différentes concentrations et valeurs pour différents paramètres considérés, on remarque que dans la partie ouest de la plaine de la basse Rusizi (du Nord-Ouest au Sud-Ouest), les concentrations en cations et anions majeurs sont fortement élevées par rapport aux valeurs

observées dans le reste de la plaine avec des maxima observés dans les forages localisés dans le delta de la Rusizi. Les forages qui présentent des concentrations largement supérieures aux limites de concentrations fixées par l'OMS sont les forages n° 1, 2, 3, 17, 18, et 19 ; tous se trouvant vers la bordure ouest (dans le delta et le long de la rivière Rusizi).

Sur base de l'évaluation hydrochimique, des diagrammes de Gibbs et de l'Indice de saturation calculée pour les principaux minéraux, on peut déduire que les différents constituants analysés résultent de la dissolution des sols salés et qu'ils sont par la suite dissouts dans l'eau souterraine dans le sens d'écoulement de cette eau dans la nappe aquifère (lorsque IS est encore inférieur à zéro) et que les précipités sont générés vers l'exutoire Sud-Ouest de la nappe aquifère. On peut également déduire que la qualité de l'eau dans la zone d'étude est contrôlée par l'interaction eau-roche, l'infiltration et l'évaporation.

Partie III

**Développement du modèle mathématique d'écoulement et
simulation de transport de polluants dans la plaine de la basse**

Rusizi

Chapitre I : Introduction

Dans la gestion des ressources en eaux souterraines, en incluant le contrôle et la réduction de la pollution, un outil est nécessaire pour prédire les résultats de la mise en œuvre des décisions de gestion (Bear & Verruijt, 1987). Selon la nature du problème à gérer, ses variables de décision, ses fonctions objectives et ses contraintes, le résultat peut prendre la forme de futures distributions spatiales des niveaux d'eau, de sa qualité, de l'affaissement des terres, etc. Cet outil est le modèle (Bear & Verruijt, 1987). Un modèle est une représentation simplifiée d'une réalité complexe (Dassargues, 2018) ou peut être défini comme une version simplifiée d'un système réel qui simule approximativement les relations excitation-réponse de ce dernier (Bear & Verruijt, 1987). L'aquifère de la plaine de la basse Rusizi est l'un des plus grands et importants aquifères du Burundi. Il fournit de l'eau pour des besoins domestiques, industriels et d'agriculture. Le développement d'un modèle mathématique est un outil nécessaire pour intégrer les processus hydrogéologiques qui contrôlent la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques et la disponibilité de l'eau souterraine dans cet aquifère pour une gestion optimale de cette ressource pour des besoins actuels et futurs. Différents travaux, incluant la récente campagne de forage dans la plaine de la basse Rusizi ont été conduits pour caractériser les conditions hydrogéologiques de l'aquifère. Toutes ces études ont permis la collecte des différents types de données et leur préparation dans le but d'élaborer un modèle conceptuel. La première partie de ce travail a permis le traitement des données géologiques obtenues à partir des réalisations de forages, des données climatiques et des données des essais de pompage. Ces données ont permis d'établir une esquisse des faciès de formations géologiques de l'aquifère, d'estimer la recharge de la nappe et d'établir une distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique dans la zone d'étude. Le modèle mathématique ainsi développé à partir du modèle conceptuel sera un outil de base de gestion et contribuera à la résolution des problèmes liés à l'utilisation et à la gestion intégrée de l'eau souterraine dans cette partie du territoire burundais.

L'objectif principal de cette troisième partie de ce travail de doctorat est de déterminer les zones les plus productives en eau souterraine, d'évaluer les relations nappe-rivières d'une part et entre l'aquifère et le lac Tanganyika d'autre part. La simulation du transport de polluants permettra de cartographier les sources potentielles de pollution d'eau souterraine dans la zone industrielle de la plaine de la basse Rusizi.

Chapitre II : Equation généralisée de l'écoulement

Les termes et théories utilisés dans ce chapitre résultent d'une synthèse à partir des ouvrages : Hydrogéologie quantitative (Marsily, 1981), Modeling Groundwater flow and Pollution (Bear & Verruijt, 1987), Applied Hydrogeology (Fetter, 2001), Hydrogeology : Groundwater Science and Engeneering (Dassargues, 2018), Hydrogéologie appliquée: science et ingénierie des eaux souterraines (Dassargues, 2020) et Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport (Anderson et al., 2015).

II.1 Loi de Darcy et ses extensions

Le coefficient de proportionnalité, K , présent dans la loi de Darcy est appelé conductivité hydraulique en milieu poreux. Dans un milieu isotrope, il peut être défini comme le débit spécifique par le gradient hydraulique. Il s'agit d'un scalaire (L/T) qui exprime la façon dont un fluide est transporté à travers l'espace vide tortueux. C'est donc un coefficient qui dépend à la fois des propriétés de la matrice et du fluide. Les principales propriétés sont la densité ρ et la viscosité μ . Les propriétés pertinentes de la matrice solide sont principalement la distribution granulométrique, la forme des grains, la tortuosité, la surface spécifique et la porosité. La conductivité hydraulique K peut être exprimée comme suit :

$$K = k\rho g / \mu = kg / \nu \quad \text{Eq. 19}$$

Où g est l'accélération de la gravité et k (L^2) est appelé perméabilité du milieu poreux dépendant uniquement des propriétés de la matrice solide.

Les expériences indiquent qu'au fur et à mesure que le débit spécifique, q , augmente, la relation entre q et le gradient hydraulique, J , s'écarte progressivement de la relation linéaire exprimée par la loi de Darcy. Il semble donc raisonnable de définir un domaine de validité de la loi linéaire de Darcy. Ce domaine de validité est testé par le nombre de Reynolds, R_e , qui est un nombre sans dimension exprimant le rapport entre les forces inertielles et visqueuses agissant sur le fluide et utilisé comme critère pour distinguer l'écoulement laminaire se produisant à faible vitesse et l'écoulement turbulent se produisant à des vitesses plus élevées.

$$R_e = qd / \nu \quad \text{Eq. 20}$$

Où d représente le diamètre moyen des grains ou diamètre efficace d_{10} .

On admet généralement que la loi linéaire de Darcy est valide lorsque R_e est compris entre 1 et 10 en milieu poreux (l'écoulement est purement laminaire à l'intérieur des pores). Ce domaine de validité n'est pas applicable le plus souvent aux milieux calcaire fracturés et karstifiés ($R_e > 10$) et très argileux ($R_e < 1$).

II.2 Equation de continuité

L'équation générale de continuité exprimant la conservation de la masse de fluide s'écrit :

$$\text{div}(\rho \underline{v}) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho n) + \rho q = 0 \quad \text{Eq. 21}$$

Où q = débit par unité de volume du fluide échangé par l'E.V.R avec l'extérieur ; n = porosité totale, $\text{div}(\rho \underline{v})$ = conservation de la masse d'eau en milieux poreux ; $\frac{\partial}{\partial t}(\rho n)$ = variation temporelle de la masse d'eau stockée par unité de volume du milieu poreux.

En nappe captive, l'eau et le milieu poreux sont considérés comme compressible et l'équation 67 devient:

$$\text{div} \frac{k}{\mu} (\underline{\text{grad}} p + \rho g \underline{\text{grad}} z) - q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Eq. 22}$$

Ou :

$$\text{div}(K \underline{\text{grad}} h) - q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Eq. 23}$$

En régime permanent :

$$\text{div}(K \underline{\text{grad}} h) - q = 0 \quad \text{Eq. 24}$$

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta) \quad (L^{-1}) \quad \text{Eq. 25}$$

S_s est le coefficient d'emménagement spécifique en milieu poreux saturé, il correspond à la quantité d'eau emmagasinée ou libérée par unité de temps et par unité de volume du milieu poreux saturé, pour une variation unitaire de la hauteur piézométrique.

α = coefficient de compressibilité du milieu poreux ($M^{-1}LT^2$)

β = coefficient de compressibilité du fluide (eau) ($M^{-1}LT^2$)

Pour un fluide incompressible (eau), le coefficient β peut être négligé, l'équation 25 devient :

$$S_s = \rho \cdot g \cdot \alpha \quad \text{Eq. 26}$$

Par intégration de S_s sur l'épaisseur saturée (b) de l'aquifère, on obtient le coefficient d'emménagement S :

$$S = \int_{z_1}^{z_2} S_s dz = S_s b \quad (\text{sans unité}) \quad \text{Eq. 27}$$

Où z_1 et z_2 sont les cotes de la base et du sommet de l'aquifère ; S est le volume de fluide libéré ou stocké par unité de surface de l'aquifère et pour une variation unitaire de la hauteur piézométrique.

II.3 Modélisation d'écoulement souterrain

Pour un modèle typique d'écoulement des eaux souterraines, le système à modéliser est décrit par sa géométrie, ses structures géologiques, et toute une série de conductivité hydraulique. Les facteurs de contrainte peuvent être constitués par des valeurs de recharge ou tout un débit de pompage ou de réinjection. Les variables dépendantes sont constituées le plus souvent par les hauteurs piézométriques spatialement distribuées sur la zone à modéliser. La première étape dans la procédure de modélisation est la construction d'un modèle conceptuel du problème et de l'aquifère concerné. Un modèle conceptuel représente la façon dont la réalité est simplifiée pour être modélisée avec une série d'hypothèses acceptées. La seconde étape dans la modélisation est de choisir le modèle mathématique qui consiste ici à exprimer l'équation de conservation des eaux souterraines en volume. Cette équation doit être résolue sur le domaine considéré et ses limites. La variable sur laquelle porte le modèle est la hauteur piézométrique. Les conditions initiales qui décrivent l'état connu du système considéré à un certain temps de départ doivent être introduites ensemble avec les conditions aux frontières qui décrivent les interactions du domaine considéré avec son environnement à travers ces limites. Dans le processus de modélisation des eaux souterraines, la calibration est une étape critique où les valeurs des paramètres (valeurs de conductivité hydraulique et conductance des rivières, dans ce travail) ainsi que leur distribution spatiale sont adaptées pour obtenir des résultats du modèle (hauteurs piézométriques) aussi proches que possible des valeurs observées. Après calibration, le modèle peut être utilisé pour analyser la sensibilité de prédiction à différents scénarios de changement dans les facteurs de contraintes.

II.3.1 Modèle conceptuel

Le modèle conceptuel permet de concevoir, étape par étape, le modèle numérique. Les éléments clés d'un modèle conceptuel incluent les limites, l'hydrostratigraphie (c'est-à-dire la stratigraphie basée principalement sur les valeurs de conductivité hydraulique), les valeurs estimées des paramètres hydrodynamiques, les directions générales de l'écoulement des eaux souterraines, les sources et les forages d'eau, et le bilan des eaux souterraines réalisé à partir des données de terrain. Par rapport aux données disponibles, le modèle peut être réalisé en régime transitoire ou permanent. Si les conditions de régime permanent sont choisies, la difficulté pourrait se situer dans le choix des valeurs cibles pour la calibration (calculées à partir des données historiques observées) pour les variables dépendantes et dans la façon d'évaluer les valeurs équivalentes du régime permanent pour les facteurs de contrainte. Il faut choisir donc la piézométrie de référence pour une période donnée. Choisir également la même période pour les valeurs moyennes des facteurs de contrainte et pouvoir justifier le choix des hypothèses.

La dimension du modèle dépend également des données disponibles sur l'hétérogénéité du système, et l'importance spatiale des facteurs de contrainte incluant les scénarios à prédire. Les modèles peuvent être 1D, 2D horizontal, 2D vertical, quasi-3D, ou 3D. Le choix du modèle 2D horizontal pour l'écoulement d'eau souterraine et pour le transport de polluants est une approche basée sur une hypothèse que, à l'échelle régionale, l'écoulement d'eau souterraine peut être considéré comme principalement réalisé dans la direction horizontale. Cette approche est connue comme l'hypothèse de Dupuit ou Dupuit-Forchheimer. Dans les contextes géologiques à couches subhorizontales, la conductivité hydraulique verticale est souvent supposée inférieure à la conductivité horizontale ($K_z \ll K_x, K_y$). En fait, à l'échelle régionale, les trajets des eaux souterraines sont beaucoup plus horizontaux que verticaux. La conductivité verticale a donc peu d'influence sur les résultats.

II.3.2 Conditions aux limites

Les choix concernant la localisation des limites d'un modèle et le choix des conditions à y imposer sont intimement liés. Les conditions aux frontières doivent refléter autant que possible la continuité des processus simulés entre la zone modélisée et le monde extérieur. Si possible, les limites latérales et les limites à la base du modèle doivent correspondre à un changement des conditions physiques qui n'est pas sensible ou dépendant des conditions hydrogéologiques variables. Si ce

n'est pas le cas, une règle générale est de garder les limites latérales aussi loin que possible de la zone spécifique où les résultats du modèle sont censés se produire, afin que les résultats restent significatifs.

II.3.2.1 Conditions aux limites de Dirichlet

La condition de Dirichlet ou la première condition aux limites correspond à prescrire une valeur de la principale variable indépendante du système à modéliser sur la frontière donnée. Pour l'écoulement d'eau souterraine, la condition de Dirichlet est une hauteur piézométrique imposée à chaque nœud de la limite donnée et s'exprime par l'équation 28:

$$h(x, y, z, t) = f'(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 28}$$

$f'(x, y, z, t)$ est une fonction dépendante des coordonnées x, y, z et dépend également du temps t . Elle peut prendre différentes valeurs dans l'espace en fonction du temps.

La valeur h est spécifiée sur la limite considérée (figure 69). Dans le cas d'un contact nappe-rivière parfait, le potentiel imposé est égal à la cote de la surface libre de la rivière. La condition de Dirichlet peut également être imposée lorsque des lignes équipotentiels peuvent être distinguées (barrages, assèchement de fouille,...), ou lorsqu'une zone restreinte comprise dans un aquifère très vaste doit être modélisée, et que les flux aux limites de cette zone sont inconnus, elles doivent être reportées assez loin de la zone de sollicitation afin de ne pas trop influencer la solution.

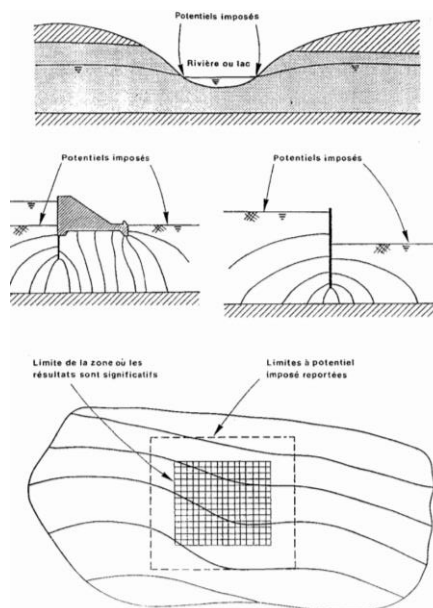


Figure 69 : Limites à potentiel imposé

II.3.2.2 Condition de Neumann

La condition de Neumann ou la seconde condition aux limites correspond à prescrire une valeur dérivée de la principale variable dépendante perpendiculaire à la limite donnée. Pour l'écoulement d'eau souterraine, c'est la condition de flux ou de débit imposé. Elle spécifie le débit sur les limites du modèle indépendamment des hauteurs piézométriques trouvées sur celles-ci. Par la loi de Darcy, cette condition est le gradient normal à la frontière qui est imposé (équations 29 et 30) :

$$\nabla h \cdot n = \frac{\partial h}{\partial n}(x, y, z, t) = f''(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 29}$$

et

$$K \frac{\partial h}{\partial n}(x, y, z, t) = q''(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 30}$$

$f''(x, y, z, t)$ est une fonction dépendante des coordonnées x, y, z et dépend également du temps t . $q''(x, y, z, t)$ est donc le flux normal imposé à la limite considérée. Si la limite correspond à une ligne de courant, aucun flux n'est toléré perpendiculairement, le flux spécifié est nul (condition de frontière imperméable) et l'équation 30 devient:

$$\frac{\partial h}{\partial n} = 0 \quad \text{Eq. 31}$$

Les limites imperméables peuvent être utilisées lorsque des contrastes supérieurs à 10^{-5} m/s sont constatés dans des valeurs de conductivité hydraulique et à la limite du bassin hydrogéologique de la nappe étudiée.

Si un flux non nul est spécifié, la condition de débit peut s'écrire comme suit :

$$\int_s K \frac{\partial h}{\partial n} dS = q(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 32}$$

n = vecteur unitaire normal à la frontière.

La valeur q est spécifiée sur la frontière considérée. L'échange avec l'extérieur est donc totalement imposé. Les frontières à débit imposé sont généralement distinguées (figure 70) :

- au sommet du modèle pour tenir compte d'une réalimentation de la nappe par infiltration efficace ;
- au niveau des puits et galerie de pompage, les tranchées drainantes, etc. dont les débits sont connus.

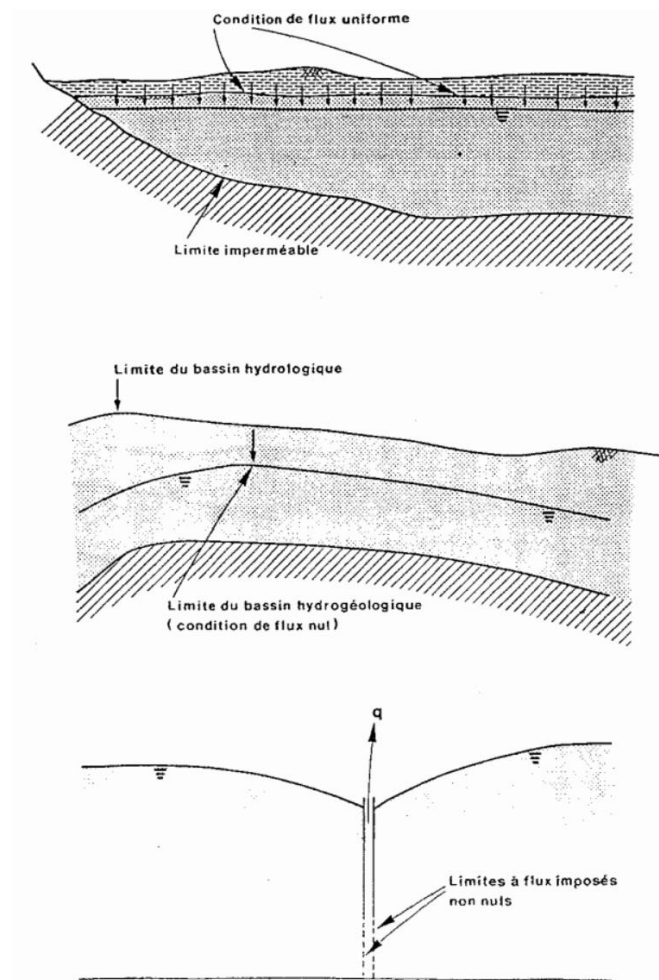


Figure 70: Limites à flux imposé

II.3.2.3 Condition mixte

La condition de Cauchy ou la troisième condition aux limites combine les conditions de Dirichlet et de Neumann. C'est une condition de débit dépendant d'un potentiel (condition de Fourier ou de Cauchy). Cette condition mixte est exprimée en fonction de $\frac{\partial h}{\partial n}$ et h (équation 33) :

$$a \frac{\partial h}{\partial n}(x, y, z, t) + bh(x, y, z, t) = f'''(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 33}$$

$f'''(x,y,z,t)$ est une fonction dépendante des coordonnées x, y, z et le temps t ; a et b sont des coefficients. Par exemple un flux à travers une couche semi-perméable en provenance soit d'un aquifère supérieur (non-simulé), soit d'eaux de surface. La différence des potentiels (h_r-h) induit le flux et par la loi de Darcy, on obtient :

$$-K \frac{\partial h}{\partial n} + \frac{k'}{b'} h = \frac{k'}{b'} h_r \quad \text{Eq. 34}$$

et

$$q'' = -K \frac{\partial h}{\partial n} = \frac{k'}{b'} (h_r - h) \quad \text{Eq. 35}$$

Pour l'aquifère simulé, les équations 34 et 35 donnent :

$$K \frac{\partial h}{\partial n} = K' \frac{(h_s - h)}{b'} \quad \text{Eq. 36}$$

donc, l'équation 36 devient :

$$-K \frac{\partial h}{\partial n} + \frac{K'}{b'} h = \frac{K'}{b'} h_s \quad \text{Eq. 37}$$

Où K' et b' sont la conductivité hydraulique et l'épaisseur de la couche semi-perméable, le rapport k'/b' est appelé conductance, h_r est la hauteur hydraulique dans une rivière. L'échange de flux à travers la limite $q''(x,y,z,t)$ est donc calculé en fonction de la valeur locale de h (variable principale dépendante). Normalement, le flux calculé par le modèle pour une limite donnée peut être comparé aux valeurs observées pour calibrer la conductance.

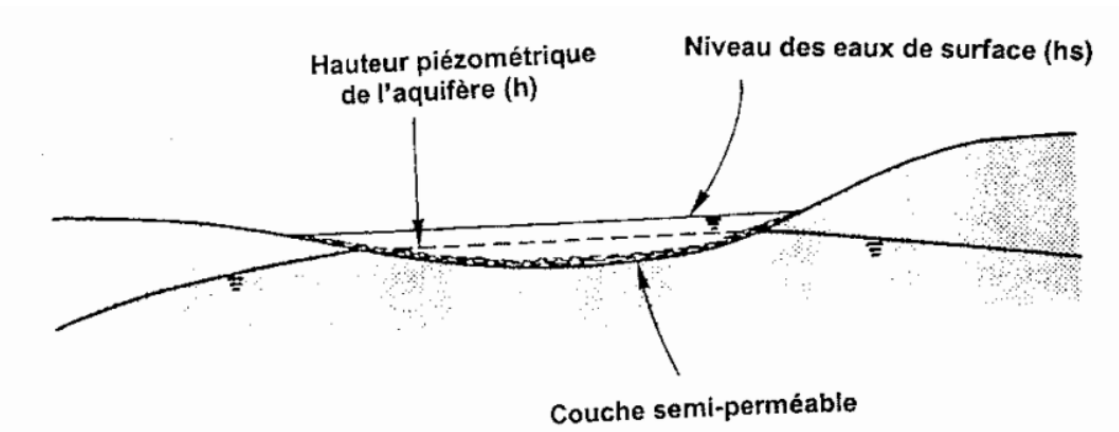


Figure 71 : Condition mixte

II.4 Méthodes de résolution

Pour réussir à transformer un modèle conceptuel en un modèle mathématique, il est nécessaire de disposer d'une base de données qui fournit des informations adéquates pour appliquer les équations requises. En hydrogéologie, tous les modèles commencent par un modèle d'écoulement des eaux souterraines.

C'est qui est primordial est de connaître la configuration physique de l'aquifère incluant la localisation, l'extension et les épaisseurs de tous les aquifères ainsi que les couches qui confinent les aquifères; les localisations des eaux de surface et des rivières et les conditions aux frontières de tous les aquifères. Les propriétés hydrauliques incluent la variation de la transmissivité ou de la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement des aquifères, la variation de la perméabilité et d'emmagasinement spécifique des couches confinant l'aquifère et la relation hydraulique entre les aquifères et les eaux de surface. L'énergie hydraulique, comme indiquée par les cartes piézométriques, et les quantités de recharge naturelle des aquifères et d'écoulement naturel des cours d'eau sont également nécessaires.

Les modèles de transport de solutés (polluants) ont besoin, en plus des données du modèle d'écoulement, des informations suivantes: répartition de la porosité effective, facteurs de dispersivité de l'aquifère, variations de densité des fluides et concentrations naturelles de solutés répartis dans le réservoir d'eau souterraine. Les emplacements et les points forts des sources de contamination doivent être connus ainsi que les facteurs de retard pour les solutés spécifiques avec les roches et les sols spécifiques de la zone. Le modèle d'écoulement est utilisé pour calculer la direction et la vitesse du mouvement du fluide, et les équations de transport de soluté sont superposées au modèle d'écoulement pour dériver les valeurs de mouvement et de retard des contaminants.

Pour résoudre les équations différentielles décrivant l'écoulement des fluides en milieux poreux, on recourt souvent aux méthodes numériques plutôt que d'utiliser des solutions analytiques. Les principales méthodes numériques utilisées en hydrogéologie sont la méthode des différences finies et celle des éléments finis.

II.4.1 Différences finies

Supposons que les variations de la hauteur piézométrique décrivent une fonction continue dans l'espace et dans le temps $h(x,t)$, un écoulement souterrain 2D horizontal en milieu saturé isotrope et homogène s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q'' = 0 \quad \text{Eq. 38}$$

Où T est la transmissivité qui peut varier dans l'espace (L^2T^{-1}), h est l'inconnue, et q'' est le terme source/puits qui, à chaque point, représente la somme algébrique de la densité de l'alimentation ou du débit à la sortie de l'aquifère, qui varie également dans l'espace. Ceci s'exprime en débit d'écoulement par unité de surface (LT^{-1}) et le terme est positif pour un puits et négatif pour une source.

Si aucun facteur de contrainte n'est appliqué sur le modèle ($q'' = 0$), l'équation 38 devient :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \quad \text{Eq. 39}$$

La fonction dérivative partielle de la variable $h(x)$ s'écrit :

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \left(\frac{h(x + \Delta x) - h(x)}{\Delta x} \right) \quad \text{Eq. 40}$$

Cette limite ($\Delta x \rightarrow 0$) peut être approximée en attribuant une petite valeur arbitraire à Δx . En fait, la discrétisation spatiale en petites cellules d'une grille orthogonale permet de calculer facilement cette approximation dans tout le domaine à modéliser. L'approximation est bonne lorsque Δx est relativement plus petit, les cellules sont plus petites dans les zones où une plus grande précision est nécessaire. Dans beaucoup de cas, et plus particulièrement dans l'encodage MODFLOW 2005 utilisé dans ce travail, les nœuds sont sélectionnés au centre des cellules : la modélisation par différence finies est appelé Block Centered Finite Difference (BCFD). En 2D horizontal, les nœuds sont numérotés séquentiellement et peuvent alors être désignés comme des nœuds (i, j) avec une hauteur piézométrique h_{ij} (colonne i , ligne j). La fonction continue $h(x,y)$ peut être exprimée dans les séries de Taylor en direction positive de x :

$$h(x + \Delta x) = h(x) + \Delta x \frac{\partial h(x)}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 h(x)}{\partial x^2} + \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 h(x)}{\partial x^3} + \dots + \frac{(\Delta x)^n}{n!} \frac{\partial^n h(x)}{\partial x^n} \quad \text{Eq. 41}$$

Si Δx est absolument plus petit, les termes à partir du 3^{ème} ordre de l'équation 41 peuvent être négligés car plus petits avec une signification insignifiante, cette équation devient alors :

$$h(x + \Delta x) \approx h(x) + \Delta x \frac{\partial h(x)}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 h(x)}{\partial x^2} \quad \text{Eq. 42}$$

En recherchant la solution de l'équation ci-dessus sur un domaine fini limité avec des conditions aux limites imposées, on considère des limites à charge imposée (Dirichlet) ou des flux imposés (Neuman). N'importe laquelle de ces deux conditions aux limites peut être imposée sur différents segments des limites. Les valeurs correspondantes de la charge ou des flux imposés sont supposées connues, ainsi que les valeurs de T et Q dans la totalité du domaine. Si l'équation est résolue en régime permanent ($\partial h / \partial t = 0$) et que T est isotrope, un maillage carré est superposé au domaine où l'équation doit être intégrée ; la taille du maillage est déterminée par la précision que l'on souhaite obtenir dans l'approximation numérique de la vraie solution. Les coordonnées x et y dans le domaine seront prises le long des côtés du maillage.

Le principe de la méthode des différences finies est la recherche de la valeur numérique, au centre de chacun des carrés, de la charge hydraulique qui est supposée représenter une valeur moyenne de la vraie charge de chaque maille.

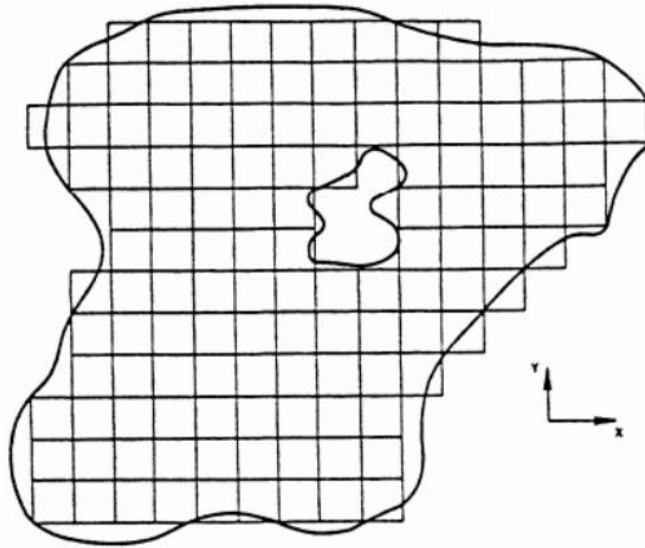


Figure 72 : Maillage carré de différences finies sur un domaine limité

II.4.2 Éléments finis

La méthode des éléments finis est une technique puissante et très flexible pour intégrer une équation différentielle partielle sur un espace. Elle comporte trois étapes principales :

- le domaine est décomposé en un ensemble d'éléments qui, en deux dimensions, sont généralement des triangles ou des quadrilatères, mais qui peuvent avoir des formes plus complexes ;
- sur chaque élément, la fonction inconnue $h(x, y)$ est décomposée sur un ensemble de fonctions de base connues $b_k(x, y)$ tel que :

$$h(x, y) = \sum_1^m a_k b_k(x, y)$$

Les inconnues sont alors les coefficients a_k dans chaque élément.

- On écrit une équation intégrale quelconque afin de s'assurer que $h(x, y)$ vérifie approximativement l'équation différentielle partielle en question ou celle de bilan de masse.

Chapitre III: Modèle d'écoulement de la nappe aquifère de la plaine de la basse Rusizi

Le contexte géologique, l'estimation de la recharge, le contexte hydrologique ainsi que l'hydrogéologie de la plaine de la basse Rusizi ont été largement discutés dans la première partie de ce travail de thèse.

Du point de vue géologique, l'aquifère de la plaine de la basse Rusizi débute sur un substratum protérozoïque moyen du Nord-Est au Sud-Est. Tout près des contreforts et tout au long des rivières qui traversent la plaine d'Est en Ouest, l'aquifère est localisé dans des cônes alluviaux constitués de blocs de cailloutis roulés et des graviers tandis que le reste de la partie orientale est recouvert par des dépôts fluviaux constitués de sable moyen à grossier. Le centre et le Sud-Ouest sont constitués par des dépôts fluvio-lacustres, le Nord-Ouest par des dépôts fluviaux de la Rusizi tandis que le Sud est constitué de cordons littoraux ainsi que des dépôts lacustres.

Lors de l'interprétation des données climatologiques recueillies auprès de la station Bujumbura-aéroport et de la station Imbo, on a remarqué que la zone autour de la station Bujumbura-aéroport reçoit moins d'eau de recharge que la zone autour de la station Imbo. Deux polygones seront créés suivant la méthode de Thiessen et la moyenne de la recharge sera introduite dans le modèle. La nappe est alors alimentée par l'infiltration directe issue des eaux des pluies ainsi que par les eaux des rivières qui traversent la plaine d'Est en Ouest.

La perméabilité (valeurs de conductivité hydraulique) varie d'Est en Ouest et du Sud vers Nord. Des polygones des valeurs de conductivités hydrauliques seront établis suivant la répartition spatiale de ces dernières. Les valeurs de conductivités hydrauliques sont faibles vers le contact entre la plaine alluviale et les contreforts paléozoïques excepté dans les cônes alluviaux; elles sont élevées au Sud-Ouest.

III.1 Hypothèses de modélisation

Le modèle conceptuel synthétise des données géologiques, hydroclimatologiques, hydrologiques et hydrogéologiques. Il admet des hypothèses comme :

- Les processus de tassement et de consolidation du milieu pouvant modifier les propriétés d'écoulement ne sont pas pris en compte (incompressibilités des terrains) ;
- Le milieu est poreux et isotrope ;

- La loi de Darcy est applicable ;
- La méthode de Dupuit est applicable ;
- La température de l'eau est constante ;
- La nappe aquifère est prise comme captive sur toute la plaine de la basse Rusizi ;
- Le modèle sera 2D horizontal supposant que les flux sont majoritairement horizontaux et que les gradients verticaux sont négligeables.

III.2 Logiciels utilisés et sources des données

Le logiciel utilisé pour la réalisation du modèle hydrogéologique d'écoulement est MODFLOW 2005 (Modular three dimensional finite difference water Flow). Ce logiciel fait partie du programme GMS (Groundwater Modelling System 10.4.6) développé par U.S Geological Survey. Le programme GMS permet de créer des couches d'information indépendantes qui contiennent les données utilisées par le modèle (zones de recharge, sources/puits, conductivités hydrauliques, points d'observation, conductances,...).

Le logiciel de Système d'Information Géographique (SIG) ArcGIS a été utilisé pour la création des shapefiles (couches de données géographiques) des données à entrer dans le modèle et l'extrapolation des altitudes sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT).

La liste des données qui ont servi à l'élaboration du modèle conceptuel :

- Cartes topographiques (feuilles Bujumbura et Bubanza) ;
- Shapefile de la plaine de la basse Rusizi ;
- Modèle Numérique de Terrain à 10 m de résolution ;
- Shapefile du réseau hydrographique ;
- Données des jaugeages et lectures de hauteurs d'eau dans les rivières Mpanda, Musenyi, Ntakangwa et Rusizi ;
- Données des précipitations et températures récoltées dans les stations hydroclimatologiques se trouvant dans la plaine ;
- Logs de forages anciens (1950-1960) et récents (2007-2015) pour estimer la géométrie des couches ;
- Essais de pompage réalisés dans les forages récents (calculs des valeurs de K ; 2007-2015) ;
- Coordonnées GPS des points d'observation.

III.3 Limites du modèle

Le modèle est limité au Nord, en partie par les contreforts paléozoïques et la rivière Nyamitanga. Sur toute la limite orientale, le modèle est limité par les contreforts paléozoïques des Mirwa. Au Sud, la rivière Ntakangwa et le lac Tanganyika ont été pris comme limites méridionales. A l'Ouest, il est limité par la rivière Rusizi et au niveau du delta, la petite Rusizi constitue la limite occidentale (figure 1).

Ces limites ont été choisies en tenant compte du contexte géologique local (extrait de la carte géologique du Burundi, feuille Bujumbura), de la carte de distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique et de la carte piézométrique de référence (2007-2015). La partie à modéliser a été modifiée par le logiciel SIG (ArcGIS) pour les données suivantes :

- Données hydrologiques : tracées des rivières, bases et hauteurs d'eau dans les rivières, longueurs d'écoulement,...
- Données hydrogéologiques : localisation des forages (points d'observation) et distribution spatiales des conductivités hydrauliques.

Le modèle est 2D horizontal. Le toit et la base de l'aquifère ont été interpolés du MNT en tenant compte des données des logs de forages. Le toit se réfère à la profondeur à laquelle la nappe a été touchée. Les niveaux piézométriques ont été déduits des hauteurs d'eau mesurées dans les forages avant les essais de pompage.

III.4 Conditions aux limites

Les limites décrites au point précédent ont été choisies en tenant compte des données géologiques, hydrologiques et hydrogéologiques. Trois types de conditions aux limites ont été choisis pour des limites latérales. En analysant la carte piézométrique de référence (2007-2015), l'écoulement général de la nappe se fait du Nord - Est vers le Sud - Ouest. La nappe est limitée sur la bordure Nord-Est - Sud-Est par le socle précambrien considéré comme imperméable (valeurs de K plus ou moins égales à 10^{-6} m/s). Depuis les contreforts paléozoïques vers la plaine alluviale, tous les flux sont supposés entrer par les rivières dans la nappe par sa limite orientale. Au Sud et à l'Ouest, le lac Tanganyika et la rivière Rusizi constituent respectivement les exutoires méridional et occidental de l'aquifère.

En tenant compte de cette situation décrite ci-haut, les conditions aux limites ont été choisies comme suit (figure 74) :

- Conditions à potentiel imposé (Dirichlet) : le niveau du lac Tanganyika (771 m) au Sud et l'altitude moyenne de la surface de l'eau de la rivière Rusizi à l'Ouest, depuis son contact avec la rivière Nyamitanga au Nord, jusqu'à son embouchure dans le lac Tanganyika ;
- Condition à flux nul (Neumann) : Du Nord-Est au Sud-Est (la limite constituée du socle précambrien est considéré comme imperméable) ;
- Condition mixte : au niveau de la rivière Ntahangwa au Sud, de la rivière Nyamitanga au Nord.

III.5 Facteur de contrainte (stress factor)

Le principal facteur de contrainte (stress factor) dans ce modèle (toit du modèle) est constitué par la recharge. La base du modèle est considérée comme étant imperméable. La recharge a été estimée à partir des données des précipitations et des températures collectées à partir de deux stations se trouvant dans la plaine de la basse Rusizi pour une période de 30 ans et deux zones de recharge ont été alors considérées (figure 73). Au Sud, le polygone représente 40% de la surface de la zone d'étude et la recharge a été estimée à 83,9 mm/an soit 0,00023 m/j tandis qu'au Nord, le polygone représente 60% de la surface totale de la zone d'étude et la recharge a été estimée à 147,6 mm/an, soit 0,000404 m/j. La recharge estimée à la station Bujumbura-aéroport (Sud) représente 11% des précipitations et celle estimée à la station Imbo (Nord) représente 17% des précipitations. La recharge moyenne de 122,2 mm/an a été alors introduite dans le modèle.

Les nouveaux forages ont été réalisés pour la plupart, à l'exception de quelques forages se trouvant au Sud de la plaine dans la zone industrielle et le long des plages du lac Tanganyika, dans le but d'approvisionner en eau potable les villages ruraux. La majorité de ces forages ont été équipés en pompes à motricité humaine. C'est pourquoi, dans ce travail de modélisation, nous considérons que l'aquifère de la plaine de la basse Rusizi n'est pas fortement sollicité par des pompages importants et que les débits pompés sont considérés comme négligeables pour influencer la piézométrie à l'échelle régionale.

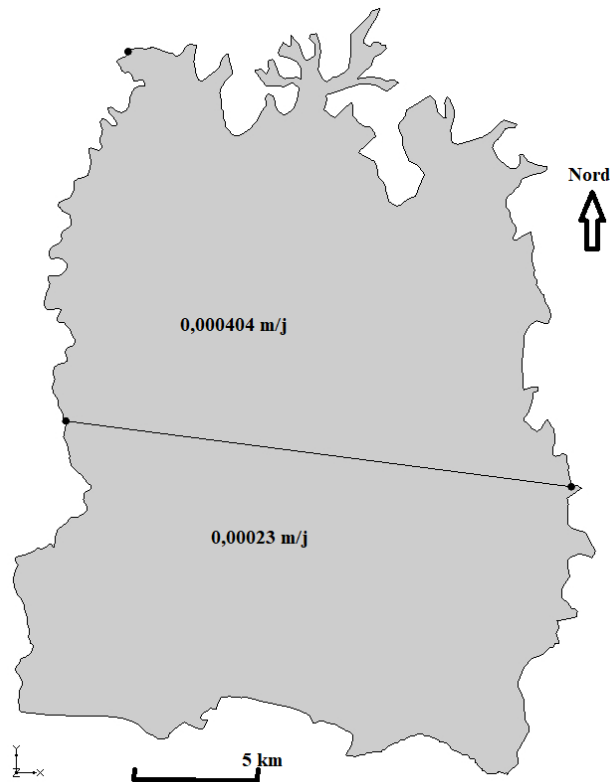


Figure 73 : Répartition spatiale des moyennes de recharge

III.6 Discretisation du modèle

Les données géologiques, hydrologiques et hydrogéologiques disponibles ont permis la discrétisation de la nappe aquifère de la plaine de la basse Rusizi par un modèle 2D horizontal avec des mailles carrées centrées de 200 m de côté (figure 74). La grille du maillage est orientée suivant les directions Nord-Sud (axe y) et Ouest-Est (axe x) avec :

- Longueur totale de l'axe x = 25970 m ;
- Longueur totale de l'axe y = 34440 m ;
- Dimension de chaque cellule : 200 m x 200 m ;
- Nombre total de cellules : 22490.

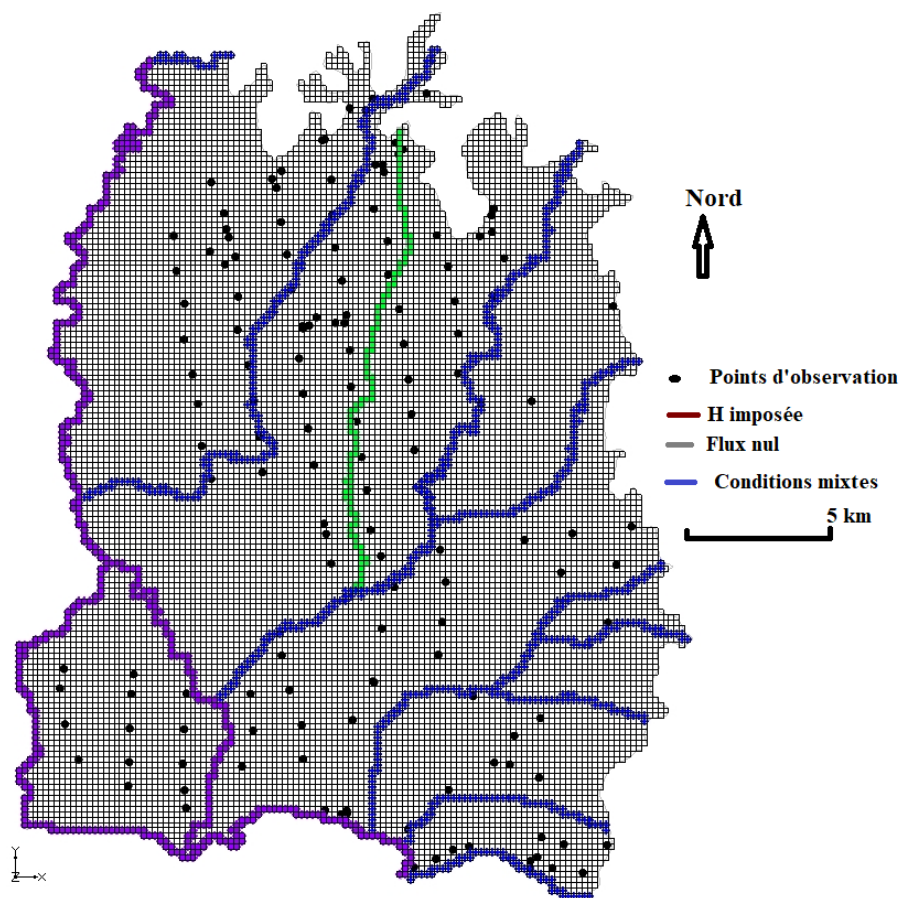


Figure 74 : Conditions aux frontières et discrétisation du modèle montrant un maillage carré de 200 m de côté et des points d'observation

III.7 Paramètres

Les valeurs de conductivité hydraulique ont été introduites dans le modèle par zone dans des polygones réalisés à partir des valeurs obtenues lors de l'interprétation des essais de pompage dans la première partie de ce travail. Dans les zones qui n'avaient pas connues de forages jusqu'en 2015, des valeurs approximatives de conductivité hydraulique y ont été introduites au départ de la modélisation en se référant à la géologie local. Au total, 58 polygones ont été créés avec une moyenne de valeur de conductivité hydraulique (K) dans chacun d'eux (figure 75). Les valeurs de conductance ont été également attribuées à chaque tronçon des rivières traversant la plaine d'Est en Ouest ainsi que sur le collecteur d'eau d'irrigation considéré comme un drain. Avec ces paramètres initiaux, la modélisation inverse sera utilisée afin d'obtenir une série des valeurs de conductivité hydraulique et de conductance qui minimisent l'erreur de calibration.

Tableau 22 : Valeurs des conductivités hydrauliques attribuées aux polygones du modèle

Polygone	K(m/s)	Polygone	K(m/s)	Polygone	K(m/s)	Polygone	K(m/s)
K1	0.0027	K16	0.001	K30	0.0001	K44	0.0028
K2	0.0021	K17	0.00021	K31	0.005	K45	0.0016
K3	0.0055	K18	0.00015	K32	0.00021	K46	0.0072
K4	0.000009	K19	0.0005	K33	0.000006	K47	0.0011
K5	0.00015	K20	0.0003	K34	0.0084	K48	0.0046
K6	0.00029	K21	0.00029	K35	0.0062	K49	0.00002
K7	0.00036	K22	0.00008	K36	0.000009	K50	0.0005
K8	0.00021	K23	0.000037	K37	0.00021	K51	0.0005
K9	0.00001	K24	0.00005	K38	0.00024	K52	0.003
K10	0.0061	K25	0.00024	K39	0.0016	K53	0.0075
K11	0.00014	K26	0.0046	K40	0.003	K54	0.0066
K12	0.00029	K27	0.0018	K41	0.002	K55	0.001
K13	0.000037	K28	0.00068	K42	0.0075	K56	0.0028
K14	0.0061	K29	0.0019	K43	0.00084	K57	0.00001
K15	0.0055					K58	0.0024

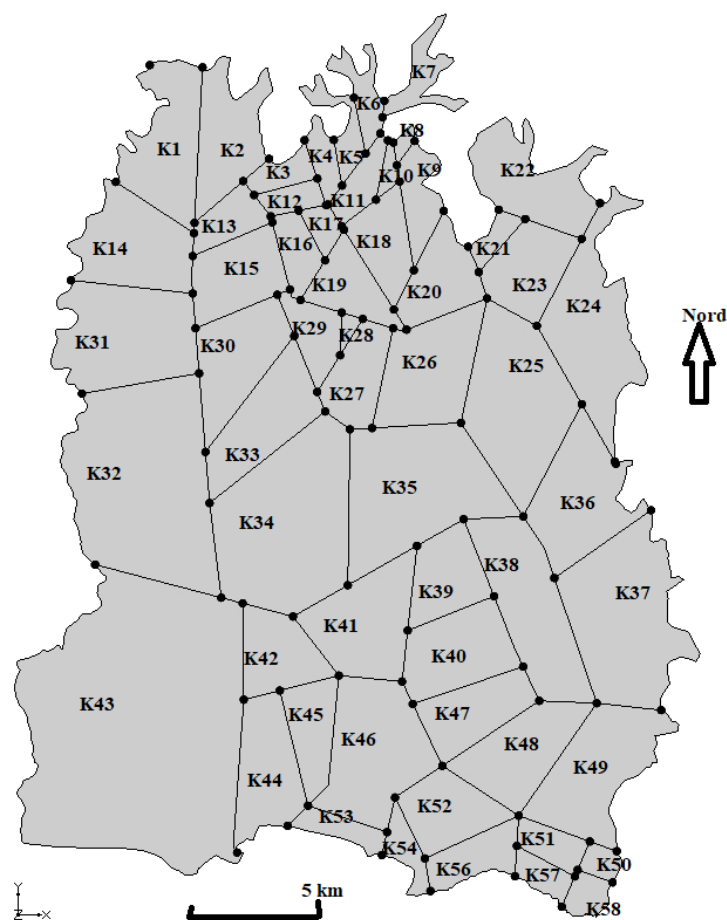


Figure 75 : Répartition spatiale des polygones des conductivités hydrauliques introduites dans le modèle

III.8 Résultats du modèle

III.8.1 Calibration du modèle

La piézométrie de référence sur laquelle le modèle est calibré est celle la plus récente qui correspond aux mesures de niveaux piézométriques réalisées dans les nouveaux forages de 2007 à 2015 (Ngenzebuhoro et al., 2021). A partir des altitudes et des profondeurs d'eau mesurées dans les forages, nous avons déduits les niveaux piézométriques dans 148 points d'observation. Le niveau piézométrique le plus élevé a été mesuré dans le forage BR55 (949,12 m) situé à la périphérie sud-est de la plaine vers le contact entre la plaine et les contreforts. Le niveau moyen du lac Tanganyika (771 m) est le plus bas et constitue l'exutoire méridional de la nappe.

La calibration a commencé par un essai-erreur, suivi d'une modélisation inverse automatique à l'aide de l'interface d'estimation des paramètres (PEST). Le modèle inverse ajuste systématiquement un ensemble de paramètres définis par l'utilisateur jusqu'à ce que la différence entre les valeurs calculées et observées soit minimisée.

La calibration du modèle d'écoulement de l'eau souterraine a été réalisée par la méthode d'estimation automatique des paramètres en ajustant les valeurs de conductivité hydraulique et de conductance. L'analyse de sensibilité montre que le modèle est fortement sensible à la conductivité hydraulique dans le Sud et le centre de la plaine, où les valeurs de conductivité hydraulique utilisées pour atteindre la calibration sont plus élevées que celles estimées par les résultats des essais de pompage. La figure 76 montre une comparaison entre les hauteurs calculées (h_{ca}) et observées (h_{mes}) autour de la ligne 1/1 et la moyenne d'erreur, Root Mean Square Error (RMSE) est de 4,8. La différence entre les hauteurs piézométriques calculées et observées est généralement inférieure à 2 m dans 114 forages et seulement dans un forage, une différence de plus de 5 m est observée (Tableau 23).

La carte piézométrique déduite du modèle (figure 77) est proche de la piézométrie de référence établie dans la première partie de ce travail dans les zones où les niveaux piézométriques ont été mesurés et servis à l'élaboration de la carte piézométrique de référence (Ngenzebuhoro et al., 2021). La carte piézométrique déduite du modèle a permis d'avoir les courbes isopièzes dans les zones qui n'avaient jamais été investiguées par les forages jusqu'en 2015.

Tableau 23 : Hauteurs piézométriques mesurées et celles calculées par le modèle

Forage	Valeur observée	Valeur calculée	Ecart	Forage	Valeur observée	Valeur calculée	Ecart
BR 02	898	898.0142	-0.0142	Ru130	803.43	805.7407	-2.3107
BR 03	867.85	868.9093	-1.0593	Ru133	810.65	810.4933	0.1567
BR 06	863.19	862.2194	0.9706	Ru146	810.9	810.391	0.509
BR 07	835.95	835.3412	0.6088	Ru149	808.3	810.7062	-2.4062
BR 08	841.99	842.2596	-0.2696	Ru127	795	798.1627	-3.1627
BR 15	856.95	856.7279	0.2221	Ru128	804.35	803.7689	0.5811
BR 16	834.75	835.5948	-0.8448	Ru151	806	807.515	-1.515
BR 17	844.35	844.6207	-0.2707	Ru154	810	808.5464	1.4536
BR 19	842.99	844.4873	-1.4973	Ru116	793.66	793.2736	0.3864
BR 20	851	848.0323	2.9677	Ru118	804.3	805.0095	-0.7095
BR 21	847.38	850.007	-2.627	Ru109	798	795.4812	2.5188
BR 22	830.09	827.7081	2.3819	Ru110	802	800.5369	1.4631
BR 23	826.95	825.213	1.737	Ru140	794.64	793.1007	1.5393
BR 24	811.57	810.667	0.903	Ru137	786.61	786.8554	-0.2454
BR 26	806.5	808.7258	-2.2258	Ru138	787	789.9446	-2.9446
BR 28	805.44	805.9734	-0.5334	Ru131	784.5	784.8004	-0.3004
BR 29	803.63	804.3725	-0.7425	Ru135	785.2	788.4837	-3.2837
BR 30	806.99	805.7474	1.2426	Ru115	792.2	792.2837	-0.0837
BR 31	861.59	861.6528	-0.0628	Ru107	787.47	786.9888	0.4812
BR 32	816.07	813.529	2.541	Ru106	792.6	790.8821	1.7179
BR 33	814.7	814.2598	0.4402	Ru104	785.76	782.5927	3.1673
BR 34	813.8	811.9656	1.8344	Ru105	793.67	794.7165	-1.0465
BR 35	814.33	811.8713	2.4587	Ru168	774.5	776.014	-1.514
BR 36	813.93	811.4598	2.4702	Ru172	771.68	773.5803	-1.9003
BR 37	814.79	811.1648	3.6252	Ru174	774	774.6551	-0.6551
BR 38	818.76	817.4263	1.3337	Ru103	792.89	791.8902	0.9998
BR 39	790.63	787.5717	3.0583	Ru173	773.5	772.8613	0.6387
BR 41	779.98	779.4676	0.5124	Ru169	773.91	774.4638	-0.5538
BR 42	779.53	779.4896	0.0404	Ru238	777.35	778.2681	-0.9181
BR 44	787.1	787.0873	0.0127	Ru175	772.36	772.1858	0.1742
BR 46	781.6	782.4083	-0.8083	Ru177	774.53	773.363	1.167
BR 48	773.41	773.6533	-0.2433	Ru147	789.44	788.4385	1.0015
BR 49	773.1	772.287	0.813	Ru167	791	791.5735	-0.5735
BR 50	774.5	774.3679	0.1321	Ru99	771.04	772.6483	-1.6083
BR 51	773.42	772.8312	0.5888	Ru190	773.08	773.5212	-0.4412
BR 52	776.42	778.0417	-1.6217	Ru195	773.64	774.4395	-0.7995
BR 54	832.1	830.1931	1.9069	Ru196	773.78	775.0115	-1.2315
BR 55	949.12	948.6899	0.4301	Ru191	772.32	774.5846	-2.2646
BR 56	836.9	838.1335	-1.2335	Ru193	772.46	774.1016	-1.6416
BR 57	788.3	787.1078	1.1922	Ru100	771.53	773.278	-1.748
BR 58	782.58	784.2366	-1.6566	Ru189	771.97	772.5274	-0.5574

Forage	Valeur observée	Valeur calculée	Ecart	Forage	Valeur observée	Valeur calculée	Ecart
BR 59	781.49	780.3848	1.1052	Ru200	769.83	772.0095	-2.1795
BR 60	774.8	773.163	1.637	Ru194	772.75	773.6273	-0.8773
BR 61	823.6	826.0424	-2.4424	Ru192	771.75	772.9509	-1.2009
BR 62	816.36	819.1504	-2.7904	Ru94	771.88	772.347	-0.467
BR 63	811.8	813.7785	-1.9785	Ru198	771.34	771.8959	-0.5559
BR 65	835.09	832.1691	2.9209	Ru199	771.65	771.6136	0.0364
BR 66	902.05	901.8947	0.1553	Ru170	812.6	813.0286	-0.4286
Ru150	819.55	823.4737	-3.9237	Ru152	792.8	793.9938	-1.1938
Ru162	832	832.8295	-0.8295	Ru153	802.4	801.7449	0.6551
Ru163	847	845.0302	1.9698	Ru83	850.6	850.213	0.387
Ru161	799.73	798.6442	1.0858	Ru179	823.53	822.028	1.502
Ru159	805.85	806.5129	-0.6629	Ru180	845	846.8983	-1.8983
Ru148	813.56	811.9468	1.6132	Ru171	841.3	839.1851	2.1149
Ru160	820.64	820.4799	0.1601	Ru176	819.95	822.2271	-2.2771
Ru164	830.6	832.2609	-1.6609	Ru178	810	810.4975	-0.4975
Ru158	800.6	798.9698	1.6302	Ru108	792.3	791.371	0.929
Ru157	804.95	804.8466	0.1034	Ru112	788.8	788.2045	0.5955
Ru143	811.87	810.3784	1.4916	Ru113	788.39	785.761	2.629
Ru155	817.25	817.6034	-0.3534	Ru184	786	787.3614	-1.3614
Ru156	822.65	823.819	-1.169	Ru183	784.9	790.8526	-5.9526
Ru165	828.55	827.1763	1.3737	Ru117	799.6	797.4987	2.1013
Ru123	799	798.4944	0.5056	Ru82	806.5	809.6061	-3.1061
Ru119	803	804.608	-1.608	Ru186	790.25	789.7704	0.4796
Ru136	812.5	813.0558	-0.5558	Ru188	792.89	795.1383	-2.2483
Ru141	814.9	816.4957	-1.5957	Ru187	794.1	792.1372	1.9628
Ru142	821.66	818.1853	3.4747	Ru185	798.94	799.5813	-0.6413
Ru134	822.27	822.6399	-0.3699	Ru182	794.3	794.1925	0.1075
Ru132	833.37	833.2243	0.1457	Ru181	800	802.6654	-2.6654
Ru121	810.77	814.7446	-3.9746	Ru95	836.95	838.096	-1.146
Ru122	812.38	815.5403	-3.1603	Ru84	834.08	834.8586	-0.7786
Ru125	813.5	814.7733	-1.2733	Ru90	846.27	844.7964	1.4736
Ru126	815.7	812.2787	3.4213	Ru97	846.46	847.5965	-1.1365
Ru129	827.04	826.9942	0.0458	Ru165	775.79	776.7997	-1.0097

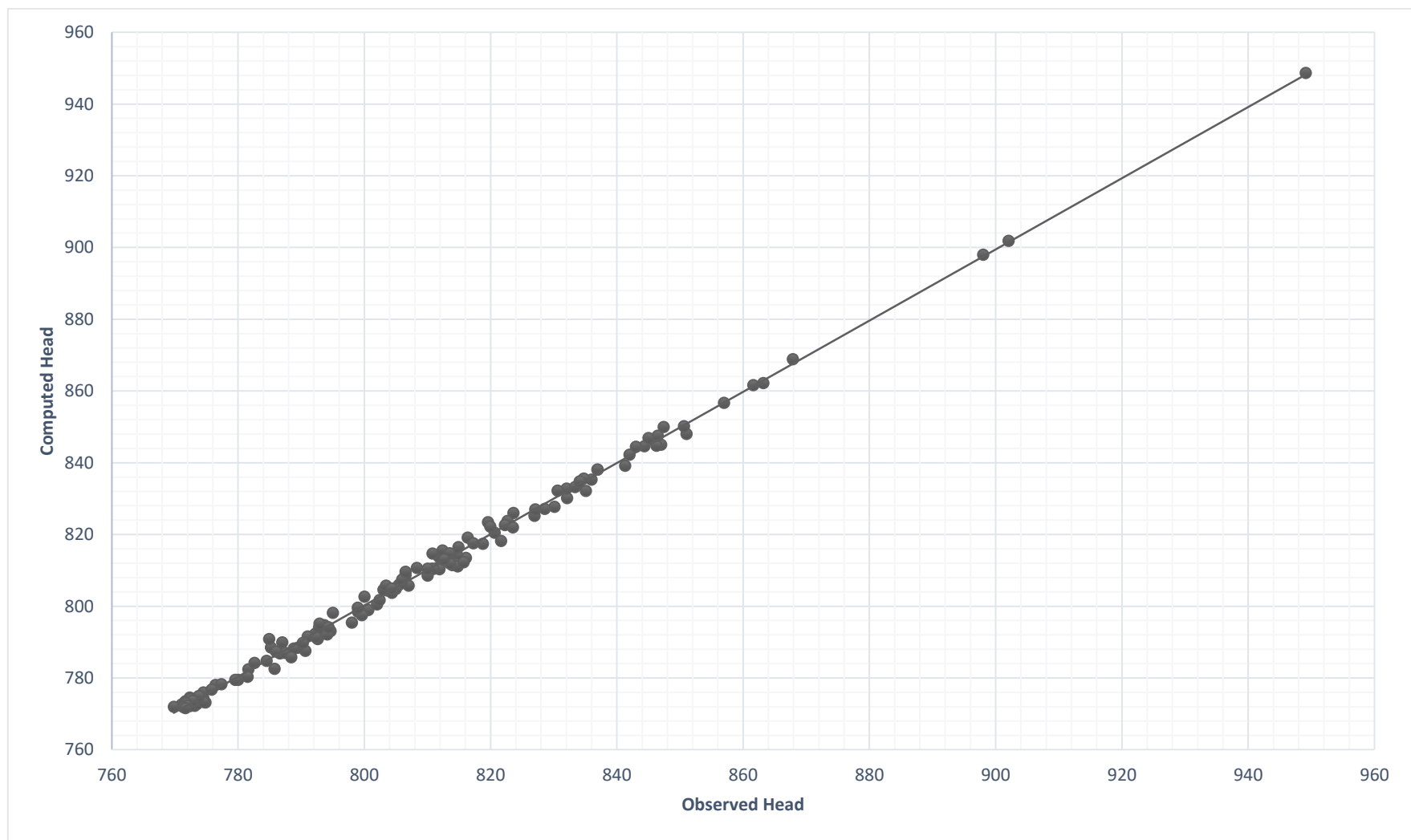


Figure 76 : Comparaison des hauteurs piézométriques calculées et mesurées après calibration du modèle d'écoulement en régime permanent

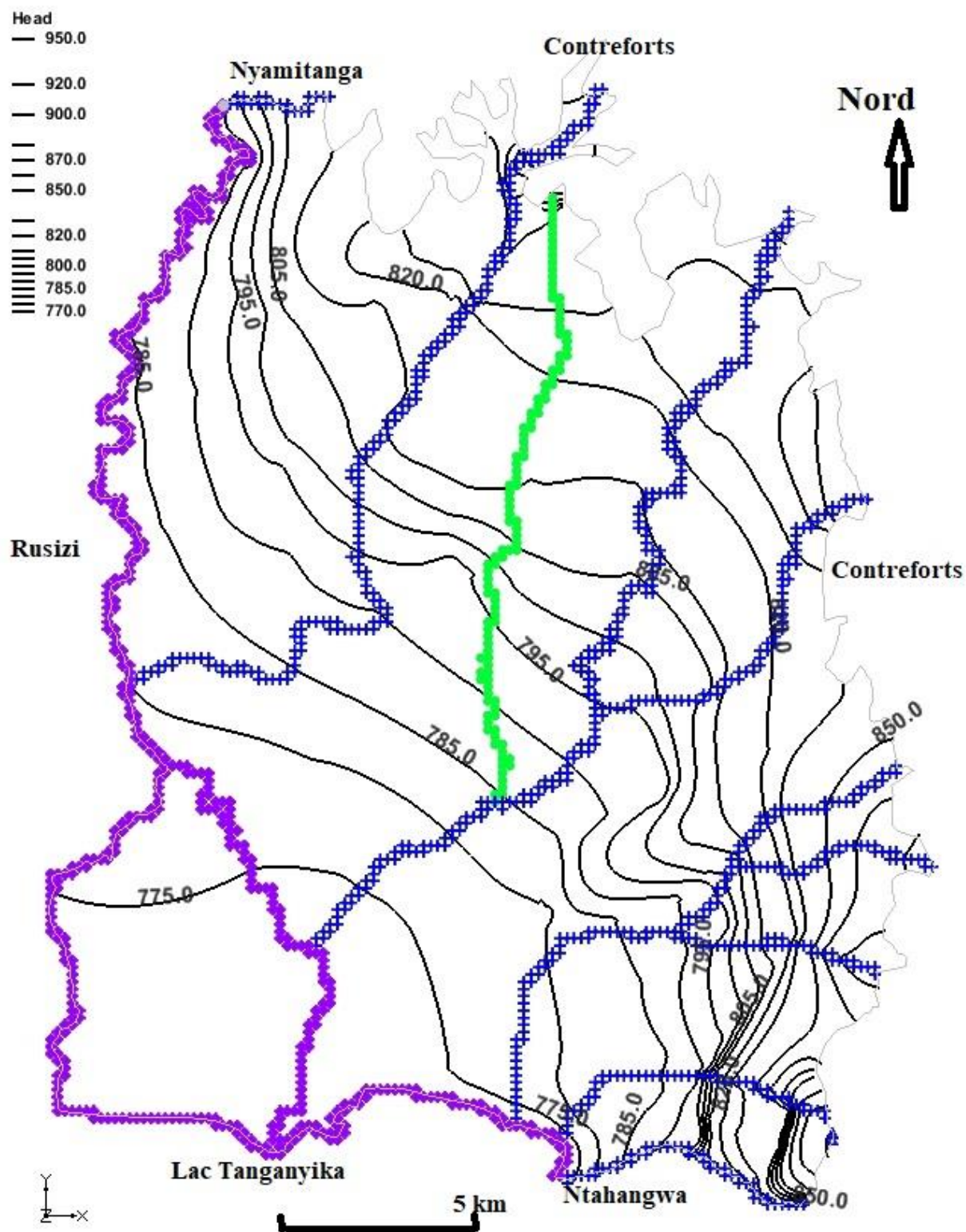


Figure 77 : Carte piézométrique simulée par le modèle

III.8.2 Résultats simulés

Le modèle a permis l'estimation des valeurs de conductivité hydraulique dans les différentes parties de la zone d'étude qui n'avaient jamais été investiguées par les forages jusqu'en 2015. En effet, la distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique estimées par le modèle confirme l'hétérogénéité de l'aquifère dans la plaine de la basse Rusizi.

Par rapport au reste de la plaine de la basse Rusizi, du Nord-Est au Sud-Est, correspondant à la limite entre la plaine alluviale et le socle précambrien, les valeurs de conductivité hydraulique sont généralement faibles et oscillent autour de 6×10^{-6} m/s, excepté la valeur observée dans le polygone K50 où elle est estimée à 5×10^{-4} m/s (Sud-Est). De l'Est vers l'Ouest de la plaine, la calibration du modèle a permis l'estimation des valeurs de conductivité hydraulique comme suit:

- Dans les dépôts fluviatiles de la rivière Mpanda (polygones K23, K25, K35, K39, K41, K42, K42), les valeurs de conductivité hydraulique augmentent de l'amont vers l'aval de $3,7 \times 10^{-5}$ m/s (K23) à $7,5 \times 10^{-3}$ m/s (K42) ;
- Dans les dépôts fluviatiles de la rivière Kajeke (polygones K11, K17, K16, K29, K30, K33, K32), les valeurs de conductivité hydraulique sont faibles vers l'aval, 6×10^{-6} m/s (K33) et relativement élevées dans les cônes alluviaux localisés tout près du contact entre la plaine alluviale et le socle Précambrien, $3,6 \times 10^{-4}$ m/s (K7);
- Dans les dépôts fluviatiles des affluents directs du lac Tanganyika, constitués par les polygones K38, K57 et K58, les valeurs de conductivité hydraulique varient entre 1×10^{-5} et $2,4 \times 10^{-4}$ m/s ;
- Dans les dépôts fluviatiles de la Rusizi, limite occidentale, depuis la rivière Nyamitanga au Nord jusqu'au Sud (polygones K1, K14 et K31), les valeurs de conductivité hydraulique varient entre $2,7 \times 10^{-3}$ et $6,2 \times 10^{-3}$ m/s ;
- Dans les dépôts fluvio-lacustres, les valeurs de conductivité hydraulique varient entre $1,5 \times 10^{-4}$ et $1,8 \times 10^{-3}$ m/s ;
- Vers le centre de la plaine, entre les rivières Kajeke et Mpanda, se trouve un périmètre constitué de barrières littorales représenté par le polygone K34, la valeur de conductivité hydraulique estimée par le modèle est de l'ordre de $8,3 \times 10^{-3}$ m/s ;
- Dans le delta de la Rusizi, la valeur de conductivité hydraulique estimée par le modèle est de $8,4 \times 10^{-4}$ m/s ;

- Dans les dépôts lacustres, vers le lac Tanganyika, les valeurs conductivité hydraulique estimées par le modèle varient entre $2,8 \times 10^{-3}$ et $7,5 \times 10^{-3}$ m/s.

Les directions d'écoulement des eaux souterraines sont également visualisées à l'aide du modèle mathématique développé. Logiquement, les flux principaux (couleur bleue dans la Figure 78) sont plus concentrés dans les zones où les valeurs de conductivité hydraulique sont plus élevées : dans les barrières littorales, les dépôts lacustres, les cônes alluviaux de la rivière Kajeke, et les dépôts fluvio-lacustres situés dans le delta de la Rusizi. Les flux d'eau souterraine sont plus faibles (couleur rouge dans la Figure 78) vers la limite orientale au contact entre la plaine alluviale et le socle précambrien ainsi qu'en aval de la rivière Kajeke où les valeurs de conductivité hydraulique restent faibles.

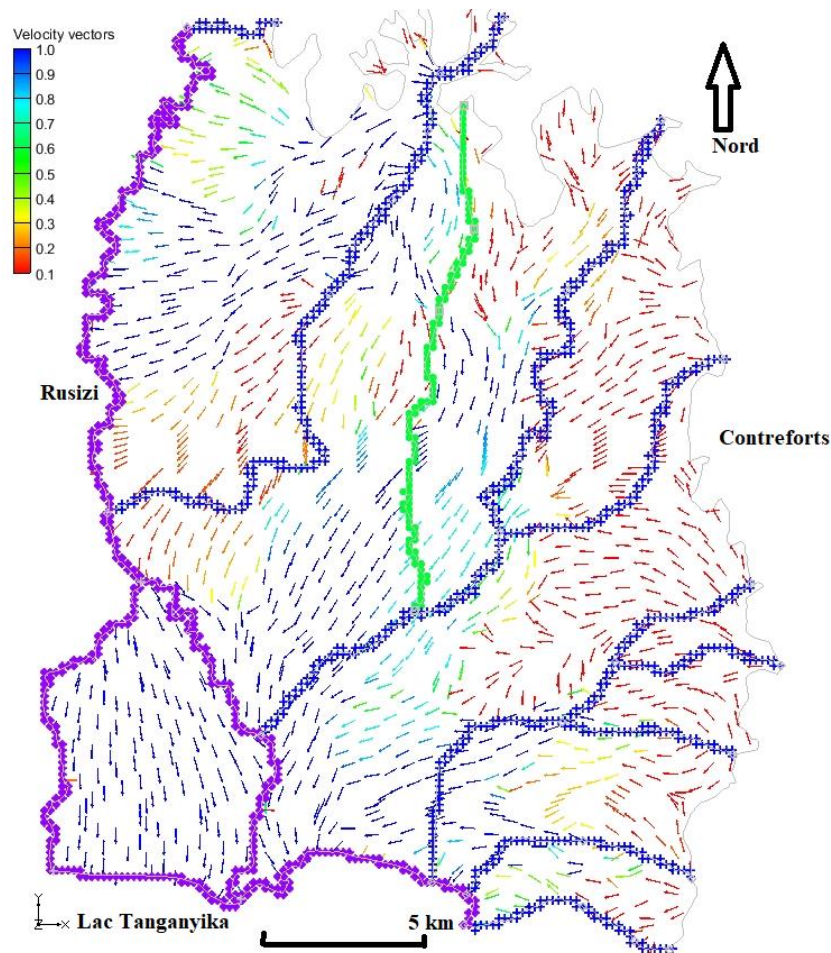


Figure 78 : Intensité des vecteurs des flux calculés par le modèle

Comme discuté ci-dessus et illustré par la carte piézométrique simulée par le modèle et celle de référence, les rivières qui traversent la plaine d'Est en Ouest sont drainées par la nappe depuis leurs entrées dans la plaine alluviale à l'exception de la rivière Mpanda, qui au contraire draine la nappe vers la limite nord-est de la plaine. Etant donné que la frontière orientale du modèle a été considérée comme imperméable et que l'eau qui entre par cette limite passe par les rivières, le modèle mathématique a permis l'estimation des échanges d'eau entre l'aquifère et les rivières. Le tableau 24 illustre les interactions entre l'aquifère et les rivières par l'estimation des flux entrant dans l'aquifère et ceux sortant de l'aquifère pour chaque rivière où les conditions mixtes ont été imposées durant le processus de calibration. Ces échanges ou interactions entre l'aquifère et les rivières estimés par le modèle mathématique confirment les observations sur les orientations des courbes isopièzes (carte piézométrique de référence) qui indique les parties de l'aquifère où il draine les rivières et d'autres où il est drainé par les rivières. On remarque que seule la rivière Mpanda draine l'aquifère depuis son entrée dans la plaine alluviale et elle est en équilibre hydrodynamique avec l'aquifère au centre de la plaine jusqu'au point où elle se jette dans la rivière Rusizi. L'aquifère draine les rivières Kajeke, Mutimbuzi, Nyabagere et Ntakangwaga (tableau 24) vers la limite orientale de la plaine alluviale. Le total des débits entrant dans le modèle via ces rivières (tableau 24) est de 525.108,491 m³/j, soit un débit de 6,077 m³/s et ceux sortant de la nappe via la rivière Mpanda sont estimés à 27559,03 m³/j, soit un débit de 0,318 m³/s.

Tableau 24 : Conductances introduites dans le modèle (C) et flux calculés (Q) par le modèle pour différents tronçons des rivières traversant la zone d'étude

Rivière	C (m ² /s)	Q calculé (m ³ /day)	Rivière	C (m ² /s)	Q calculé (m ³ /day)
Nyamitanga	0.00012	+16,570	Murago	0.0000058	+2,016
Kajeke	0.001	+273,162	Gikoma	0.00008	+39,727
Ninga	0.00038	0	Mutimbuzi	0.0000058	+4,275
Mpanda	0.000015	-27,559	Nyabagere	0.0002	+82,945
Musenyei	0.0000058	+4,793	Ntakangwa	0.00006	+57,419
Muzazi	0.00003	+16,642			

+ : aquifère draine la rivière ; - : rivière draine l'aquifère

Les flux entrant dans l'aquifère par recharge directe sont estimés par le modèle à 1,78 x10⁵ m³/j, soit 2,06 m³/s.

Pour des limites à potentiel imposé, le modèle a également permis d'estimer les échanges qui se font entre la nappe aquifère et la rivière Rusizi d'une part, entre la nappe aquifère et le lac Tanganyika d'autre part. Les flux entrant et sortant calculés par le modèle pour ces limites sont

illustrés par le tableau 25. On peut observer que le lac Tanganyika et la rivière Rusizi (tronçon entre Kajeke et Nyamitanga) sont les limites où les flux sortants sont les plus importants. A la limite occidentale du delta, les flux entrent dans l'aquifère à partir de l'aquifère se trouvant de l'autre côté de la frontière en RDC (figure 78).

Tableau 25 : Flux sortants (-) et entrant (+) calculés par le modèle sur différents tronçons de la rivière Rusizi et sur la limite sud du lac Tanganyika

Type	Q m ³ /j	Q m ³ /s
Rusizi (depuis Kajeke jusqu'à Nyamitanga)	-536879,3	-6,21
Rusizi (entre kajeke et point de séparation en deux rivières)	7703,264	0,089
Grande Rusizi	-89188,95	-1,03
Petite Rusizi	+262805,8	3,04
Tanganyika	-620613,51	-7,18

Le bilan dans la nappe aquifère de la plaine de la basse Rusizi a été estimé en utilisant l'interface zone budget package dans Modflow. Le bilan hydrogéologique pour l'ensemble de la zone d'étude est présenté dans le tableau 26. Il montre les limites où une quantité importante d'eau entre dans le modèle et les limites où un important débit d'eau souterraine sort du modèle. En analysant le tableau 26, nous pouvons observer qu'aux limites à potentiel imposé, les quantités d'eau entrant dans le modèle représentent moins de la moitié des flux sortants du modèle. Ces sorties sont alors équilibrées par la recharge directe et l'interaction entre l'aquifère et les rivières qui traversent la plaine d'Est en Ouest.

Tableau 26 : Bilan hydrogéologique des flux calculé par le modèle dans la plaine de la basse Rusizi

Source de flux	Flux entrant (m ³ /day)	Flux sortant (m ³ /day)
Hauteur imposée	993,377	-1,969,650
Drains	0	0
Rivière	821,606	-23,164
Recharge	177,809	0
Total	1,992,792	1,992,814

Chapitre IV : Simulation de transport de polluants dans la plaine de la basse Rusizi. Cas de la zone industrielle

Le chapitre III de cette partie a permis d'estimer les paramètres jouant un grand rôle lors des discussions sur l'écoulement souterrain ou le mouvement d'eau dans l'aquifère poreux de la plaine de la basse Rusizi en développant un modèle d'écoulement pour la gestion quantitative de la ressource en eau. En effet, avec la demande croissante de l'eau dans cette partie du Nord-Ouest du Burundi, et avec l'intensification de l'utilisation de cette ressource dans la consommation humaine, l'agriculture, l'élevage et l'industrie, le problème de qualité/pollution devient le facteur limite dans le développement et l'utilisation de cette eau.

Le problème de pollution de l'eau souterraine n'a pas besoin seulement d'être associé avec l'approvisionnement de l'eau pour des besoins domestiques, industriels et d'agriculture (Bear & Verruijt, 1987). De sérieux problèmes environnementaux apparaissent lorsque l'eau souterraine polluée émerge à la surface de la terre, ou passe à travers les rivières et les lacs (Bear & Verruijt, 1987).

Les éléments présents dans l'eau sous forme d'ions, de molécules ou de particules solides ne subissent seulement le transport mais également des réactions (Domenico & Schwartz, 1998). Le processus de transport d'éléments dans ce chapitre se limitera sur l'advection. L'advection est un transport d'éléments dû simplement à l'écoulement de l'eau dans laquelle les éléments sont dissouts (Domenico & Schwartz, 1998). La direction et la vitesse de transport coïncident avec celles de l'eau souterraine (Domenico & Schwartz, 1998).

Un autre phénomène qui nécessite beaucoup de données sur les polluants est la dispersion. C'est un processus de mélange de fluide qui développe une zone de mélange entre un fluide de composition adjacente ou déplacée par un fluide de composition différente (Domenico & Schwartz, 1998).

Quatre sources peuvent être à la base de la pollution de l'eau souterraine (Bear & Verruijt, 1987) :

- Environnementale : ce type de pollution est dû à l'environnement dans lequel s'effectue l'écoulement de l'eau souterraine. Par exemple, dans l'écoulement à travers les roches carbonatées, l'eau dissout de petites quantités, mais parfois des quantités importantes de la roche.

- Domestique : la pollution domestique peut être causée par la rupture accidentelle des égouts, par la percolation des fosses septiques, par la pluie s'infiltrant dans les décharges sanitaires, ou par la recharge artificielle des aquifères par les eaux usées, après avoir été traitées à différents niveaux.
- Industrielle : dans de nombreux cas, un seul système d'évacuation des eaux usées dessert à la fois les zones industrielles et résidentielles. Dans ce cas, on ne peut pas faire la distinction entre la pollution industrielle et la pollution domestique, bien que leurs compositions et par conséquent, le type de traitement dont elles ont besoin et la pollution qu'elles provoquent sont complètement différentes.
- Agricole : cette source de pollution est due à l'eau d'irrigation et celle de pluie qui dissolvent et transportent les engrais, les sels, les herbicides, les pesticides, etc., lorsqu'elles s'infiltrant à travers la surface du sol, traversent la zone non saturée et atteignent la nappe aquifère. L'irrigation avec des eaux usées récupérées peut également servir de source de pollution pour un aquifère sous-jacent.

La modélisation du transport de polluants dans la plaine de la basse Rusizi n'est pas du tout facile à réaliser faute de disponibilité de données sur les sources de pollutions. Aucune autre étude similaire n'a été faite jusqu'aujourd'hui dans cette partie du Burundi. Le choix de la partie sud de la plaine qui comprend la ville de Bujumbura et la zone industrielle a été motivé par la sollicitation intense des eaux souterraines par l'industrie, l'hôtellerie ainsi que les particuliers. La décharge et le traitement des eaux usées de la ville de Bujumbura se trouvant au Nord du lac Tanganyika peuvent être une source de pollution de l'eau souterraine qui coule vers ce lac (carte piézométrique développée par le modèle d'écoulement) qui constitue le réservoir le plus important d'eau douce et qui approvisionne en grande partie la ville de Bujumbura en eau potable.

IV.1 Diffusion, Advection et Dispersion

Les processus qui interviennent dans le transfert souterrain d'un polluant soluble dans un milieu poreux saturé sont la diffusion, l'advection et la dispersion (Dassargues, 1991).

La diffusion moléculaire est le déplacement du polluant dû au gradient de concentration de ce polluant et décrite par la loi de Fick (Domenico & Schwartz, 1998). La présence d'une phase solide restreint la surface de diffusion d'un soluté (polluant) et la turbulence du trajet d'écoulement augmente la distance sur laquelle le soluté doit diffuser (Ingebritsen & Sanford, 1998).

Greenkorn et Kessler (1972) expriment le coefficient de diffusion dans les milieux poreux comme (Ingebritsen & Sanford, 1998) :

$$D_m = \frac{n_e}{\tau} D_w \quad \text{Eq. 43}$$

Où D_m est la diffusion moléculaire, n_e est la porosité efficace, τ est le vecteur de tortuosité, D_w est le coefficient de diffusion moléculaire. La tortuosité est définie ici comme la distance le long du chemin que la molécule devrait suivre entre deux points divisée par la plus petite distance entre ces deux points. En milieu poreux, la tortuosité est toujours supérieure à 1. L'effet de tortuosité et de la porosité fait que D_m est toujours inférieur à D_w .

L'advection est tout simplement le mouvement d'une masse chimique avec l'écoulement de l'eau souterraine où les solutés se déplacent à la même vitesse que l'eau souterraine et aucun gradient de concentration n'est requis pour que le transport se produise (Ingebritsen & Sanford, 1998). Elle est exprimée par l'équation 44 :

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -v_x \frac{\partial C}{\partial x} \quad \text{Eq. 44}$$

Où v_x est la moyenne de la vitesse linéaire en direction de x . Cette équation peut être comprise intuitivement comme décrivant la translation d'une distribution de concentration en direction de x à la vitesse v_x .

La vitesse du transport par advection est décrite également par l'équation de Darcy (Domenico & Schwartz, 1998) :

$$v = \frac{K}{n_e} \frac{\partial h}{\partial l} \quad \text{Eq. 45}$$

Où v est la vitesse linéaire de l'eau souterraine, K est la conductivité hydraulique, n_e est la porosité efficace et $\partial h / \partial l$ est le gradient hydraulique.

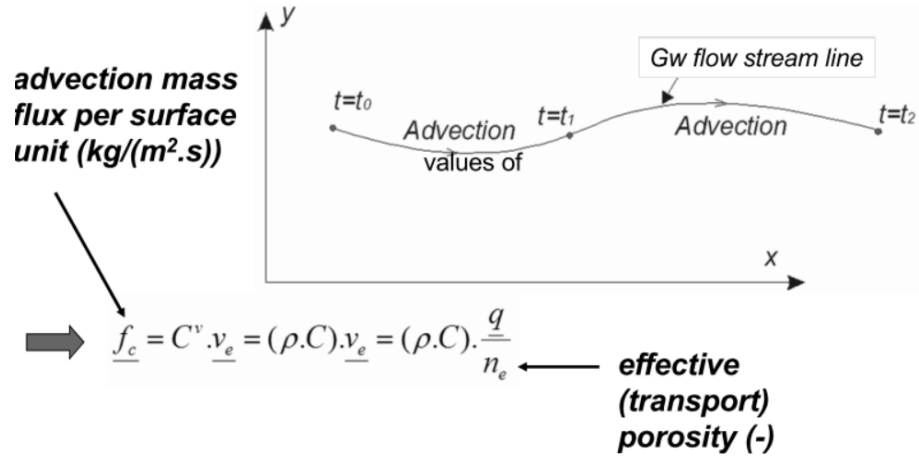


Figure 79 : Schéma de transport de polluant par advection (Dassargues, 2018)

L'hétérogénéité des milieux poreux crée des champs de vitesse de l'eau souterraine très complexes à l'échelle des pores et régionale (Ingebritsen & Sanford, 1998). Les variations dans le champ de vitesse créent un processus de transport indirect appelé *dispersion mécanique* (Ingebritsen & Sanford, 1998).

La dispersion mécanique est décrite par la loi de Fick comme (Dassargues, 2018) :

$$f_d = -D \cdot \text{grad}(\rho C) \quad \text{Eq. 46}$$

D : tenseur de dispersion mécanique, ρ : viscosité.

La dispersion mécanique est un mélange causé par les variations locales de vitesse autour d'une vitesse moyenne d'écoulement. Ainsi, la dispersion mécanique est un processus advectif et non chimique (Bear & Verruijt, 1987).

L'addition entre la diffusion et la dispersion mécanique conduit à la dispersion hydrodynamique.

Le coefficient de dispersion hydrodynamique peut être défini comme suit :

$$f_h = f_m + f_d \quad \text{Eq. 47}$$

$$f_h = -D_m \cdot \rho \cdot \text{grad}C - D \cdot \rho \cdot \text{grad}C \quad \text{Eq. 48}$$

$$f_h = -D_h \cdot \rho \cdot \text{grad}C \quad \text{Eq. 49}$$

Avec : $D_h = D + D_m \cdot I$

D_h : Tenseur de dispersion hydrodynamique (m^2/s).

IV.2 Conditions initiales et aux frontières

Les conditions aux limites pour le transport de soluté sont complémentaires aux conditions aux limites d'écoulement (Dassargues, 2020). Les conditions initiales incluent les informations sur la distribution de la concentration au temps $t = 0$ pour tous les points de la région considérée, R (Bear & Verruijt, 1987).

$$c = c(x, 0) \text{ dans } R$$

IV.2.1 Conditions aux limites de Dirichlet

Une condition de Dirichlet imposée sur une frontière correspond à imposer la valeur de la concentration sur une frontière considérée (Dassargues, 2020). Ces valeurs sont imposées à chaque nœud de la limite (équation 50):

$$C(x, y, z, t) = g'(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 50}$$

Où $g'(x, y, z, t)$ est une fonction dépendant des coordonnées x, y, z et du temps t . Il est courant de prescrire une concentration nulle ou de bruit de fond de soluté C_0 aux limites situées en amont par rapport à la direction d'écoulement par advection (Dassargues, 2020). Ceci est généralement combiné avec des conditions d'écoulement permettant un flux d'eau souterraine entrant à travers la frontière.

C'est la première sorte de condition aux frontières, Condition aux frontières de Dirichlet.

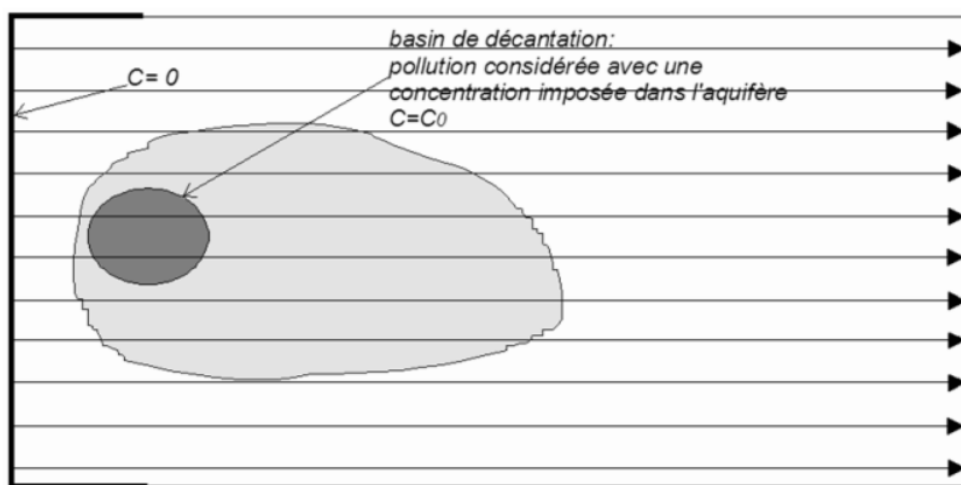


Figure 80 : Cas illustratif de condition de Dirichlet pour le transport de soluté correspondant à des concentrations imposées dans le cas d'un champ d'écoulement supposé uniforme

IV.2.2 Conditions aux limites de Neumann

Une condition de Neumann sur une limite correspond à imposer la dérivée de la concentration dans la direction normale à la frontière (Dassargues, 2020) :

$$\nabla C^v \cdot n = \frac{\partial C^v}{\partial n}(x, y, z, t) = g''(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 51}$$

Où $g''(x, y, z, t)$ est une fonction connue dépendant des coordonnées x, y, z et du temps t . Il est généralement difficile d'évaluer la valeur de flux massique de dispersion hydrodynamique non nul à prescrire sur une frontière. Dès lors, ce type de condition est essentiellement utilisé pour prescrire un flux de dispersion nul à travers une frontière en utilisant $\partial C^v / \partial n = 0$. Lorsqu'elle est combinée à une hauteur piézométrique imposée, seul un flux massique d'advection est permis à travers la frontière (Dassargues, 2020).

C'est la condition aux frontières de Neumann ou 2^{ème} type de condition aux frontières

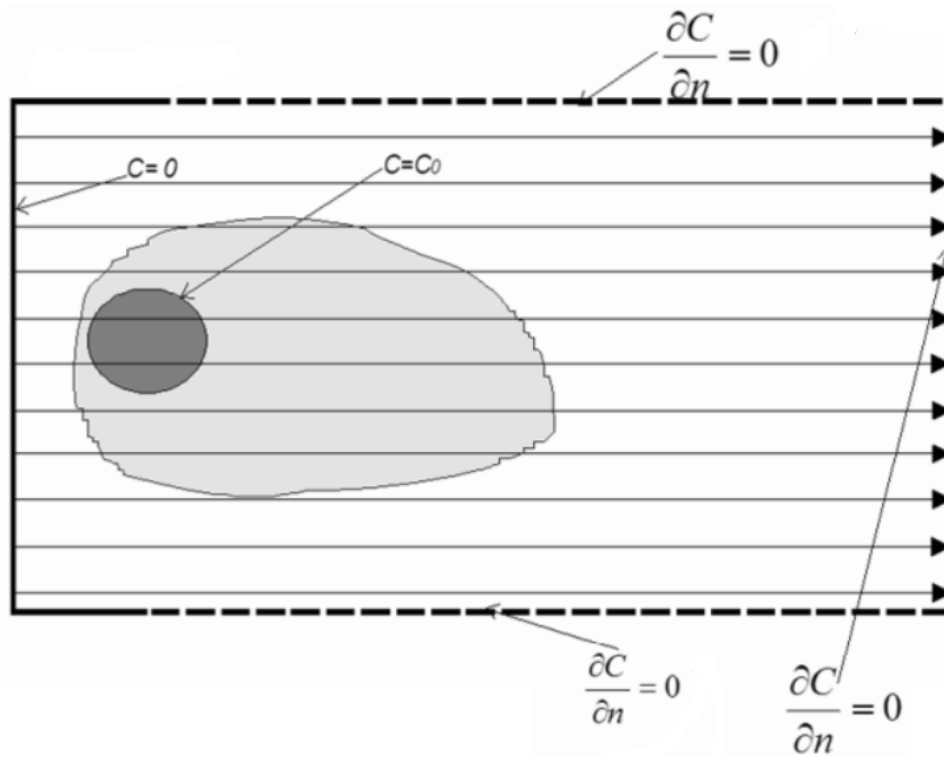


Figure 81 : Conditions de Neumann nulle associée à une hauteur piézométrique imposée pour l'écoulement avec un flux massique d'advection toléré

IV.2.3 Conditions aux limites de Cauchy

Une condition de Cauchy sur une limite correspond à imposer une combinaison linéaire de la concentration et de sa dérivée dans la direction normale à la frontière (Dassargues, 2020) :

$$a \frac{\partial C^v}{\partial n}(x, y, z, t) + b C^v(x, y, z, t) = g'''(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 52}$$

Où $g'''(x, y, z, t)$ est une fonction donnée dépendant des coordonnées x, y, z et du temps t , a et b sont des coefficients. Son utilisation correspond à imposer la somme des flux massiques d'advection et de dispersion hydrodynamique à travers la frontière concernée (Dassargues, 2020) :

$$n.(qC^v - n_m D_h \cdot \nabla C^v) = q_n C^v(x, y, z, t) - n_m D_{h,n} \frac{\partial C^v}{\partial n}(x, y, z, t) = q'''(x, y, z, t) \quad \text{Eq. 53}$$

Où $q'''(x, y, z, t)$ est le flux massique total prescrit normal à la frontière, q_n est le flux d'advection normal à la frontière.

Le plus souvent, ce type de condition est utilisé pour imposer une limite totalement imperméable avec des flux massiques d'advection et de dispersion hydrodynamique nuls (Dassargues, 2020).

C'est la condition aux frontières de Cauchy ou troisième type de condition aux limites.

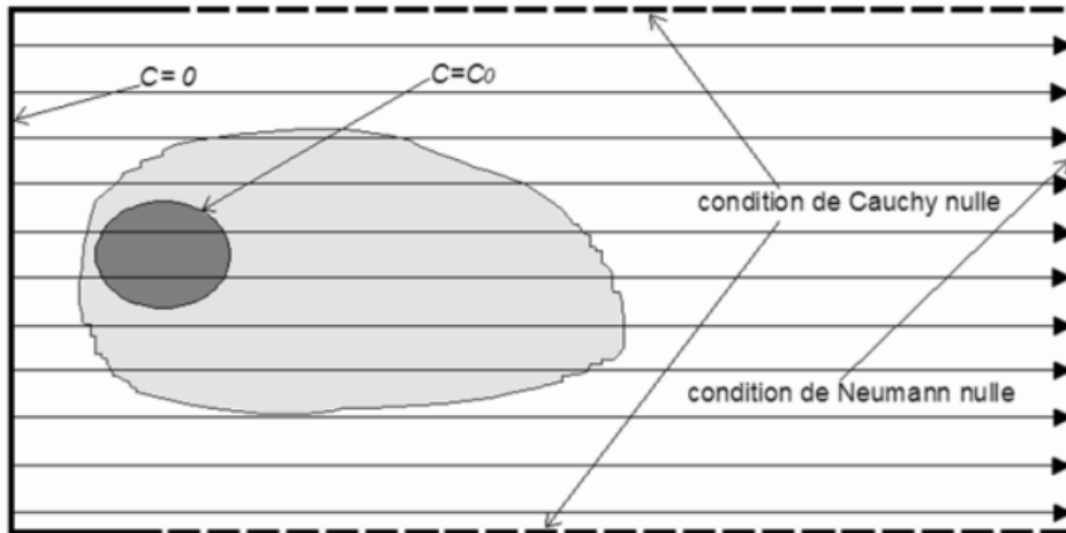


Figure 82 : Conditions de Cauchy nulles pour le transport équivalent à la combinaison de deux conditions de Neumann nulles

IV.3 Simulations de transport de polluants dans la zone industrielle de la plaine de la basse Rusizi

IV.3.1 Limites de la zone industrielle et conditions aux frontières

La zone industrielle dans la plaine de la basse Rusizi est localisée au Nord de la ville de Bujumbura, capitale économique du Burundi. Les industries sont implantées dans cette zone depuis le Sud de la plaine jusqu'à la transversale 15. Dans ce travail, trois industries ont été choisies (figure 83), il s'agit des industries AFRITEXTILE (industrie de transformation du coton et de fabrication des tissus), FOMI (industrie d'engrais organo-chimique) et SAVONOR (industrie de savonnerie et différentes sortes d'huiles). En plus de ces industries, une décharge et un lac de traitement des eaux usées (figure 83) qui y ont été installés depuis les années 1970, seront pris en considération lors de la simulation du transport de polluants. Les limites de cette zone sont la grande Rusizi à l'Ouest, le lac Tanganyika et la rivière Ntakangwa au Sud, les contreforts paléozoïques à l'Est ; au Nord on a choisi la transversale n°14 (figure 11).

Comme pour le modèle d'écoulement de toute la plaine de la basse Rusizi, la zone industrielle étant une partie sud de cette plaine, le modèle régionale de toute la plaine a été calibré et validé au chapitre III de cette troisième partie de ce travail et donc le modèle d'écoulement local de cette petite zone sera extrait du modèle régional reprenant les conditions qui ont été imposées aux frontières. Les conditions aux limites ont été choisies comme suit (figure 84) :

- Conditions de Dirichlet imposées aux limites sud (lac Tanganyika), ouest (rivière Rusizi) et nord – nord-est (niveau piézométrique calculé par le modèle régional) ;
- Conditions de Neumann imposées à la limite orientale (contact entre la plaine alluviale et les contreforts précambriens) ;
- Conditions de Cauchy imposées au Sud au niveau de la rivière Ntakangwa.

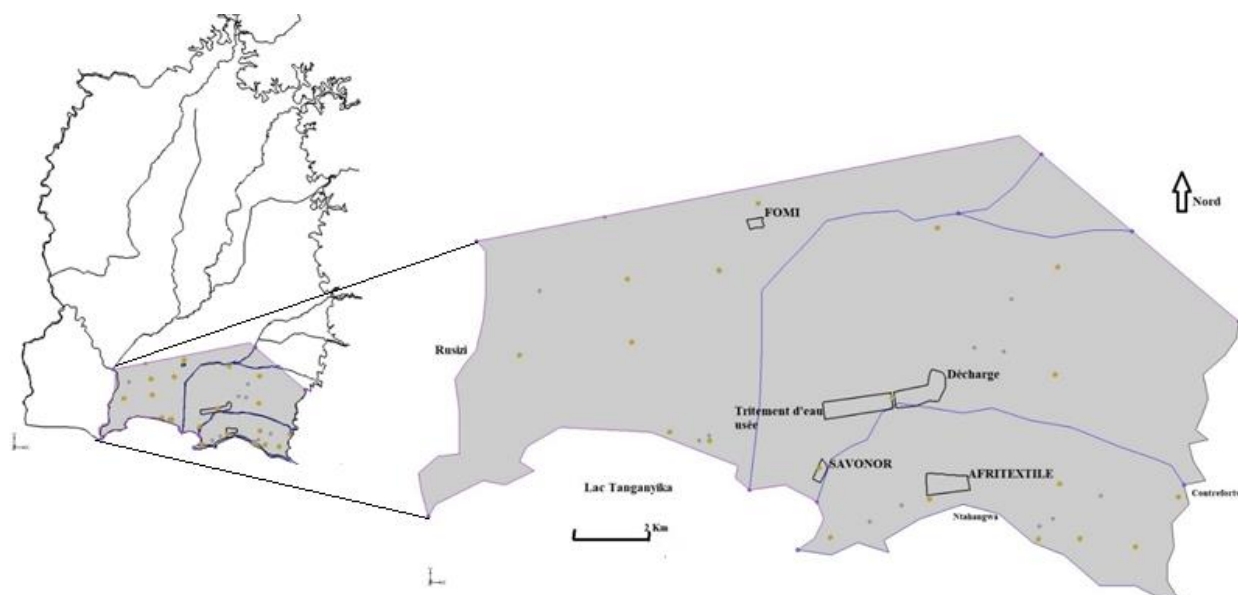


Figure 83: Localisation géographique de la zone industrielle dans la plaine de la basse Rusizi (point en jaune : forages ; lignes bleues : rivières)

IV.3.2 Hypothèses de travail et logiciel utilisé

La modélisation de transport de polluants dans une zone nécessite des données sur certains polluants connues à base d'analyses chimiques réalisées sur des échantillons d'eau souterraine. Or, dans cette zone de la plaine de la basse Rusizi, seules les analyses chimiques qui ont été réalisées dans le cadre de cette thèse peuvent fournir quelques informations hydrochimiques de la nappe aquifère de la basse Rusizi. Comme nous n'avons aucune information sur la nature des polluants pouvant détériorer ou modifier l'état chimique de l'eau, nous avons opté de faire une modélisation par advection en prenant comme sources de pollution potentielles, les différents sites illustrés par la figure 83.

Le logiciel utilisé est MODPATH qui fait partie du programme GMS (Groundwater Modelling System). MODPATH est un code de suivi des particules qui est utilisé en conjonction avec MODFLOW. Après avoir lancé une simulation MODFLOW, l'utilisateur peut désigner l'emplacement d'un ensemble de particules. Les particules sont alors suivies dans le temps en supposant qu'elles sont transportées par advection en utilisant le champ de flux calculé par MODFLOW. Les particules peuvent être suivies soit en avant dans le temps (forwards), soit en arrière dans le temps (backwards). Les analyses de suivi des particules sont particulièrement utiles pour délimiter les zones de capture ou les zones d'influence des puits.

Après avoir calibré le modèle d'écoulement par MODFLOW, la simulation de transport de polluants est réalisée en prenant comme hypothèses suivantes :

- Le polluant est miscible à l'eau de l'aquifère et ne modifie pas sensiblement la distribution de vitesse de l'eau dans laquelle il s'est mélangé ;
- Le mouvement de l'eau est supposé connu en tout point de la zone d'étude ;
- La phase solide est considérée comme immobile (pas de déplacement relatif des grains, pas de subsidence) ;
- Les mouvements d'eau et de polluant n'ont pas de composante thermique ;
- Les apports externes de polluants sont négligés ;
- Le milieu est isotrope et saturé ;
- Le régime est permanent et le paramètre principal est la porosité efficace ;
- La dispersivité longitudinale et la dégradation linéaire sont négligées.

IV.3.3 Modèle d'écoulement local

IV.3.3.1 Discretisation du modèle

Le modèle d'écoulement de la plaine de la basse Rusizi (régional) au chapitre III a été discrétisé par un modèle 2D horizontal avec des mailles carrées centrées de 200 m de côté. Le modèle de la zone industrielle (local) développé à partir du modèle régional (plaine de la basse Rusizi) est discrétisé par un modèle 2D horizontal et cette fois-ci plus raffiné par des mailles carrées centrées de 100 m de côté. La grille du maillage est orientée suivant les directions Nord-Sud (axe y) et Ouest-Est (axe x) avec (figure 84) :

- Longueur totale de l'axe x = 18460 m ;
- Longueur totale de l'axe y = 10540 m ;
- Dimension de chaque cellule : 100 m x 100 m ;
- Nombre total de cellules : 19610.

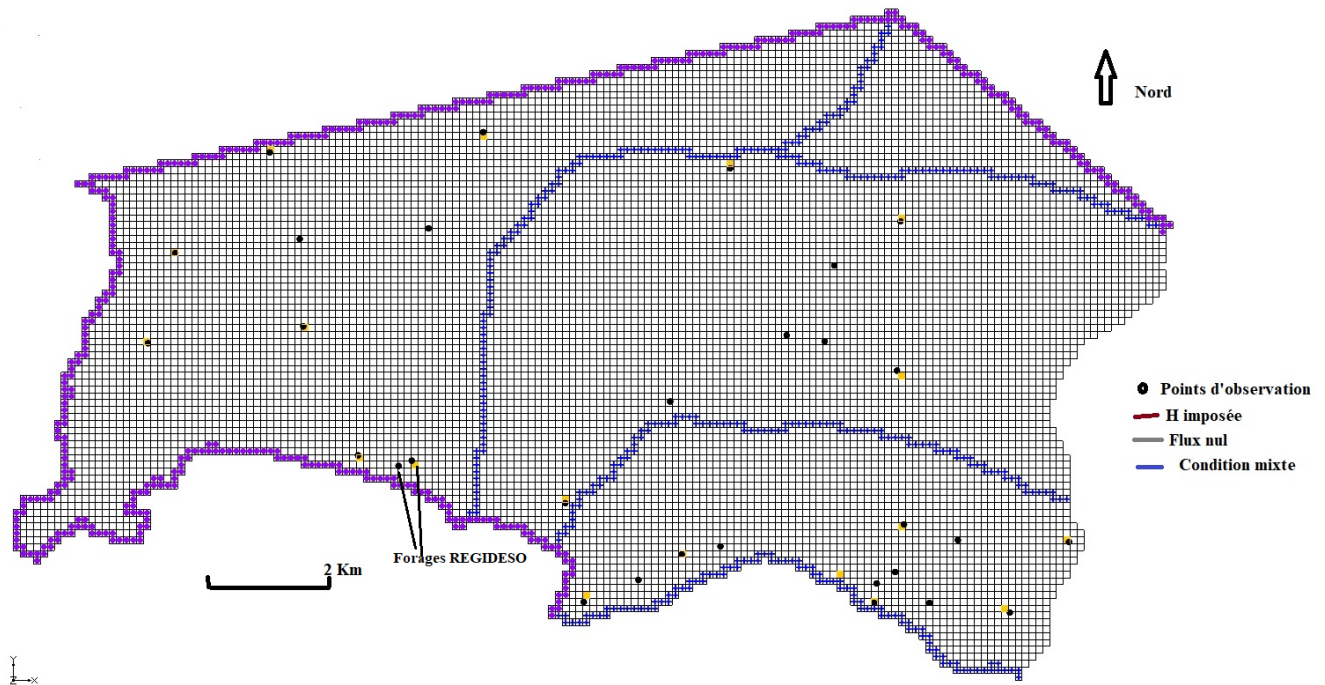


Figure 84 : Maillage du modèle local de la zone industrielle/Plaine de la basse Rusizi

IV.3.3.2 Calibration du modèle d'écoulement local

Plus la taille de la cellule est petit plus les résultats de la calibration sont raffinés. Le modèle local d'écoulement de la partie industrielle de la plaine de la basse Rusizi a été discrétisé par un maillage centré de 100 m de côté alors que celui de toute la plaine de la basse Rusizi avait 200 m de côté.

En analysant la carte piézométrique de la zone industrielle déduite du modèle (figure 85), on remarque que l'écoulement général de l'eau souterraine est orienté du Nord-Est vers le Sud de la plaine avec comme exutoire de la nappe aquifère, le lac Tanganyika. Les courbes piézométriques sont serrées à l'Est et espacées dans le reste de la zone d'étude. Le modèle régional et le modèle local indiquent que cette zone, à l'exception de la partie orientale, a des valeurs de conductivité hydraulique élevées de l'ordre de 8×10^{-3} m/s.

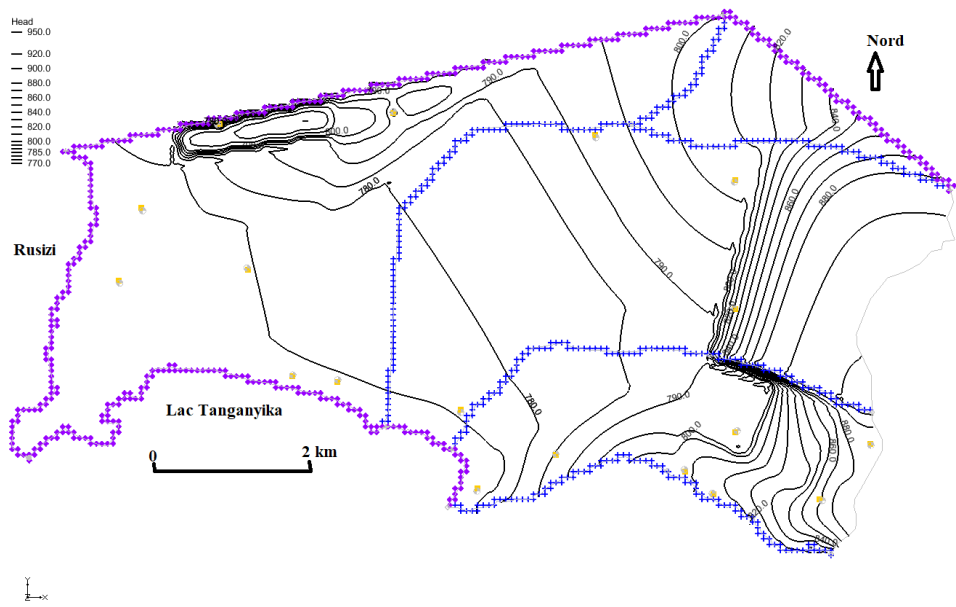


Figure 85 : Carte piézométrique de la zone industrielle déduite du modèle

La direction des flux a été matérialisée par des vecteurs montrant leur intensité dans Modflow après calibration du modèle local de la zone industrielle. La figure 86 indique que les flux principaux (couleur bleue) sont concentrés dans une direction Nord-Est – Sud et se terminent dans le lac Tanganyika. Ces flux principaux sont également associés aux polygones dans lesquels les valeurs de conductivité hydraulique sont élevées et sont fortement concentrés dans les zones constituées par la décharge, le lac de traitement des eaux usées, les industries AFRITEXTILE et SAVONOR.

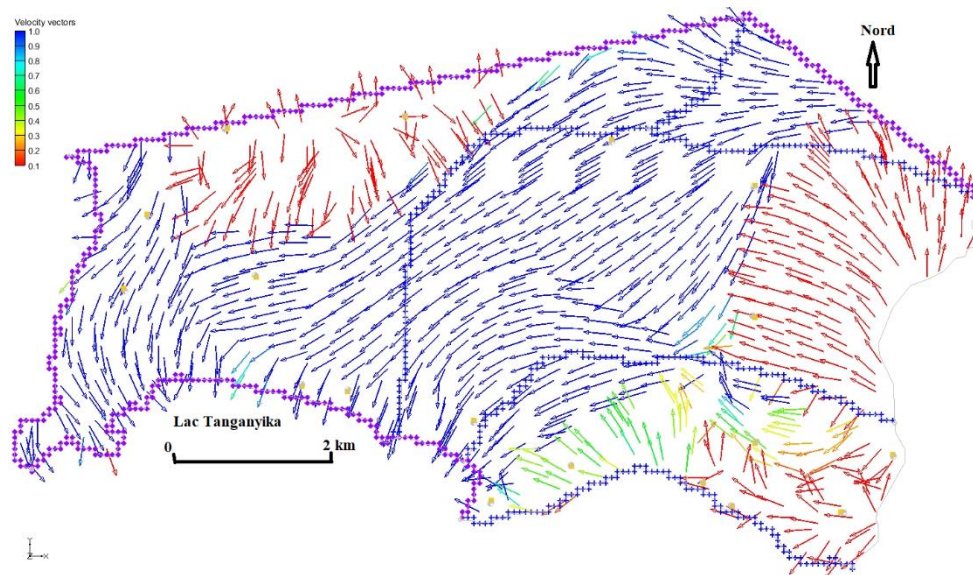


Figure 86 : Intensité des vecteurs des flux calculés par le modèle

IV.3.4. Simulation de transport de polluants

Dans ce travail, deux simulations de suivi des particules seront effectuées pour analyser les effets à long terme de la contamination provenant de la décharge, du site de traitement des eaux usées et des industries. Dans un premier temps, une simulation utilisera le suivi inverse (backwards) des particules provenant de certains forages pour voir si la zone d'influence des forages en question est en relation directe avec les sites choisies. Une autre simulation utilisera le suivi direct (forwards) à l'aide d'un réseau de particules partant de la décharge, du site de traitement des eaux usées et des industries pour analyser la région de contamination potentielle de ces derniers.

Le problème discuté ici, est une extension de celui qui a été discuté dans MODFLOW lors de la construction du modèle conceptuel. Dans cette partie concernant le transport de polluants par advection, une zone Sud du modèle régional de la plaine de la basse Rusizi qui a été modélisée par un maillage plus raffiné mais en imposant les conditions aux frontières extraites du modèle régional, connaît aujourd'hui l'utilisation croissante des eaux souterraines par des forages privés et deux forages de la REGIDESO (figure 88) se trouvant à quelques 200 m du lac Tanganyika à l'Ouest de la rivière Mutimbuzi. Ces forages de la REGIDESO servent comme adduction en eau potable des villages du delta de la Rusizi. La solution issue de ce modèle d'écoulement raffiné par un nouveau maillage de 100 m x 100 m, sera utilisée comme champ d'écoulement pour la simulation de suivi des particules. MODPATH contient une porosité par défaut de 0,3 mais pour le cas de la zone industrielle dans plaine de la basse Rusizi, une porosité de 0,02 (2%) a été introduite à chaque cellule.

IV.3.4.1. Suivi inverse des particules (backward-tracking)

Le backward-tracking ou suivi inverse des particules est fait dans le temps et dans l'espace. Il s'agit de générer une ou plusieurs particules dans chaque maille du domaine à chaque pas de temps de la discrétisation temporelle. Les particules sont ensuite déplacées par backtracking afin de déterminer leur position initiale ($t = 0$). Pour ces simulations, MODPATH crée des particules à chaque cellule qui contient un forage d'extraction et étend un ensemble de trajectoires à partir des forages considérés dans la direction d'écoulement des particules. Quelques forages d'extraction ont été choisis et des simulations ont été lancées pour suivre le trajet des particules et constater leur influence par rapport aux industries, à la décharge et au lac de traitement des eaux usées. Les simulations ont été lancées en deux temps, le premier à 1500 jours et le deuxième à 3000 jours. La

figure 87 montre les zones d'influence respectivement à 1500 et 3000 jours. Deux zones d'influence sont visibles, la zone la plus large de 3000 jours est visible à l'Est de la zone industrielle et la plus petite de 1500 jours. De façon générale, il n'y a pas de grandes différences entre les deux pas de temps. On note que ces trajectoires ne s'étendent pas vers les sites choisis d'industries, de décharge et de lac de traitement des eaux usées à l'exception du seul forage se trouvant au Nord de la zone qui a une influence sur l'industrie FOMI.

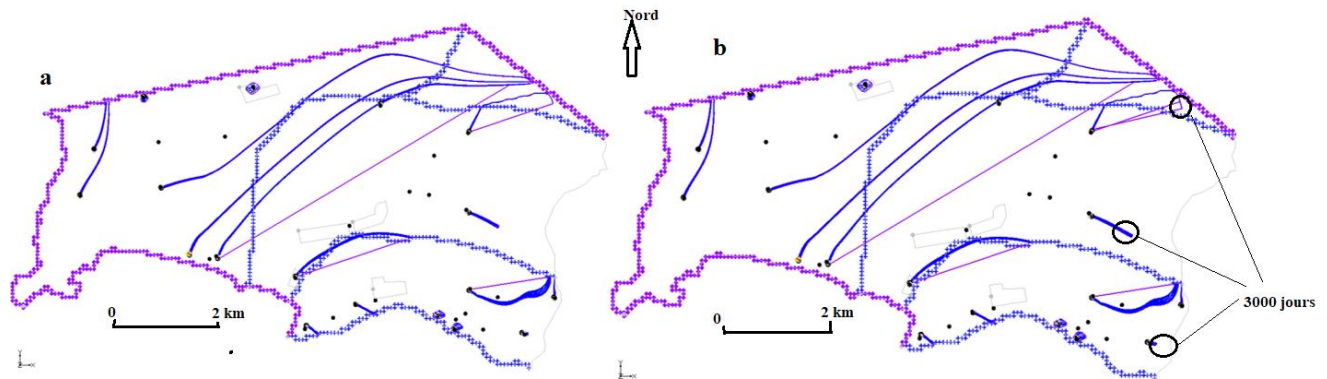


Figure 87 : (a) Champ de capture à 1500 jours ; (b) Champ de capture à 3000 jours

IV.3.4.2. Suivi direct des particules (forward-tracking)

De nouveaux sites de départ de polluants ou particules sont créés en faisant des polygones représentant les industries, la décharge et le traitement des eaux usées. Les particules seront placées au toit de la nappe aquifère pour simuler l'entrée des polluants à partir de la surface. Le modèle a maintenant un ensemble de trajectoires de particules provenant des sites choisis. Trois simulations ont été effectuées avec des débits comme les plus élevés pompés dans les forages considérés jusqu'à la stabilisation du rabattement de la nappe aquifère :

- D'abord en supposant qu'aucun pompage n'est effectué dans les forages de la zone (figure 88a) ;
- Ensuite, en introduisant deux pompages respectifs de 1080 et 1200 m³/jour pour les forages de la REGIDESO et SAVONOR
- Et enfin, en introduisant trois pompages respectifs de 1200, 1080 et 1200 m³/jour pour les forages REGIDESO et SAVONOR et le forage privé (figure 88c).

En analysant les trois simulations représentées par la figure 88 (a, b et c), on constate que toutes les particules provenant des sites choisis terminent leurs trajectoires dans le lac Tanganyika,

mais la vitesse et les champs des trajectoires des polluants potentiels augmentent avec l'élévation du débit de pompage :

- Pour la première situation, où il n'y a aucun pompage ($Q = 0$), la figure 88a montre des champs de trajectoires réduits. Aucun forage n'est concerné par la trajectoire des polluants ;
- Pour la seconde situation, où Q varie entre 1080 et 1200 (REGIDESO et SAVONOR), les champs de pollutions deviennent plus larges et la figure 88b montre que les champs captant des forages se trouvant au Sud, le long du lac Tanganyika, sont concernés par les polluants potentiels venant de la décharge et du lac de traitement des eaux usées d'une part et le forage SAVONOR est concerné par la pollution potentielle venant de l'industrie AFRITEXTILE d'autre part ;
- Pour la troisième situation, où, en plus de ces deux pompes considérées ci-haut, on fait un troisième pompage dans le forage privé (Ouest du forage REGIDESO) avec un débit de $1200 \text{ m}^3/\text{jour}$, le champ de trajectoire des polluants s'étend beaucoup plus vers l'Ouest (figure 88c).

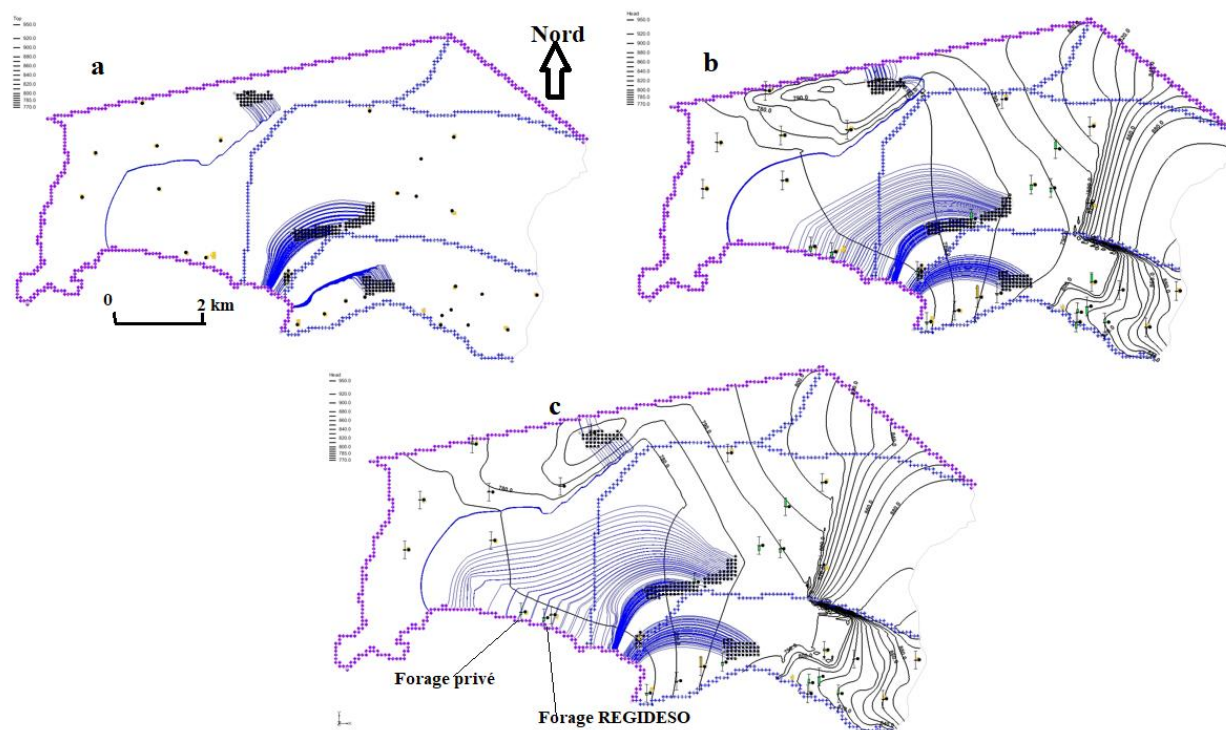


Figure 88 : Trajectoires des particules provenant des industries, décharge et traitement des eaux usées pour les trois situations présentées ci-haut

De cette simulation de transport de polluants, on déduit que les sites choisis dans la zone industrielle de la plaine de la basse Rusizi ont une grande influence sur les eaux souterraines exploitées dans les forages se trouvant au Sud de plaine. Ainsi, les forages de la REGIDESO qui servent d'eau potable à la population du delta de la Rusizi ainsi que les forages privés se trouvant le long des plages du lac Tanganyika sont beaucoup plus menacés par les polluants qui proviendraient du site de traitement des eaux usées et de la décharge.

Des analyses chimiques et bactériologiques périodiques sont nécessaires pour pouvoir évaluer la qualité de cette eau et prévenir en cas de danger. On constate également, qu'en plus du lac de traitement des eaux usées et de la décharge, les industries AFRITEXTILE et SAVONOR constituent des sources potentielles de pollution pour beaucoup de forages qui sont installés dans la trajectoire des particules provenant de ces deux industries. Le changement de direction des particules supposées provenir de l'industrie FOMI (figure 88) serait dû à l'hétérogénéité des formations de l'aquifère (valeurs de conductivité hydraulique) et au sens d'écoulement de la nappe qui s'écoule dans cette zone vers le Sud-Ouest.

Conclusion générale et recommandations

L'évaluation des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère et physico-chimiques de l'eau souterraine, la modélisation mathématique et la simulation de transport de polluants dans la plaine de la basse Rusizi ont été réalisées en se basant sur plusieurs données géologiques, hydrométéorologiques, hydrogéologiques et hydrogéochimiques issues des rapports, des travaux scientifiques et des données brutes recueillies dans différents services et entreprises comme l'IGEBU, l'OBM, le BCG, la REGIDESO et l'entreprise ROBUCO ainsi que celles collectées sur terrain et analysées au laboratoire.

La synthèse des données historiques en rapport avec la géologie, couplée avec les nouvelles données issues de la récente campagne de forage (2007-2015) a conduit à l'élaboration de blocs diagrammes et des esquisses faciologiques des formations confinant l'aquifère et celles constituant la couche aquifère. On remarque que, dans la plaine de la basse Rusizi, l'eau souterraine circule dans une nappe aquifère hétérogène montrant une évolution faciologique nette du Nord-Est vers le Sud-Ouest. D'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud de la zone d'étude, cette nappe hétérogène est marquée par des variations latérales et verticales très nettes qui débutent sur des roches précambriennes altérées et fracturées, suivies de blocs de cailloutis roulés dans les cônes alluviaux tout près des contreforts précambriens, puis par des sables grossiers à graveleux dans les dépôts fluviaux des affluents de la Rusizi, des sables grossiers dans les barrières littorales, des sables fins dans les dépôts lacustres et des sables fins argileux dans les dépôts fluvio-lacustres. Le toit et la base de l'aquifère sont constitués respectivement par de l'argile et de la roche saine dans la partie occupée par les formations précambriennes, par de l'argile dans les dépôts fluviaux et par de l'argile sableuse dans les barrières littorales, les dépôts lacustres et les dépôts fluvio-lacustres. La profondeur de la nappe aquifère est très variable d'un point à l'autre comme la couche d'argile qui confine cet aquifère l'est également. L'épaisseur de l'aquifère est faible dans les dépôts fluviaux (1 à 6 m) mais plus importante dans les barrières littorales et les dépôts lacustres (plus de 12 m).

Du point de vue climatologique, deux stations distantes de ± 16 km ont été utilisées pour estimer les précipitations, la température, l'évapotranspiration et la recharge de la nappe. On remarque que la bordure orientale reçoit plus de 1000 mm de précipitations en moyenne tandis que le Sud et l'Ouest reçoivent autour de 800 mm de précipitations en moyenne. Les températures moyennes sont élevées au centre de la plaine et diminuent progressivement vers le Sud tout près du lac

Tanganyika. L'ETP est élevée au Sud de la plaine (station Bujumbura-aéroport) par rapport à l'ETP calculée à la station Imbo avec une différence d'environ 80 mm par an. L'ETR est presque la même pour les deux stations et la station Imbo enregistre plus d'eau de recharge de la nappe que la station Bujumbura aéroport avec respectivement 147,6 mm et 83,9 mm par an.

La rivière principale qui traverse la plaine d'Est en Ouest est la Mpanda. C'est sur cette rivière qu'on a pu recueillir des données concernant les jaugeages et les lectures sur échelle limnimétrique au contact entre la plaine et les contreforts précambriens. Ces données nous permettent d'estimer la quantité d'eau de surface qui entre dans la plaine via la rivière Mpanda et d'évaluer le comportement de la nappe phréatique se trouvant dans les contreforts et qui alimente la rivière principale et ses affluents. A partir du Modèle Numérique de Terrain recueilli au BCG et par traitement automatique réalisé grâce au logiciel SIG (ArcGIS), les caractéristiques de la forme et de la géométrie du bassin versant de la Mpanda montrent que ce bassin ainsi que ces sous-bassins ont une forme allongée à très allongée ($K_c \gg 1$, $L \gg W$, $C \ll 0.6$ and $F_f \ll 0.78$) ; ce qui indique une longue période de concentration de l'eau pendant un temps de pluie et ne permet pas directement le développement des pics hydrographiques à l'exutoire du bassin. La précipitation moyenne annuelle calculée en se servant de la méthode de Thiessen pour une période de 20 ans sur tout le bassin versant de la Mpanda est de 1341 mm. Cette moyenne de précipitation semble être faible par rapport aux quantités de pluies enregistrées par les stations installées dans les contreforts des Mirwa. C'est pourquoi le bassin versant de la Mpanda a été subdivisé, dans ce travail, en deux sous-bassins dont le bassin supérieur et le bassin de la plaine alluviale. On constate alors que le bassin supérieur reçoit presque deux fois de précipitations que le bassin de la plaine alluviale. Ces précipitations enregistrées dans les contreforts des Mirwa constituent une source plus importante qui alimente le système hydrographique et l'infiltration qui recharge la nappe et contribue à alimenter le débit de base pendant la période sèche. La méthode de Thiessen a permis dans ce travail de faire une distribution spatiale des précipitations au niveau de tout le bassin versant de la Mpanda. En utilisant les nouvelles données, l'estimation de la variation des réserves a été réalisée pendant une période de quatre ans (2007 – 2011) et la période de récession commence au mois de juin pour se terminer au mois d'août. En analysant les différentes courbes de récession, et connaissant que dans les contreforts, le bassin versant est constitué par des terrains de natures géologiques différentes, on remarque une superposition des nappes phréatiques présentant des caractéristiques hydrodynamiques spécifiques traduites par des courbes de récession en ligne brisée

conduisant à la détermination des différents coefficients de tarissement. Le volume des réserves en eau souterraine ainsi calculé varie entre $1,1 \times 10^7 \text{ m}^3$ (2010-2011) et $1,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ (2007-2008), soit une hauteur d'eau comprise entre 46 et 63 mm. La moyenne annuelle équivaut à $1,35 \times 10^7 \text{ m}^3$, soit une hauteur d'eau égale à 56,25 mm.

L'interprétation des essais de pompage a permis de calculer autour de chaque forage les paramètres hydrodynamiques (Conductivité hydraulique K et transmissivité T). On constate que les forages implantés vers la limite Nord-Est et Sud-Est de la plaine et qui ont traversé pour la plupart les dépôts fluviaux tout près de la surface avant d'atteindre les formations précambriennes en profondeur présentent des valeurs de conductivité hydraulique faibles variant entre 10^{-5} et 10^{-6} m/s , elles augmentent dans les cônes alluviaux et les barrières littorales avec des valeurs moyennes supérieures à 10^{-3} m/s . La variation de la transmissivité, exprimée en fonction de la valeur de conductivité hydraulique et de l'épaisseur de la nappe, montre des valeurs faibles vers la limite Nord-Est, dans les roches précambriennes. Ces valeurs augmentent également depuis les limites septentrionale et orientale de la plaine vers le Sud tout près du lac Tanganyika. Le calcul de ces deux paramètres hydrodynamiques dans la plaine de la basse Rusizi est un signe de leur distribution spatiale variée qui confirme la présence d'une nappe aquifère hétérogène. La répartition spatiale des conductivités hydrauliques met en évidence des parties de la plaine très perméables : il s'agit des cônes alluviaux localisés vers le contact entre la plaine et les contreforts précambriens, les dépôts fluviaux des principaux affluents de la Rusizi et les barrières littorales. Ces zones perméables montrent des valeurs de conductivités hydrauliques supérieures à 10^{-3} m/s . Les dépôts lacustres et les formations fluvio-lacustres montrent des valeurs moyennes de conductivités hydrauliques inférieures à 10^{-3} m/s causées par la petite taille des grains constituant l'aquifère.

L'examen de la carte piézométrique dans la plaine de la basse Rusizi a permis de distinguer un écoulement général de la nappe : du Nord-Est vers le Sud-Ouest. L'analyse de l'écoulement générale montre que l'alimentation se fait à partir du Nord et de l'Est depuis l'aquifère localisé dans les formations précambriennes altérées et fracturées. Cet aquifère du substratum a été investiguée par quelques nouveaux forages, ce qui explique des transferts latéraux du Nord-Est vers la nappe du Cénozoïque traduits par une concavité des courbes isopièzes vers les contreforts précambriens. En analysant les courbes isopièzes, on observe une diminution des pentages des lignes isopiézométriques du Nord vers le Sud, de l'Est et du Sud-Est vers l'Ouest et le Sud-Ouest ;

ce qui traduit une faible perméabilité vers la limite orientale confirmée par les valeurs de conductivité hydraulique calculées dans ce travail. Par contre, l'espacement plus important entre les courbes isopièzes au centre et au Sud de la plaine traduit une forte perméabilité.

La deuxième partie de ce travail concerne l'étude hydrogéochimique qui a été réalisée dans une plaine alluviale. Elle s'est basée sur des résultats analytiques obtenus à partir des analyses physico-chimiques effectués sur vingt-huit échantillons d'eau souterraines prélevés sur toute l'étendue de cette plaine. La distribution spatiale des paramètres physiques et chimiques révèlent une nette démarcation entre l'Est et l'Ouest de la zone d'étude. Les échantillons d'eau provenant des forages localisés dans la partie ouest de la plaine montrent une forte minéralisation avec des valeurs élevées de conductivité électrique et de TDS respectivement supérieures à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 1000 mg/l. Les échantillons d'eau provenant de la partie sud tout près du lac Tanganyika montrent une minéralisation intermédiaire (TDS compris entre 500 et 1000 mg/l), tandis que ceux prélevés du Nord-Est au Sud-Est de la plaine dans les cônes alluviaux et le socle précambrien montrent une faible minéralisation (TDS < 500 mg/l). Les représentations graphiques de l'analyse chimique dans le diagramme de Piper montrent que l'eau souterraine dans la zone d'étude peut être classée en cinq faciès. La prédominance du faciès bicarbonaté calcique et magnésien (CaMgHCO_3) montre que la majorité des échantillons d'eau ont été collectés dans des forages réalisés dans des formations fluvio-lacustres (sable argileux). Les valeurs élevées de certains cations et anions dans les forages situés dans le delta de la Rusizi confirment que l'eau souterraine provenant de cette partie de la plaine n'est pas propre pour la consommation humaine. Il en est de même pour les forages situés au Nord-Ouest de la zone d'étude. Ces eaux sont classées dans la catégorie des eaux saumâtres. L'eau provenant des forages localisés à l'Est et au Sud de la plaine sont faiblement minéralisées et ont des valeurs de cations et anions majeurs inférieures aux limites standards de potabilité. Cette partie de ce travail de thèse a permis de dégager une distribution spatiale des paramètres physico-chimiques analysés sur toute l'étendue de la plaine et d'identifier les faciès de l'eau souterraine qu'on peut trouver dans l'eau des forages échantillonnés. Il a été également possible d'évaluer les réactions hydrochimiques entre les constituants majeurs et d'établir l'interaction eau-roche via les diagrammes de Gibbs. L'indice de saturation ainsi calculé pour quatre principaux minéraux montre que la partie ouest est sursaturée en calcite, dolomite et aragonite tandis que toute la plaine de la basse Rusizi est sous-saturée en gypse.

L'évaluation de la qualité de l'eau souterraine que la population locale consomme quotidiennement a permis de déduire que les eaux souterraines du delta de la Rusizi et de la plupart des forages localisés au Nord-Ouest de la plaine sont fortement minéralisées en cations et anions majeurs, et également en NH_4^+ . En considérant la présence des différents paramètres physico-chimiques présents dans les échantillons d'eau analysés, ainsi que leurs distributions spatiales, on peut conclure que la bordure ouest de la plaine de la basse Rusizi présente une eau souterraine qui ne satisfait pas les standards d'une eau potable et plus particulièrement l'eau échantillonnée dans le delta de la Rusizi. Les échantillons qui ont été collectés dans le socle précambrien, dans la partie centrale et le sud de la plaine, montrent que leurs concentrations en différents ions sont faibles par rapports aux limites de concentrations pour une eau potable fixées par l'OMS.

La troisième partie de ce travail de thèse a été consacrée à la modélisation d'écoulement des eaux de la nappe aquifère et la simulation de transport de polluants. Le modèle conceptuel a été développé à partir des données lithologiques, de recharge, des valeurs de conductivité hydraulique calculées dans la première partie de cette thèse et des conductances des rivières. Le modèle d'écoulement a été calibré à l'aide des niveaux piézométriques mesurés dans les forages de la plaine de la basse Rusizi. C'est à partir du modèle mathématique d'écoulement qu'un modèle local de la zone industrielle a été tiré pour simuler le transport de polluants.

Le modèle développé est un moyen d'intégrer toutes les données précédemment collectées, mesurées et interprétées en un seul outil très utile pour comprendre, déterminer les priorités pour les mesures futures, prévoir les scénarios futurs tels que l'effet du climat sur les ressources en eau souterraine et prévenir l'utilisation excessive des eaux souterraines. Les résultats de ce modèle ont permis d'établir une carte piézométrique déduite du modèle de toute la zone d'étude et d'estimer les valeurs de conductivité hydraulique également dans des zones qui n'ont jamais été étudiées par forage. L'orientation des courbes piézométriques et le bilan d'écoulement des eaux souterraines nous permettent d'observer les interactions rivière-aquifère. La distribution spatiale des valeurs de conductivité hydraulique qui ont été introduites dans le modèle pour la calibration montre que l'aquifère de la basse Rusizi est très hétérogène, depuis le socle précambrien (Est) jusqu'aux formations fluvio-lacustres (Ouest). Cette hétérogénéité nous permet d'identifier les zones à fort potentiel en eau souterraine. Ce modèle a également permis d'estimer la quantité d'eau entrant et sortant de l'aquifère de la plaine de la basse Rusizi. On constate que les sorties sont légèrement

supérieures aux entrées, alors que l'aquifère est peu sollicité. L'utilisation excessive des eaux souterraines dans la plaine de la basse Rusizi pourrait créer une situation déséquilibrée entre les entrées et les sorties dans le futur, ce qui aurait de graves conséquences sur la disponibilité de cette ressource.

Des essais de pompage de longue durée avec des mesures de rabattement dans les piézomètres de surveillance, des campagnes de mesure du niveau piézométrique sur différentes périodes de l'année et l'installation d'un réseau de piézomètres dans la plaine de la Basse Rusizi pourraient contribuer à la détermination des valeurs de débit spécifique et au suivi des fluctuations du niveau piézométrique qui sont nécessaires à la modélisation en régime transitoire de cet aquifère.

Ce modèle mathématique d'écoulement qui a été calibré dans des conditions de régime permanent représentatives sera la base d'un futur outil de gestion des eaux souterraines qui sera développé en régime transitoire. L'introduction progressive et périodique de niveaux piézométriques actualisés dans le modèle afin de le calibrer et de le valider en régime transitoire permettra d'obtenir un outil fiable pour simuler le comportement hydrodynamique de l'aquifère dans la plaine de la basse Rusizi.

Ce modèle peut déjà être utilisé à des fins de gestion et peut donc servir à l'étude de différents plans de développement de la plaine de la Rusizi, impliquant le développement de l'approvisionnement en eau potable et l'extension des zones résidentielles, agricoles et industrielles.

La simulation de transport de polluants a permis de suivre la trajectoire des polluants potentiels en provenance des sites potentiels pouvant affecter la qualité de l'eau souterraine dans la zone industrielle de la ville de Bujumbura. On déduit que les sites qui ont été choisis peuvent avoir une grande influence sur les eaux souterraines exploitées dans les forages se trouvant au Sud de la plaine de la basse Rusizi et parmi ces forages se trouvent les forages de la REGIDESO qui alimentent une grande partie de la population du delta de la Rusizi.

En tenant compte des deux aspects qui sont la quantité et la qualité de l'eau souterraine développés dans ce travail et en faisant une analyse et interprétation des résultats du point de vue géologie, hydrogéologie et hydrogéochimie, cette thèse de doctorat constitue un document de référence pour les gestionnaires de la ressource en eau dans cette partie du Nord-Ouest du Burundi par:

- L'identification des zones à potentiel élevé en eau souterraine qui sont les cônes alluviaux, les barrières littorales, les dépôts lacustres et les formations fluvio-lacustres localisées au Sud-Ouest de la plaine ;
- L'interprétation des résultats d'analyses chimiques des échantillons d'eau qui montre que l'eau échantillonnée à l'Ouest de la plaine et plus particulièrement dans le delta de la Rusizi ne satisfait pas les conditions minimum d'une eau de consommation par rapport aux normes standards de l'OMS.

De ces observations, les zones indiquées pour l'exploitation des eaux souterraines en vue d'une alimentation d'une eau de consommation humaine, animale et l'agriculture sont les cônes alluviaux se trouvant sur la bordure orientale, les barrières littorales, les dépôts lacustres ainsi que les formations fluvio-lacustres se trouvant à l'Est et au Centre de la plaine. La bordure occidentale et le delta de la Rusizi ne sont pas conseillés pour l'alimentation en eau potable à partir de l'eau souterraine.

La plaine de la basse Rusizi, comme on a pu le constater dans ce travail est un milieu complexe du point de vue structural, stratigraphique et sédimentologique. Cette étude n'a pas alors pu épuiser les caractéristiques hydrogéologiques et hydrogéochimiques de la plaine de la basse Rusizi. C'est pourquoi nous proposons ci-dessous d'autres travaux qui pourraient se faire dans cette zone par différents chercheurs et services en charge avec la gestion de l'eau et de l'environnement :

- L'allure des courbes de récession étant en ligne brisée, la nappe phréatique dans les bassins se trouvant dans les contreforts se trouve dans des formations géologiques différentes et les limites hydrologiques de ces bassins peuvent être différentes des limites hydrogéologiques. Des études des bassins des contreforts sont nécessaires afin de pouvoir estimer avec certitude les quantités d'eau qui entrent dans la plaine via les différentes rivières qui la traverse d'Est en Ouest ;
- La structure et la géométrie de l'aquifère pourront être bien déterminées par d'autres études comme la prospection géophysique qui pourraient nous renseigner sur l'épaisseur des sédiments, la profondeur à laquelle on peut localiser le socle précambrien sous les sédiments et la présence des nappes profondes ou la présence d'une nappe multicouche séparée par des niveaux argileux moins perméables.

- Des essais de pompage de longue durée avec des mesures de rabattement dans les piézomètres, des campagnes de mesures des niveaux piézométriques sur différentes périodes de l'année et l'installation d'un réseau de piézomètres dans la plaine de la basse Rusizi pourraient contribuer à la détermination de la porosité et aux suivies des fluctuations du niveau piézométrique. Ces travaux seront à la base d'exploiter l'outil de gestion des eaux souterraines développé dans ce travail, cet outil est le modèle mathématique d'écoulement qui a été calibré. L'introduction périodique des niveaux piézométriques à jour dans le modèle permettra de suivre avec certitude le comportement hydrodynamique de la nappe aquifère dans la plaine de la basse Rusizi.
- Le suivi hydrochimique est beaucoup plus important si on tient compte des premiers résultats d'analyse physico-chimiques interprétés dans ce travail. Des campagnes de mesures régulières doivent être organisées pour s'assurer de la qualité de l'eau souterraine de la plaine de la basse Rusizi. Ces campagnes permettront d'établir une distribution et des variations spatio-temporelles des paramètres physico-chimiques de l'eau souterraine sur toute l'étendue de la plaine. Des analyses des métaux lourds, des isotopes et bactériologiques sont nécessaire pour déterminer la qualité chimique et biologique de l'eau souterraine dans la plaine de la basse Rusizi.

Références bibliographiques

- Aadil, R. A. H. (2013). Application of Morphometric Analysis for Geo-Hydrological Studies Using Geo-Spatial Technology –A Case Study of Vishav Drainage Basin. *Journal of Waste Water Treatment & Analysis*, 04(03). <https://doi.org/10.4172/2157-7587.1000157>
- Aghazadeh, N., Chitsazan, M., & Golestan, Y. (2017). Hydrochemistry and quality assessment of groundwater in the Ardabil area, Iran. *Applied Water Science*, 7(7), 3599-3616. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0498-9>
- Allen, C. D., & Breshears, D. D. (1998). Drought-induced shift of a forest–woodland ecotone : Rapid landscape response to climate variation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 95(25), 14839-14842.
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied Groundwater Modeling : Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press.
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd. Ed. *Balkema, Rotterdam*.
- Bear, J., & Verruijt, A. (1987). Theory and applications of transport in porous media. *Modeling of groundwater flow and pollution, Dordrecht: Reidel*.
- Belghiti, M. L., CHAHLAOUI, A., Bengoumi, D., & El Moustaine, R. (2013). Etude de la qualité physico- chimique et bactériologique des eaux souterraines de la nappe plio-quaternaire dans la région de Meknès (Maroc). *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782*, 14.
- Bendjoudi, H., & Hubert, P. (2002). Le coefficient de compacité de Gravelius : Analyse critique d'un indice de forme des bassins versants. *Hydrological sciences journal*, 47(6), 921-930.
- Cahen, L. (1954). *Géologie du Congo belge*. Impr. H. Vaillant-Carmanne.
- Carlston, C. W. (1963). Drainage density and streamflow. In *Professional Paper* (N° 422-C). U.S. Govt. Print. Off., <https://doi.org/10.3133/pp422C>
- Castany, G. (1963). *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod.
- Chebbah, L., & Abdesselem, K. (2020). *Agriculture and Forestry Journal Salinité et son origine dans les eaux souterraines des grés Carbonifères de Kenadsa dans le Sud-Ouest Algérien*. 71-79. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4310963>
- Chorowicz, J. (2005). The east African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), 379-410.
- Chorowicz, J., & Thouin, C. (1985). Failles synsédimentaires et structure de la plaine de la Rusizi (Nord-Tanganyika). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 301(11), 835-840.
- Collin, J.-J. (2004). *Les eaux souterraines : Connaissance et gestion*. BRGM.
- Dassargues, A. (1991). Modèles mathématiques en Hydrogéologie et Paramétrisation. *Annales de la société géologique de Belgique*, 217-229.

- Dassargues, A. (2018). *Hydrogeology : Groundwater science and engineering*. Taylor & Francis CRC Press: Boca Raton, FL.
- Dassargues, A. (2020). *Hydrogéologie appliquée : Science et ingénierie des eaux souterraines*. Dunod.
- Debieche, T. H. (2002). *Evolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle : Application à la basse plaine de la Seybouse Nord-Est algérien* [PhD Thesis]. Besançon.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and chemical hydrogeology* (Vol. 506). Wiley New York.
- Droubi, A., Fritz, B., & Tardy, Y. (1976). Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. *Cah. ORSTOM, Série Pédol*, 14, 13-38.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology* (4th Edition). Pearson International Edition. Prentice Hall.
- Fisher, R. S., & Mullican III, W. F. (1997). Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology journal*, 5(2), 4-16.
- Frankart, R. P., RP, F., & AJ, H. (1971). *Aspects de la pédogénèse des sols halomorphes de la basse Rusizi (Burundi). Présence et gène de l'Analcime*.
- Garrels, R., & Mackenzie, F. (1967). Origin of the Chemical Compositions of Some Springs and Lakes. In *Am. Chem. Soc. Adv. Chem. Ser.* (Vol. 67, p. 222-242). <https://doi.org/10.1021/ba-1967-0067.ch010>
- Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170(3962), 1088-1090.
- Gray, D. M., & Wigham, J. M. (1972). Étude générale du ruissellement et de la précipitation. *Manuel des principes d'hydrologie*.
- Hakiza, G. (2002). *Potentialités aquifères de la Plaine de la Rusizi (au Nord du lac Kivu)* [PhD Thesis]. Thèse. Doct., Université de Liège.
- Ilunga, L. (1984). Le Quaternaire de la plaine de la Ruzizi. Etude morphologique et lithostratigraphique. *Bruxelles: Vrije Universiteit*.
- Ilunga, L. (1991). Morphologie, volcanisme et sédimentation dans le rift du Sud-Kivu. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 27, 209-228.
- Ilunga, L. (2007). Environnements sédimentaires et minéralogie des formations superficielles de la Plaine de la Ruzizi (Nord du Lac Tanganyika). *Geo-Eco-Trop*, 31, 71-104.
- Ilunga, L., & Alexandre, J. (1982). La géomorphologie de la plaine de la Rusizi. Analyse et cartographie. *Géo-Eco-Trop. Revue internationale d'écologie et de géographie tropicales Tervuren*, 6(2), 105-123.

- Ingebritsen, S. E., & Sanford, W. E. (1998). *Groundwater in Geologic Processes* (1st ed.). Cambridge University Press.
- Klerkx, J., Liégeois, J.-P., Lavreau, J., & Claessens, W. (1987). Crustal evolution of the northern Kibaran belt, eastern and central Africa. *Proterozoic Lithospheric Evolution*, 17, 217-233.
- Kruseman, G. P., De Ridder, N. A., & Verweij, J. M. (1970). *Analysis and evaluation of pumping test data* (Vol. 11). International institute for land reclamation and improvement The Netherlands.
- Kumar, H., Saini, V., Kumar, D., & Chaudhary, R. (2009). Influence of trisodium phosphate (TSP) antiscalant on the corrosion of carbon steel in cooling water systems. *Undefined*. [https://www.semanticscholar.org/paper/Influence-of-trisodium-phosphate-\(TSP\)-antiscalant-Kumar-Saini/5c1350a0fc1ce88f1a128e3b6cd9a3d3e2aadae9](https://www.semanticscholar.org/paper/Influence-of-trisodium-phosphate-(TSP)-antiscalant-Kumar-Saini/5c1350a0fc1ce88f1a128e3b6cd9a3d3e2aadae9)
- Kumar, R., Lohani, A. K., Kumar, S., Chatterjee, C., & Nema, R. (2001). GIS based morphometric analysis of Ajay river basin upto Srarath gauging site of South Bihar. *J Appl Hydrol*, 14, 45-54.
- Marsily, G. de. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Masson.
- McGowan, W. (2000). *Water processing : Residential, commercial, light-industrial* (3rd. ed.). Water Quality Association.
- Meybeck, M. (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American journal of science*, 287(5), 401-428.
- Musy, A., & Higy, C. (1998). *Hydrologie appliquée*. Edition H* G* A.
- Musy, A., & Higy, C. (2003). *Hydrologie. Une science naturelle*. Lausanne: Presses polytechniques et universitaires Romandes.
- Nautiyal, M. D. (1994). Morphometric analysis of a drainage basin using aerial photographs : A case study of Khaikuli basin, district Dehradun, U.P. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 22(4), 251-261. <https://doi.org/10.1007/BF03026526>
- Ngenzebuhoro, P. C., Dassargues, A., Bahaj, T., Orban, P., Kacimi, I., & Nahimana, L. (2021). Groundwater Flow Modeling : A Case Study of the Lower Rusizi Alluvial Plain Aquifer, North-Western Burundi. *Water*, 13(23), 3376. <https://doi.org/10.3390/w13233376>
- Ngenzebuhoro, P. C., Mohammed, S., Bahaj, T., Faouzi, M., & Kacimi, I. (2019). Géométrie et caractérisation hydrodynamique d'un système aquifère plio-quadernaire; Cas de la plaine de la basse Rusizi (Burundi) Geometry and hydrodynamical characterization of a plio-quadernary aquifer system; Case of the lower Rusizi plain (Burundi). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, 37-53.
- Ntungicimpaye, A. (1984). *Contribution à l'étude du magmatisme basique dans le kibarien de la partie occidentale du Burundi* [PhD Thesis]. Ghent University.
- Nzigidahera, B. (2012). Description du Burundi : Aspects physiques. *MEEATU, Bujumbura*.
- Pruvot, P. (1974). *[Burundi-Hydrology of the Imbo].[Working paper].[French]*.
- Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*.

- Rosendahl, B. R., Kilembe, E., & Kaczmarick, K. (1992). Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana Rift zones from analyses of seismic reflection data. *Tectonophysics*, 213(1), 235-256. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90261-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90261-4)
- Schumm, S. A. (1956). EVOLUTION OF DRAINAGE SYSTEMS AND SLOPES IN BADLANDS AT PERTH AMBOY, NEW JERSEY. *Geological Society of America Bulletin*, 67(5), 597. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1956\)67\[597:EODSAS\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;2)
- Snel, M. J. (1957). Contribution à l'étude hydrogéologique du Congo belge. *Direction Générale du Service Géologique - Congo belge*, 2(7), 31.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Tack, L. (1995). The Neoproterozoic Malagarazi supergroup of SE Burundi and its equivalent Bukoban System in NW Tanzania : A current review. *ANNALES-MUSEE ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE SERIE IN 8VO SCIENCES GEOLOGIQUES*, 121-130.
- Theunissen, K. (1989). *Feuille géologique Bujumbura*. Musée Royal d'Afrique Central.
- Tiercelin, J.-J., & Mondeguer, A. (1991). The geology of Tanganyka Trough. *The geology of Tanganyka Trough*, 7-48.
- Waleffe, A. (1965). Etude géologique de l'est du Burundi et stratigraphie du Burundien. *Musée Royale de l'Afrique Centrale, Tervuren (Belgique), Département Géologie et Minéralogie Rapport Annuel*, 69-74.
- Waleffe, A. (1985). *Esquisse hydrogéologique de la plaine de la basse Rusizi (Burundi)*.
- Walraevens, K., Bakundukize, C., Mtoni, Y. E., & Van Camp, M. (2018). Understanding the hydrogeochemical evolution of groundwater in Precambrian basement aquifers : A case study of Bugesera region in Burundi. *Journal of Geochemical Exploration*, 188, 24-42.
- WHO. (2011). *Hardness in drinking water. Background document for development of WHO guidelines for drinking-water quality*.
- WHO. (2017). *Directives de qualité pour l'eau de boisson* (4th ed.).

Annexes

Annexe 1 : Précipitations mensuelles, précipitation totales (P total) et moyennes mensuelles enregistrées à la station Bujumbura-aéroport (mm)

Année	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Ptotal
1985	74.1	119.7	163	104.7	45.9	3.9	0	0	41.4	9.8	136.5	70.5	769.5
1986	119.8	90.9	139.3	231.3	27.4	35	0	0.4	38.4	92.3	112.8	119.6	1007.2
1987	96.5	84.6	81.4	110.3	100.5	0.3	0.2	0	106.1	34.6	123.4	22.5	760.4
1988	134.2	44.8	89.1	122.6	8.1	0	0.1	67.4	31.1	96.2	139.9	148.7	882.2
1989	147.8	151.5	162.3	130.3	147.2	10.8	6.7	13.6	23.3	96.9	48.9	169.5	1108.8
1990	68.6	167	74.7	119.2	70.9	0	0	0.4	48.1	92	56.9	42.5	740.3
1991	45.6	128	131.7	93.9	71.6	5.5	8	3.6	13.5	110.7	79.8	111	802.9
1992	64.8	85.9	96.5	52.4	108.8	7.7	0	0	15.7	33	84.8	68.2	617.8
1993	83.2	134.3	116.1	64.5	59	0.5	0	0	1.2	28.7	71.1	56.7	615.3
1994	156.8	11.5	59.2	109.1	35.8	0.6	0	10	5.7	64.6	100.4	104.4	658.1
1995	29.4	139.9	20.2	104.8	51.4	9.7	0	0	6.8	66.5	55.4	46	530.1
1996	116.5	42.8	178.5	81.3	7.6	20.4	0	1.2	39.1	105	51.6	77	721
1997	19.4	18.6	129.1	90.5	31.6	0	0	0	9.4	91.8	10.8	63	464.2
1998	105.7	114.9	217.4	78.8	93.6	19.9	3.8	2	27.3	41.1	31.2	57.8	793.5
1999	65.8	13.9	147.1	92.5	25.3	0.3	4.5	30.3	60.1	48.2	128.3	159.6	775.9
2000	103.1	37	149.4	42.1	0	0	0	0	2.5	40.2	203.8	150.7	728.8
2001	113.1	77.21	99.9	97.9	9.3	49.8	7.6	0	62.3	67.6	82.9	74.6	742.21
2002	135.4	122.1	124.4	79.5	34	0	0	0	4.8	74.9	57.1	133.3	765.5
2003	46.5	60.9	100.8	68.1	25	1.9	0.5	2.5	54.6	78.35	68	38.3	545.45
2004	103.2	23.1	162.8	93.7	0.7	0	1.5	1.7	73.6	37.1	45.44	214.7	757.54
2005	195.2	61	145.9	70.2	130.6	1.1	0	4.8	4.2	33.5	116.1	55	817.6
2006	87	121	111.1	111.2	88.9	2.5	0.9	38.1	32.3	63	157.1	116	929.1
2007	142.7	81.7	86.5	149.9	22.2	10.7	52.3	6.9	29.9	112.8	63.4	94.6	853.6
2008	99	166.7	71.4	69.2	23.2	89.2	15.1	3.6	31.9	69.7	65.1	37	741.1
2009	125.5	148.8	184.8	133.3	86.8	1.6	0	3.5	5	67.6	249	225.8	1231.7
2010	210.4	124	155.8	63.7	33.8	4.4	3.7	0	41.2	50.9	90.8	79	857.7
2011	75.6	88.4	173.3	116.9	64.3	33.3	23.6	4.6	86.1	67.5	108.9	194.8	1037.3
2012	68.4	96.2	43.6	104.1	54.4	46.8	0	29.5	33.62	172.7	56.7	246	952.02
2013	91.6	66	85.9	113.4	37.8	0	0	13.5	79.4	12.4	59.5	123.2	682.7
2014	113.1	160.4	80.6	55.6	5.7	18.5	0	22.5	34.1	76.4	45.2	196.3	808.4
2015	76.2	136.4	54.7	100.4	43.0	2.9	0.0	6.4	23.1	118.9	97.5	118.6	778.10001
Moyenne	100.46	94.1681	117.31	98.56	49.82	12.17	4.145	8.5968	34.38129	69.51452	90.26903	110.158065	789.54903

Annexe 2 : Précipitations mensuelles, précipitation totales (P total) et moyennes mensuelles enregistrées à la station Imbo (mm)

Année	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre	Ptotal
1985	83.6	126.5	118.6	108.7	34.3	0.6	0	0	33.5	35.6	199.1	97.8	838.3
1986	147	139.8	78.3	234.2	36.7	13.8	0	3	27.6	78.7	94.6	70.1	923.8
1987	139.4	171.6	64.8	92.7	162.9	0	0	0	99.2	49.2	111.5	121.3	1012.6
1988	148	69	113.2	115.6	43.6	0.1	4.3	98.8	67	76.3	93.4	165.1	994.4
1989	179.2	120.6	94.8	179.8	86.9	39.3	15.6	1.7	41.8	45.2	91.7	153.2	1049.8
1990	45.7	49.9	165.6	123.6	59.7	0	0	5.1	32.5	57.6	56.5	68	664.2
1991	72.3	123	188.4	95.9	64.3	25.8	0.1	2.3	32.4	93.4	112.1	172.3	982.3
1992	90.9	131.3	113.8	74.1	50.1	3.2	0	0	17.8	38.7	122.9	54	696.8
1993	110	63.1	125	77.9	76.9	0.7	0	1.6	0	27.8	51.1	38.3	572.4
1994	133.1	45.6	107.7	94.3	42.4	0.8	0	7.3	3.8	90.6	180	83.9	789.5
1995	117.2	170.3	84	152.6	24.8	10.1	0	0	7.5	73.6	76	58	774.1
1996	123.5	68	178.5	93	18	39	3.5	1.2	13	89.2	53.7	38.3	718.9
1997	36.6	39.4	96.3	100.7	69.6	11.6	0	17.8	5.5	111.5	64.9	143	696.9
1998	161.9	97.8	252.7	65.2	79	1.2	4	3.2	27.4	19.4	7.4	36	755.2
1999	70.5	64.4	141.2	61.9	16.9	0	0	39	75	64.5	144.6	173	851
2009	33.9	101.2	105	141.7	97.6	0	0	15.2	9.8	87.5	78.4	151	821.3
2010	205.8	184	184.2	101.5	32.4	5.9	0	0	71.7	33.1	124.9	70.9	1014.4
2011	67	99.1	198	124.9	83	31.4	21.7	3.8	57.5	72.5	127.3	260.3	1146.5
2012	51.1	123.3	63.6	166.2	55.3	71.2	0	69.5	91.8	54	102.3	202.6	1050.9
2013	101.7	56	115.2	151.8	19.4	0	23.3	69.5	91.8	54	102.3	238.8	1023.8
2014	87.8	114.3	101.6	61.5	0.6	7.7	0	20.5	53.2	90.2	77.1	165.6	780.1
2015	110.9	86	163.1	51.4	64.4	23.7	0	4	68	78.5	92.7	192.1	934.8
Moyenne	105.32	102.009	129.71	112.2	55.4	13	3.295	16.523	42.17273	64.59545	98.38636	125.163636	867.81818

Annexe 3 : Températures maximales (T max), minimales (T mini) et moyennes (T moy) mensuelles enregistrées à la station Bujumbura aéroport

Année	01			02			03			04			05			06			07			08			09			10			11			12		
	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy
1985	29.8	18.9	24.4	28.1	19.8	23.9	29.6	19.3	24.5	29.0	19.6	24.3	29.7	19.1	24.4	29.2	17.5	23.4	29.4	15.5	22.4	29.9	17.0	23.4	30.3	19.0	24.6	31.0	20.3	25.6	29.1	19.8	24.4	28.7	19.5	24.1
1986	28.7	19.5	24.1	29.7	18.7	24.2	28.7	18.8	23.8	28.8	20.1	24.4	29.4	19.4	24.4	28.7	17.3	23.0	28.8	15.5	22.1	30.4	16.4	23.4	30.5	18.5	24.5	30.1	19.4	24.8	27.8	19.0	23.4	28.1	19.5	23.8
1987	28.5	19.5	24.0	29.4	19.6	24.5	30.0	19.8	24.9	29.9	20.0	25.0	29.3	19.9	24.6	29.6	18.5	24.0	30.1	16.7	23.4	30.8	17.5	24.1	30.6	19.4	25.0	30.3	19.5	24.9	29.6	19.7	24.6	30.5	19.6	25.1
1988	29.0	19.7	24.3	30.2	19.7	25.0	29.6	19.9	24.8	29.3	20.4	24.9	30.2	19.4	24.8	30.5	17.8	24.2	29.6	17.5	23.6	29.6	18.6	24.1	30.4	18.5	24.5	29.9	18.9	24.4	28.9	19.2	24.0	27.8	19.0	23.4
1989	28.2	19.4	23.8	28.1	19.3	23.7	29.0	19.2	24.1	29.1	19.4	24.2	28.7	18.9	23.8	29.0	17.1	23.0	28.7	16.7	22.7	29.9	17.4	23.6	30.8	18.4	24.6	29.4	18.7	24.1	29.3	19.5	24.4	28.5	19.4	23.9
1990	29.4	19.0	24.2	29.6	19.7	24.6	29.1	19.8	24.5	30.5	20.3	25.4	29.5	19.3	24.4	30.1	17.3	23.7	29.8	15.9	22.8	30.1	18.0	24.0	30.3	18.7	24.5	30.2	19.1	24.7	29.4	19.7	24.5	29.0	19.1	24.0
1991	29.9	19.7	24.8	30.6	19.6	25.1	29.5	19.7	24.6	28.9	20.0	24.5	28.8	20.3	24.6	29.6	19.0	24.3	28.4	17.2	22.8	30.0	17.3	23.6	30.8	18.3	24.5	28.5	18.6	23.5	28.3	18.8	23.6	28.3	19.2	23.8
1992	29.5	19.3	24.4	29.2	19.6	24.4	29.5	19.5	24.5	29.4	20.1	24.7	29.4	19.2	24.3	29.6	18.9	24.2	29.3	16.1	22.7	30.0	16.4	23.2	31.4	18.9	25.2	30.9	19.2	25.0	29.3	19.3	24.3	29.3	19.1	24.2
1993	29.4	20.1	24.8	29.4	19.9	24.6	29.1	18.9	24.0	29.4	19.3	24.4	29.7	19.6	24.6	29.6	18.5	24.1	29.5	16.2	22.9	30.1	18.2	24.2	31.6	18.2	24.9	32.0	19.7	25.9	29.8	19.8	24.8	29.6	19.3	24.4
1994	29.0	19.4	24.2	30.0	20.0	25.0	30.3	19.0	24.7	30.3	19.5	24.9	30.2	19.8	25.0	30.4	17.6	24.0	29.7	17.0	23.3	30.8	17.9	24.3	32.1	19.8	26.0	29.8	19.2	24.5	30.0	19.3	24.7	29.2	19.8	24.5
1995	30.5	19.9	25.2	31.7	19.7	25.7	29.9	19.8	24.8	30.1	19.8	25.0	29.9	19.5	24.7	30.2	18.9	24.5	30.1	17.2	23.7	31.8	16.7	24.3	32.3	18.8	25.5	29.3	19.1	24.2	29.4	19.0	24.2	31.8	18.6	25.2
1996	30.0	18.9	24.4	30.3	19.3	24.8	30.0	19.8	24.9	30.4	19.6	25.0	31.0	19.7	25.3	29.9	18.2	24.0	30.0	17.5	23.7	31.1	16.2	23.7	31.3	18.9	25.1	30.3	19.8	25.0	29.6	19.3	24.5	29.6	20.0	24.8
1997	30.2	20.0	25.1	29.8	20.2	25.0	30.5	20.9	25.7	29.6	20.2	24.9	29.4	19.4	24.4	30.2	18.4	24.3	29.7	17.5	23.6	30.5	18.5	24.5	32.2	19.5	25.9	30.5	20.1	25.3	29.3	20.1	24.7	28.7	20.7	24.7
1998	29.8	20.5	25.2	30.2	20.7	25.4	30.4	20.6	25.5	30.4	21.4	25.9	30.4	20.5	25.5	30.0	18.0	24.0	29.4	18.0	23.7	30.5	17.3	23.9	28.9	18.3	23.6	30.7	19.4	25.1	29.9	19.8	24.9	29.7	19.3	24.5
1999	29.7	19.4	24.6	31.4	20.1	25.7	29.3	19.6	24.4	29.3	19.4	24.3	30.4	19.1	24.7	30.0	17.8	23.9	29.4	17.1	23.2	29.2	19.1	24.1	29.9	19.1	24.5	30.3	18.7	24.5	28.8	19.1	24.0	29.2	19.2	24.2
2000	30.0	19.0	24.5	30.0	18.7	24.3	29.1	19.0	24.0	30.0	19.4	24.7	31.3	19.0	25.2	29.8	16.9	23.4	29.6	17.1	23.4	30.2	18.5	24.3	31.9	19.7	25.8	30.6	20.1	25.3	28.9	19.5	24.2	29.5	20.1	24.8
2001	28.2	19.8	24.0	28.7	19.5	24.1	29.3	19.5	24.4	30.1	20.0	25.0	29.9	19.8	24.8	29.0	18.0	23.5	29.1	17.5	23.3	29.8	17.5	23.7	30.6	18.6	24.6	29.9	19.8	24.8	30.1	19.6	24.9	29.9	19.8	24.8
2002	28.7	20.2	24.4	30.4	20.4	25.4	29.8	19.9	24.8	29.4	20.2	24.8	30.2	19.6	24.9	30.2	17.9	24.1	30.4	17.5	23.9	30.3	18.2	24.3	31.1	18.9	25.0	30.4	19.6	25.0	29.3	19.7	24.5	29.9	19.8	24.8
2003	29.1	19.6	24.3	32.5	19.7	26.1	30.3	19.4	24.8	29.3	20.2	24.7	31.0	20.3	25.7	30.5	18.3	24.4	30.0	16.7	23.4	31.2	17.1	24.2	30.8	19.3	25.1	31.3	19.8	25.6	30.2	19.3	24.8	30.0	18.9	24.4
2004	30.7	19.5	25.1	30.2	19.4	24.8	30.8	19.9	25.3	29.5	19.6	24.6	30.8	19.0	24.9	30.3	16.6	23.4	30.2	15.7	23.0	31.0	17.7	24.3	31.4	18.6	25.0	31.4	19.3	25.3	30.2	18.9	24.6	29.9	19.6	24.7
2005	29.4	19.5	24.5	31.7	20.4	26.1	31.0	20.1	25.5	31.7	20.2	26.0	30.1	19.6	24.9	30.1	18.3	24.2	31.2	16.8	24.0	30.2	18.2	24.2	32.1	19.6	25.8	31.4	20.2	25.8	30.6	19.8	25.2	30.6	19.7	25.2
2006	30.1	19.5	24.8	30.6	20.5	25.6	30.7	19.8	25.2	29.8	19.9	24.8	30.3	19.9	25.1	30.4	17.7	24.1	30.0	17.5	23.8	30.8	17.8	24.3	31.3	18.9	25.1	31.8	19.9	25.9	28.5	19.8	24.1	28.8	20.3	24.6
2007	30.2	20.5	25.4	30.8	20.2	25.5	31.3	19.6	25.5	30.9	20.3	25.6	31.1	20.2	25.6	30.0	19.0	24.5	29.6	18.4	24.0	30.4	17.8	24.1	31.7	19.5	25.6	30.7	19.7	25.2	29.1	19.7	24.4	29.6	19.9	24.7
2008	30.0	19.9	24.9	29.4	19.9	24.7	29.4	19.6	24.5	29.9	20.0	25.0	31.1	19.6	25.3	29.5	18.3	23.9	29.4	17.6	23.5	30.7	18.6	24.7	32.0	19.0	25.5	30.7	19.7	25.2	30.2	20.0	25.1	30.7	20.3	25.5
2009	30.5	19.7	25.1	29.4	20.1	24.7	30.6	20.0	25.3	29.8	20.1	25.0	30.5	20.2	25.4	30.7	18.4	24.5	30.3	17.0	23.6	31.1	18.6	24.9	32.5	19.5	26.0	31.6	20.1	25.9	30.2	20.7	25.5	29.7	20.4	25.1
2010	30.6	20.7	25.7	31.2	21.4	26.3	30.2	21.0	25.6	30.3	20.8	25.5	30.8	20.8	25.8	30.5	19.2	24.8	29.6	18.1	23.8	30.5	17.8	24.1	30.7	19.2	25.0	30.9	19.9	25.4	29.5	20.1	24.8	29.4	19.7	24.6
2011	29.3	20.4	24.8	29.5	19.5	24.5	29.4	19.7	24.5	29.5	19.8	24.6	30.2	20.0	25.1	30.3	18.8	24.6	29.5	17.4	23.5	30.3	18.3	24.3	30.3	19.5	24.9	29.1	19.3	24.2	28.1	19.5	23.8	28.9	20.0	24.5
2012	30.0	20.5	25.2	29.7	19.6	24.6	30.5	20.0	25.2	29.6	19.6	24.6	29.3	19.6	24.5	29.2	18.8	24.0	29.2	17.7	23.4	30.0	17.9	24.0	30.4	19.2	24.8	30.3	19.5	24.9	29.0	19.4	24.2	28.9	19.5	24.2
2013	30.5	20.5	25.5	30.4	19.9	25.2	30.2	20.2	25.2	29.8	20.6	25.2	29.7	19.7	24.7	29.8	17.6	23.7	29.8	17.2	23.5	30.4	18.4	24.4	29.9	19.5	24.7	30.0	19.0	24.5	28.9	19.7	24.3	28.6	20.2	24.4
2014	29.4	20.3	24.9	29.2	20.0	24.6	29.6	20.2	24.9	30.3	20.1	25.2	30.9	19.9	25.4	30.2	19.5	24.8	29.9	18.2	24.0	30.5	19.9	25.2	31.2	18.3	24.8	29.9	19.4	24.6	29.2	19.4	24.3	29.2	19.8	24.5
2015	28.6	20.0	24.3	30.3	19.3	24.8	28.1	19.6	23.9	29.8	19.6	24.7	29.8	19.5	24.6	30.4	18.6	24.5	30.3	16.6	23.4	31.1	16.9	24.0	32.0	18.6	25.3	30.4	18.6	24.5	29.2	17.7	23.4	29.8	20.1	24.9
Moy	29.6	19.8	24.7	30.0	19.8	24.9	29.8	19.7	24.8	29.8	20.0	24.9	30.1	19.7	24.9	29.9	18.2	24.0	29.7	17.1	23.4	30.4	17.8	24.1	31.1	19.0	25.0	30.4	19.5	25.0	29.3	19.5	24.4	29.4	19.7	24.5

Annexe 4 : Températures maximales (T max), minimales (T mini) et moyennes (T moy) mensuelles enregistrées à la station Imbo

Année	01			02			03			04			05			06			07			08			09			10			11			12		
	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy	Tmax	Tmini	T moy
1985	30.1	13.8	21.9	28.8	14.4	21.6	29.9	13.4	21.6	29.2	14.4	21.8	29.8	13.6	21.7	29.9	11.4	20.6	30.1	8.2	19.1	30.7	8.6	19.7	30.7	12.5	21.6	30.9	13.5	22.2	29.5	13.5	21.5	29.4	13.5	21.4
1986	29.2	13.8	21.5	30.0	12.6	21.3	30.0	12.5	21.2	29.6	14.8	22.2	30.5	14.4	22.4	29.9	11.1	20.5	30.2	7.9	19.0	31.5	9.2	20.3	31.6	11.5	21.6	31.2	13.4	22.3	28.8	13.5	21.1	29.5	14.3	21.9
1987	29.7	14.5	22.1	30.5	14.8	22.6	31.3	12.7	22.0	31.3	11.5	21.4	30.6	15.4	23.0	30.5	14.5	22.5	31.4	10.4	20.9	32.1	13.6	22.8	32.1	15.0	23.5	31.6	14.4	23.0	31.0	14.8	22.9	31.8	14.9	23.3
1988	30.1	14.2	22.2	31.4	14.2	22.8	30.8	14.6	22.7	30.4	15.5	22.9	31.1	14.6	22.8	31.6	10.7	21.2	30.7	11.2	20.9	30.8	12.0	21.4	31.4	12.6	22.0	31.4	13.3	22.3	30.6	14.0	22.3	28.9	13.7	21.3
1989	29.1	14.0	21.6	29.4	13.9	21.7	29.9	13.5	21.7	30.1	13.8	22.0	30.0	13.9	21.9	30.1	11.0	20.5	30.0	10.7	20.4	31.2	10.8	21.0	31.9	11.4	21.6	30.7	12.2	21.5	31.1	14.2	22.6	29.9	14.1	22.0
1990	30.8	12.6	21.7	31.2	14.6	22.9	30.0	14.5	22.3	31.5	15.0	23.2	30.4	14.0	22.2	30.9	11.6	21.3	30.9	0.0	15.5	31.1	10.3	20.7	31.5	10.3	20.9	31.8	14.1	23.0	30.8	13.4	22.1	29.4	13.9	21.7
1991	31.1	13.9	22.5	31.1	13.2	22.1	30.2	13.4	21.8	29.7	14.7	22.2	29.9	15.2	22.6	30.3	12.7	21.5	29.3	10.5	19.9	30.9	9.8	20.3	31.5	11.6	21.5	29.9	12.2	21.0	29.6	12.3	20.9	29.5	13.2	21.3
1992	30.3	13.5	21.9	30.2	12.8	21.5	29.9	12.8	21.4	29.6	14.3	21.9	29.9	13.6	21.7	30.1	13.5	21.8	30.0	9.8	19.9	30.9	8.4	19.7	32.2	12.6	22.4	31.8	13.5	22.7	30.4	13.9	22.1	30.1	13.9	22.0
1993	30.1	14.4	22.3	29.8	14.8	22.3	29.5	13.1	21.3	29.9	14.1	22.0	29.9	14.8	22.4	30.1	13.0	21.6	30.1	8.8	19.5	31.0	9.5	20.3	32.4	10.2	21.3	32.5	12.3	22.4	30.7	13.4	22.0	30.4	13.5	22.0
1994	29.6	14.3	22.0	30.3	15.1	22.7	30.2	13.0	21.6	30.2	13.5	21.8	29.9	14.2	22.0	30.6	10.9	20.8	29.9	8.1	19.0	31.2	10.7	20.9	32.8	12.4	22.6	30.6	12.9	21.7	27.6	13.1	20.4	29.5	14.8	22.1
1995	29.8	14.0	21.9	30.7	14.4	22.5	30.2	13.4	21.8	29.8	14.5	22.1	29.9	14.6	22.3	30.1	13.6	21.8	29.7	10.0	19.9	32.3	8.8	20.5	31.3	11.4	21.4	30.8	14.3	22.5	27.9	13.3	20.6	30.0	13.0	21.5
1996	30.1	13.4	21.8	30.1	13.3	21.7	29.9	13.0	21.5	30.1	13.2	21.6	30.1	13.4	21.8	30.9	14.1	22.5	28.9	12.1	20.5	31.9	11.7	21.8	32.6	12.4	22.5	31.6	13.4	22.5	27.5	13.2	20.4	31.1	12.1	21.6
1997	30.5	13.5	22.0	31.3	14.6	23.0	30.3	12.6	21.4	29.8	13.4	21.6	30.4	15.1	22.7	31.2	15.5	23.3	30.7	15.8	23.2	32.1	16.1	24.1	33.6	12.0	22.8	31.2	13.0	22.1	28.0	12.9	20.5	29.6	13.6	21.6
1998	30.5	13.4	21.9	31.0	14.1	22.5	30.8	12.9	21.8	30.8	14.6	22.7	30.7	15.0	22.9	30.6	14.3	22.5	30.1	12.3	21.2	31.3	14.6	22.9	32.1	12.3	22.2	30.8	12.5	21.7	31.8	11.2	21.5	31.2	14.9	23.1
1999	30.6	13.6	22.1	32.0	14.5	23.3	30.0	13.4	21.7	29.7	15.0	22.3	31.0	15.2	23.1	31.2	13.1	22.1	30.7	12.2	21.4	30.2	13.1	21.6	32.2	11.5	21.8	30.1	11.2	20.7	27.9	11.7	19.8	30.5	11.5	21.0
2009	29.7	13.8	21.8	31.0	14.4	22.7	29.8	14.2	22.0	29.9	12.1	21.0	29.0	12.7	20.9	29.6	10.8	20.2	29.3	10.9	20.1	30.8	10.5	20.6	31.8	11.9	21.9	29.8	12.8	21.3	29.8	14.6	22.2	29.8	15.5	22.7
2010	29.9	12.1	21.0	30.4	12.6	21.5	30.4	12.2	21.3	30.2	15.3	22.8	31.5	15.7	23.6	30.9	13.8	22.4	30.3	11.9	21.1	31.2	12.6	21.9	31.4	12.0	21.7	31.4	13.8	22.6	29.9	15.6	22.8	29.5	16.6	23.1
2011	29.6	15.5	22.5	29.6	14.8	22.2	29.3	15.0	22.1	29.4	15.1	22.2	30.1	15.1	22.6	30.2	15.6	22.9	29.9	13.1	21.5	30.6	11.9	21.3	30.9	11.5	21.2	29.8	13.2	21.5	28.8	13.4	21.1	29.8	14.4	22.1
2012	30.5	14.3	22.4	30.0	14.1	22.1	30.3	14.6	22.4	29.7	14.8	22.3	29.5	14.8	22.1	29.5	15.3	22.4	29.3	14.4	21.9	30.7	13.1	21.9	31.0	12.1	21.5	30.8	12.3	21.6	29.5	12.1	20.8	29.6	13.0	21.3
2013	31.0	13.8	22.4	31.0	13.6	22.3	30.8	14.4	22.6	30.6	14.3	22.4	30.4	14.5	22.5	30.0	16.1	23.0	30.3	16.7	23.5	31.0	16.2	23.6	30.6	11.8	21.2	30.6	11.4	21.0	29.5	10.6	20.0	29.8	12.8	21.3
2014	30.3	14.1	22.2	29.8	13.6	21.7	30.6	15.2	22.9	30.7	12.7	21.7	31.5	13.7	22.6	30.8	14.9	22.8	30.9	10.4	20.7	31.4	10.7	21.0	30.6	10.5	20.6	31.0	9.6	20.3	30.3	9.7	20.0	30.3	8.5	19.4
2015	29.6	13.5	21.6	30.8	13.2	22.0	30.4	14.4	22.4	30.3	13.1	21.7	30.2	13.8	22.0	30.6	13.7	22.2	30.7	11.8	21.3	32.0	11.2	21.6	32.5	10.9	21.7	31.1	10.7	20.9	30.5	10.4	20.5	30.7	10.1	20.4
Moy	30.1	13.8	22.0	30.5	14.0	22.2	30.2	13.6	21.9	30.1	14.1	22.1	30.3	14.4	22.4	30.4	13.2	21.8	30.2	10.8	20.5	31.2	11.5	21.4	31.8	11.8	21.8	31.0	12.7	21.8	29.6	12.9	21.3	30.0	13.4	21.7

Annexe 5 : Coordonnées métriques des nouveaux forages, hauteur d'eau mesurée à partir de la surface du sol et niveau piézométrique calculé

Code	X	Y	Z	H mesuré	Niveau piézo
BR 01	758842	9656781			
BR 02	760699	9655701	898	0	898
BR 03	758720	9655504	888	11.55	876.45
BR 04	752198	9655392			
BR 05	759517	9655043			
BR 06	758472	9655090	884	15.26	868.74
BR 07	756879	9653987	864	18.36	845.64
BR 08	757821	9655240	881	36.46	844.54
BR 09	761306	9654574			
BR 10	761239	9654552	919	22.15	896.85
BR 11	761195	9654508	921	25.6	895.4
BR 12	757581	9654704	881	30.5	850.5
BR 13	761560	9653844	897	8.03	888.97
BR 14	761482	9653844	901	10.31	890.69
BR 15	759581	9653892	887	29.5	857.5
BR 16	756979	9654020	866	33.45	832.55
BR 17	759837	9653655	883	37.7	845.3
BR 18	759513	9653686			
BR 19	759680	9653483	875	27.93	847.7
BR 20	759101	9653097	864	11.18	852.82
BR 21	758823	9653097	865	17.16	847.84
BR 22	755386	9652862	857	21.93	835.07
BR 23	755041	9652575	852	25.61	826.39
BR 24	752817	9652447	842	30.01	811.99
BR 25	762269	9651881	890	33.95	856.05
BR 26	753281	9651318	841	33.95	807.05
BR 27	753287	9651290			
BR 28	753457	9650432	841	35.01	805.99
BR 29	752767	9649914	836	31.82	804.18
BR 30	753700	9649724	836	24.01	811.99
BR 31	767536	9647911	884	12.63	871.37
BR 32	756664	9647505	828	7.71	820.29
BR 33	757353	9647304	827	8.72	818.28
BR 34	756402	9647206	826	7.2	818.8
BR 35	756377	9647193	826	10.38	815.62
BR 36	756155	9647178	825	10.89	814.11
BR 37	756174	9647096	825	7.66	817.34
BR 38	764552	9644433	831	12.24	818.76
BR 39	756951	9639947	801	7.37	793.63
BR 40	757818	9639139			
BR 41	758735	9634170	785	0.02	784.98
BR 42	758780	9634136	785	0.47	784.53
BR 43	755622	9634133	12		12

Code	X	Y	Z	H mesuré	Niveau piézo
BR 44	762403	9633630	795	2.9	792.1
BR 45	750158	9631849	12		12
BR 46	761505	9630203	782	0.4	781.6
BR 47	754734	9629876			
BR 48	757792	9629343	776	2.87	773.13
BR 49	756988	9629453	776	2.9	773.1
BR 50	757779	9629434	776	1.5	774.5
BR 51	757579	9629316	777	3.58	773.42
BR 52	760022	9628758	777	0.58	776.42
BR 53	762159	9628364			
BR 54	764914	9628458	844	4.02	839.98
BR 55	767312	9628182	959	2.88	956.12
BR 56	765729	9628204	866	34.12	831.88
BR 57	762256	9628132	789	0.7	788.3
BR 58	761667	9628007	783	2.42	780.58
BR 59	761044	9627670	783	1.53	781.47
BR 60	760240	9627364	775	0	775
BR 61	764757	9627739	839	16.4	822.6
BR 62	764501	9627596	832	15.64	816.36
BR 63	764489	9627319	816	24.2	791.8
BR 64	763957	9627719	814	2.88	811.12
BR 65	765310	9627338	846	5.9	840.1
BR 66	766423	9627164	911	8.95	902.05

Annexe 6 : Coordonnées métriques d'anciens forages

Code	X	Y	Z	Code	X	Y	Z
Ru150	755639	9651268	819.55	Ru139	756882	9640679	786.74
Ru162	757485	9651474	830	Ru140	758540	9640830	794.39
Ru163	759253	9651548	852.4	Ru137	757024	9639572	787.76
Ru161	752166	9649937	801.88	Ru138	758648	9639712	790.95
Ru159	753935	9650033	805.85	Ru131	757211	9638488	786.95
Ru148	755781	9650206	816.16	Ru135	758868	9638539	785.2
Ru160	757482	9650235	827.1	Ru115	760791	9638557	791.2
Ru164	758906	9650365	831.7	Ru107	759265	9637432	785.97
Ru158	752231	9648754	801.35	Ru106	760922	9637472	790.8
Ru157	753832	9648827	808.3	Ru166	755360	9636147	779.19
Ru143	755945	9648989	812.12	Ru104	758751	9636072	782.8
Ru155	757580	9649062	817.25	Ru105	760763	9636112	786.77
Ru156	759359	9649191	824.3	Ru172	754432	9634135	771.68
Ru165	760916	9649332	828.55	Ru174	755700	9634177	774
Ru123	752572	9647514	797.5	Ru103	760616	9634995	784.82
Ru119	754285	9647643	803	Ru173	754418	9632885	776.5
Ru136	756053	9647783	811.3	Ru169	756064	9632937	770.41

Code	X	Y	Z	Code	X	Y	Z
Ru141	757855	9647845	813.25	Ru238	757632	9632955	777.35
Ru142	759390	9648019	822.26	Ru175	754071	9631692	772.36
Ru134	761303	9648114	822.27	Ru177	756061	9631731	774.53
Ru132	763105	9648287	831.37	Ru147/1	762253	9631152	785
Ru121/1	756017	9646610	802.77	Ru167/1	762942	9630963	795.8
Ru122	757997	9646705	810.38	Ru182	751952	9646050	791.29
Ru125	759698	9646812	813.85	Ru181	753743	9646179	800
Ru126	761433	9646941	816	Ru187	752139	9644996	794.1
Ru129	762679	9647004	824.05	Ru185	754024	9645055	794.4
Ru130	756293	9645437	802.4	Ru186	752268	9643837	789.05
Ru133	758028	9645533	808.35	Ru188	754199	9643873	792.89
Ru146	759863	9645628	810.4	Ru184	752432	9642632	783
Ru149	761609	9645834	808.3	Ru183	754281	9642737	784.9
Ru127	756457	9644186	795	Ru112	754445	9642554	788.8
Ru128	758203	9644293	804.35	Ru108	756348	9641672	792.3
Ru151	760038	9644422	807.8	Ru176	762921	9638505	826.95
Ru154	761739	9644484	810.85	Ru171	764677	9638598	849.8
Ru116	756599	9643014	798.66	Ru179	764092	9637264	822.75
Ru117	758267	9643220	800.9	Ru180	765848	9637334	850
Ru118	760102	9643216	805.2	Ru102	758262	9634852	781.36
Ru109	758398	9642003	800	Ru110	760099	9641999	802.15
Ru110	760099	9641999	802.15				

Résumé

La plaine de la basse Rusizi s'étend de part et d'autre de la rivière Rusizi qui la traverse du Nord au Sud avant de se jeter dans le lac Tanganyika. C'est une plaine alluviale constituant l'un des plus grands aquifères du Burundi. L'exploitation de l'eau souterraine dans cette plaine connaît un grand défi lié à la connaissance de la géométrie, de la structure et du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère. L'objectif de ce travail est de développer un outil de gestion de la ressource en eau souterraine constituant une base des futures prédictions et contribuant à la résolution des problèmes liés à son utilisation et à sa gestion intégrée. L'interprétation des données issues de la réalisation des forages a permis d'établir des cartes des formations géologiques, d'estimer les paramètres hydrodynamiques et leurs distributions spatiales ainsi que l'établissement d'une carte piézométrique de référence (2007-2015). Les résultats d'analyses physico-chimiques de l'eau souterraine a permis de déterminer sa composition chimique et sa qualité inorganique montrant une nette démarcation entre l'Est et l'Ouest de la zone d'étude. La modélisation mathématique a permis de déterminer les zones les plus productives en eau souterraine ainsi que de quantifier les entrées et les sorties en relation avec la recharge et les interactions nappe-rivière. La simulation de transport de polluants a permis de suivre la trajectoire des polluants potentiels à partir de certains sites choisis. Les résultats sur le bilan de l'eau souterraine conduit à déduire que la recharge et l'interaction nappe-rivière constituent les principales entrées dans l'aquifère tandis que les sorties passent principalement par les limites constituées par la rivière Rusizi et le lac Tanganyika. Les résultats de ce modèle pourront être utilisés dans le planning des programmes des essais de pompage, d'identification des zones avec un important potentiel en eau souterraine pour planifier l'adduction en eau pour différents usages.

Mots-clefs : Eau souterraine, Aquifère, Conductivité hydraulique, Paramètres physico-chimiques, Modèle, Plaine de la basse Rusizi, Burundi

Abstract

The Lower Rusizi Plain extends on either side of the Rusizi River, which flows through it from north to south before flowing into Lake Tanganyika. It is an alluvial plain constituting one of the largest aquifers in Burundi. The use of the groundwater in this plain presents a great challenge related to the knowledge of the geometry, the structure and the hydrodynamic behaviour of the aquifer. The objective of this work is to develop a groundwater resource management tool that provides a basis for future predictions and contributes to the resolution of problems related to its use and integrated management. The interpretation of the drilling data allowed the establishment of the geological formation maps, the estimation of the hydrodynamic parameters and their spatial distributions as well as the establishment of a reference piezometric map (2007-2015). The results of physico-chemical analyses of the groundwater made it possible to determine its chemical composition and inorganic quality, showing a clear demarcation between the east and west of the study area. Mathematical modelling was used to determine the most productive areas for groundwater and to quantify inputs and outputs in relationship to recharge and groundwater-river interactions. Pollutant transport simulation was used to track the path of potential pollutants from selected sites. The results on the groundwater balance lead to deduce that recharge and groundwater-river interaction are the main inputs into the aquifer while the outputs are mainly through the boundaries constituted by the Rusizi River and the Lake Tanganyika. The results of this model can be used in the planning of pumping test programmes, identification of areas with high groundwater potential and planning of water supply for different uses

Key Words: Groundwater, Aquifer, Hydraulic conductivity, Physico-chemical parameters, Model, Lower Rusizi plain, Burundi