

Géométrie et caractérisation hydrodynamique d'un système aquifère plio-quaternaire; Cas de la plaine de la basse Rusizi (Burundi)

Geometry and hydrodynamical characterization of a plio-quaternary aquifer system; Case of the lower Rusizi plain (Burundi)

Pierre Claver NGENZEBUHO^{1*}, Mohamed SAADI¹, Tarik BAHAJ¹,
Mohamed FAOUZI² & Ilias KACIMI¹

1. Université Mohammed V de Rabat, Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, Laboratoire Géosciences, Eau et Environnement, Maroc. (*ngenzeclaver@gmail.com)

2. Ecole Mohammedia d'Ingénieurs, Rabat.

Résumé. La plaine de la basse Rusizi s'étend de part et d'autre de la rivière Rusizi (au Burundi et en République Démocratique du Congo) qui la traverse du Nord au Sud avant de se jeter dans le lac Tanganyika. Dans la partie burundaise, la bordure occidentale est constituée d'alluvions déposées par la rivière Rusizi tandis que les dépôts de piedmont provenant des contreforts recouvrent la bordure orientale. Des alluvions fluvio-lacustres occupent la partie centrale. Des affleurements magmatiques et métamorphiques précambriens sont visibles vers les contreforts précambriens à la limite septentrionale et orientale. L'interprétation des logs lithostratigraphiques de forages qui ont investigués la plaine de la basse Rusizi a permis de tracer une géométrie en 3D de la plaine et de dégager des esquisses paléogéographiques des formations plio-quaternaires. L'analyse des essais de pompage a permis d'estimer la conductivité hydraulique qui varie entre $4,17 \times 10^{-6}$ et $2,2 \times 10^{-2}$ m/s et la transmissivité variant entre $7,5 \times 10^{-5}$ et $4,46 \times 10^{-2}$ m²/s. La carte piézométrique montre un écoulement général de la nappe depuis le Nord-Est vers le Sud-Ouest. Une concavité des courbes piézométriques vers les contreforts, à la limite Est et Sud-Est, traduit une recharge latérale de la nappe depuis les formations précambriennes. Le gradient hydraulique varie de 0,3 à 5%, avec une valeur moyenne de 1,95% sur toute la plaine. L'espacement des courbes isopièzes exprime un gradient hydraulique élevé vers la limite entre la plaine et les contreforts (faible perméabilité) et un faible gradient hydraulique au centre et au sud de la plaine (forte perméabilité).

Mots Clés : Système aquifère, Logs lithostratigraphiques, Conductivité hydraulique, Carte piézométrique, Plaine de la basse Rusizi, Burundi.

Abstract. The lower Rusizi plain extends on both sides of the Rusizi River (in Burundi and in the Democratic Republic of Congo) which crosses it from North to South before flowing into Lake Tanganyika. In the Burundi part, the western border consists of alluvium deposited by the Rusizi River while the piedmont deposits from the foothills cover the eastern border. Fluvio-lacustrine alluvium occupies the central part. Precambrian magmatic and metamorphic outcrops are visible towards the Precambrian buttresses at the northern and eastern limit. The interpretation of the lithostratigraphic logs of boreholes that investigated the the lower Rusizi plain made it possible to draw a 3D geometry of the plain and to reveal paleogeographic sketches of the plio-quaternary formations. The analysis of the pumping tests made it possible to estimate the hydraulic conductivity which varies between 4.17×10^{-6} and 2.2×10^{-2} m / s and the transmissivity varies between 7.5×10^{-5} and 4.46×10^{-2} m² / s. The piezometric map shows a general flow of the aquifer from the North-East to the South-West. A concavity of the piezometric curves towards the foothills, at the eastern and southeastern limit, indicates a lateral recharge of the aquifer from the Precambrian formations. The hydraulic gradient varies from 0.3 to 5%, with an average value of 1.95% over the entire plain. The spacing of the potentiometric curves expresses a strong hydraulic gradient towards the limit between the plain and the buttresses (low permeability) and a low hydraulic gradient in the center and south of the plain (high permeability).

Keywords : Aquifer system, Lithostratigraphic logs, Hydraulic conductivity, Piezometric map, Lower Rusizi Plain, Burundi.

Abridged English Version

The lower Rusizi plain is developed from northern Lake Tanganyika and lies on either side of the Rusizi River, which runs from north to south before flowing into Lake Tanganyika. The general objective of this study is to develop a 3D geometry of the different plio-quaternary deposits and to apprehend the hydrodynamic functioning of the aquifer of this area.

The methodology adopted for the realization of this paper was first to collect stratigraphic, sedimentological and structural data in order to be able to elaborate a 3D geometric model and to draw paleogeographic sketches of the different domains of deposits during the Pleistocene and the Holocene. Pumping test data from various drillings contribute to the estimation of hydrodynamic parameters around each well such as hydraulic conductivity and transmissivity. The water level elevations measured in wells each time before pumping tests contributed to construct the piezometric map of the lower Rusizi plain.

The analysis and interpretation of the drilling logs led to the following considerations: The Holocene deposits that cover the Middle Pleistocene consist mainly of brown to blackish clay and sandy clay often micaceous to the north of the plain, calcareous sandy clay to the northeast and clay gray towards the East. The middle of the plain is covered by medium to coarse sand, and the south-east is covered with sandy-gravelly sandy clay. Close to Lake Tanganyika, there are deposits of fine sand while in the delta and throughout the Rusizi, we observe recent alluvium deposited by the same river. The Holocene is discordantly deposited on the Precambrian to the Northeast and Southeast. The Middle Pleistocene is largely covered by the Holocene and consists of fluvio-lacustrine deposits that occupy most of the aquifer. Fluvial deposits along major rivers and alluvial cones in direct contact with the Precambrian also constitute aquifers. Towards the centre and the south of the plain, the drillings intersected coasts and lake deposits of Holocene age. The analysis of all the lithological and tectonic data, as well as the geological correlations of the different lithostratigraphic logs made it possible to draw the

3D geometry of the lower Rusizi plain as well as detailed maps illustrating the spatial distribution of the different deposit domains respectively during the Middle Pleistocene and Holocene (Fig. 15a, b & 16a, b).

In the Burundi part of this plain, we observe normal faults (Fig. 6) and an uplift of about 30 meters above the Congolese plain (Ilunga, 2007); which allows the exposure of a large part of Middle Pleistocene formations oriented North-South (Fig. 6). This orientation, which is visible on maps and block diagrams, constitutes a horst due to an uprising of a part of the plain by a normal fault, hence the absence of Holocene deposits which cover most of the area. The data from the drilling logs that have been made in this area also confirm this, because they consist of fine clay sands that make up the middle Pleistocene in the plain of the lower Rusizi.

The analysis and interpretation of pumping tests allow calculating the hydraulic conductivity and transmissivity around each well. Values of hydraulic conductivities in lacustrine deposits range from 3×10^{-4} to 9×10^{-3} m/s. In the fluvial deposits, the hydraulic conductivity is around 6×10^{-3} m/s. Towards the Northeast, East and Southeast, many of the drillings that investigated these areas crossed Precambrian formations consisting mainly of granite arena, altered or fissured granite and phyllites. These drillings show low values of hydraulic conductivities up to 5.75×10^{-6} m/s. The transmissivity being the value of the hydraulic conductivity multiplied by the thickness of the aquifer. It shows the characteristics of permeability as a function of the thickness sensed, it varies from 7.5×10^{-5} to 4.46×10^{-2} m²/s.

In lacustrine deposits, the transmissivity values are higher in the south of the plain and lower in the central part. In fluvial deposits, high values are observed for the drilling of Rusizi deposits.

The examination of the potentiometric surface map in the plain of the lower Rusizi allows to observe a general flow of the aquifer: from the North-East to the South-West. Upstream of the Rusizi plain (North and North-East), the concavity of the potentiometric curves at the Kajeke river reflects the drainage of the aquifer by this river. At the eastern and south-eastern limit, the concavity of the potentiometric curves towards the foothills reflects a lateral recharge of the aquifer from the altered or fractured formations. At the western limit, it is drained by the Rusizi River and in the South Lake Tanganyika is its southern outlet. The value of the hydraulic gradient varies from 0.3 in the central part to 5% towards the south-east limit, an average value of 1.95% on the whole plain. The flow is therefore fast towards the south-east limits and slow towards the central part and the southwest of the plain.

This work makes it possible, from the interpretations of the geological and hydrogeological data, to identify the most permeable zones for a drinking water supply for the populations of the lower Rusizi plain, which does not know any source of surface water. These include alluvial cones in the northeast, stream deposits of Rusizi tributaries, coastal barriers and lake deposits near Lake Tanganyika. These areas are the most transmissive. It also allows, from the piezometric map, to estimate at each point of the plain, the piezometric level of the aquifer.

INTRODUCTION

La plaine de la basse Rusizi, objet de cette étude se trouve au Nord-Ouest du Burundi (Fig. 1). Elle comprend une partie Nord de la mairie de Bujumbura (à partir de la rivière Ntahangwa et de l'extrémité Nord du lac Tanganyika) et une partie se trouvant dans les provinces de Bujumbura et Bubanza (Fig. 1). La plaine de la Rusizi est subdivisée en trois parties (Ilunga & Alexandre 1982) : la plaine supérieure se trouvant entre le Rwanda et la République Démocratique du Congo (RDC), la moyenne Rusizi et la basse Rusizi se trouvant entre le Burundi et la RDC (Fig. 2). Elle tire son nom de la rivière Rusizi, déversoir du lac Kivu au Nord dans le lac Tanganyika au Sud (Ilunga 1991) et se situe de part et d'autre de cette rivière qui, avec le lac Tanganyika au Sud forme la frontière entre le Burundi et la RDC (Hakiza 2002). Cette étude s'intéressera à la partie méridionale de cette plaine qui est connue sous le nom de la plaine de la basse Rusizi (Fig. 1 et 2). Dans la plaine de la basse Rusizi, la hauteur moyenne annuelle des précipitations varie de 800 à 850 millimètres, mais, augmente fortement sur les contreforts de la crête Congo-Nil où elle peut atteindre 1500 millimètres (Waleffe 1985). De part et d'autre de la rivière Rusizi (Burundi et RDC), les premiers forages ont été réalisés entre 1953 et 1960 pour l'eau potable aux populations installées essentiellement pour la culture du coton (Waleffe 1985). Dans la partie burundaise, les forages ont été implantés le long des pistes transversales de direction Est-Ouest, tous distants de 2 kilomètres (Waleffe 1985). L'interprétation des logs de forage et des essais de pompage ont été réalisés par Waleffe (1985), établissement de la première carte piézométrique de la zone) et Hakiza (2002, estimation des paramètres hydrodynamiques et établissement d'une carte piézométrique). Une autre campagne de forages commença de 2007 à 2015 sur toute l'étendue de la plaine et cette fois-ci ne suivant aucune transversale, mais installée dans des villages ruraux et dans les parties industrielle et résidentielle de la ville de Bujumbura (Fig. 7). Les données

de réalisation de ces forages ont été recueillies auprès des différents services et entreprises dont l'Institut Géographique du Burundi (IGEBU), la Régie de Distribution de l'eau (REGIDESO) et l'entreprise Road and Building Company (ROBUCO). Les cartes sous format digitale (topographique et géologique) et le Modèle Numérique de Terrain ont été recueillis auprès de l'IGEBU, de la direction Géologique du Burundi et du Bureau de Centralisation Géomatique (BCG). L'interprétation des essais de pompage sera à la base d'une distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques et les mesures des niveaux d'eau dans les forages conduiront à la réalisation d'une carte piézométrique de la plaine de la basse Rusizi à la lumière de nouvelles données.

L'objectif principal de cette étude est d'élaborer une géométrie 3D des différents dépôts plio-quadernaires et d'appréhender le fonctionnement hydrodynamique de la nappe de la plaine de la basse Rusizi. Les objectifs spécifiques concernent : l'élaboration des profils de corrélations transversales des différentes formations traversées par les forages, des esquisses paléogéographiques et des blocks diagrammes des différents domaines de dépôts ; l'estimation des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique et transmissivité) via l'interprétation des essais de pompage des forages récemment implantés dans la plaine ainsi que leur distribution spatiale ; l'élaboration d'une carte piézométrique de la plaine de la basse Rusizi.

ZONE D'ETUDE

Situation géographique

La plaine de la basse Rusizi s'étend du lac Tanganyika et de la rivière Ntahangwa au Sud, jusqu'à la rivière Nyamitanga et le pied du massif Zina, jusqu'au parallèle 3°6'0" au Nord (Fig. 1). Son altitude varie de 771m au Sud (altitude du lac Tanganyika en 1958 et validée par le Modèle Numérique de Terrain) à 865 m au Nord (Waleffe 1985). 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 (shapefile de l'IGEBU et digitalisé sur font topographique). A l'Ouest, cette plaine est limitée par la rivière Rusizi (Fig. 1). La plaine de la basse Rusizi est nettement plus large que la moyenne Rusizi (Fig. 2) avec ± 20 km. 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 la pente (Hakiza 2002). Sur ce relief, s'imprime un réseau hydrographique lâche dans la partie centrale, plus dense en bordure des contreforts rocheux (Hakiza 2002).

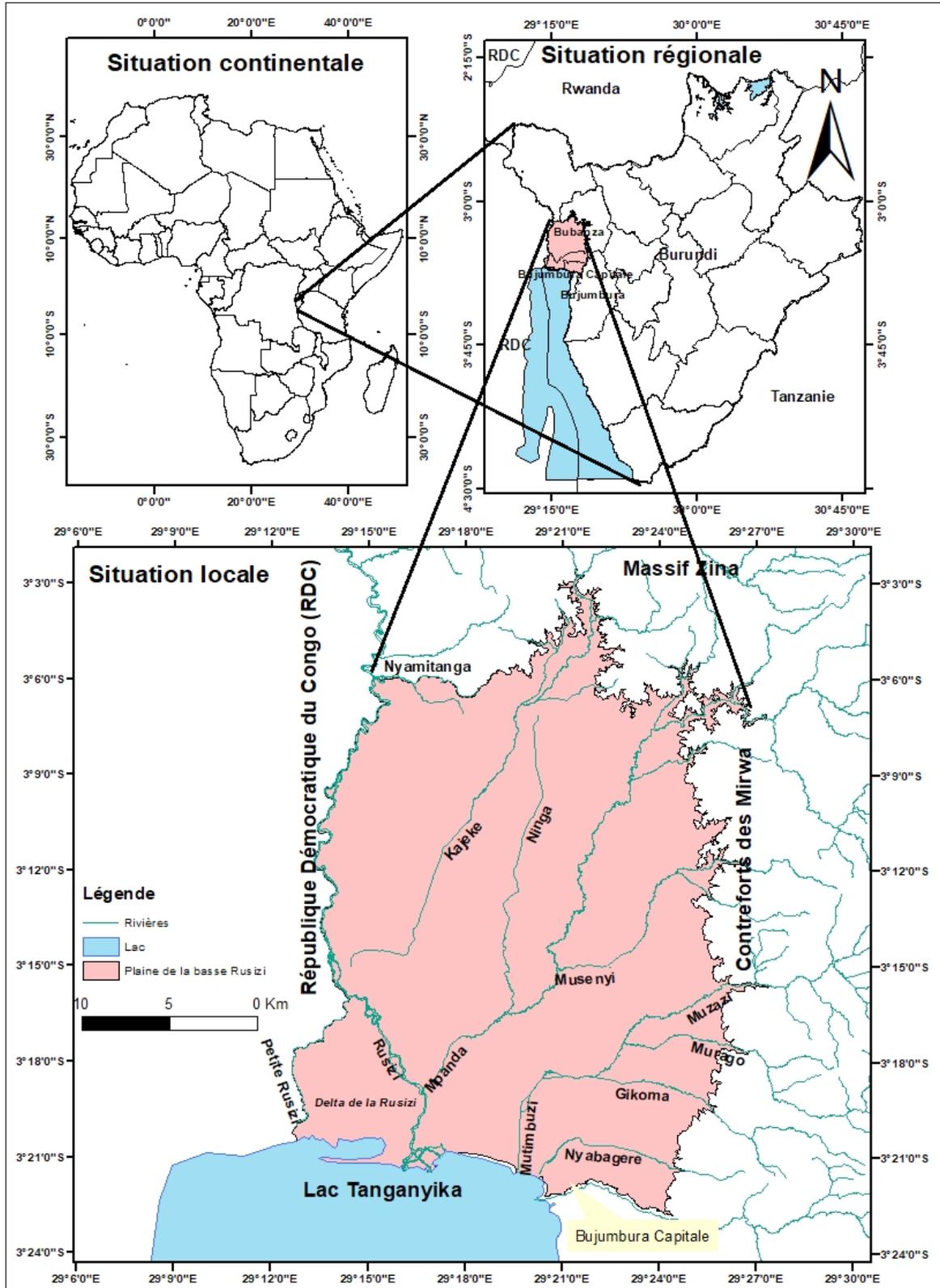


Figure 1. Cartes de situations géographiques de la plaine de la basse Rusizi, Burundi.

Figure 1. Geographical location maps of the lower Rusizi plain, Burundi.

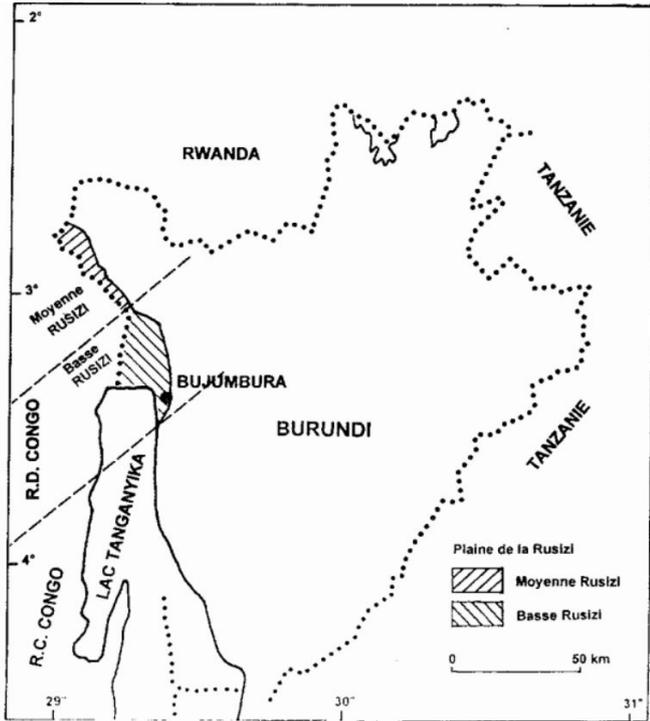


Figure 2. Situation géographique des plaines de la basse Rusizi et de la moyenne Rusizi au Burundi (Hakiza 2002).

Figure 2. Geographical location of the lower and the middle Rusizi plains in Burundi (Hakiza 2002).

Cadre géologique

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 (Fig. 6) ayant fait suite à un épisode antérieur à rattacher au Pléistocène inférieur ou plus ancien (Cahen 1954, Waleffe 1985).

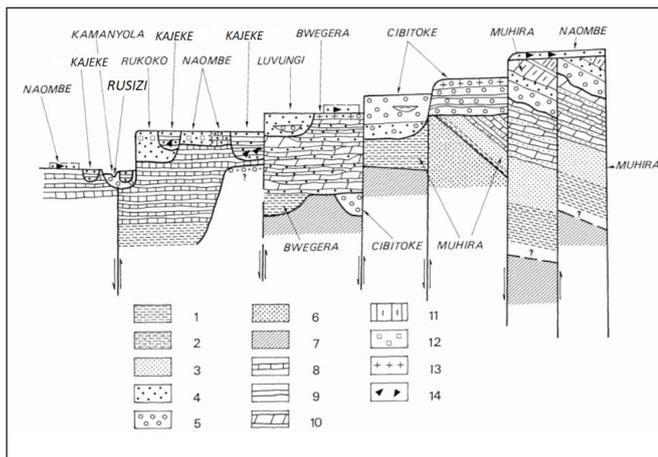


Figure 3. Coupe lithostratigraphique synthétique des dépôts de la plaine de la Rusizi (Ilunga & Paepé 1990, Ilunga 1991). 1. Limon ; 2. Limon sableux ; 3. Sable fin ; 4. Sable grossier ; 5. Cailloutis ; 6. Basalte ; 7. Précambrien ; 8. Horizon A ; 9. Horizon C ; 10. Horizon B ; 11. Horizon Bfe ; 12. Concrétions carbonatées ; 13. Cuirasse ferrugineuse ; 14. Artefact.

Figure 3. Synthetic lithostratigraphic section of the Rusizi plain (Ilunga & Paepé 1990, Ilunga 1991). 1. Silt ; 2. Sandy silt ; 3. Fine sand ; 4. coarse sand ; 5. Gravel ; 6. Basalte ; 7. Precambrian ; 8. Horizon A ; 9. Horizon C ; 10. Horizon B ; 11. Horizon Bfe ; 12. Carbonated concretions ; 13. Ferruginous cuirasse ; 14. Artefact.

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) et 1000 m d'altitude (Ilunga & Alexandre 1982). Les formations géologiques sont représentées par un ensemble précambrien et un ensemble cénozoïque (Fig. 3). 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 (Fig. 4, 5 et 6) 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 (Fig. 4, 5 et 6). 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 (Mutimbuzi) ou de la Rusizi (Mpanda, Kajeke) (Fig. 1) se sont surimposées aux alluvions fluvio-lacustres d'âge Pléistocène moyen (Frankart & Herbillon 1971, Waleffe 1985).

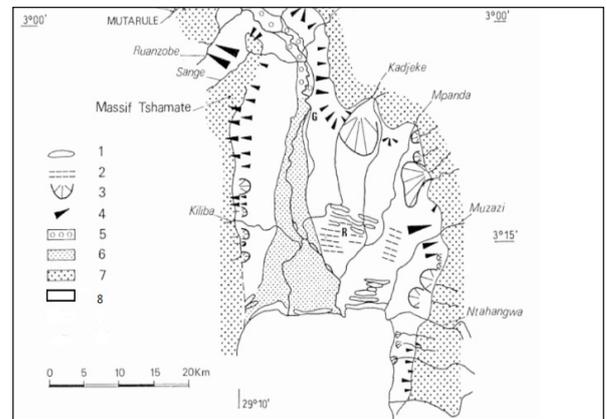


Figure 4. Esquisse géomorphologique de la plaine de la Rusizi (Ilunga 1991). 1. Flèche littorale nette ; 2. Flèche littorale moins nette ; 3. Cône de déjection ; 4. Glacis ; 5. Cailloutis de la Rusizi ; 6. Sable de la Rusizi ; 7. Précambrien ; 8. Alluvions fluvio-lacustres ; G : Formation Gihungwe ; R : Formation Rukoko.

Figure 4. Geomorphological sketch of the lower Rusizi plain (Ilunga 1991). 1. Clear spit ; 2. Less clear spit ; 3. Alluvial cone ; 4. Glacis ; 5. Gravel of Rusizi ; 6. Sand of Rusizi ; 7. Precambrian ; 8. Fluvio-lacustrine alluvium ; G : Gihungwe Formation ; R : Rukoko Formation.

Stratigraphiquement, on peut distinguer, dans la plaine de la basse Rusizi (Ilunga 1984), des formations d'âge holocène, pléistocène moyen et cénozoïque indifférencié (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 (Fig. 4) et de son delta (Fig. 1) 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-shefflood 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 gréséo-quartzitiques.

Du point de vue sédimentologique, Chorowicz & Thouin (1985) ont distingué six faciès représentés par la figure 5 :

- **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** constituées 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.

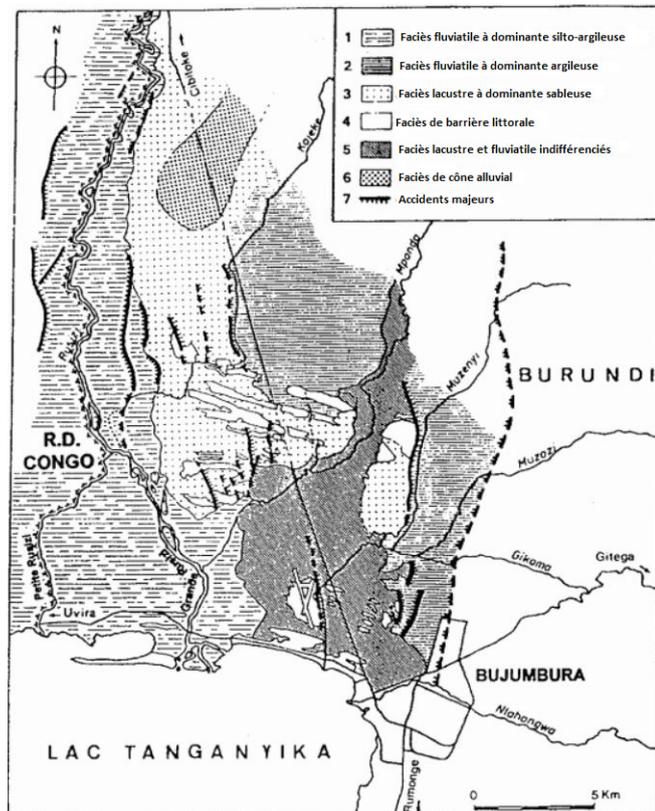


Figure 5. Ebauche sédimentologique et tectonique de la plaine de la basse Rusizi (Chorowicz & Thouin 1985, Hakiza 2002).

Figure 5. Sedimentologic and tectonic sketches of the lower Rusizi plain (Chorowicz & Thouin 1985, Hakiza 2002).

A quelques douze kilomètres de la côte du lac Tanganyika, vers le Nord, (Fig. 3) apparaît une série d'alignements parallèles. Il s'agit d'anciennes flèches littorales sableuses associées à la progression du delta de la Rusizi et qui constituent la formation Rukoko (Fig. 4) d'âge pléistocène

supérieur à holocène (Ilunga 1991). Les figures 5 et 6 illustrent de petits escarpements, talus et ruptures de pentes (abrupts) à regard vers l'Est ou vers l'Ouest, délimitant les ensembles sédimentaires. Ces ruptures sont décrites comme des failles à faible rejet d'orientation Nord-Sud et Nord-Nord-Ouest (Fig. 6), affectant des formations superficielles sableuses et argileuses (Chorowicz & Thouin 1985). Les accidents situés au centre de la plaine et qui affectent les Paléo-barrières littorales, paraissent un peu plus anciens que les autres car certains d'entre eux, situés au Sud, sont recouverts par des dépôts fluviaux (Ilunga 1991). Les failles visibles dans les alluvions actuelles de la Rusizi sont les plus récentes (Ilunga 1991). Des affleurements précambriens sont localisés aux contacts septentrionale et orientale entre la plaine et les contreforts. Ces affleurements précambriens sont constitués de formations magmatiques et métamorphiques d'âge Protérozoïque moyen (Theunissen 1989) constituées du complexe Zina/Randa, du complexe de Bubanza, du complexe de Buhonga, de la formation Rushubi-Muyebe et d'intrusions granitiques (Fig. 6). Un petit affleurement archéen est signalé au Sud-Est de la plaine et est constitué du complexe de la Mugere illustré par la figure 6 (Nzobjwami 1987, Theunissen 1989) :

- **la Formation Rushubi – Muyebe (Rb/My)** constituée essentiellement de phyllites, de minces niveaux quartzitiques et, par endroits, des micaschistes à chloritoïde, grenat, staurotite, biotite, amphibolites, chloritoschistes et volcanosédiments ;

- **le Complexe de Zina – Randa (Zn/Ra)**, est constitué par les faciès de Zina et Randa. Le faciès de Zina comprend des orthogneiss, des amphibolites, des micaschistes à sillimanite, des paragneiss et quelques niveaux quartzitiques. Le faciès de Randa comprend des amphibolo-chloritoschistes, phyllites et micaschistes et des bancs de lentilles de calcaires dolomitiques et de schistes calcaireux ;

- **le Complexe de Bubanza (Bb)** : est une lithologie méta-sédimentaire dont l'identification précise est rendue difficile par la présence de nombreuses injections pegmatitiques, concordantes au litage de l'encaissant. Ce dernier est principalement constitué par des bancs gréseux, et psammitiques alternant avec des niveaux plus pélitiques ;

- **l'intrusion granitique (γ)** : il s'agit du granite à texture gneissique, souvent porphyrique, à deux micas ; il contient quelques enclaves sédimentaires ;

- **le Complexe de Buhonga (Bg)** présente des pointements isolés de granites gneissiques ;

- **le Complexe de la Mugere (Mg)** situé en bordure de la plaine de la basse Rusizi, présente une texture porphyrique à deux micas.

Contexte hydrogéologique

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 (Fig. 4). La grande majorité d'anciens forages (1953-1960) ont été implantés dans les formations quaternaires (Fig. 7) : Holocène et Pléistocène moyen) à l'exception du forage Ru165 (Fig. 7) se trouvant à l'extrémité orientale de la basse Rusizi au niveau de la transversale T3 (Hakiza 2002) et a été réalisé dans le Précambrien. L'interprétation des logs lithostratigraphiques d'anciens forages (Waleffe 1985, Hakiza 2002) montre que dans la grande majorité des forages et à l'achèvement de ceux-ci, on observe une remontée du niveau d'eau dans le tubage de plusieurs mètres en général et pouvant même

dépasser 15 m ; 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 mètres cubes par heure pour les anciens forages) et du rabattement correspondant, et exprimé en mètre 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 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). Une forte variation de conductivités hydrauliques a été constatée et comprise entre 2×10^{-5} et $2,2 \times 10^{-2}$ mètres par seconde; tandis que les transmissivités sont comprises entre $1,9 \times 10^{-4}$ et $4,5 \times 10^{-2}$ mètres carrés par seconde (Hakiza 2002). Les nouveaux forages se trouvant au Nord-Est et au Sud-Est, pour la plupart, ont investigués des zones qui n'avaient jamais connu de forages jusqu'en 2010. Se trouvant vers les extrémités Nord-Est et Sud-Est, au contact entre les formations quadernaires et précambriennes, la nappe est soit localisée dans des cônes alluviaux pour les forages se trouvant tout près des rivières, soit localisée dans des formations précambriennes altérées ou fracturées.

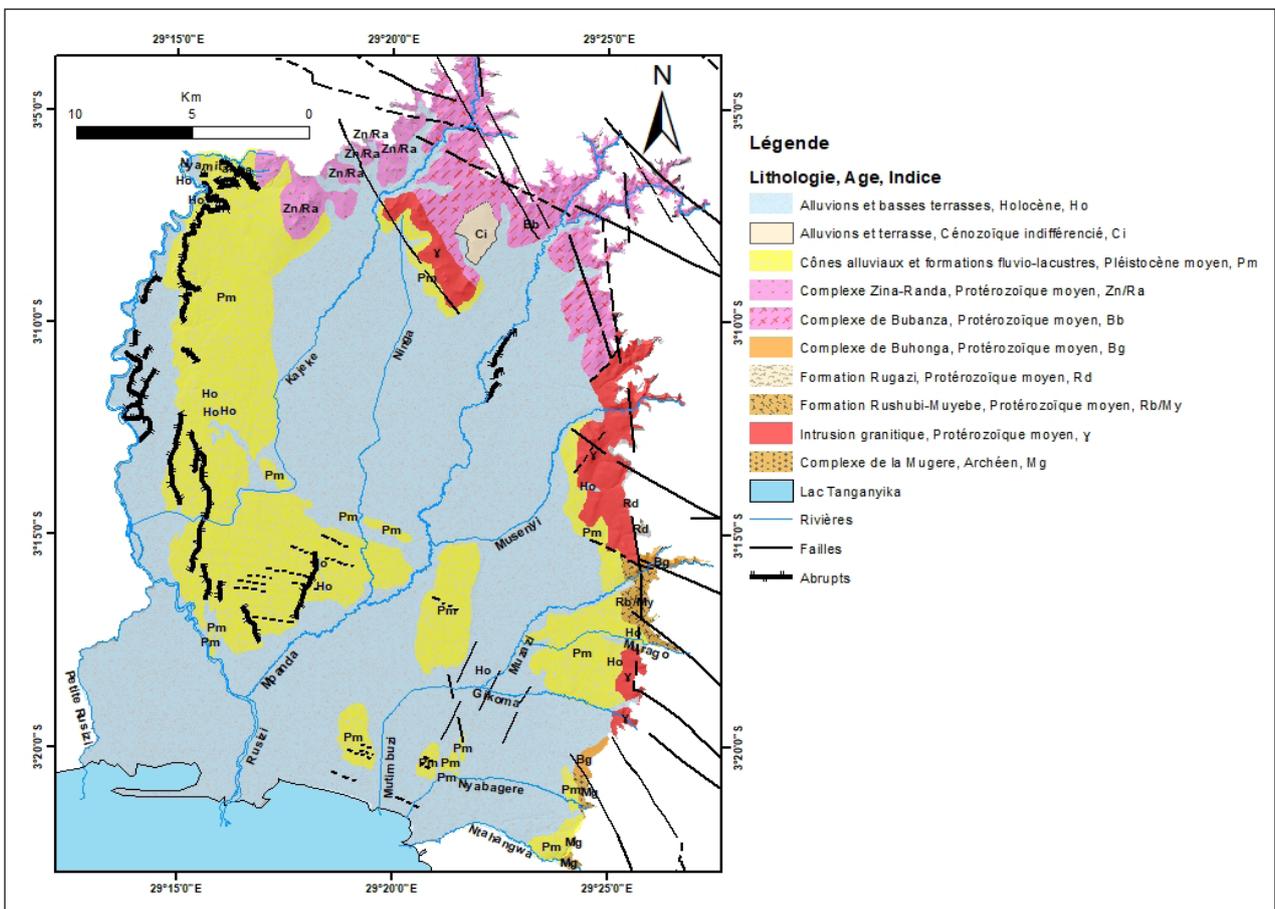


Figure 6. Carte géologique de la plaine de la basse Rusizi modifiée à partir de la carte géologique du Burundi, Feuille Bujumbura (Theunissen 1989).

Figure 6. Geological map of the lower Rusizi plain modified from geological map of Burundi, Bujumbura sheet (Theunissen 1989).

MÉTHODOLOGIE

La méthodologie adoptée dans ce travail a été d'abord de collecter les données des logs de forages et des essais de pompage 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, cartes) qu'a pu être synthétiser l'aperçu géologique au niveau du secteur d'étude du point de vue stratigraphique, sédimentologique et structurale afin de proposer une esquisse paléogéographique et un modèle

géométrique 3D des formations plio-quadernaires constituant le toit et la couche aquifère de la plaine de la basse Rusizi. L'estimation des paramètres hydrodynamiques telles que la conductivité hydraulique et la transmissivité est réalisée à partir des données des essais de pompage. Les niveaux piézométriques obtenus à partir de la soustraction entre l'altitude du point de forage localisé sur le MNT de 10 m de résolution avec une altitude de 0,5 m de précision et la hauteur du niveau d'eau mesurée dans le forage avant les essais de pompage constituent un outil de base dans l'élaboration de la carte piézométrique.

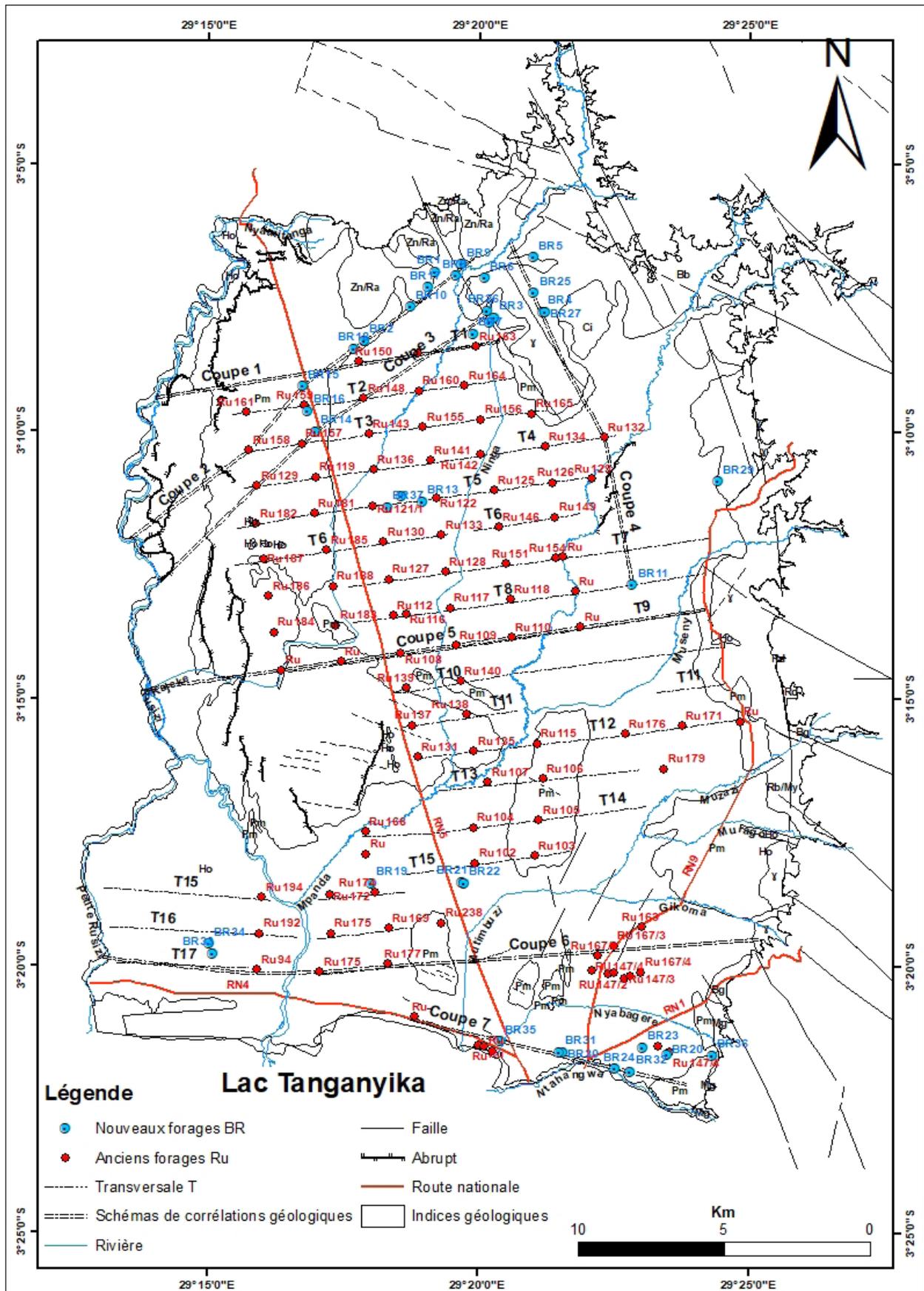


Figure 7. Localisation des anciens et des nouveaux forages ainsi que les plans de coupes transversales.

Figure 7. Location of old and new wells and cross-sectional plans.

Théorie sur le calcul des paramètres hydrodynamique et réalisation de la carte piézométrique

La conductivité hydraulique est une constante de proportionnalité dans la loi de Darcy (Kruseman & De Ridder 1994): $Q = K \frac{dh}{dl} A$.

Q : débit de pompage (mètre cube par heure), K : conductivité hydraulique (mètre par seconde), A : section transversale perpendiculaire au sens d'écoulement, $dh/dl = i$ est un gradient hydraulique (sans unité).

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 & De Ridder 1994). 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).

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 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 toute son épaisseur.

Pour une nappe captive cylindrique, on suppose que le massif aquifère exploité est limité, à une distance R de l'axe du puits, par une tranchée concentrique de réalimentation. Le débit Q d'une telle nappe est donné par la formule (Castany 1963) : $Q = 2\pi ke \frac{H-h}{\ln(\frac{R}{r})} = 2,73Ke \frac{H-h}{\log(\frac{R}{r})}$

R , distance en mètres entre la paroi du drain ou l'axe du puits et la surface latérale de réalimentation, c est le rayon d'action ou d'influence. H , la hauteur d'eau dans la tranchée de réalimentation mesurée en mètres à partir du substratum imperméable. h , la hauteur, en mètres, dans le drain ou le puits par rapport au substratum imperméable. Q , le débit à la paroi du drain ou du puits en m^3/s . K , le coefficient de perméabilité de Darcy en mètre par seconde. r , le rayon du puits en mètres. e : épaisseur, en mètres, de la couche aquifère.

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):

$$T = K.e \text{ (mètre carré par seconde).}$$

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). Les cartes de surfaces potentiométriques ou 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).

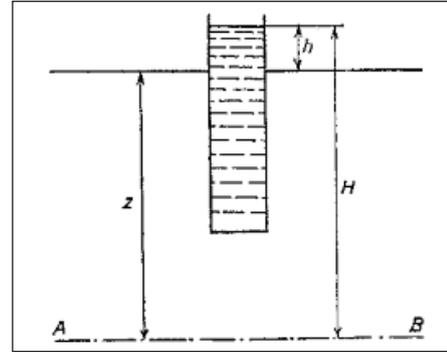


Figure 8. Niveau piézométrique d'une nappe captive (Castany 1963).

Figure 8. Piezometric level of confined aquifer (Castany 1963).

Pour une nappe captive, la pression piézométrique est : $H=z+h$ (Fig. 8). Où h est la hauteur d'eau au-dessus du terrain naturel dans un tube piézométrique.

La surface piézométrique présente une morphologie comparable à celle d'une surface topographique (Castany 1963) : dépressions, ondulations, ruptures de pentes, etc. On peut y tracer des courbes de niveaux 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. Les cartes en courbes isopièzes permettent donc (Castany, 1963) 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 $i=(H_1-H_2)/L$. 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 (la rivière draine la nappe) et la concavité orientée vers l'aval marque une zone déprimée, donc de débit faible ou de forte perméabilité (la nappe draine la rivière) et l'espacement des courbes isopièzes exprime directement le gradient hydraulique (castany 1963). Des courbes serrées indiquent un fort gradient hydraulique donc un débit rapide ou une faible perméabilité et dans le cas contraire, la pente est faible, ce qui traduit un débit réduit ou une forte perméabilité (Castany 1963).

RESULTATS ET DISCUSSIONS

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). Les données des coupes lithostratigraphiques d’anciens forages ont été traitées et analysées par deux auteurs (Waleffe 1985, Hakiza 2002) et celles relatives aux nouveaux forages (recueillies auprès de l’entreprise ROBUCO, de la société REGIDESO et de l’IGEBU) sont traitées et interprétées dans ce travail. Au total, sept coupes ont été réalisées (Fig. 7) en essayant de recouper une grande majorité de forages. En analysant la carte de figure 7, on remarque 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 et les forages sont équipés de pompes manuelles) et de Sud (zone industrielle et quartiers résidentiels de la ville de Bujumbura) de la plaine. Quatre coupes ont été réalisées dans la partie Nord de la plaine (Fig. 7). La coupe 1 part de la rivière Rusizi vers l’Est et a recoupé trois forages anciens, les coupes 2 et 3 sont de direction Nord-Ouest-Nord-Est à partir de la rivière Rusizi jusqu’au contact entre les formations récentes du Cénozoïque et le Précambrien, tandis que la coupe 4 a une direction Nord – Sud depuis la transversale 8 jusqu’à 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 fluviatiles (Holocène) en traversant une couche argilo-sableuse et calcareuse 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 mais qui diminue d’Ouest en Est et la nappe change de lithologie dans cette direction des sables fins argileux, en passant par les cônes alluviaux et en fin 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 se trouvant dans les cônes alluviaux, 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) tandis que vers le sud de la coupe, le forage BR11 capte une nappe constituée de cônes alluviaux.

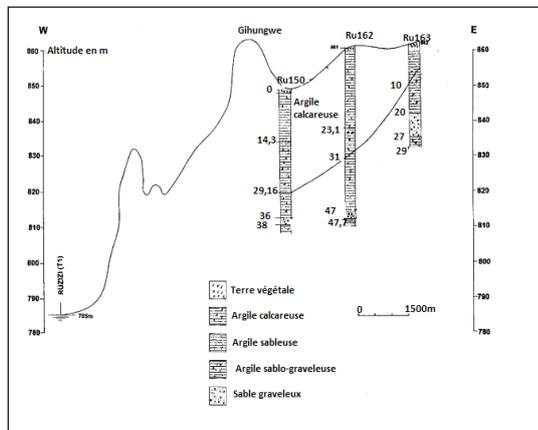


Figure 9. Profil de coupe de corrélation géologique 1 (Hakiza 2002).
 Figure 9. Geological correlation section profile 1 (Hakiza 2002).

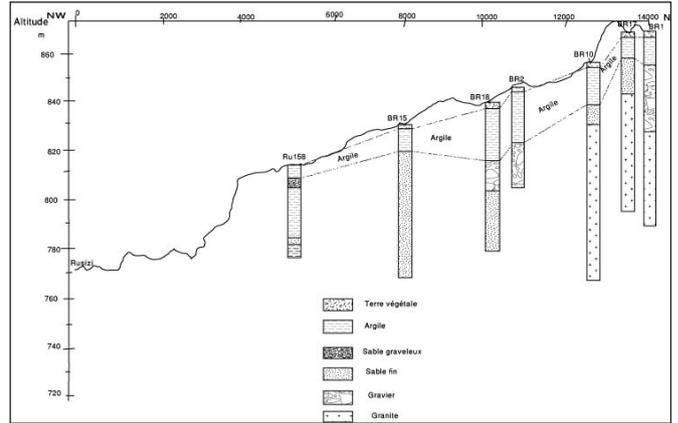


Figure 10. Profil de coupe de corrélation géologique 2.
 Figure 10. Geological correlation section profile 2.

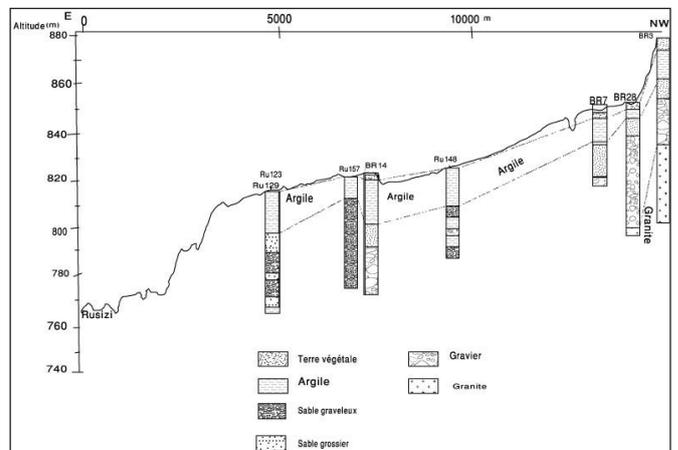


Figure 11. Profil de coupe de corrélation géologique 3.
 Figure 11. Geological correlation section profile 3.

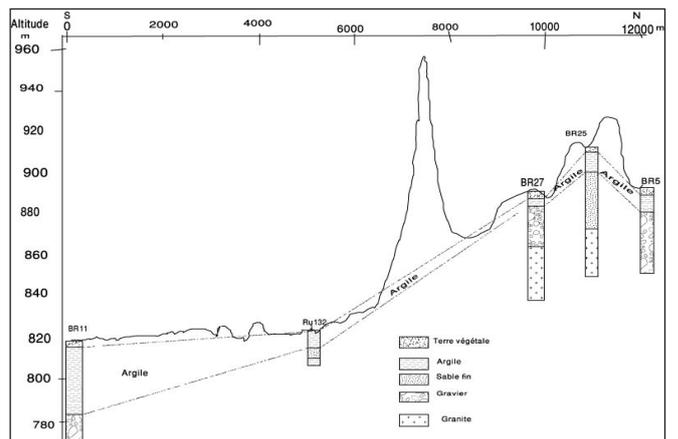


Figure 12. Profil de coupe de corrélation géologique 4.
 Figure 12. Geological correlation section profile 4.

Au milieu de la plaine se trouve la coupe 5 coïncidant avec la transversale 9. A l’Ouest, la coupe montre sur plus de 30 m de profondeur 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, ces dépôts s’intercalent dans une argile sableuse, calcareuse et micacée, avec des grains de travertin calcaire, cette dernière constituant ainsi le sommet et la base de l’aquifère.

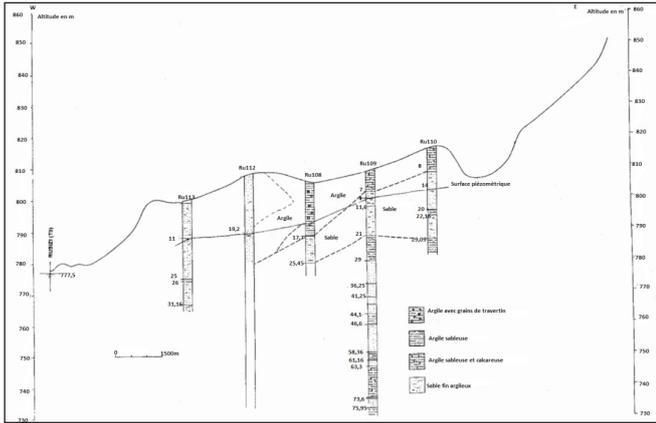


Figure 13. Profil de coupe de corrélation géologique 5 (Hakiza 2002).

Figure 13 : Geological correlation section profile 5 (Hakiza 2002).

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 (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 6 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 calcareuse 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.

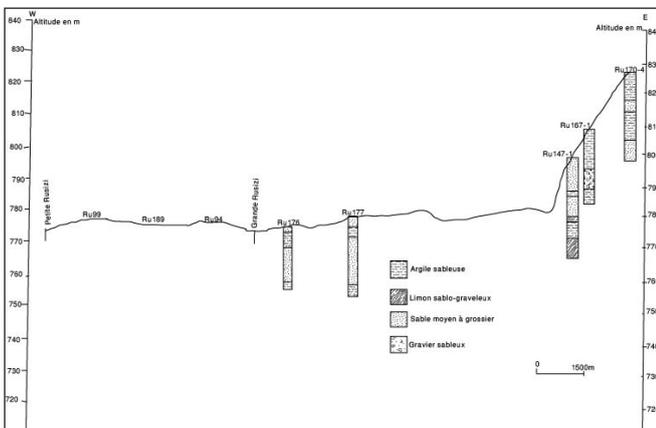


Figure 14. Profil de coupe de corrélation géologique 6.

Figure 14. Geological correlation section profile 6.

Vers la limite Sud, à moins de deux cents mètres du lac Tanganyika et la rivière Ntakangwa, vers le Nord, la coupe 7 est établie à base de 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 fluviaux. Pour le forage BR24, en dessous de la couche d'argile vient une couche de sable fin (dépôts lacustres) suivi par une couche de sable graveleux qui est issue de 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 Ntakangwa. Plus on

va vers l'ouest, la couche d'argile qui coiffe la nappe aquifère disparaît progressivement.

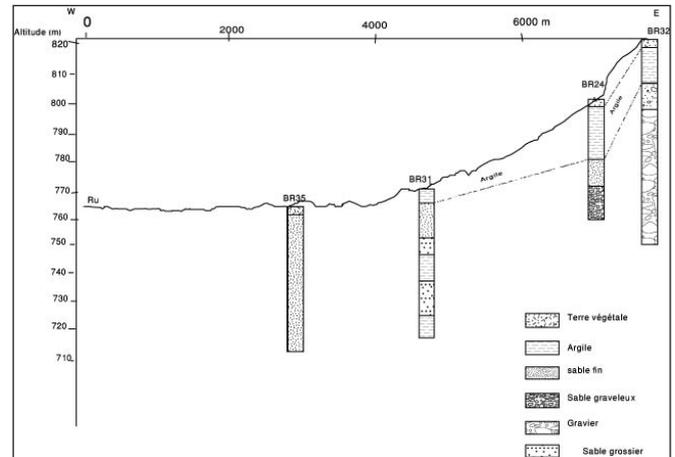


Figure 15. Profil de coupe de corrélation géologique 7.

Figure 15. Geological correlation section profile 7.

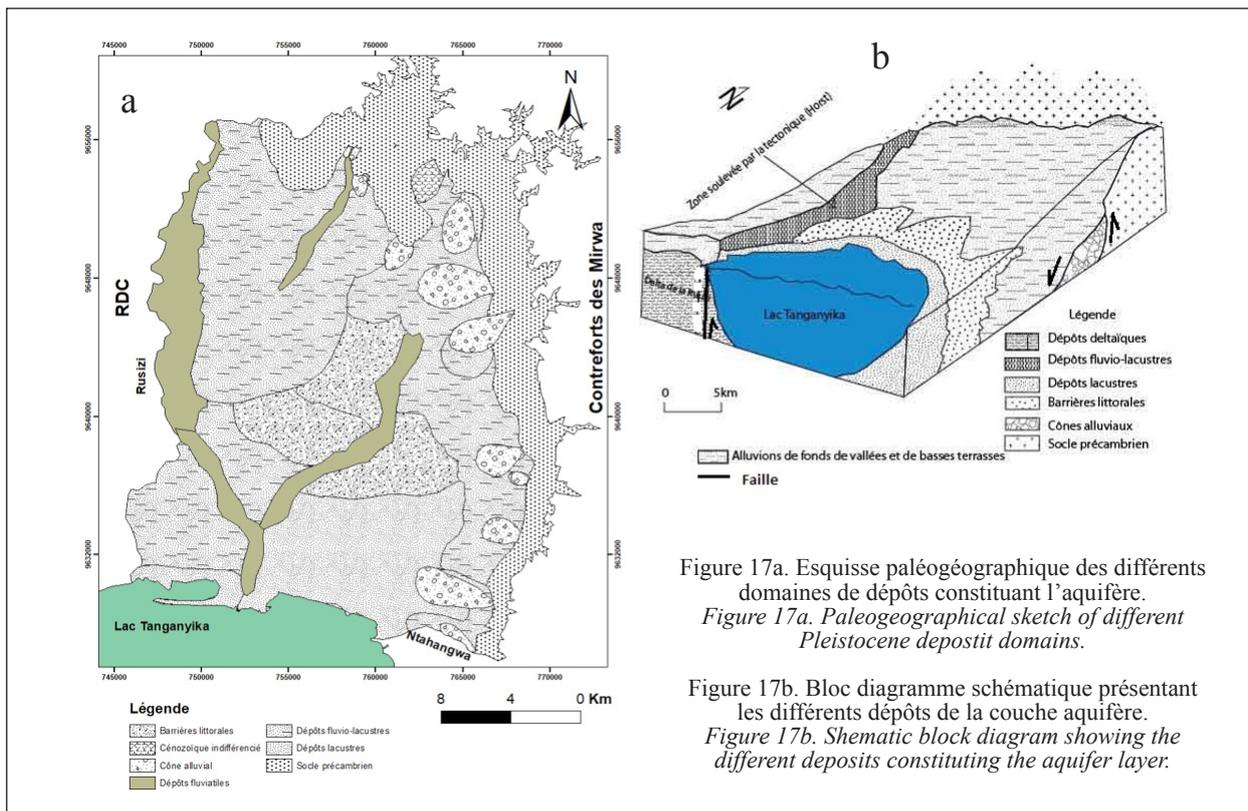
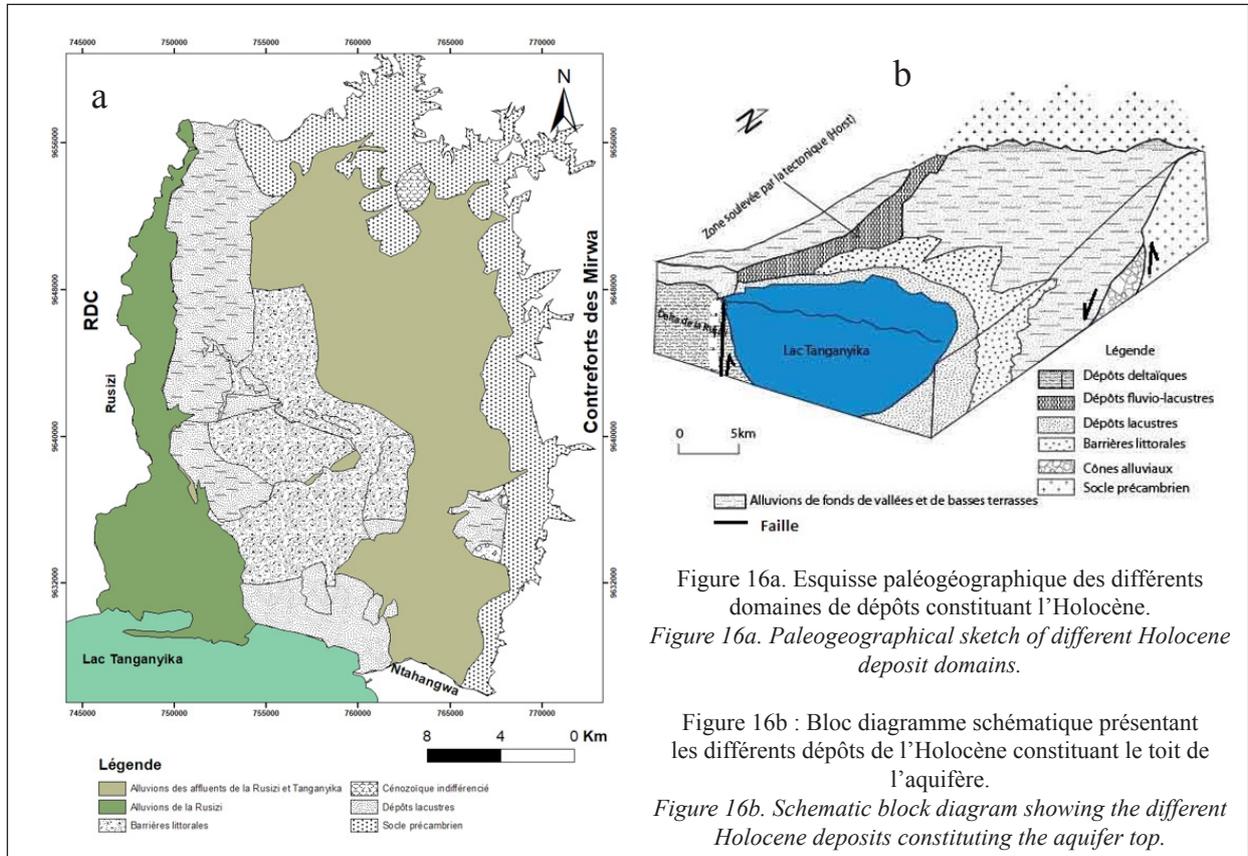
De ces sept coupes, on peut déduire qu'à partir du lac Tanganyika jusqu'à 500 m vers le Nord, on est en présence des dépôts de sable fin (dépôts lacustres d'âge Holocène) tandis que dans le delta de la Rusizi et tout au long de cette rivière (200 m environ vers l'Est), on est en présence des alluvions récentes (Holocène) déposés par la Rusizi. L'Holocène est déposé en discordance sur le précambrien vers le Nord-Est et Sud-Est. Le Pléistocène qui est en grande partie recouvert par l'Holocène est recoupé par les forages au centre et à l'Est en dessous des argiles et est constitué de dépôts fluvio-lacustres. 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 (12 km environ à partir du lac Tanganyika) et le Sud de la plaine, les forages ont recoupé respectivement des cordons littoraux et des dépôts lacustres d'âge holocène.

Esquisses paléogéographiques

En prenant comme point de départ la description des profils de coupes géologiques (III.1) ayant permis 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 (Précambrien) dont la lithologie est soit du granite ou gneiss fracturé, soit du granite ou gneiss altéré. Plus proche des contreforts précambriens, la nappe aquifère est plutôt localisée au niveau 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 est déposé en discordance sur le granite 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 Kajeki, l'aquifère se trouve préférentiellement au niveau des dépôts fluviaux méandriques 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 (Fig. 16 a). 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 qui ont favorisé le prolongement de cet aquifère beaucoup

plus vers le Sud (Fig. 17a et b). L'hétérogénéité de l'aquifère et de son toit dans la plaine de la basse Rusizi qui vient d'être décrit ci-haut est illustrée par les figures 16 et 17 ci-dessous.



Paramètres hydrodynamiques

La figure 18 montre une répartition spatiale inégale des forages ayant servi de calcul des paramètres hydrodynamiques (Conductivités hydrauliques et transmissivités). Dans le cas d'un régime permanent, comme c'est le cas ici 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, c'est-à-dire qu'il n'y a aucun changement de rabattement avec le temps. Etant donné que tous les essais de pompage ont été effectués sans piézomètres, les rabattements qui seront utilisés lors des calculs des conductivités hydrauliques seront 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 et de l'épaisseur de la nappe captée par le forage. L'hétérogénéité de la couche aquifère observée à la figure 17 fait que les paramètres hydrodynamiques ainsi calculés sont localisés autour de forages correspondants et ne peuvent pas être généralisés sur l'ensemble de la plaine de la basse Rusizi. Toutefois, sur la figure 18, on peut distinguer des variations de conductivités hydrauliques suivant la nature géologique de la couche aquifère. De manière générale, les valeurs de conductivités hydrauliques diminuent du Sud vers

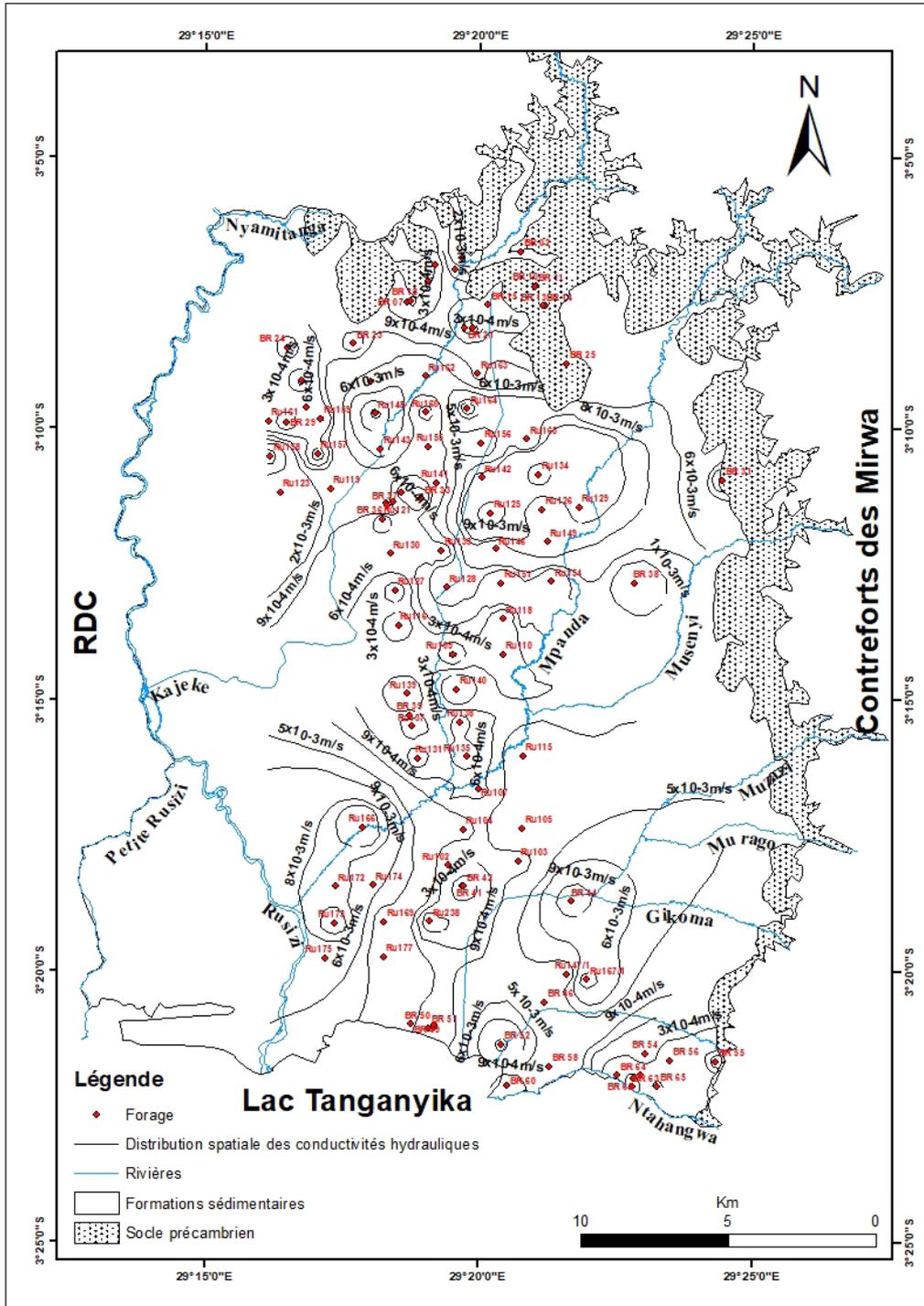


Figure 18. Distribution spatiale des conductivités hydrauliques dans la plaine de la basse Rusizi.
 Figure 18. Spatial distribution of hydraulic conductivities in the lower Rusizi plain.

le Nord et de l'Ouest vers l'Est, elles sont faibles tout près des contreforts précambriens. Mais cette règle n'est pas généralisée dans les cônes alluviaux captés par les forages tout près des rivières Kajeke et Mpanda où les conductivités hydrauliques sont de l'ordre de 10^{-3} m/s. Les données des essais de pompage qui ont été réalisés dans les forages du delta de la Rusizi n'ont pas été trouvées. A l'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 (Fig. 18). Les valeurs de conductivités hydrauliques reprises dans le tableau 1 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, les valeurs de conductivités hydrauliques 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 conductivités hydrauliques variant entre 6×10^{-3} m/s et 9×10^{-4} m/s. Dans la nappe aquifère des barrières littorales constituées de sables moyens à grossiers, la conductivité hydraulique varie entre 3×10^{-4} et $2,2 \times 10^{-2}$ m/s. Dans les dépôts fluviatiles de la Rusizi et de ses affluents, la 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 varie entre 5×10^{-5} et 6×10^{-3} m/s. Les valeurs les plus faibles se trouvent vers la limite orientale de la plaine tandis que les valeurs élevées se trouvent vers l'Ouest en direction de la rivière Rusizi. Les forages qui ont été réalisés dans le complexe de Bubanza (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 $4,46 \times 10^{-2}$ m²/s (Ru149). Dans les dépôts lacustres, les transmissivités oscillent entre 10^{-2} et 10^{-3} m²/s, mais elles diminuent en direction Est vers la rivière Ntchangwa. On observe donc que la zone la plus proche du lac Tanganyika est la plus transmissive. Dans les cordons littoraux, la transmissivité est également élevée et est comprise entre $4,8 \times 10^{-3}$ et $1,2 \times 10^{-2}$ m²/s au centre de la plaine. Les cônes alluviaux, localisés tout près des contreforts précambriens, montrent des transmissivités de l'ordre de $1,7 \times 10^{-2}$ m²/s. Dans les dépôts fluviatiles, étant donné que l'épaisseur de l'aquifère captée est comprise entre 1 et 6 m, même si les conductivités hydrauliques soient élevées, les transmissivités sont faibles. Les valeurs des transmissivités dans les dépôts fluviatiles oscillent autour de 10^{-4} m²/s. La partie de la plaine constituée des dépôts fluvio-lacustres, montre des valeurs de transmissivités comprises entre $3,9 \times 10^{-4}$ et $7,28 \times 10^{-3}$ m²/s. Les forages qui ont été réalisés dans le Précambrien montrent des valeurs de transmissivités les plus faibles comprises entre $7,5 \times 10^{-5}$ et 10^{-4} m²/s. Toutes ces valeurs de transmissivités sont reprises par le tableau 1.

Tableau 1. Valeurs des conductivités hydrauliques et des transmissivités.

Table 1. Hydraulic conductivity and transmissivity values.

Nom du forage	Conductivité hydraulique (m/s)	Epaisseur de l'aquifère (mètre)	Transmissivité (m ² /s)	Nom du forage	Conductivité hydraulique (m/s)	Epaisseur de l'aquifère (mètre)	Transmissivité (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

Nom du forage	Conductivité hydraulique (m/s)	Epaisseur de l'aquifère (mètre)	Transmissivité (m ² /s)	Nom du forage	Conductivité hydraulique (m/s)	Epaisseur de l'aquifère (mètre)	Transmissivité (m ² /s)
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
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 d'une distribution spatiale variée de ces derniers et qui confirme la présence d'une nappe aquifère hétérogène comme le montrent les variations des conductivités hydrauliques et des transmissivités (Fig. 18, tableau 1). La répartition spatiale des conductivités hydrauliques met en évidence des parties de la plaine très perméables : il s'agit des cônes alluviaux localisés autour des rivières Mpanda et Kajeke vers le contact entre la plaine et les contreforts précambriens, les dépôts fluviaux des principaux affluents de la Rusizi (Mpanda et Kajeke) et les barrières littorales. Ces parties de la plaine citées ci-haut montrent des valeurs moyennes de conductivités hydrauliques supérieures à 10^{-3} m/s. Les dépôts lacustres et les formations fluvio-lacustres montrent des valeurs moyennes de conductivités hydrauliques faibles (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 (sable fins 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 plus transmissives que les autres formations. Les dépôts lacustres viennent en troisième position, cela grâce à l'épaisseur de la nappe captée (plus de 12 m pour la plupart de forages). Les dépôts fluviaux ne présentent pas des valeurs de transmissivités élevées à cause de la petite épaisseur que ces formations présentent pour leur aquifère (1 à 6 m). Les formations fluvio-lacustres sont les moins transmissives par rapport aux autres formations cénozoïques tandis que les forages qui ont investigué le précambrien présentent des valeurs plus faibles de transmissivité (entre $7,5 \times 10^{-5}$ et 10^{-4} mètres carrés par seconde).

Carte piézométrique nouvelle de la Plaine de la basse Rusizi

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

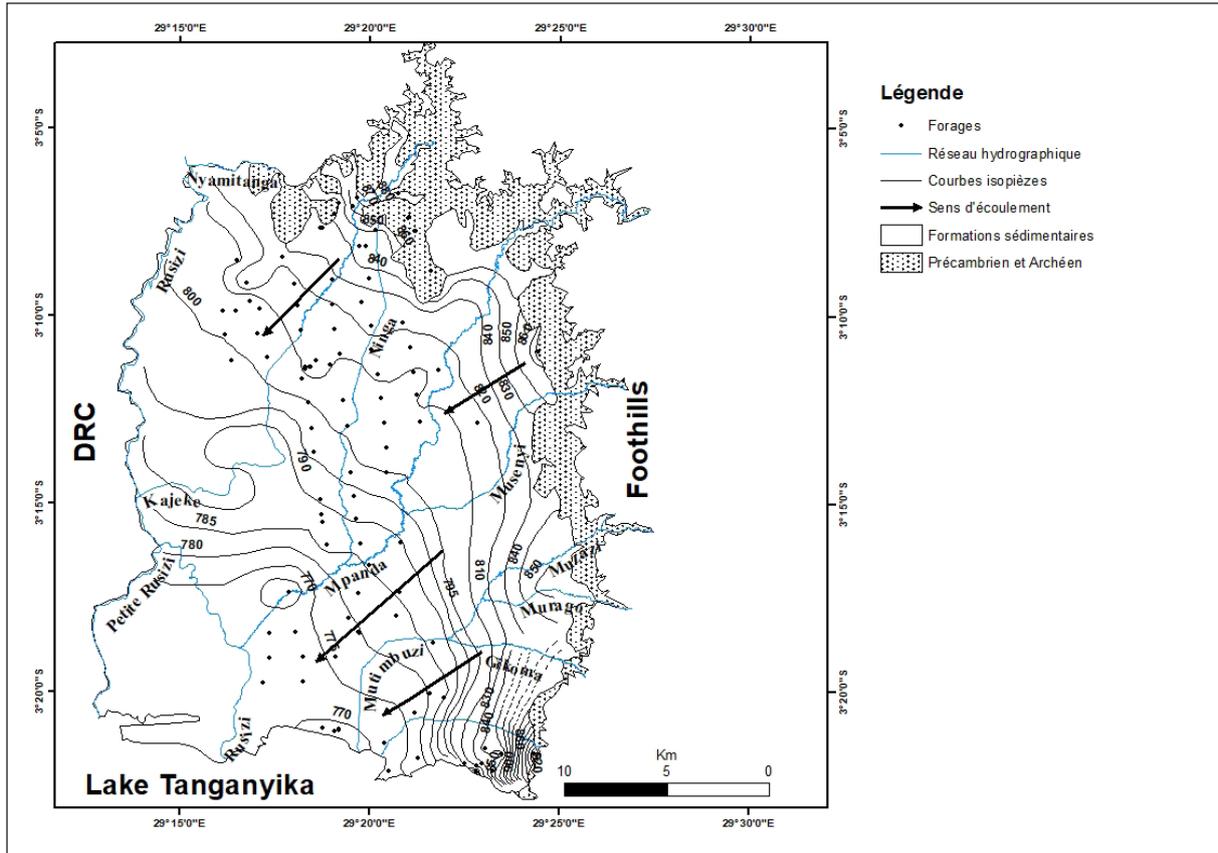


Figure 19. Carte piézométrique nouvelle de la Plaine de la basse Rusizi.

Figure 19. Piezometric new map of the lower Rusizi plain.

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 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 de la rivière Kajeke, l'orientation de la concavité des courbes isopièzes est vers l'amont jusqu'à la cote 820 m, cette concavité traduit le drainage de la Kajeke par la nappe tandis qu'au niveau de la Mpanda, la concavité des courbes isopièzes est dirigée vers l'aval et traduit un drainage de la nappe par cette rivière. Au niveau d'autres rivières, excepté la rivière Gikoma, on remarque une concavité orientée vers l'amont (contreforts) ; qui confirme un drainage des rivières par la nappe. Cette concavité orientée vers l'Est et le Nord Est, sauf au niveau de la rivière Mpanda, traduit également une recharge latérale de la nappe depuis les formations altérées ou fracturées du Précambrien. A la limite ouest, elle est drainée par la rivière Rusizi et au Sud, le lac Tanganyika constitue son exutoire méridional. Depuis la cote 795 m (Fig. 19) 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 (De Marsilly 1986). La valeur du gradient hydraulique varie de 0,3 au centre 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 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 équilibres 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 un écoulement rapide ou 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 les dépôts lacustres.

CONCLUSION

L'étude géologique et hydrogéologique du système aquifère de la plaine de la basse Rusizi s'est basée sur des rapports, des publications ainsi que des données brutes recueillies à l'IGEBU, à la direction géologique du Ministère de l'Energie et des Mines, au BCG, à la société REGIDESO (Régie de distribution de l'eau potable au Burundi) et à l'entreprise Road Building Company (ROBUCO). Le traitement et la réinterprétation des données géologiques surtout celles trouvées dans les rapports d'exécution de forages a permis d'établir une géométrie 3D et une esquisse paléogéographique des formations constituant l'aquifère et son toit. D'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud, on est en présence d'une nappe hétérogène marquée par des variations latérales et verticales

très nettes. Il s'agit principalement de roches précambriennes altérées et fracturées, de blocs de cailloux roulés dans les cônes alluviaux tout près des contreforts précambriens, 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 ainsi 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 formations fluvio-lacustres.

La profondeur de la nappe est très variable et la couche d'argile qui confine cet aquifère 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).

L'interprétation des essais de pompage a permis de calculer autour de chaque forage les paramètres hydrodynamiques. 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 conductivités hydrauliques faibles, elles augmentent dans les cônes alluviaux et les barrières littorales. 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 formations précambriennes. Ces valeurs augmentent également depuis les limites septentrionale et orientale de la plaine vers le Sud tout près du lac Tanganyika.

L'examen de la carte piézométrique dans la plaine de la basse Rusizi permet 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 investigué 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.

Dans la plaine de la basse Rusizi, on remarque une diminution des pentes des lignes isopiéométriques du Nord vers le Sud, de l'Est et du Sud-Est vers l'Ouest et le Sud-Ouest ; Cela traduit un écoulement rapide de la nappe des contreforts vers l'Ouest et le Sud de la plaine, donc une faible perméabilité vers la limite orientale confirmée par les valeurs de conductivités hydrauliques 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 de cette zone.

Ce travail permet, à partir des interprétations des données géologiques et hydrogéologiques, d'identifier les zones les plus perméables pour une alimentation en eau potable des populations de la plaine de la basse Rusizi qui ne connaît aucune source d'eau de surface. Il s'agit des cônes alluviaux au Nord-Est, des dépôts fluviaux des affluents de la Rusizi, des barrières littorales ainsi que des dépôts lacustres tout près du lac Tanganyika. Ces zones sont les plus transmissives. Il permet également, à partir de la carte piézométrique, d'estimer à chaque point de la plaine, le niveau piézométrique de la nappe.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient l'Institut Géographique du Burundi (IGEBU), la Régie de Distribution de l'eau (REGIDESO), l'entreprise Road and Building Company (ROBUCO), la direction Géologique du Burundi et du Bureau de Centralisation Géomatique (BCG). Les auteurs remercient également les évaluateurs anonymes pour leurs remarques et suggestions.

REFERENCES

- Bidou J. E., Ndayirukiye S., Ndayishimiye J.P. *et al.* 1991. Géographie du Burundi. *Hatier, Paris*. 288 p.
- Cahen L. 1954. Géologie du Congo belge. *H. Vaillant-Carmann, Liège*, 577p.
- Castany G. 1963. Traité pratique des eaux souterraines. *Dunod Paris*. Université de Liège-Département des Sciences de la Terre, 668p.
- Chorowicz J. & Thouin C. 1985. Failles synsédimentaires et structure de la plaine de la Rusizi (Nord-Tanganyika). *Centre de Recherche-académie sciences*. Paris, 301, 11, 835-840.
- Chorowicz J. 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 379-410.
- Collin J-J. 2004. Eaux souterraines, connaissance et gestion. *Editions Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM)*. 169p.
- De Marsily G. 1981. *Hydrogéologie quantitative*. Editions Masson, Paris. 215 p.
- Domenico P. A. & Schwartz F. W. 1998. Physical and chemical hydrogeology. *2nd Edition*. John Wiley & Sons, Inc. ISBN 0-471-59762-7. 506 p.
- Fetter C. W. 2001. Applied Hydrogeology. *4th Edition*. Pearson International Edition. Prentice Hall, USA, NJ 07458. ISBN 0-13-122687-8. 598 p.
- Frankart R. & Herbillon A. 1981. Aspects de la pédogénèse des sols halomorphes de la basse Rusizi (Burundi). Présence et genèse de l'ancalime. *Annuaire du Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren (Belgique)*, série in-8°, Section Géologie, 71, 125p.
- Hakiza G. 2002. *Potentialités aquifères de la plaine de la Rusizi (au Nord du lac Tanganyika)*. Thèse Doctorat 3ème cycle, Université de Liège, 442 p.
- Ilunga L. & Alexandre J. 1982. La géomorphologie de la plaine de la Rusizi. Analyse et cartographie. *Géo-Eco-Trop.*, 6, 2, 105-123.
- Ilunga L. & Paeppe R. 1990. Climatic oscillations as registered through the Rusizi plaine deposits (North Lake Tanganyika), Zaïre-Burundi-Rwanda. *Netherlands*, 325, 287-299.
- Ilunga L. K. 1984. *Le Quaternaire de la plaine de la Rusizi. Etude morphologique et lithostratigraphique*. Thèse Vrije Universiteit Brussel, 353 p.
- Ilunga L. K. 1991. Morphologie, volcanisme et sédimentation dans le rift du Sud-Kivu. *Bulletin de la société géographique*, Liège, 27, 209-228.
- Ilunga L. K. 2007. Environnements sédimentaires et minéralogie des formations superficielles de la Plaine de la Rusizi (Nord du Lac Tanganyika). *Geo-Eco-Trop*, 31, 71-104.
- Kruseman G. P. & De Ridder N. A. 1994. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. *2nd Ed. International Institute for Land Reclamation and Improvement/ILRI Wageningen, the Netherlands*. ISBN 90 70754 207. 377 p.

- Ngenzebuhoro P.C. 2017. *Caractérisation hydrogéologique et hydrogéochimique de la plaine de la basse Rusizi-Burundi*. Mémoire de Master, Université Mohammed V de Rabat., 136 p.
- Snel M.J. 1957. Contribution à l'étude hydrogéologique du Congo belge. *4e Direction Générale. Service Géologique, Bulletin*, n° 7, 31p.
- Theunissen K. 1989. Carte géologique du Burundi, Feuille Bujumbura. *Ministère des Travaux publics, de l'Energie et des Mines, Bujumbura, Burundi*,
- Theunissen K. 1989. On the Rusizian basement rise in the Kibara belt of the northern Lake Tanganyika. Collision belt geometry of retraining bend emplaced in the late Kibaran strike-slip environment. *IGCP 255. Newsletter/Bulletin*, 55-64.
- Waleffe A. 1985. Esquisse hydrogéologique de la plaine de la basse Rusizi (Burundi). *Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren (Belgique). Département de Géologie et Mines, Rapport Annuel*, 1983-1984, 177-187.

Manuscrit reçu le 13/11/2019
Version révisée acceptée le 28/02/2020
Version finale reçue le 02/03/2020
Mise en ligne le 04/03/2020