REPUBLIQUE DEMOCRATIQUE DU CONGO

UNIVERSITE DE LUBUMBASHI

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

B.P .1825



DETERMINATION DE LA POSITION DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE DE L'AQUIFERE SUPERFICIEL PAR APPROCHES HYDRODYNAMIQUE ET GEOPHYSIQUE

(Cas du quartier HEWA BORA)

Présenté par : BUGOMA STAMILI Apoline

En vue de l'obtention du grade de Bachelier en Sciences

Année Académique 2018-2019

REPUBLIQUE DEMOCRATIQUE DU CONGO UNIVERSITE DE LUBUMBASHI

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

B.P .1825



DETERMINATION DE LA POSITION DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE DE L'AQUIFERE SUPERFICIEL PAR APPROCHES HYDRODYNAMIQUE ET GEOPHYSIQUE

(Cas du quartier HEWA BORA)

Présenté par : BUGOMA STAMILI Apoline

En vue de l'obtention du grade de Bachelier en Sciences

Directeur : Etienne KADIMA KABOGO

Co-directeur : Antoine LUMU MOUSSA BIN OGHANANA

Année Académique 2018-2019

EPIGRAPHE

« Tant que vous aurez la volonté de lutter, vous aurez l'espoir de vaincre ».

IN MEMORIUM

A toi ma mère **Joséphine MOZA KIZOMBO**, qui nous a quitté si tôt au moment où nous avions encore besoin de toi ; que ce travail soit le fruit de tes conseils ; toi qui avais toujours confiance en moi, tu aurais été fière de voir la femme que je suis devenue aujourd'hui et qui a hérité tout de toi. Que ton âme repose en paix ma très chère maman.

REMERCIEMENTS

« Béni soit l'éternel, le Dieu d'Israël, d'éternité en éternité » !

A l'issue de ce travail, je tiens à exprimer toute ma reconnaissance au Professeur Etienne KADIMA KABONGO de m'avoir accepté comme dirigée. Mes sincères remerciements pour vos conseils, vos orientations et votre disponibilité malgré vos multiples fonctions.

Un merci particulier à mon premier co-directeur Mr Antoine LUMU MOUSSA BIN ONGHANANA qui m'a fait confiance et m'a proposé le sujet pour mon mémoire de fin de bac. Un autre merci particulier à mon deuxième co-directeur Mr le Chef de travaux Jean-Luc MULUMBA KALALA pour la confiance qu'il m'a accordée pour les diverses tâches et également pour son encadrement lors des campagnes de terrain et pour l'avancement de la rédaction de ce projet.

Mes sincères remerciements au corps professoral de la Faculté des Sciences, Département de Géologie de l'Université de Lubumbashi pour leur formation tout au long de mon cursus

Je tiens à remercier mes parents BUGOMA NGWENGWENGWE Etienne et Joséphine MOZA KIZOMBO pour l'amour et la confiance qu'ils ont en moi.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui m'ont soutenues de près ou de loin tout au long de mon parcours universitaire jusqu'à ce moment particulièrement mes frères, mes sœurs, mes beaux-frères et également mes cousins et cousines entre autres Me Emmanuel BUGOMA MUSAFIRI, BUGOMA BITONDO Félicité, WATELANINWA Ida, WATELANINWA SIFA Julienne, WATELANINWA KUNGWA Carine,BUGOMA KUNGWA Élisabeth, Ir BUGOMA MUGANZA Boniface, BUGOMA MBILIZI Eddy, BUGOMA MULONDA AUGUSTIN, Me Emmanuel ISOLO, Rigobert KUMBO MUSIMBI, Papa Timothé... merci de m'avoir soutenue financièrement, moralement ainsi que spirituellement.

Je remercie chaleureusement la famille Kalonji spécialement papa Faustin Kalonji, Mwa Nseya, da Julie NSEYA. Merci de m'avoir considéré comme votre fille.

Je remercie vivement Mr Pierre KASETI, l'Assistant Philippe MUKONKI KAPYA et l'Assistant Lord MWAPE pour leurs encouragements et conseils.

Je tiens aussi à remercier ma tante KIZOMBO SIFA Pauline et maman MariePauline pour leurs conseils et encouragement.

Enfin, j'adresse mes remerciements à tous mes proches et amis en particulier :

META KALONJI Nathalie, Ir BABINGE MPONYO Boniface, KABACHWEZI KABASEKE Marie Nella, ETOBO KALUNGA Diane, AGAZANE AZEA Charlotte, Ir chimiste Nadège MUZALA, Mr l'abbé Floribert MUZALIWA, Mr l'abbé Nestor, Seth Simeon, Mr l'abbé Barthelemy BUCHUNDE, YANGAMA YASONGO Yannick, Ray NAWEZI, Cédric KABAMABA NGOIE, ILOMBE Charles, BONG MPONG Paradis, Hermès MAYAZOLA, KUMPEL Samuel, TSHEMBO TAILOSHI Gustavie, Ir Aaron, Ir Armand MUTUALE, Ir Josué MUKEKWA, Ir Rodriguez, Christian MAKABU, MEMORY, Dr Christian SAPHIR, Dr Douglas BAMPANGI, Dr Criss KOBA , JeanClaude KABUNDI, Alda KANTA, MUGISHA SYLVIE Laetitia, KABASO Patient, Eliane, TSHANSA Ruth, SATSHALA Henry, Micky James, Elisée TSHAMA, DACS, Nate Ibrahim MULUMBA, Armelle KALONJI, Keren NSEYA...la liste n'est pas exhaustive. Merci d'avoir été toujours là pour moi.

Sans oublier mes frères et sœurs de ma chorale Régina Caeli de la paroisse saint Athanase. Spécialement mon président Adolph KABEY, Laurelle KAPINGA, Nancy KABWE... merci pour vos conseils spirituels et moral.

TABLE DES MATIERES

EPIGRAPHE
IN MEMORIUM
ii
REMERCIEMENTS
LISTE DES FIGURES
viii
LISTE DES TABLEAUXx
INTRODUCTION
1
CHAPITRE I : CONSIDERATIONS GENERALES
3
I.1.Localisationde la zone d'étude 3
I.2. Climat et végétation 3
I.2.1. Le climat 3
I.2.2. Végétation 4
I.3. Géologie régionale5
I.3.1. Soubassement Archéen 5
I.3.2. Formations protérozoïques 5
I.4. Géologie du secteur d'étude 9
I.5. Topographie de la zone d'étude 12
I.6. Hydrographie 13
I.7. Considération hydrogéologique de la zone d'étude 13
I.7.1. Nappe superficielle
I.7.2. Nappe profonde 14

CHAPITRE II : METHODOLOGIE 16
II.1. Introduction
II.2. Piézométrie 17
II.2.1. Principe
II.2.2. Matériels 17
II.2.3. Méthode 18
II.2.4. Cadre conceptuel
II.2.5. Critère d'interprétation 19
II.3. Polarisation spontanée 21
II.3.1. Principe
II.3.2. Matériels et procédure de la méthode 22
II.3.3. Cadre conceptuel
II.4. Formule empirique de Aubert (2003)
35 II.4.1. Principe
CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS
III.1 Introduction
III.2.Etablissement de la carte topographique du site d'étude 38
III.3. Etude piézométrique 40
III.3.1. Introduction
III .3.3. Carte piézométrique obtenue par approche hydrodynamique
III.4. Détermination de niveaux piézométriques par la méthode empirique d'Aubert (2003)
43

III.4.1. Polarisation spontané

III.4.2. Carte piézométrique obtenue par application de la formule de Aubert (2003)

..... 52

III.5. Comparaison entre les cartes piézométriques obtenues par les deux approches
56
CONCLUSION
61
BIBLIOGRAPHIE

63

LISTE DES FIGURES

Figure I. 1 Image Google earth montre le site d'étude sur une vue générale de la ville							
de Lubumbashi							
Figure I. 2Carte géologique détaillé de la ville de Lubumbashi modifiée par Masudi							
(modification apportée sur les limites de formation) tirée de la carte géologique du							
degré carré d'Elisabeth ville (C.S.K. 1954).							
9 Figure I. 3Carte géologique du secteur d'étude							
Figure I. 4 Carte topographique de la zone d'étude							
Figure II. 1 Organigramme							
Figure II. 2 Sonde piézométrique 17							
Figure II. 3 Principales formes élémentaires des courbes hydro isohypses. (Éric et al.,							
2008) 21							
Figure II. 4 Matériel d'acquisition des mesures PS : Deux électrodes non polarisables,							
un voltmètre, un câble, une pioche et de la boue de bentonite, un GPS, de l'eau							
distillée, un décamètre							
Figure II. 5Représentation schématique de la géométrie de la double couche							
électrique 26							
Figure II. 6Représentation de l'interface solide-fluide adapté de Hibbert (1993) et tiré de (Sheffer, 2002)							
27 Figure II. 7 Définition de la surface SPS (Aubert, 2003)							
27 Figure II. 7 Deminion de la Sandee SFS (Frabert, 2000)							
Figure III. 1 Coupes et carte topographique du secteur d'étude							
Figure III. 2 Points de prélèvement de puits							
Figure III. 3 Carte piézométrique de référence du secteur d'étude							

Figure III. 4 Points de prélèvement de données PS en période de pluie 46 Figure III. 5 Points de prélèvement de données PS en période sèche..... 47 Figure III. 6 En haut carte de la variation de DDP mesurée en saison pluvieuse (mV), En bas, profils PS (AA'- BB') pendant la saison pluvieuse 49 Figure III. 7 Variation de valeurs de PS en profondeur (mV) pendant la saison sèche 51 Figure III. 8 Profils PS (AA' - BB') pendant la saison sèche 52 Figure III. 9 Carte piézométrique obtenue par approche géophysique 54 Figure III. 10 Profils piézométriques (AA'_BB') 55 Figure III. 11 Carte montrant le sens d'écoulement 56

Figure III. 12 Régression linéaire entre la piézométrie mesurée et celle calculée 58

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II. 1Montre les signes et amplitude des différentes sources de potentiel P.S	5.27
Tableau III. 1 Valeurs de K et E0 obtenues des puits d'eau	44
Tableau III. 2 Valeurs PS et niveaux piézométriques Hsps	48
Tableau III. 3 montre les niveaux piézométriques mesurés (h) et calculés avec	: la
formule empirique de Aubert	52
Tableau III. 4 Valeurs du résidu	54

Tableau I. 1 Litho stratigraphie du Katanguien définie par François (1973, 1974 et

2006) et modifiée par Batumike et al. (2007). 7

INTRODUCTION

Fournir à tous une eau de qualité en quantité suffisante est un des objectifs du millénaire de l'Organisation des Nations Unies (ONU 2000), ce qui constitue également un challenge pour les différentes villes africaines dont la ville de Lubumbashi en République Démocratique du Congo.

La ville de Lubumbashi est essentiellement alimentée en eau à partir des ressources en eaux souterraines.

Les ressources en eau souterraine de la ville de Lubumbashi sont très mal connues. Leur connaissance passe par la maîtrise de la distribution spatiale des niveaux piézométriques sur l'ensemble de la ville.

Le niveau piézométrique est le niveau que l'eau souterraine atteint dans un puits. Si le niveau piézométrique de l'aquifère régional est connu en tous points d'un territoire, la surface imaginaire qui relie tous les niveaux mesurés s'appelle la surface piézométrique.

L'étude hydrodynamique et la disponibilité de l'eau souterraine nécessitent la connaissance du niveau piézométrique des aquifères. Les niveaux piézométriques sont déterminés par des mesures directes qui nécessitent l'implantation de plusieurs puits et forages sur le domaine d'étude, ce qui perturbe l'écosystème.

Il n'est pas aisé de trouver les puits partout pour déterminer la position de la surface piézométrique. Mais pourtant la connaissance de cette dernière est importante pour la gestion de l'eau souterraine.

Dans le présent travail de fin de cycle de bachelier, nous présentons deux approches permettant de déterminer la surface piézométrique.

La première approche est basée sur les mesures directes du niveau piézométrique, à l'aide d'une sonde piézométrique, dans les puits existants dans le quartier Hewa Bora. Cette approche a été utilisée pour faire les analyses de signaux piézométriques et la modélisation de la surface piézométrique de l'aquifère superficiel.

La deuxième approche qualifiée de passive et non destructive est basée sur les méthodes géophysiques.

Parmi la multitude de techniques géophysiques, notre choix s'est porté sur la technique de polarisation spontanée (P.S.). L'adaptation des formules empiriques montre que la technique de polarisation spontanée peut être utilisée pour modéliser la surface piézométrique sous l'effet de potentiel d'électro-filtration lié à certains effets électrochimiques. Et la méthode empirique de Aubert (2003) a été ainsi utilisée pour déterminer la position de la surface piézométrique de l'aquifère superficiel.

Les objectifs poursuivis dans ce travail sont :

- La détermination de la surface piézométrique par les deux approches ci haut mentionnées ;
- Faire une comparaison des résultats obtenus par application de ces deux approches.

Ainsi, hormis l'introduction et la conclusion, le présent travail est structuré en trois chapitres, à savoir :

- ✓ Chapitre I : Considérations générales ;
- ✓ Chapitre II : Méthodologie ; ✓ Chapitre III :
 Résultats.

CHAPITRE I : CONSIDERATIONS GENERALES

I.1.Localisationde la zone d'étude

Le quartier HEWABORA est localisé au Nord-est de la ville de Lubumbashi plus précisément dans la commune de la Ruashi qui est une de sept communes que compte la ville de Lubumbashi (figure ci – dessous).



Figure I. 1 Image Google earth montre le site d'étude sur une vue générale de la ville de Lubumbashi

I.2. Climat et végétation

I.2.1. Le climat

Le quartier Hewa Bora étant l'un des quartiers de la ville de Lubumbashi, bénéficie d'un climat tropical avec une alternance de deux saisons (**Harjoba et al. 1978**). Les précipitations atmosphériques qui alimentent la nappe phréatique de la ville de Lubumbashi, sont soumises à un régime saisonnier comprenant sept mois pluvieux (octobre, novembre, décembre, janvier, février, mars, avril) et cinq mois rigoureusement secs mai, juin, juillet, aout, septembre). La moyenne des températures maximales annuelles dans la région varie généralement entre 20°C et 30°C. Le maximum de températures journalières peut atteindre 36°C. Les températures les plus basses apparaissent durant la saison froide, au mois de juin et juillet avec des températures variant entre une température minimale de 9°C et un maximum de 25°C.

Les températures les plus élevées apparaissent dans le mois précédent l'arrivée des pluies (Octobre) avec des températures moyennes minimale et maximale respectivement 16°C et 32°C.

I.2.2. Végétation

Les études de Malaise et Leblanc (1978) indiquent qui la végétation de la province du Haut – Katanga, est constituée de :

- Une Forêt claire ou Miombo : elle couvre plus de 80% du territoire et comprend des grands arbres et une strate herbacée graminéenne. Cette dernière soumise à des pressions anthropiques et rapidement transformée en forêt claire ouverte et en forêt herbeuse boisée et ceci d'autant plus que les périodes de dégradation humaines sont rapprochées (Vancutsen et al. 2006);
- Une Forêt dense appelée « Muhulu » : elle est caractérisée par un peuplement de différents types de strates de tailles moins grandes par rapport à la forêt dense humide. Le Muhulu peut se retrouver dans les sites où affleurent les dalles latéritiques ;
- Une Forêt galerie appelée « Mushitu » : elle est rare et comprend d'étroites bandes couvrant les rives de certaines rivières et alentours des nappes d'eaux souterraines ;
- 4. Une Savane et steppes : surtout herbeuses, les savanes et steppes s'associent aux dalles latéritiques et à d'autres affleurements tels que la couverture sableuse caractéristique de haut plateau.

De par les observations faites sur le terrain, la végétation du secteur d'étude est constituée d'une savane boisée (arbres espacés avec une prédominance herbeuse).

I.3. Géologie régionale

Les principaux travaux relatifs à la géologie du Katanga sont dus à plusieurs auteurs, notamment (Gysin, 1934 ; Cahen, 1954 ; Cahen& Mortel mans, 1940 ; Robert, 1956 ; François, 1973),Lepersonne, 1974 ; Ngoyi&Dejonghe, 1995 ; Kampunzu&Cailteux, 1999 ; Kampunzu et al, 2000 ; Cailteux et al, 2007 et Batumike,

et al, 2007).

La géologie du Katanga se compose de :

Soubassement archéen ;
 Formations protérozoïques ;
 Couverture phanérozoïque.

I.3.1. Soubassement Archéen

Le soubassement Archéen est représenté au Katanga occidental par des complexes granito-gneissiques, des granitoïdes, des massifs basiques et ultrabasiques, des micaschistes, des quartzites et cipolin d'âges compris entre 2800 et 2460 Ma.

I.3.2. Formations protérozoïques

Le protérozoïque peut être subdivisé en trois ensembles respectivement d'âge Paléo-, Méso- et Néo protérozoïque, à savoir l'Ubendien le Kibarien et le Katanguien. Cette subdivision est essentiellement basée sur les évènements orogéniques majeurs qui l'affectent (Cahen, 1954 ; François, 1973 ; Intiomale, 1982 ;Wendorff, 2000 ; Kokonyangi, et al., 2006 ; et Batumike et al, 2007).

- L'Ubendien d'âge Paléoprotérozoïque ;
- Le Kibarien d'âge Mésoprotérozoïque ;
- Le Katanguien d'âge Néoprotérozoïque.

Etant donné que le sous-sol de notre secteur d'étude est constitué essentiellement des formations appartenant au Supergroupe du Katanga ou le Katanguien, nous parlerons uniquement du Katanguien dans les lignes qui suivent.

a. Le Néoprotérozoïque : Katanguien

On regroupe sous le nom de Katanguien, toutes les formations plissées entre 900 Ma et ±500 Ma et non affectées par les plissements antérieurs à 950 Ma. Elles ont donc été plissées vers 950 Ma par l'orogenèse Lomamienne, vers 850 Ma par l'orogenèse Lusakienne et vers 600 Ma par l'orogenèse Lufilienne. La dernière orogenèse est la plus importante car elle a imprimé aux roches du Protérozoïque supérieur de la province cuprifère la configuration en arc que nous observons actuellement (Ngoyi&Dejonghe, 1995 ; Kampunzu & Cailteux, 1999 ; Kampunzu, et al. 2000 ; Batumike, et al. 2007 ; Cailteux, et al. 2007).

Le Katanguien est constitué de sédiments concordants qui affleurent au Sudest de la chaîne Kibarienne et comprend l'arc plissé du Katanga méridional et de la Zambie. On observe l'existence de deux tillites continues qui se sont déposées synchroniquement dans tout le bassin. La présence de ces tillites a permis de diviser le Katanguien en trois groupes.

On distingue de bas en haut : le groupe de Roan, le groupe de Nguba et le groupe de Kundelungu comme le montre (le Tableau 1).

Super groupe	Groupe	Sousgroupe	Formation	Lithologie		
		Biano (Ku3)		Conglomérats rouges, arkoses, grès et shales		
		Kiubo (Ku2)	Ku2.2	Grès, microgès dolomitiques et shales, rares horizons de calcaire		
	Kundelungu		Ku2.1	Grès fins et shales avec quelques fins lits de grès feldspathiques roses		
		Kalule (Ku1)	Ku1.3	Silts dolomitiques et shales		
				Calcaire dolomitique rose à gris		
			Ku1.2	Shales et grès micacés fins		
	(Ku)			dolomie rose à grise		
			Ku1.1	Mixtite (petit conglomérat) : 565Ma		
		Monwezi (Ng2)		Dolomie grise, pourpre et beige alternant avec des shales verts et gris (série récurrente) shales, grès fins rose		
	nguba (ng)	Muombe	G1.3	Silts dolomitiques et shales		
		(Ng1)	G1.2	Dolomie stromatolithique et shales (Kaponda), dolomie laminaire à massive (Kakontwe)		
Katanguien			G1.1	Mixtite (grand conglomérat) : 760Ma		
≤ 880Ma	Roan	Mwashya (R4)	R4.2	Shales, shales carbonés, grès arkosiques		
			R4.1	Dolomies avec jaspes et oolithes ferrugineu bancs d'hématite et niveaux des pyroclastites		
		Dipeta (R3)	R3.2	Dolomie interstratifiée avec grès et grès feldspathiques		
			R3.1	Shales avec grès feldspathiques grossiers ou fins		
		Mines (R2)	Kambove R2.3, CMN	Dolomie laminaire, stromatolithique et talqueuse et microgrès dolomitiques		
			Shales dolomitiques (SD, R2.2)	Shales dolomitiques, shales carbonés et occasionnellement dolomie, grès et arkose		
				Shales dolomitiques, dolomie siliceuse au sommet		
			Kamoto (R2.1)	Dolomie stromatolithique avec shales intercallés (RSC)		
				Dolomie siliceuse litée et laminée (RSF)		
				Microgrès ou siltstones dolomitiques (RAT grises)		
			R1.3	Microgrès ou siltstones massifs dolomiticochloriteuxhématitiques		
			R1.2	Microgrès ou siltstoneschlorito-hématitiques roses à gris-pourpre, grès à la base et dolomie stromatilithique au sommet		

Tableau I. 1 Litho stratigraphie du Katanguien définie par François (1973, 1974 et 2006) et modifiée par Batumike et al. (2007).

	R1.1	Microgrès	ou	siltstoneshématitiques
		légèrement dolomitiques rouges lilas		

Ainsi :

- Le dépôt du Groupe de Roan est constitué par une alternance de deux types des formations géologiques essentiellement différentes (François, 1973) : Les couches terrigènes, micro gréseuses, peu carbonatées, souvent massives, d'aspect très monotone et les couches très carbonatées, souvent bien litées, avec une alternance d'épisodes terrigènes (shales et arkoses dolomitiques) et chimico-organogènes (dolomies franches). Plusieurs auteurs dont (François 1973 et 1987 ; Cailteux, 1994) le subdivisent en quatre Sous-groupes qui sont selon l'ordre de dépôt : *R.A.T.*, Mines, Dipeta et Mwashya ;
- Le groupe de Nguba a été subdivisé en deux sous-groupes : le sous-groupe de Muombe et celui de Bunkeya (Lepersonne, 1974 ; Cailteux, et al. 2007) ;
- Le groupe de Kundelungu à l'instar du groupe de Nguba, il débute par une mixtite, appelée aussi « petit conglomérat ». Il s'agit d'une unité relativement mince et assez homogène. Des sédiments détritiques d'origine marine s'y superposent. Ce sont des siltstone ou des pélites, plus ou moins dolomitiques, avec quelques horizons de roches carbonatées (François, 2006 ; Batumike et al. 2007). Le Kundelungu est subdivisé en trois sous-groupe : Gombela Ku1 ; NguleKu2 ; et Biano Ku3.

La carte illustrée ci-dessous (figure I.2) montre la géologie de la région de Lubumbashi



Figure I. 2 Carte géologique détaillé de la ville de Lubumbashi modifiée par Masudi (modification apportée sur les limites de formation) tirée de la carte géologique du degré carré d'Elisabeth ville (C.S.K. 1954).

I.4. Géologie du secteur d'étude



Notre zone d'étude se trouve dans le Katanguien ou Supergroupe du Katanga.

Figure I. 3Carte géologique du secteur d'étude

Sur la figure I.3, les formations ont une direction générale d'environ N120°E et pendent vers le Sud-Ouest (environ 45°SW). Le secteur est constitué des formations du groupe de Roan et du groupe Nguba.

a. Le groupe de Nguba (Ng)

Il est prédominé par des formations sédimentaires terrigènes compétentes, déposées dans un milieu marin neutre à réducteur.

Deux grandes unités constituent le Nguba : le Muombe (ou Likasi anciennement) et le Bunkeya. Ces deux sous-groupes distincts correspondent aux deux cycles sédimentaires qui, d'ailleurs, ont permis cette subdivision.

Le sous-groupe de Muombe est divisé en quatre formations, à savoir :

- Le Grand Conglomérat ou formation de Mwale : généralement, il est massif et fait essentiellement de conglomérat à galets dont la matrice est caillouteuse ;
- La formation de Kaponda : elle est marquée par un changement important de lithofaciès. Il y a trois unités qui ont été identifiées par Intiomale (1982) au sein de cette formation.De bas en haut, nous avons un schiste essentiellement dolomitique, une dolomie riche en limons très massive et une dolomie contenant du chert et des lits de schistes dolomitiques sporadiques et lenticulaires ;
- La formation de Kakontwe : cette formation tire son nom du village Kakontwe situé à 6km du Sud-Ouest de la ville de Likasi. L'épaisseur de cette formation est de 245 mètres et est formée de calcaire exploité pour la production de ciment et de chaux à Kakontwe ;
- La formation de Kipushi : caractérisée essentiellement par des oolithes blancs et des lentilles noires de chert recouvrant ainsi la dolomie de Kakontwe.

Le sous-groupe de Bunkeya est divisée en deux formations (Batumike, 2004 ; Batumike et al., 2006) :

 La formation de Katete : elle est une unité principalement constituée d'arkose ou microarkoses, schistes lités et conglomérat intraformationnel ; La formation de Monwezi : elle est une formation constituée d'une alternance violacée ou gris verdâtre des lits très fins de pélites dolomitiques et de siltstones très massifs (François, 1973b, 1987).

b. Le Roan

Le Roan est composé d'une alternance de deux types de formations notamment :

- ✓ Les formations terrigènes, micro gréseux, peu carbonatées et
- ✓ Les formations très carbonatées, bien litées avec un épisode terrigène et chimico-organogène.

Toutes ces formations sont réparties en quatre sous –groupes qui sont, de haut en bas :

- Le Mwashya (R4) terrigène au sommet et dolomitique à la base ;
- La Dipeta (R3) carbonatée au sommet et terrigène à la base (calcarodolomitique);
- Le sous-groupe des Mines (R2), essentiellement carbonaté à sédimentation rythmique;
- Le sous-groupe des RAT Lilas (R1) : roche argilo-talqueuses.Il s'agit en réalité des grès fins argileux ou chloriteux plus ou moins dolomitiques dont le contact avec le complexe de base reste inconnu (Chabu, 1995).

Notons que c'est dans le groupe de Roan que l'on observe l'essentiel des gisements stratiformes qui fournissent la quasi-totalité du cuivre et du cobalt de la R.D.Congo.

I.5. Topographie de la zone d'étude

La figure ci - dessous montre la topographie de notre zone d'étude.



Figure I. 4 Carte topographique de la zone d'étude

La lecture de la carte ci-dessus montre que le quartier Hewabora se trouve dans une zone à très forte altitude. Nous avons une concentration des altitudes élevées à l'Ouest et à l'Est de la zone d'étude. Ce qui pourrait influencer la formation d'aquifères dans les deux secteurs (Ouest et Est).

Par rapport aux deux secteurs cités, la zone centrale présente des altitudes moyennes, ce qui pourrait constituer une zone favorable à l'accumulation des eaux souterraines.

I.6. Hydrographie

La zone d'étude est parcourue par deux cours d'eau principaux, à savoir : la rivière Luano qui prend sa source au Nord-Ouest de la ville de Lubumbashi et la rivière Ruashi où se jette la rivière Luano. Le bassin versant de la rivière Luano est un des sous - bassins de la rivière Ruashi.

I.7. Considération hydrogéologique de la zone d'étude

Les formations géologiques contenant des aquifères importants sont les dolomies de Kakontwe, l'alternance de shale et dolomie de la série récurrente (groupe de Nguba) et les formations contenues dans le manteau d'altération superficiel.

Ces aquifères sont d'une importance régionale et leur réserves sont importantes pour alimenter les millions de personnes avec une eau qui ne demande pas beaucoup de traitement.

D'après Tractebel (1988), il existe trois principaux aquifères dans la région de Lubumbashi :

- L'aquifère contenu dans les dolomies des sous groupe des mines et de la Dipeta, situé au cœur des anticlinaux ;
- L'aquifère localisé dans les dolomies siliceuse du Mwashya inférieur au contact avec les grés du Mwashya supérieur ;
- L'aquifère contenu dans les dolomies de Kakontwe et de la série récurrente.

En général, à Lubumbashi, nous avons généralement deux types des nappes. La nappe superficielle localisée dans le manteau d'altération et la nappe profonde localisée dans les formations aquifères enfouies à des grandes profondeurs et affleurant à certains endroits dans la ville de Lubumbashi.

Les aquifère inventoriés par Tractebel (1988) et d'autres qu'on peut observer à Lubumbashi et ses environs, appartiennent soit à la nappe profonde, soit à la nappe superficielle.

I.7.1. Nappe superficielle

La nappe superficielle de la ville de Lubumbashi est localisée dans le mentaux d'altération. Son débit maximum est d'environ 2 m³/h pour un puits normal. Sa conductivité hydraulique est de l'ordre de 10^{-6} m/s.

En ce qui concerne les relations entre la surface piézométrique de la nappe superficielle et la topographie, il a été démontré d'une manière générale que les courbes équipotentielles suivent en gros l'allure des courbes de niveaux (Beugnies, 1954). La nappe a une forme cylindrique (forme observée dans les nappes libres) et la morphologie de substratum induit certaines anomalies quant à la forme du profil de la nappe. Le profil adopte par endroit une allure hyperbolique pouvant s'expliquer par un amincissement du manteau d'altération à l'amont de l'écoulement. Le gradient hydraulique varie dans la fourchette de 2.10⁻⁸ à 8.10⁻² et l'horizon des terrains superficiels présente une mauvaise conductivité hydraulique au regard de ces caractéristiques hydrogéologiques.

L'intérêt accordé à l'aquifère superficiel dans ce travail consiste en ce que ce dernier est d'accès facile pour toute la population du quartier Hewa Bora bien qu'il soit vulnérable par rapport à l'aquifère profond.

I.7.2. Nappe profonde

La nappe profonde reconnue actuellement à Lubumbashi est d'une manière générale localisée dans les formations carbonatées de Kakontwe (calcaire, dolomie de Kakontwe et faciès associés), naturellement très fins et très peu perméables. Cette nappe est localisée dans les zones broyées. En certains endroits, cette nappe est libre et est alimentée partout où elle affleure.

Le régime d'écoulement de la nappe est laminaire bien qu'il s'agisse d'un massif calcaire, fissuré, karstifié et broyé. C'est le niveau broyé du calcaire de Kakontwe qui sert de réservoir de l'eau de source de Kimilolo. Ces sources sont exploitées par la REGIDESO pour l'approvisionnement en eau potable d'une grande partie de la ville de Lubumbashi.

Les travaux du professeur Kasongo (1985) montrent l'existence d'une autre nappe captive dans la série récurrente. Il signale également que le bassin versant de la rivière Kafubu dans sa partie supérieure, comprend deux principaux aquifères dont la nappe de la brèche axiale (R.3) et la nappe de dolomie de Nguba (Ng.1.2). Cependant le bassin comprend plusieurs autres nappes d'importance relativement faible.

CHAPITRE II : METHODOLOGIE

II.1. Introduction

Une eau de bonne qualité et en quantité suffisante est source de vie, raison pour laquelle sa disponibilité, son accessibilité et son exploitabilité sont des objectifs majeurs des projets de développement dans le monde. L'accès à l'eau potable par les populations constitue l'un des grands problèmes auxquels sont confrontés les gouvernements du monde en général et celui de la R.D. Congo en particulier. Et pour cela, la connaissance de la position de la surface piézométrique des aquifères permettra un accès facile aux ressources en eau souterraine.

La méthodologie adoptée dans ce travail couple deux approches :

- Une approche hydrodynamique qui consiste à réaliser des mesures piézométriques qui doivent permettre de déterminer la position de la surface piézométrique de référence de l'aquifère superficiel ;
- Une approche géophysique basée sur la méthode de polarisation spontanée qui consiste en la mesure de potentiel généré naturellement dans le sous-sol, sans influence humaine directe. Les données obtenues par cette approche seront couplées à celles de la première approche pour déterminer la position de la surface piézométrique par utilisation de la formule empirique de Aubert (2003).

La figure ci - dessous montre l'organigramme de notre travail.



Figure II. 1 Organigramme

Dans les lignes ci – dessous, nous décrivons les deux approches adoptées dans le cadre de ce travail.

II.2. Piézométrie

II.2.1. Principe

Le niveau piézométrique correspond au niveau atteint par l'eau d'une nappe souterraine en un point et à un instant donné, et il est déterminé par la mesure de la profondeur de la surface de la nappe à l'aide d'une sonde piézométrique. Cette profondeur peut être exprimée soit en mètres par rapport au sol. Il existe aussi une autre estimation par rapport à l'altitude 0 du niveau de la mer (Guisado, 2015).

II.2.2. Matériels

En hydrogéologie, et dans les études piézométriques, les outils sont variés et plus précis les uns que les autres, permettant de faire une étude (mesure des latitudes, des longitudes, des altitudes et des niveaux piézométriques) précise. Nous pouvons citer comme matériel utilisé pour ce travail de terrain :

- Un GPS de terrain pour localiser les puits ;
- Une sonde piézométrique (figure II.1) pour mesurer la profondeur de la nappe phréatique ;
- Un mètre ruban pour mesurer la hauteur de la margelle ;

Les fiches piézomètres pour reporter les différentes informations.



Figure II. 2 Sonde piézométrique

II.2.3. Méthode

Au sein du réservoir aquifère, la position de la nappe d'eau souterraine est généralement caractérisée par la surface piézométrique qui représente la distribution des charges hydrauliques de la nappe. Cette surface coïncide avec la surface de la nappe qui est surmontée par une zone non saturée dans le cas des aquifères libres. Lorsque l'aquifère est captif, elle est revanche située au-dessus du toit de l'aquifère et sa position est virtuelle.

L'acquisition de données nécessite de disposer de regards sur la nappe qui, dans certains cas peuvent être représentés par des puits ou de forages existant dans l'aire concernée.

Il est pourtant fréquent que certains forages d'eau privés s'avèrent inadaptés à la mesure du niveau piézométrique du fait de l'encombrement de leur équipement (tube de refoulement et captage) qui s'oppose au passage d'une sonde.

Il arrive également que d'autres excavations atteignant la nappe, qu'elles soient naturelles (cavité karstique) ou artificielle (puits miniers), puissent être utilisé à cet effet. Il faut enfin prendre en compte dans cette analyse les sources qui constituent des points privilégiés d'affleurement ou de débordement de la nappe. Lorsque ces points de contrôle sont insuffisants ou inexistants, il est alors nécessaire de créer de regards spécifiques, qualifié de piézomètres, constitué par de sondage en petit diamètre équipés de tubes crépines dans la zone noyée. La création de piézomètre en nappe profonde, surtout en présence d'un aquifère captif, nécessite des précautions particulières pour isoler convenablement les éventuelles venues d'eau des aquifères supérieurs et éviter les mélanges entre aquifères.

La mesure des niveaux d'eau s'effectue depuis la surface à l'aide d'une sonde piézométrique. Elle peut être automatisée par mise en place d'un piézographe (suivi de la surface de l'eau) ou d'une sonde de pression (suivi de la colonne d'eau audessus d'un capteur fixe) (Éric et al.,2008).

II.2.4. Cadre conceptuel

Les cartes piézométriques nécessitent de disposer d'un nivellement très précis de points d'observation (puits, forage, piézomètre). Elles sont tracées par interpolation (linéaire, krigeage, etc.) entre les charges hydrauliques mesurées et dont la qualité et l'équidistance dépendront de la densité des points de mesure et de l'échelle d'étude adoptée (Éric et al., 2008).

La carte piézométrique obtenue permet de comprendre l'hydrogéologie et l'hydrologie de la zone d'étude. Les différents critères d'interprétation de la carte piézométrique permettent de (Bergeron, 2012) :

- Réaliser une analyse morphologique de la surface piézométrique, en traçant les lignes de courant et les principaux axes de flux. Cela permet d'identifier les sens d'écoulement de l'eau souterraine grâce aux gradients hydrauliques de la nappe;
- Etudier la structure de l'aquifère et évaluer sa capacité, c'est-à-dire ses réserves potentielles en eau ;
- Connaître la distribution spatiale des stocks d'eau et des axes de drainage ;
- Identifier les aires d'alimentation pour ainsi connaître le régime d'alimentation de l'aquifère et les relations de la nappe avec la surface ;
- Analyser les fluctuations de la surface piézométrique pour suivre leur évolution dans le temps et ainsi prévoir l'évolution des niveaux piézométriques pour pouvoir par exemple surveiller le niveau d'une nappe exploitée. De plus, l'analyse de ces fluctuations permet de déterminer des cycles de recharge et de vidange de la nappe (hautes et basses eaux) ; • Savoir

si la nappe est perturbée par un pompage ; • Combler les vides de mesures par interpolation.

II.2.5. Critère d'interprétation

La surface piézométrique s'interprète de la même façon qu'une surface topographique, par sa morphologie, sa pente, ses variations et ses anomalies.

Le tracé des courbes hydroisohypses permet de matérialiser par des droites orthogonales orienté suivant la plus grande pente, les lignes de courant de la surface piézométrique qui souligne la direction et le sens d'écoulement de la nappe.

La géométrique de courbes hydroisohypses conduit à des représentations parfois complexes qui résultent de la combinaison de quelques formes élémentaires simples, à savoir :

- Une continuité avec des lignes de courant rectilignes et parallèles, ce qui traduit un écoulement uniforme ;
- Une courbure avec concavité tournée vers l'aval où les lignes de courant convergente vers un axe de drainage privilégié ;
- Une courbure avec concavité tournée vers l'amont et des lignes de courant divergente, ce qui matérialise une crête piézométrique et caractérise souvent une zone d'apport par infiltration ;
- Des courbes fermées avec des lignes de courant convergentes, ces dépressions piézométriques indiquent des ponctions dans la nappe par pompages ou par fuites vers un aquifère sous-jacent ;
- Des courbes fermées avec des lignes de courant divergentes, il s'agit alors de dômes piézométriques qui correspondent à des aires privilégiées d'infiltration.



Écoulement linéaire



Écoulement divergent



Ecoulement piézométrique avec présence de dôme piézométrique

Figure II. 3 Principales formes élémentaires des courbes hydro isohypses. (Éric et al., 2008)

L'interprétation globale des cartes piézométriques conduit à l'identification des zones favorables à l'implantation des captages. Elle contribue également à la prescription des mesures de protection de la qualité des eaux souterraines captées pour l'alimentation humaine. D'une manière générale, leur usage est très vaste et elles sont utiles à partir du moment où on veut connaître plus précisément le comportement hydrolodynamique d'un aquifère.

II.3. Polarisation spontanée

II.3.1. Principe

La Polarisation Spontanée (P.S.) est une méthode électrique basée sur la mesure du potentiel généré naturellement dans le sous-sol, sans influence humaine directe. Elle permet également de cartographier le potentiel électrique généré afin de révéler un ou plusieurs mécanismes de polarisation qui se sont produits dans le sol.

La polarisation spontanée est la méthode de géophysique appliquée la plus simple à mettre en œuvre et la moins chère. Elle peut être observée par une simple mesure de la différence de potentiel à la surface du sol de quelques millivolts à environ un volt (Collot, 2007).

Les mesures de PS peuvent être effectuées soit pour obtenir une cartographie statique de la distribution de Potentiel électrique à un instant donné dans le sous-sol (utilisation de deux électrodes), soit pour effectuer un monitoring dans le temps des variations de ce potentiel en des points donnés (utilisation d'un réseau d'électrodes). L'amplitude des signaux électriques mesurés à la surface du sol varie de quelques mV à quelques V en valeur absolue, selon la nature du phénomène, sa profondeur et le contexte géologique. L'origine de ces potentiels naturels est très variée mais sont tous le résultat de couplages entre des courants électriques et des forces dans le soussol.

II.3.2. Matériels et procédure de la méthode

a. Matériels

Le matériel d'acquisition des mesures de différence de potentielle est simplement composé de deux électrodes non polarisables, d'un multimètre et de fils de liaison, de la pioche, de la bentonite, de l'eau distillée et du décamètre ruban (figure II.4). Pour le positionnement des stations de mesure, qui correspondent à l'emplacement des électrodes, un GPS peut être utilisé ou un décamètre ruban.



Figure II. 4 Matériel d'acquisition des mesures PS : Deux électrodes non polarisables, un voltmètre, un câble, une pioche et de la boue de bentonite, un GPS, de l'eau distillée, un décamètre.

Les électrodes utilisées sont de type impolarisable. Ces genres des dispositifs sont mieux indiqués pour éviter les potentiels parasites crées par l'hétérogénéité du sol. Elles sont constituées d'un fils en cuivre plongé dans la solution de sulfate de cuivre saturée, le tout étant contenu dans un tube PVC. La partie basale de ce tube est bouchée par un bois poreux qui laisse suinter la solution pour permettre l'échange ionique entre les électrodes. Le couple Cu/CuSO₄ est l'un des moins sensibles aux variations en teneurs en eau (Linda, 2006).

Le multimètre UT39Series utilisé et équipé d'un voltmètre très sensible qui permet la prise de mesure de potentiel dans la gamme de 2 mV à 20000 mV avec une résolution de l'ordre d'un millivolt. Pour une bonne étude, sa résistance interne doit être élevée. Cette condition est nécessaire pour des prospections à effectuer dans des cas des sols secs qui présentent souvent une résistance élevée entre l'électrode et le sol.

Les électrodes et le voltmètre sont connectés à l'aide d'un câble de petite section, soit à l'aide d'un fil de cuivre de 0,2 mm possédant une gaine de vernis isolant. Le fil de cuivre enroulé en bobine peut atteindre environ 3 km de longueur et peser de l'ordre de kilogramme. Dans le cadre de notre campagne, le fil mesurait plus ou moins 250 m et son poids avoisinait 5 kilogrammes. Le fil est en contact électrique avec une prise située sur la face inférieure du boîtier connectée via un fil de liaison à la borne négative (-) du voltmètre à la sortie de la bobine. Ce fil de cuivre était enroulé sur une poulie d'un compteur kilométrique puis connecté à l'électrode fixe.

Le GPS de marque GARMIN etrex a été utilisé pour la localisation des différents points de nos stations. Les coordonnées géographiques des stations ont été réalisées en UTM dans le système WGS84.

La distance entre nos différentes stations a été mesurée à l'aide d'un décamètre ruban. La base occupée par l'électrode négative a servi de point de repère zéro, les distances sont cumulées d'une station à une autre.

La pioche nous a permis de creuser les trous dans lesquels nous avions posé les électrodes et la bentonite pour réaliser les mesures de différence de potentiel. Les petits trous étaient de 10 cm de profondeur.

La boue de bentonite : Elle nous permet de mettre en contact le sol et l'électrode pour une bonne circulation de l'électrolyte.

L'eau distillée a servi pour le nettoyage du matériel et le mélange de la boue de bentonite. L'eau distillée est neutre et permet d'éviter toute contamination ionique.

b. Procédure

Pour la prise de mesures PS, Il existe deux façons traditionnelles de prendre les mesures à savoir : La configuration du gradient et la configuration à base fixe.

Dans la configuration du gradient, la paire d'électrodes se déplace simultanément d'un point de mesure à un autre. Cette méthode présente l'avantage d'être rapide, le transport et le rembobinage de câbles sont évités. Les désavantages sont qu'il faut additionner toutes les différences de potentiel entre les deux électrodes pour obtenir la différence de potentiel ΔV , les erreurs de zéro s'additionnent car les valeurs de potentiel cumulées peuvent changer au cours des mesures. De plus, il faut veiller à garder toujours la même polarité des électrodes.

La configuration à base fixe consiste à mesurer le potentiel entre une station mobile et une station de base fixe. L'électrode mobile est déplacée de façon à couvrir la surface d'investigation. Les avantages tirés de cette configuration sont que la lecture est directe puisque les mesures sont faites avec une même référence, et les erreurs de zéro entre les électrodes ne s'accumulent pas. Le désavantage principal est qu'on doit manipuler des fils pouvant être très longs. Il faut surveiller le branchement de ces fils pendant les mesures. Cette dernière configuration a été adoptée pendant notre campagne des terrains.

Pour la récolte de données PS, il est souhaité d'effectuer les mesures en boucle pour estimer l'erreur instrumentale en réoccupant en fin de profil de la station initiale. Le voltage obtenu est acquis entre deux électrodes dont l'une est considérée comme électrode de référence et l'autre mobile.

Les mesures de la polarisation spontanée peuvent être effectuées soit pour obtenir une cartographie statique de la distribution de Potentiel électrique à un instant donné dans le sous-sol (utilisation de deux électrodes), soit pour effectuer un monitoring dans le temps des variations de ce potentiel en des points donnés (utilisation d'un réseau d'électrodes). C'est ainsi que deux campagnes de lever ont été organisées, l'une pendant la saison sèche et l'autre pendant la saison de pluie pour obtenir ce monitoring dans le temps.

II.3.3. Cadre conceptuel

II.3.3.1. Les phénomènes d'électrofiltration

Le flux hydraulique à travers une région capillaire ou un matériau poreux peut générer un Potentiel électrique le long de l'écoulement, lequel porte le nom de potentiel d'électrofiltration.

L'effet est caractérisé par le couplage électrocinétique entre les ions du fluide et les parois capillaires. Ceci a été pour la première fois observé par Quincke en 1859 dans un tube capillaire et le phénomène a été par la suite développé théoriquement par Helmholtz en 1879.

Dans un milieu poreux en présence d'un électrolyte, des réactions chimiques et physiques se produisent à l'interface entre le solide et le fluide. Le solide (par sa composition minérale) possède en général une charge électrique négative due à des substitutions isomorphiques de certains cations (Suski, 2005). Au cours de ces réactions, la surface chargée du solide perturbe la distribution des ions et des molécules de l'eau. Pour conserver la neutralité de l'ensemble, les molécules du fluide viennent se placer à proximité des surfaces chargées pour former une couche. Cette couche porte le nom de double couche électrique. Elle est globalement constituée, comme le montre la figure II.6, de deux zones :

- une couche dite compacte, où les ions adhèrent à la paroi du solide ;
- une couche dite diffuse, où les ions sont potentiellement mobiles (Dana, 2006).
 Cette couche contient un excédent d'ions positifs.





Lors de l'écoulement, certains ions de la surface diffuse de la double couche sont transportés, générant un courant électrique de convection (Ganesh, 2006).

Dans les conditions statiques, le milieu saturé est donc électriquement neutre avec un équilibre de charge à l'interface solide-fluide (figure II.7). Cet équilibre est perturbé avec la présence d'un écoulement. Lorsque le fluide est en mouvement, ces ions positifs sont entraînés et engendrent ainsi un courant électrique, dit courant
électrique de convection. Ce courant est équilibré par un courant de conduction (loi d'Ohm), et il en résulte une différence de potentiel électrique. On parle de potentiel d'électrofiltration ou potentiel électrocinétique.



Figure II. 6Représentation de l'interface solide-fluide adapté de Hibbert (1993) et tiré de (Sheffer, 2002)

II.3.3.2. Critères d'interprétation

L'amplitude des signaux électriques mesurés à la surface du sol varie de quelques millivolts (mV) à quelques volts (V) en valeur absolue, selon la nature du phénomène, sa profondeur et le contexte géologique.

II.3.3.3. Origine possible de PS

L'origine des potentiels naturels est très variée mais sont tous le résultat de couplages entre des courants électriques et des forces dans le sous-sol. La polarisation spontanée au niveau d'un point de mesure peut être d'origine diverse (circulation d'un fluide dans un milieu poreux, phénomène d'oxydoréduction, diffusion thermique, etc.).

Ces différents phénomènes naturels, en se mettant en place dans le sous-sol, créent des dipôles électriques à même d'être observés en surface. Il est alors possible au géophysicien d'interpréter la présence de ces différences de potentiel en fonction des objectifs recherchés.

En fonction de leurs principes physiques d'origine, Le potentiel spontané est généré par un certain nombre de processus dont les principaux sont de nature :

- Electrocinétique ;
- Thermoélectrique ;

 Electrochimique et ;
 - Minéral.

Ces mécanismes sont associés à la génération d'un courant électrique, pouvant provenir de la circulation de l'eau souterraine, ou de l'action de l'eau comme étant un électrolyte ou un solvant de divers minéraux.

Ils engendrent ainsi :

- Un potentiel d'électro filtration dû à la circulation du fluide,
- Un potentiel thermique causé par un gradient de température,
- Un potentiel électrochimique généré par la différence de concentration des électrolytes,
- Un potentiel dit minéral, associé à la présence de particules métalliques.

L'interprétation déduite de ces méthodes se rapporte principalement à l'évaluation des propriétés physiques du sol telle que :

- La porosité,
- La saturation en eau ou le pourcentage d'argile contenue à la présence et à la détection des couches plus ou moins conductrices.

Ils sont également dus à l'existence des gradients de potentiel chimique des porteurs des charges. Selon le type de porteur de charge, le phénomène à l'origine du courant sera de nature différent. On distingue ainsi les porteurs des charges ioniques et les porteurs des charges électroniques. Les porteurs de charge ionique sont des ions dont, un gradient de concentration de ces ions crée une source de courant naturelle d'origine Électrochimique. On parle de phénomène d'électro-diffusion ou de membrane. Lorsque ces ions sont transportés par les molécules d'eau lors d'un écoulement dans le milieu poreux d'une roche, il se crée une source de courant d'origine électrocinétique, appelée électro filtration.

Les porteurs de charge électroniques sont les électrons qui interviennent lors des réactions d'oxydoréduction. Pour être à l'origine d'un courant électrique, ces électrons doivent être mis en mouvement dans un conducteur qui leur assure ainsi un transfert entre deux zones de conditions redox différentes. Dans un panache de contamination caractérisé par des environnements redox déférents (i.e. potentiel redox différent), les bios films semblent jouer le rôle de conducteur électronique. On parlera alors de phénomène électro-redox. Ce phénomène est similaire à celui rencontré dans les gisements de minerai, où le filon de minerai, séparant une zone réduite d'une zone oxydée, joue le rôle de conducteur électronique.

Les différents phénomènes naturels, en se mettant en place dans le sous-sol, créent des dipôles électriques à même d'être observés en surface. Il est alors possible au géophysicien d'interpréter la présence de ces différences de potentiel en fonction des objectifs recherchés.

Le tableau II.1 ci-dessous résume les caractéristiques permettant de qualifier et de quantifier les différents potentiels concourant au potentiel total mesure par la méthode P.S.

Potentiel	Principal mécanisme associe	Signe et amplitude de l'anomalie
Potentiel de minéralisation	Effet électrochimique avec présence d'un métal électriquement conducteur	Négatif, jusqu'à plusieurs centaines de mV

Tableau II. 1Montre les signes et amplitude des différentes sources de potentiel P.S.

Potentiel de diffusion	Phénomène électrochimique Avec déplacement ionique et présence de diffusion	Négatif et/ou positif, jusqu'à plusieur centaines de mV		
Potentiel de Nernst	Phénomène électrochimique a déplacement ionique négligeable	Positif, jusqu'à plusieurs dizaines de mV		
Potentiel d'absorption	Phénomène électrochimique avec absorption d'ion par la membrane chargée du corps immergé	Négatif et/ou positive, jusqu'à plusieurs centaines de mV		
Potentiel de végétation	Phénomène lie à la rétention de l'eau dans les racines des plantes	Négatifs, jusqu'à plusieurs centaines de mV		
Potentiel thermoélectrique	Effet soret : diffusion des ions sous l'action d'un gradient de température régnant dans le milieu poreux	Négatif et/ou positif variant de quelques volts		
Potentiel d'électrofiltration	Génération du courant due à la circulation du fluide	Négatif et/ou positif, jusqu'à plusieurs dizaine mV		

II.3.3.4. Sources du bruit et potentiels électriques

A. Potentiel électrocinétique

Ce potentiel est observé lorsqu'une solution de résistivité ρ et de viscosité η traverse un matériau poreux. Ce phénomène a une origine mécanique ; il se produit généralement sous l'influence de la gravité. Sa valeur est donnée par

Avec : ϕ étant le potentiel d'adsorption de l'interface solide-liquide ; ΔP étant différence de pression ; et étant la constante diélectrique de la solution.

Soit par :

$$\Delta V = C_c \Delta P = \sigma_f \underline{\qquad}_{\eta} \Delta P \qquad (mV)$$

Avec :

- ΔV : le potentiel d'écoulement (Calvez, 2003 et Naudet 2004) ;

- Cc : le coefficient d'électrofiltration (V/ ΔP) ; - ϵ : constante diélectrique du fluide(F/m) ;

- σ : conductivité électrique du fluide (S/m) ;
- ξ : le potentiel zeta (V).

Ce potentiel est généralement d'effet négligeable, sauf lorsque la topographie à une incidence marquée sur la conduction hydraulique de l'eau d'imbibition, ou que la végétation agit suffisamment sur le drainage de l'eau souterraine.

B. Potentiel de diffusion

Ce potentiel est dû à la différence de mobilité des ions dans une solution de concentration variable. L'équilibre ne peut se faire également de part et d'autre et une ΔV est générée. Il est de nature chimique. Ce potentiel dépend de la température (Giroux, 2006).

Les variations de température ont un effet analogue au potentiel de diffusion, mais sont d'un effet mineur de différence de potentiel.

C. Potentiel de Nernst

Lorsque deux électrodes métalliques sont immergées dans une solution dont la concentration est différente pour les deux électrodes, il y a un ΔV créé. Il s'agit d'un phénomène chimique.

$$E_s = -59.1 \log \left(\frac{C_1}{C_2} \right) \quad (mV)$$

D. Potentiel de contact électrolytique

On observe le potentiel de contact lorsque deux électrodes de métaux différents sont introduites dans une solution électrolytique. Lorsque les conditions sont réunies, la combinaison des trois derniers potentiels (diffusion, Nernst et contact regroupés sous l'appellation potentiel de minéralisation,) permet de générer des anomalies souvent bien distinctes du bruit de fond et associées à des métaux. On peut alors détecter la présence de gisements métallifères dans le sous-sol, par la seule mesure de ΔV à la surface.

La corrosion métallique (tuyaux, câbles, carcasses métalliques) produit des ΔV locaux. Les courants telluriques génèrent également des potentiels mesurables. Ces courants sont dus à l'induction de l'ionosphère, explosion nucléaire, tempêtes électriques. Finalement, un effet bioélectrique est observé à la frontière entre une clairière et la forêt.

Dans ce cas, les racines des arbres drainent l'eau souterraine et génèrent ainsi un ΔV pouvant être confondus avec ceux produits par les sulfures (de l'ordre de quelque centaine de mV). Le potentiel est négatif du côté du boisé.

D'après (Naudet, 2004), les sources naturelles de courant électrique peuvent être de différente nature : hydraulique, chimique, thermique, biologique et anthropique.

Afin d'étudier un phénomène particulier, il est donc nécessaire de connaître au mieux les différentes sources susceptibles de se superposer comme bruit au signal étudié.

II.3.3.5. Types d'anomalies PS

A. Les anomalies en V

Si la valeur du potentiel zêta dans les systèmes eau-roches de subsurface est négative, on s'attend à une corrélation entre potentiel spontané et altitude. Cette corrélation négative est générée par les écoulements hydrogéologiques sans remontées hydrothermales.

La forme en "V" du profil de potentiel spontané est donc la manifestation de l'effet topographique. Cette configuration est présente sur différents volcans comme l'Adagdak en Alaska (Corwin et al. 1979).

B. Les anomalies en W

La configuration typique du profil de potentiel spontané sur les volcans est la forme en "W" centrée sur la zone sommitale. Beaucoup d'études mettent en évidence ce type de profils. Revil et al. (2008) et Nishida (2003) expliquent ce type de profil par la coexistence d'anomalies positives et négatives. Dans de nombreux articles scientifiques, la forme en W est interprétée comme la somme d'une anomalie positive associée aux remontées hydrothermales au niveau de la zone sommitale plus une anomalie négative en V liée à l'effet topographique (Nishida et al, 1996).

II.3.3.6. Limite de la méthode PS

L'interprétation de potentiel spontané est difficile dans plusieurs sources prenons l'exemple des sources :

- D'écoulements, corrosion et gradients thermiques ;
- Il est Potentiellement perturbé en milieu urbain ou industriel en activité.

Si la précision en plan est satisfaisante, la précision selon la verticale dépend du choix des coefficients K et E° qui doit être revalidé si possible sur au moins deux stations.

On observe toutefois que la localisation de ligne de minima SPS est peu affectée par le choix de ce paramètre.

La profondeur d'investigation de la méthode n'est limitée en théorie que par la condition d'homogénéité du premier terrain et nous pouvons citer un exemple de prospection PS ou la profondeur du toit de la couche drainante reconnue par forage atteint 150m (Aubert et al., 1991).

Elle est donc inopérante dans les cas suivants :

- A Nappe plane sur socle ou nappe perchée plane masquant une nappe peu profonde;
- **4** Terrain superficiel plus conducteur que le terrain sous-jacent.

Les avantages de la polarisation spontanée sont les suivants :

 La polarisation spontanée est une méthode géophysiques (avec les méthodes thermiques) qui est directement sensible à des écoulements dans le sol ; est également directement sensible aux potentiels d'oxydoréduction (avantage si c'est l'objet de la détection).

Comme inconvénients, nous pouvons noter :

- Nécessité d'utiliser des électrodes non polarisables (indispensable pour PS, recommandé pour PP), ce qui rend la mise en œuvre plus lourde et délicate ;
- Faiblesse des signaux ;
- Sources de biais et bruit nombreuses ;
- Réponses dépendant de la distribution de résistivité.

Initialement, la méthode de Polarisation Spontanée a été utilisée en exploration minière par Fox en 1830 pour la détection des dépôts de sulfures métalliques, ensuite, elle a été appliquée comme outil complémentaire à la méthode de polarisation provoquée pour la localisation de gisements minéralisés (minéraux disséminés) (Corwin, 1976), ainsi que pour la détection des cavités (Vichabian et al., 2002).

Elle a été utilisée également pour étudier les sites contaminés (Cas des environs du village Kianteta) par Kubuya (2016).

En combinant les observations de plusieurs auteurs, Mazac et al. (1985) ont démontré que les aquifères en milieu poreux, qui sont généralement hétérogènes et anisotropes, peuvent engendrer des relations de divers types (directe, inverse, linéaire et non-linéaire) entre les paramètres géophysiques et la propriété hydrodynamique.

II.4. Formule empirique de Aubert (2003)

II.4.1. Principe

Aubert (2003) a démontré que si le milieu non saturé n'est pas tabulaire, il apparaît à la surface du sol des différences de potentiel entre stations à l'aplomb desquelles l'épaisseur de ce milieu n'est pas identique. Plus précisément, la comparaison des données PS et des données piézométriques acquises par approche hydrodynamique a mis en évidence une corrélation linéaire entre l'amplitude V de l'anomalie négative mesurée en une station et l'épaisseur E du milieu non saturé à son aplomb. Pour un terrain homogène et de résistivité plus élevée que le substratum, on définit une surface SPS par l'équation suivante :

$$Hsps(xy) = h(xy) - [V_{\underline{K}}(xy)] - E_0 K$$

où Hsps est l'altitude de la surface SPS, h l'altitude de la station de mesure, E° l'épaisseur du terrain non saturé à l'aplomb de la station de référence où le potentiel est nul par convention, K le coefficient de proportionnalité entre V et E exprimé en mV/m (Fig.II.8).



Figure II. 7 Définition de la surface SPS (Aubert, 2003)

Cette surface est calculée à partir, d'une part des données **h** et **V**, d'autre part des valeurs attribuées aux constante E⁰ et K. Elles représentent l'interface entre le premier terrain non sature et un second terrain comprenant à la fois la zone saturée et le substratum très peu perméable. Les constantes K et E^o sont entièrement déterminées si l'on connait h à au moins deux station, à défaut elles seront estimées. La valeur de K varie selon la nature du terrain, allant de -1mV/m pour des terrains anciens altérés a -7mV/m pour des terrains récents.

Ainsi partant de la formule empirique de Aubert ci-dessous, nous avons tiré la valeur de E :

$$Hsps(xy) = h(xy) - V_{\underline{\quad} (xy)}$$
$$V_{\underline{\quad} (xy)} + E^{0} = h - Hsps K h - Hsps = E$$
$$- V(xy) + 0 = E$$
$$(1) E$$
K

Appliquons l'expression (1) aux différents puits :

- Au puits 1 : $V_{K1} + E^0 = E_1(2)$
- Au puits 2 : $V_{K^2} + E^0 = E_2$ (3)

Tirons la valeur de E^0 dans (2) et (3) :

$$E_0 = E_1 - v_{K_1}$$
 (4)
 $E_0 = E_2 - v_{K_2}$ (5)

Egalons les deux expressions (4) et (5) :

$$E_2 - E_1 = \frac{V_2}{K} - \frac{V_1}{K}$$

Tirons la valeur de K :

$$K = \frac{V_2 - V_1}{E_{2} - E_1}$$

Ramenons la valeur de K dans (1) et tirons la valeur de E⁰:

$$E_0 = V_1 * E_2 + V_2 * E_1$$
$$V_1 + V_2$$

- $V_1\,et\,\,V_2$ sont les est amplitude PS à deux puits connus ;

• E₂ et E₁ sont obtenus à l'aide de la mesure directe avec la sonde piézométrique dans deux puits.

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS III.1 Introduction

La profondeur de l'eau dans le quartier HEWA BORA a été obtenue par les approches directe (hydrodynamique) et indirecte (géophysique).

L'approche directe, qui relève de l'hydrogéologie, a consisté à la prise des mesures de niveaux d'eau dans les différents puits inventoriés. Et ces niveaux d'eau ont été transformés en hauteurs piézométriques à partir de données topographiques du secteur d'étude. Nous présentons la topographie de notre secteur d'étude dans les lignes qui suivent.

L'approche indirecte qui relève du domaine de la géophysique (méthode de polarisation spontanée) a consisté en l'application de la formule empirique d'Aubert ci - dessous :

$$Hsps(xy) = h(xy) - [\underbrace{V(xy)}_{K}] - E$$

Cette expression nous donne directement la hauteur piézométrique dans les différents puits de notre secteur d'étude.

III.2.Etablissement de la carte topographique du site d'étude

Les images satellitaires de type Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) de résolution 30m x 30m ont été utilisées pour dresser la carte topographique de notre secteur d'étude.

La figure III.1 montre la topographie du site d'étude.



Figure III. 1 Coupes et carte topographique du secteur d'étude

Sur cette carte, on note que l'altitude la plus élevée avoisine les 1310 mètres et la plus basse est autour de 1305 m. Ce qui implique une dénivellation de 5 mètres. On observe également sur la carte topographique établie un resserrement des courbes de niveau dans la partie occidentale du secteur d'étude que dans sa partie orientale où les courbes sont plus espacées. Ce resserrement des courbes indique la présence d'une pente forte tandis le relâchement des courbes traduit une pente faible.

Deux profils (I et II) orientés Sud-ouest (SO) - Nord-est (NE) ont été effectués pour illustrer la répartition du relief sur notre secteur d'étude (figure III.1). Le profil A-A' situé plus au Nord-Ouest du secteur d'étude (figure III.1) montre une diminution de la pente du Sud – ouest vers le Nord - est sur une distance de 550 m à partir du point A.

Ceci favoriserait le ruissellement des eaux de surface au détriment de l'infiltration.

La deuxième coupe orientée toujours dans la direction que la première donne au contraire un profil inverse. La pente augmente du Sud – ouest vers le Nord - est sur une distance de plus ou moins 400 mètres. Au-delà de cette distance, autour de l'altitude 1310 mètres, on observe un relief plus ou moins plat qui favoriserait plus l'infiltration de l'eau par rapport au ruissellement.

III.3. Etude piézométrique

III.3.1. Introduction

Une carte piézométrique est une carte qui permet de visualiser les niveaux d'eau dans le sous-sol. Ces niveaux sont représentés par des courbes d'égale altitude, ou hydroisohypses, qui rejoignent les niveaux piézométriques identiques ; elles sont tracées grâce à des méthodes d'interpolations. Une carte piézométrique est donc une représentation spatiale des niveaux piézométriques.

Une fois réalisées, les cartes piézométriques permettent de mieux comprendre l'hydrogéologie et l'hydrologie de la zone qu'elles représentent.

En effet, leur analyse permet de (Brugeron, 2012) :

- Réaliser une analyse morphologique de la surface piézométrique, en traçant les lignes de courant et les principaux axes de flux. Cela permet d'identifier les sens d'écoulement de l'eau souterraine grâce aux gradients hydrauliques de la nappe;
- Etudier la structure de l'aquifère et évaluer sa capacité, c'est à-dire ses réserves potentielles en eau ;
- Connaître la distribution spatiale des stocks d'eau et des axes de drainage ;
- Identifier les aires d'alimentation pour ainsi connaître le régime d'alimentation de l'aquifère et les relations de la nappe avec la surface ;

si la nappe est perturbée par un pompage ;
Combler les vides de mesures par interpolation.

L'interprétation globale des cartes piézométriques conduit à l'identification des zones favorables à l'implantation des captages. Elle contribue également à la prescription des mesures de protection de la qualité des eaux souterraines captées pour l'alimentation humaine. D'une manière générale, leur usage est très vaste et elles sont utiles à partir du moment où on veut connaître plus précisément le comportement hydrologique d'un aquifère ou d'une nappe en particulier.

III .3.3. Carte piézométrique obtenue par approche hydrodynamique

Pour tracer la carte piézométrique de notre secteur d'étude, nous avons inventorie 26 puits tel que le montre la figure ci – dessous.



Figure III. 2 Points de prélèvement de puits

La technique d'interpolation par minimum courbature a été utilisée pour produire la carte surface piézométrique (figure III.3). Le choix de cette interpolation était de faire face aux manques des données observées sur la grille d'échantillonnage.

La figure ci - après présente la carte piézométrique qui permet d'avoir un état piézométrique de référence de notre secteur d'étude.





La figure III.3 présente des niveaux piézométriques élevés qui sont concentrés beaucoup plus dans le coin Sud-ouest et l'extrême Est où ils atteignent des valeurs qui oscillent autour de 1300 mètres. Un peu plus au Nord, nous remarquons les niveaux faibles d'environ 1290 mètres. Les limites de la surface piézométrique varient donc entre 1290 mètres et 1304 mètres.

Dans le souci de faire une bonne étude comparative des différentes approches, deux profils ont été tracés en suivant les mêmes coupes AA' et BB' que sur la carte topographique.

La lecture faite sur le profil piézométrique AA' montre une pente forte vers le Sud - ouest sur une distance de 75 mètres à partir du point A. Cette pente devient plus faible sur le reste du profil sur une distance de 300 mètres. Le profil BB' montre aussi une pente de la surface piézométrique. Ce changement de pente de la surface piézométrique expliquerait un changement de régime d'écoulement ou de vitesse lié aux caractéristiques intrinsèques de milieu (porosité, conductivité hydraulique). C'est ainsi que nous avons superposé la carte piézométrique sur un fond topographique pour voir une relation possible.

Dans le cadre de ce projet, nous nous sommes limités à l'interprétation sur le sens d'écoulement. Cette direction d'écoulement des eaux souterraines suit en général l'orientation du Nord-Ouest vers le Sud-est.

III.4. Détermination de niveaux piézométriques par la méthode empirique d'Aubert (2003)

Pour déterminer la profondeur de la surface géophysique dite SPS, nous avons appliqué la formule empirique de Maurice Aubert qui est une relation linéaire qui s'écrit :

$$Hsps(xy) = h(xy) - [V_{(xy)}] - Eo$$

K

Où h est l'altitude de lieu (mètre), V est l'amplitude PS (mV), E° est l'épaisseur de la zone non saturée (mètre) à l'aplomb de la station de référence des mesures où V est égal à zéro par convention, K est un coefficient exprimé en mV/m et H l'altitude d'une surface géophysique dite SPS (mètre).

Cette surface SPS est calculée à partir, d'une part des données h et V, d'autre part des valeurs attribuées aux constantes E° et K.

Elle représente l'interface entre le premier terrain non saturé et un second terrain comprenant à la fois la zone saturée, quand elle existe, et le substratum très peu perméable.

Les constantes E° et K sont entièrement déterminées si on connait H en au moins deux stations, à défaut elles seront estimées. La valeur de K varie selon la nature du terrain, allant de -1mV/m pour des terrains anciens altérés a -7mV/m pour des terrains récents.

III.4.1. Polarisation spontané

III.4.1.1 Mise en œuvre de la méthode et acquisition des données

Deux périodes d'acquisition des données ont été choisis : la saison de pluie et la saison sèche pour mieux apprécier l'effet de l'électrofiltration.

En effet, au début de chaque profil, nous avons d'abord mesuré la différence de potentielle entre les deux électrodes placée côte à côte dans le sceau contenant de la bentonite mélangée à l'eau distillée enfin de s'assurer de l'équilibre de la chaine électrochimique. La différence de potentiel doit être stable et inférieur à 2mV. Une valeur plus élevée indique soit un mauvais état de propriété de type de cuivre soit une désaturation de l'une ou de deux solutions CuSO₄.

Ensuite nous avons procédé à l'implantation des électrodes non polariséeés dans le sol dans un trou d'environs 10cm de profondeurs dans lesquels nous avions mis une quantité considérable de la bentonite pour bénéficier d'un bon couplage d'électrode avec le sous-sol.

La circulation du vent, l'effet thermique du soleil et les infiltrations des eaux de pluie engendrent souvent des perturbations des différences de potentiel ; mouvements dus à la présence du vent ou les infiltrations aux alentours en cas de pluie. Pour minimiser ces perturbations il est recommandé de couvrir l'électrode fixe à l'aide d'un parapluie.

Dans le cadre de notre projet, la configuration à base fixe a été adoptée pour la récolte de données. C'est ainsi qu'un opérateur se déplaçait avec l'électrode positif à la station prédéfinie suivant une équidistance de 20m.

Le câble qui a servi au lever mesure environ 250m. Lorsqu'il était complètement déroulé nous devions changer de base.

La nouvelle base était fixée à l'avant dernière station du lever antérieure et une nouvelle mesure était effectuée entre la dernière station et l'avant dernière. C'est par ce principe que nous avons levé 4740 mètres pendant la saison de pluie et 5220 mètres de distance pendant la période sèche.

Les stations de mesure ont été repérées par un GPS en coordonnées UTM, ce choix de mesure permet de conserver les surfaces et les distances. Les données brutes de DDP de différentes autres séquences, des nouvelles bases, ont été ramenées à la base initiale par le principe arithmétique d'addition. En principe le DDP entre l'ancienne base et la nouvelle base plus l'avant dernière station (nouvelle base) et la dernière doit être égale à la DDP entre la base initiale et la dernière base fort malheureusement sur terrain ce principe est loin d'être réalisé ; pour palier à cette difficulté nous avons procédé à une mise à niveau de DDP en tenant compte de la valeur trouvée entre l'avant dernier station et la dernière station.

III .4.1.2. Traitement de données

La première étape, après ces deux périodes de campagne de terrain, est de pouvoir déterminer les altitudes de chaque point de mesure à l'aide des images STRM de la région.

Ensuite, nous avons appliqué la formule empirique d'Aubert (2003) Pour la détermination de niveaux piézométriques.

Pour tracer les différentes cartes (PS et piézométrique), nous avons utilisé la technique d'interpolation par minimum courbature (répartition irrégulière de point de mesures) pour faire face au manque des données observées sur la grille d'échantillon.

Nous présentons sur la figure III.4 les points de prélèvement de données PS sur un fond topographique et administratif et la gamme de valeurs PS acquises pendant la saison de pluie.





Sur la figure III .4, on note les différentes classes de valeurs de DDP mesurées.

On a ainsi :

- De -57 à 99,15mV (points de couleur bleu);
- De 99,15 à 228,6 mV (point en vert) ; De 228,6 à 292,3 mV (points orange) ; De 292,3 à 432 mV (point rouge).

La figure III.5 illustre la variation de DDP corrigées lors d'un lever pendant la saison sèche.



Figure III. 5 Points de prélèvement de données PS en période sèche Sur la figure III.5, les différences de potentiel varient de la manière suivante :

- De -282 à -62mV (points de couleur bleu) ;
- De -62, 29 à 46, 30 mV (points de couleur vert);
- De 46,3mV à 159 mV (points de couleur orange) ; De 159 à 468mV (points de couleur rouge).

Le tableau III.1 ci-dessous montre les valeurs de K et E⁰ calculées.

Puits	X_utm	Y_utm	Ζ	PS(mV)	Niveau d'eau(m)	Margelle(m)	E ⁰	К
Gp1	557731	8715811	1314,9	158,5	11,9	0,76	11,3	-23
Gp2	557732	8715804	1310	190,7	10,5	0	11,3	-33,36
Gp3	557744	8715884	1309,9	144	11,9	0	12,7	-137,3

Tableau III. 1 Valeurs de K et E0 obtenues des puits d'eau

Gp4	557747	8715988	1309,5	20,4	12,8	0,55	12,9	65,5
Gp5	557746	8716000	1309,8	33,5	13	0,7	12,8	-105,9
Gp6	557621	8716028	1309,9	107,6	12,3	0,6	11,9	188,2
Gp7	557598	8716022	1309,3	13,5	11,8	0,5	11,8	243,75
Gp8	557567	8716014	1308,1	111	12,2	0,3	12,7	-53,75
Gp9	557309	8716049	1308,1	68	13	0,48	12,9	679
Gp10	557249	8716055	1308,1	0,1	12,9	0,66	12,9	63,786
Gp11	557029	8716050	1308,1	178,7	15,7	0,53	14,1	604,6
Gp12	557014	8716048	1308,1	-123,6	15,2	0,56	16,7	11,981
Gp13	556805	8716020	1311,1	-92,45	17,8	0,43	17,9	-2670
Gp14	556781	8715855	1313,1	174,6	17,7	0,48	15,8	101,89
Gp15	556728	8715851	1314,9	-8,8	15,9	0	15,9	-280
Gp16	556798	8715745	1314,7	-64,8	16,1	0,43	16,2	654,5
Gp17	556817	8715743	1313	0,65	16,2	0	16,2	51,983
Gp18	557020	8715755	1309,7	-155,3	13,2	0,59	13,8	-564,6
Gp19	557576	8715754	1310,1	465,8	12,1	0,6	12,6	-445,6
Gp20	557728	8715705	1310,8	153,9	12,8	0,68	12,1	235,07
Gp21	557648	8715742	1310,3	-8,3	12,11	0,59	15,1	8,2667
Gp22	556939	8715662	1311,8	4,1	13,61	0,81	13,6	-64,08
Gp23	556972	8715660	1310,4	52,8	12,85	0,44	13,2	-143,4
Gp24	556924	8715646	1312,8	2,6	13,2	0,52	13,0	-18,47
Gp25	556902	8715657	1313,8	-32,5	15,1	0,55	15,1	2010
Gp26	556890	8715673	1314	-92,8	15,07	0,42	15,1	-6,158

Dans le tableau ci - dessus, on constate que la PS nous donne les valeurs négatives et positives très contrastées. Les valeurs négatives montrent qu'on a peu de circulations souterraines, ce qui ne favorise pas le phénomène électrochimique. Les valeurs de PS trouvées sur notre site d'étude mettent en évidence la nature hétérogène de l'aquifère superficiel étudié.

Dans la suite du travail, la valeur de E⁰ égale à 12,9 mètres qui reflète la mesure effectuée dans un des puits (puits Gp10).La valeur de K retenue est de 6mV/m qui constitue la valeur la plus faible obtenue et qui est proche de celles données dans la théorie (la valeur de K varie selon la nature du terrain, allant de 1mV/m pour des terrains anciens altérés a -7mV/m pour des terrains récents,

Aubert, 2003). Cette valeur tient également compte de la nature du terrain dans lequel est contenue la nappe superficielle étudiée.

La figure III.6 illustre la carte montrant la variation de différences de potentiel pendant la saison de pluie.



Figure III. 6 En haut carte de la variation de DDP mesurée en saison pluvieuse (mV), En bas, profils PS (AA'- BB') pendant la saison pluvieuse

La carte PS ci-dessus (figure III.6.) montre la variation des différences de potentiel en surface. On constate une diminution des valeurs du Nord-ouest vers le Sud -est. Elles varient entre -120 à 110 mV. Les valeurs PS les plus faibles sont observées au centre et au Sud - est du secteur d'étude (-120 à -40 mV).

De la partie orientale de la zone d'étude, nous observons, de valeurs moyennes de PS comprises entre -30 et 80 mV. Enfin, nous avons les valeurs plus élevées dans la partie Nord-ouest et Ouest de la zone d'étude avec de valeurs comprises entre 10 et 110 mV.

Les valeurs de DDP comprises entre -50 et +50mv sont également observées sur notre zone d'étude. Cette variation de signe positif et négatif s'expliquerait par un mécanisme de génération de courant dû à la circulation des fluides par contre des fortes valeurs positives de DDP supérieure à 50mv observées s'expliquerait par un autre mécanisme lié au phénomène électrochimique (tableau II.1). La corrélation négative observée est générée par les écoulements d'eau souterraine.

La figure III.6 présente les profils PS (AA' et BB'). Et sur ces profils nous remarquons une géométrie en formes de « V » qui s'expliquerait par une manifestation de l'effet topographique.

La figure III.7. illustre la carte PS montrant la variation de DDP pendant la saison sèche.

Sur cette figure, on note une variation de valeurs de différences de potentiel comprises entre -220mV et 300 mV. Du Sud - ouest vers le Sud- est, nous avons une concentration de fortes valeurs de potentiel. Du nord-est vers le nord –ouest, nous avons une concentration de faibles valeurs de potentiel. Au centre, nous remarquons la concentration de valeurs négatives et positives. Cette variation de valeurs positives et négatives de PS peut être expliquée par la présence du potentiel d'électro-filtration qui génère le courant dans le sous-sol grâce à la circulation de fluide. Ce potentiel est marqué par la présence de valeur en signe positif et /ou négatif qui atteignent jusqu'à quelques dizaines de mV. Enfin, nous remarquons aussi le phénomène électrochimique avec absorption d'ions par la membrane chargée du corps immergé.



Figure III. 7 Variation de valeurs de PS en profondeur (mV) pendant la saison sèche

La figure III.8 ci – dessous présente deux profils PS (AA' et BB') présentant tous des formes en « V » qui s'expliqueraient que par une manifestation de l'effet topographique.

La lecture faite sur le profil AA' montre une continuité de pente de part et d'autre du profil. Le profil BB' présente une forme de crête avec une pente forte. Ce

changement de pente s'expliquerait par le potentiel de filtration liée à certain phénomène électrochimique.



Figure III. 8 Profils PS (AA' - BB') pendant la saison sèche

III.4.2. Carte piézométrique obtenue par application de la formule de Aubert (2003)

Les valeurs PS calculées nous ont permis de déterminer les niveaux piézométriques (Hsps).

Le tableau ci – dessous donne les valeurs PS et les niveaux piézométriques Hsps calculés.

			1 1	1		
Puits	X_utm	Y_utm	Ζ	PS (mV)	h(m)	HSP(m)
Gp1	557731	8715811	1314,9	158,5	11,9	1296,1
Gp2	557732	8715804	1310	190,7	10,5	1293,7
Gp3	557744	8715884	1309,9	144	11,9	1296,9
Gp4	557747	8715988	1309,5	20,4	12,8	1297,0

Tableau III. 2 Valeurs PS et niveaux piézométriques Hsps.

Gp5	557746	8716000	1309,8	33,5	13	1296,5
Gp6	557621	8716028	1309,9	107,6	12,3	1298,2
Gp7	557598	8716022	1309,3	13,5	11,8	1297,5
Gp8	557567	8716014	1308,1	111	12,2	1293,8
Gp9	557309	8716049	1308,1	68	13	1295,2
Gp10	557249	8716055	1308,1	0,1	12,9	1295,2
Gp11	557029	8716050	1308,1	178,7	15,7	1292,6
Gp12	557014	8716048	1308,1	-123,6	15,2	1282,6
Gp13	556805	8716020	1311,1	-92,45	17,8	1293,3
Gp14	556781	8715855	1313,12	174,6	17,7	1297,1
Gp15	556728	8715851	1314,9	-8,8	15,9	1299,0
Gp16	556798	8715745	1314,7	-64,8	16,1	1298,5
Gp17	556817	8715743	1313	0,65	16,2	1296,8
Gp18	557020	8715755	1309,7	-155,3	13,2	1296,7
Gp19	557576	8715754	1310,1	465,8	12,1	1296,9
Gp20	557728	8715705	1310,8	153,9	12,8	1298,6
Gp21	557648	8715742	1310,3	-8,3	12,11	1297,1
Gp22	556939	8715662	1311,8	4,1	13,61	1298,1
Gp23	556972	8715660	1310,4	52,8	12,85	1297,1
Gp24	556924	8715646	1312,8	2,6	13,2	1299,45
Gp25	556902	8715657	1313,8	-32,5	15,1	1298,6

Sur la figure ci – dessous, nous présentons la carte piézométrique tracée à partir des niveaux piézométriques calculés avec la formule empirique d'Aubert.



Figure III. 9 Carte piézométrique obtenue par approche géophysique

La lecture de la carte piézométrique ci – dessus montre une concentration de faibles valeurs de Hsps du centre vers le sud et une concentration de valeurs élevées beaucoup plus au Nord – est et au Sud - ouest.

Deux profils PS (AA' et BB') ont été réalisés sur cette carte (figure ci - dessous). Ces profils présentent une forme en « V ». La lecture faite sur le profil AA' montre une faible pente. Le profil BB' montre quant à lui, une structure pas très prononcée qui peut se justifier par la présence de phénomène de filtration lie à d'autres phénomènes chimiques. Ce changement de pente s'expliquerait par le potentiel d'électro-filtration lié probablement à un phénomène électrochimique.



Figure III. 10 Profils piézométriques (AA'_BB')

La figure ci-dessous nous montre le sens d'écoulement des eaux souterraines. L'écoulement se fait premièrement du Nord – est vers le Sud – ouest et deuxièmement du Sud – ouest vers le Nord – est créant ainsi une large dépression piézométrique qui indique des ponctions dans la nappe par pompage ou par fuites vers un aquifère sous-jacent.



Figure III. 11 Carte montrant le sens d'écoulement

III.5. Comparaison entre les cartes piézométriques obtenues par les deux approches

Dans ce point, il est question de comparer les cartes piézométriques obtenues par application des approches hydrodynamique et géophysique en vue d'évaluer les écarts possibles entre les deux cartes.

Puits X_utm Y_utm Ζ HSP(m) h (m) 1314,9 557731 8715811 1296,1 1303 Gp1 1299,5 Gp2 557732 8715804 1310 1293,7 Gp3 557744 8715884 1309,9 1296,9 1298 Gp4 557747 8715988 1309,5 1297 1296,7 Gp5 557746 8716000 1309,8 1296,5 1296,8 1297,6 Gp6 557621 8716028 1309,9 1298,2 Gp7 1297,5 557598 8716022 1309,3 1297,5 Gp8 557567 1308,1 1295,9 8716014 1293,8 Gp9 557309 8716049 1308,1 1295,2 1295,1 Gp10 557249 8716055 1308,1 1295,2 1295,2 Gp11 557029 8716050 1308,1 1292,6 1292,4 Gp12 557014 8716048 1308,1 1282,6 1292,9 Gp13 556805 8716020 1311,1 1293,3 1293,3 Gp14 556781 8715855 1313,12 1297,1 1295,42 Gp15 556728 8715851 1314,9 1299 1299 Gp16 1298,6 556798 8715745 1314,7 1298,5 **Gp17** 556817 8715743 1313 1296,8 1296,8 **Gp18** 557020 8715755 1309,7 1296,7 1296,5 **Gp19** 557576 8715754 1310,1 1296,9 1298 Gp20 1298 557728 8715705 1310,8 1298,6 Gp21 1298,19 557648 8715742 1310,3 1297,1 Gp22 556939 8715662 1298,19 1311,8 1298,1 1297,55 Gp23 556972 8715660 1310,4 1297,1 Gp24 556924 8715646 1312,8 1299,45 1299,6 556902 1298,7 Gp25 8715657 1313,8 1298,6

Tableau III. 3 montre les niveaux piézométriques mesurés (h) et calculés avec la formule empirique de Aubert.

Dans le tableau ci-haut, on constate qu'il y a des écarts entre les valeurs de la piézométrie mesurées et celles calculées. Pour mettre en évidence des écarts, on a procédé à une régression linéaire entres les types de valeurs de la piézométrie.

La figure ci – dessous montre la régression linéaire entre les valeurs de la piézométrie mesurée et celles obtenues par application de la formule de Aubert.



Figure III. 12 Régression linéaire entre la piézométrie mesurée et celle calculée

La droite de régression de Y en fonction de X introduit l'hypothèse que les valeurs de Y dépendent de celles de X, c'est-à-dire postulent que la connaissance des valeurs de X permet de prévoir les valeurs de Y. Il s'agit donc d'un modèle de prévision et l'objectif est de minimiser l'erreur de prévision c'est-à-dire la distance entre les valeurs Yi observées et les valeurs Y*i estimés par la relation Y=aX+b. Les résidus seront donc la distance à la droite par rapport à l'axe Oy.

On constate sur la figure ci – dessus que les valeurs calculées et celles mesurées présentent des résidus qui sont consignes dans le tableau ci – dessous. Le résidu a été calculé à partir de l'expression ci – dessous :

$$\varepsilon = H_{sps} - (ah + b)$$

Avec :

- ε : Résidu (mètres) ;
- Hsps : niveau piézométrique obtenu par application de la formule de Aubert (mètres) ;

- h : niveau piézométrique mesure (mètres) ;
- a : pente de la droite de régression qui indique de combien varie en moyenne la valeur de Hsps lorsque celle de h augmente d'une unité ;
- b : paramètre de la droite de régression qui correspond a la valeur théorique de Hsps lorsque la valeur de h est égale a zéro.

Puits	h (mètres)	Hsps (mètres)	Résidu (mètres)
Gp1	1303	1296,1	-5,1097
Gp2	1299,5	1293,7	-4,43005
Gp3	1298	1296,9	0,0898
Gp4	1296,7	1297	1,33367
Gp5	1296,8	1296,5	0,74568
Gp6	1297,6	1298,2	1,74176
Gp7	1297,5	1297,5	1,12975
Gp8	1295,9	1293,8	-1,16241
Gp9	1295,1	1295,2	0,94151
Gp10	1295,2	1295,2	0,85352
Gp11	1292,4	1292,6	0,71724
Gp12	1292,9	1282,6	-9,72271
Gp13	1293,3	1293,3	0,62533
Gp14	1295,42	1297,1	2,559942
Gp15	1299	1299	1,3099
Gp16	1298,6	1298,5	1,16186
Gp17	1296,8	1296,8	1,04568
Gp18	1296,5	1296,7	1,20965
Gp19	1298	1296,9	0,0898
Gp20	1298	1298,6	1,7898
Gp21	1298,19	1297,1	0,122619
Gp22	1298,19	1298,1	1,122619
Gp23	1297,55	1297,1	0,685755
Gp24	1299,6	1299,45	1,23196
Gp25	1298,7	1298,6	1,17387

Tableau III. 4 Valeurs du résidu

L'analyse des résidus permet de vérifier :

• Si les résidus ne révèlent pas une mauvaise spécification du modèle utilisé ;

 Si les résidus ne mettent pas en évidence l'existence d'autres variables explicatives que celle qui a été retenue.

D'une manière générale, on note des résidus négatifs sur quatre puits et vingt un puits présentent des valeurs positives du résidu. Ces résidus peuvent etre expliqués par l'insufisance de données des puits dans la zone.

Ce résidu montre qu'il est possible d'améliorer le modèle en introduisant une variable qualitative ou quantitative Z qui définit la position ou la répartition spatiale des puits dans le quartier Hewa Bora. Pour cela, il faudra construire un modèle de régression multiple dont la qualité d'ajustement sera meilleure que celle de celui qui ne fait dépendre le niveau piézométrique calculé (Hsps) que du niveau piézométrique mesuré (h). Ce modèle sera du type :

Hsps = ah + bZ + c

Il convient toutefois de vérifier si l'amélioration apportée par la variable supplémentaire Z est justifiée avant de l'introduire dans le modèle, car la qualité d'un modèle réside autant dans son pouvoir explicatif que dans sa simplicité.

CONCLUSION

Dans ce présent travail de fin de cycle de bachelier, il a été question de déterminer la position de la surface piézométrique de l'aquifère superficiel localisé dans le quartier Hewabora par application des approches hydrodynamique et géophysique.

L'approche hydrodynamique est basée sur les mesures directes du niveau piézométrique à l'aide d'une sonde piézométrique, dans les puits existants dans le quartier Hewa Bora.

La deuxième approche qualifiée de passive et non destructive est basée sur les méthodes géophysiques. Parmi lesquelles, notre choix s'est porté sur la technique de polarisation spontanée (P.S.) tel que préconisé par la formule d'Aubert (2003).

Les objectifs principaux de ce travail étaient :

- De déterminer la surface piézométrique par les deux approches citées.
- De faire une comparaison des résultats obtenus par application de ces deux approches.

Ainsi, les deux cartes piézométriques obtenues présentent de dissemblances au niveau de la morphologie, tels que le montrent les profils piézométriques réalisés. En comparant ces deux cartes, nous avons pu mettre en évidence des écarts entre les valeurs des hauteurs piézométriques calculées et mesurées. Le coefficient de détermination calculé montre une relation non linéaire entre les valeurs de hauteurs piézométriques calculées et mesurées. Cela montre que les hauteurs piézométriques calculées ne dépendent pas seulement des hauteurs piézométriques mesurées, il faut ajouter un autre paramètre qualitatif ou quantitatif pour ajuter le modèle de régression linéaire (régression multiple).

En définitive, nous dirons que l'application de la formule empirique d'Aubert permet de calculer les hauteurs piézométriques à partir de celles mesurées directement dans les puits. Et une bonne approximation des hauteurs piézométriques peut être obtenue si nous avons une bonne représentativité des puits sur l'ensemble de la zone étudiée. Et cela permettra de minimiser les écarts entre les valeurs calculées et mesurées.

BIBLIOGRAPHIE

- 1. Aubert M., (2003). Méthode de polarisation spontanée en hydrogéologie de terrain volcanique. Revue sciences de l'eau, rev.sci, eau 16/2(2003) 219-235
- Batumike et al, (2007). Lithostratigraphy, basin development, base metal deposit, and regional correlations of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu rocks successions, central African copper belt.Gondwana Res, 11,432-447.
- 3. Batumike, J.M. (2007). Lithostratigraphy, basin development, base metal deposits and regional correlations of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu rock succession, Central Africa Copper Belt Gondwana research 11pp.
- Beugnie, A, (1954) : La nappe phréatique des environs d'Elisabethville et les phénomènes connexes d'altération superficielle publ. (2006) du CSK, séries A. Fasc.3, tomes 17.
- Cahen, L., et Mortel mens, (1948) : Transgression du Kundelungu supérieur au Katanga. BS BG PH, tpp 445_453.72.
- 6. Cahen, (1954). La géologie du Congo Belge. Vaillant H. Carmanne, Liege, 577p
- 7. Cailteux, A. (2007). Geology and ore deposits of the central Africa copper belt.
- 8. Cailteux, et al. (1994).Lithostratigraphy of the Neoproterozoic Shaba-type (Zaire) Roan Super-Group metallogenisis of associated mineralization.
- 9. Cailteux, F. e. (1999).Tectonic evolution of the lufilianarc (central African copper belt) during the Neoproterozoic pan -African Orogenesis. Gondwana research, 2.
- 10. Chabu M.,(1995)– The geochemistry of phlogopite and chlorite from the Kipushi Zn-Pb-Cu deposit, Zaïre. Canadian mineralogist, 33 : 547-558
- 11. Corwin. (1976). Localisation de gisement minéralisé par la méthode. In Linda
- 12. Éric G., Christian M., Jacques M. Hydrogeologie. Objets, méthodes, applications ; 2é édition, dunod, paris, (2008) ; 117_120pp

- 13. Éric, L. (2014). Analyse des signaux piézométrique et modélisation pour l'évaluation quantitative et caractérisation d'échange hydraulique entre aquifère alluviaux et rivières.366pp
- 14. François ,(1973). L'extrémité occidentale de l'arc cuprifereshabien. Etude géologique. Bureau d'étude géologique. Gécamines-exploitation, Likasi, Zaire,64p ;
- 15. François ,(1987). Synthèse géologique sur l'arc cuprifere du Shaba (Rep. Du zaïre). Centenaire de la société belge de géologie, liège, 15-65 ;
- 16. François ,(1995). Problème relatifs au katanguien du Shaba. Musée royal de l'Afrique centrale, tervulen (belgium). Annales des sciences géologiques
 101 :1-20 ;
- 17. François A. (1997) Etude géologique de l'Arc cuprifère du Shaba. Progrès réalisé entre (1950 et 1980). In : Charlet J-M (Eds) : International Cornet
 Symposium "Strata-bound Copper deposits and associated mineralisations",21-50.
- 18. François, (1974). Stratigraphie, tectonique et minéralisations dans l'arc cuprifere du Shaba (Rep. Du Zaïre). In : Bartholomé (Ed), gisements stratiformes et provinces cuprifères. Centenaire de la société belge de géologie, liege,79-101;
- 19. François, A. (2006). La partie centrale de l'arc cuprifère du Katanga : étude géologiques, TervuvenAfrica Géoscience collection, 109,61p.
- 20. Giroux B., et Rivard P. (2008). Détection des fuites d'eau du barrage StTimothée par P.S. (Rapport d'activités 2008). Montréal : Polytechnique Montréal, Université de Sherbrooke.
- 21. Guisado, A. (2015).
- 22. Gysin. (1994). Données radiométrique nouvelle par la méthode potassiumargon. Existence d'une importante élévation post-tectonique de la température dans les couches katanguiennes du sud Katanga et du Copper Belt de la Zamia.
- 23. Harjoba et al (1978) :le régime journalier des précipitations et types des pluies alubumbashi. Geo_Eco_trop,401_414p

- 24. Hibbert D. B. (1993).Introduction to electrochemistry (Macmillan Press ed.). London : Palgrave Macmillan. In Linda
- 25. Intiomale M..M ,(1982). Le gisement de Pb, Zn, Cu, de Kipushi (Shaba-zaïre).Thèse de doctorat. Université catholique de Louvain. Belgique.300p ;
- 26. Kabengele. (1986). Le magmatisme Ubendien de Papa-Lumumba sur le plateau de Marungu (Nord-est du Shaba, Zaïre) : Etude structurale, pétrologique, géologique et signification géodynamique. Thèse de doctorat en science, UNILU, Inédit, 323P.
- 27. Kampunzu et cailteux,(1999). In kipata,(2003) tectonic evolution of the lufilian Arc (central Africa copper belt) During Neoproterozoic pan African Orogenesis. Gondwana Research 2:263-297;
- 28. Kampunzu, a. C. (1999).Tectonic evolution of the Lufilian Arc (Central Africa Copper Belt) During Neoproterozoic Pan Orogenesis.Gondwana Research 2(3) :401-421.
- 29. Kampunzu.A.B. (2000).Geology and ore deposits of the central Africa copper belt.
- 30. Kasongo N_K.(1985) : Contribution à l'étude hydrologique et hydrogéologique du bassin. Versant de la kafubu supérieure. Thèse de doctorat, univ. De Lubumbashi, 220p
- 31. Kokonyangi et al,(2006). The Mesoproterozoic kibaridebelt (Katanga, SE D.R. Congo).journal of African earth sciences 46(1-2):1-35;
- 32. Lepersonne, (1974).notice explicative de carte géologique du Zaïre au 1
 :2000000 et notice explicative. Dept. Mines, Dir. Géol. République du Zaïre, 66p ;
- 33. Lepersonne. (1974). Carte géologique du Zaïre au 1/2000000 et notice explicative. Direction de géologie, département de mine, République du Zaïre, 67pp.
- 34. Linda, A. (2010). Détection des fluides dans le barrage en remblai par la méthode de polarisation spontanée et par la tomographie électrique Cas de la jonction de deux barrages en remblai mémoire de maitrise en génie minérale école polytechnique département des génies civil, géologie et mine, Montréal ,22_26pp,36_38pp,
- 35. Malaise F. et le blanc,(1978). Lubumbashi un écosystème urbain tropical, Ed. Leblanc,165p.
- 36. Mambwe, B. (2015). Identification géo électrique de potentialité de la ville de Lubumbashi, Mémoire de licence Fac. Science. Dept. Géol.UNILU,
- 37. Masudi P.,(2014). Apport de la teledection dans la mise en évidence des zones favorable à l'implantation des nouveaux captages d'eau dans la ville de Lubumbashi et ses environs.132p.
- 38. Naudet V. (2004). Les Méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés. Université Paul Cézanne. In Linda, 2010.
- 39. Ngoyi k. &Dejonghe L., (1995). Géologie et genèse du gisement stratoïde cuprifère de Kinsenda (SE du Shaba, Zaïre). Bulletin de la Société belge de géologie, T. 104 (3-4), p.245-281.
- 40. Robert, M. (1956):Géologie et géographie du Katanga. Edition Marcel HAYEZ,Bruxelles ,Belgique, tpp,6620 pages
- 41. Sheffer M. R. (2002). Response of the Self-Potential Method to changing seepage conditions in embankment dams. The University of British Columbia, Vancouver. In Linda (2010)
- 42. Suski B. (2005). Caractérisation et suivi des écoulements hydriques dans les milieux poreux par la méthode du Potentiel Spontané., Université Paul Cézanne, Aix-Marseille III. In Linda
- 43. Tshimanga K., (1991) : Le magmatisme Ubendien protérozoïque inferieur de la région de Lumono N-E du Shaba pétrologie, géochimie et interprétation géodynamique. Thèse de doctorat en science. UNILU. 241p,
- 44. Vancutsen et al. (2006) : Note explicative de la carte de l'occupation des sols
- 45. Vichabian Y., et Morgan F. D. (2002). Self-potentials in cave detection. The Leading Edge, 21(9), pp 866-871
- 46. Wendorff. (2000)"Genetic aspect of the katanganmegabreccias: Neoproterozoic of central Africa". Journal of African Earth sciences 30(3): 727_771.

62

47. Youcef, H. (2006). Etude des deux sites (Kappelen et Grenche) de l'aquifère poreux complexe du selant. Thèse de doctorat magister en hydrologie, Université Badji Mokhtar Annaba (Algérie) ,237PP.