UNIVERSITE D'ABOMEY-CALAVI

=======

INSTITUT NATIONAL DE L'EAU

=======

DEPARTEMENT D'HYDROLOGIE ET GESTION DES RESSOURCES EN EAU

=======

Mémoire de fin de formation présenté par

KOUNOUEWA Nel Raïs

Pour l'obtention du diplôme de

MASTER PROFESSIONNEL EN HYDROLOGIE

OPTION : Géohydrologie

Utilisation d'un drone pour établir la carte piézométrique de l'aquifère dans la commune d'Abomey-Calavi : Etude de faisabilité.

==========

Maître de Mémoire

Prof. ALASSANE Abdoukarim (Maîtres de Conférences des Universités du CAMES LHA/UAC/INE)

Maîtres de Stage

Dr. HOUNGUE Guy Hervé Assistant de Recherche au Laboratoire de Physique et du rayonnement (LPR/UAC/FAST)

PROMOTION : 2022-2023

UNIVERSITE D'ABOMEY-CALAVI

INSTITUT NATIONAL DE L'EAU

DEPARTEMENT D'HYDROLOGIE ET GESTION DES RESSOURCES EN EAU

Mémoire de fin de formation

Pour l'obtention du diplôme de master professionnel en Hydrologie

Option : *Géohydrologie*

Utilisation d'un drone pour établir la carte piézométrique de l'aquifère dans la commune d'Abomey-Calavi : Etude de faisabilité.

Présenté par :

KOUNOUEWA Nel Raïs

Date de soutenance : 06 Mai 2024 **Mention :** Très-Bien

JURY:

Prof. Nicaise YALO

Pof. Abdoukarim ALASSANE

Dr. Guy Hervé HOUNGUE

Dr. Firmin ADANDEDJI

PROMOTION : 2022-2023

CERTIFICATION

Je soussigné Docteur HOUNGUE Guy Hervé, Assistant au Laboratoire de Physique du Rayonnement (LPR, FAST/UAC) certifie que ce travail a été effectué par KOUNOUEWA Nel sous ma supervision en vue de l'obtention du diplôme de Master Professionnel en Hydrologie et Gestion des Ressources en Eau (HGRE), spécialité : Hydrogéologie.

Maitre de stage, Docteur HOUNGUE Guy Hervé

CERTIFICATION

Je soussigné, Professeur ALASSANE Abdoukarim, Maitre de Conférences des Universités du CAMES, enseignant chercheur à l'Institut National de l'Eau de l'Université d'Abomey-Calavi (UAC), certifie que ce travail a été effectué par KOUNOUEWA Nel sous ma supervision en vue de l'obtention du diplôme de Master Professionnel en Hydrologie et Gestion des Ressources en Eau (HGRE), spécialité : Hydrogéologie.

Maitre de mémoire, Pr. ALASSANE Abdoukarim

Dédicace

Au Dieu tout puissant, Dieu de ma faveur

A mon père KOUNOUEWA Basile

A ma mère OYANIYI Rosemonde

A mes frères Ken, Prince et Michkathe

REMERCIEMENTS

Remerciements particuliers à l'endroit de :

- Prof Daouda MAMA, Directeur de l'Institut National de l'Eau (INE) et coordonnateur du Centre d'Excellence de l'Eau pour l'Afrique (C2EA) ;

- Mon maître mémoire, Docteur ALASSANE Abdoukarim, Maître de Conférences des Universités du CAMES, Enseignant Chercheur LHA/INE/UAC pour avoir accepté de m'encadrer.

- Mon maitre de stage, Docteur HOUNGUE Guy Hervé Assistant de Recherches au Laboratoire de Physique et du rayonnement (LPR/UAC/FAST) pour avoir accepté me suivre tout au long de ma rédaction

Ce travail ici présenté a été réalisé jusqu'à la fin grâce au soutien de plusieurs personnes. Qu'il me soit permis ici d'exprimer mes remerciements à l'endroit des membres de ma famille en particulier :

- Mes parents KOUNOUEWA Basile et OYANIYI Rosemonde pour leurs soutiens ;

- Mes frères KOUNOUEWA Ken et KOUNOUEWA Prince pour leurs soutiens ;

- A mes cousins KOUNOUEWA Neville, da-SILVA GRIMAUX Lux pour leurs aide et soutien ;

- A tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail ;

- Sincère merci à tous ceux qui se sont battus corps et âme pour que je puisse finir cette formation ;

Et aux honorables membres du jury, pour l'honneur qu'ils me font en acceptant d'examiner et de juger ce travail.

Résumé

L'utilisation des Nouvelles Technologies d'information et de la Communication (NTIC) est très importante de nos jours dans la détection des eaux souterraines. En Effet, depuis de nombreuses années la détection des eaux souterraines se faisait par différentes méthodes géophysiques. Abomey-Calavi, une commune du Département de l'Atlantique avec une population d'environ 600 000 habitants a été choisi pour l'application d'une de ces méthodes. Le but de ce travail est de faire une étude de faisabilité sur l'utilisation d'un drone pour établir la piézométrie de l'aquifère souterrain dans la commune d'Abomey-Calavi. Nos recherches visent à évaluer la pertinence de la technologie du drone pour établir la piézométrie de l'aquifère de cette commune. En guise de réponse aux divers objectifs fixés et après interprétation des résultats, il ressort qu'avec la méthode de résistivité magnétique, utilisant un drone équipé de capteurs GPR adaptés, nous arriverons à collecter des données précises sur le niveau d'eau souterraine grâce à la variation des amplitudes des ondes enregistrées par le capteur. Cette méthode innovante permet alors d'avoir une meilleure compréhension de la dynamique de l'aquifère et peut être très importante dans la détection des eaux souterraine et la fourniture d'information cruciales pour la gestion durable des ressources en eau dans la commune. Elle fonctionnerait de la même manière que la méthode de résistivité, elle est non invasive pour surveiller les variations du niveau d'eau et anticiper les problèmes potentiels de surexploitation.

Mots clés : Aquifère, Capteur GPR, Drone, Piézométrie, Méthode de résistivité magnétique

Abstract

The use of the new Information and Communication Technologies (ICT) is very important nowadays in the detection of groundwater. Since many years now, groundwater has been detected using various geophysical methods. Abomey-Calavi, a municipality located in Atlantic's Department in Benin, with a population around 600,000, was chosen for the application of one of these different detection methods. The aim of this work is to conduct a feasibility study on the use of a drone to establish the piezometry of the aquifer in the municipality of Abomey-Calavi. Our work aims to assess the relevance of this technology for establishing the piezometry of the aquifer in Abomey-Calavi. In order to provide responses to the various objectives set and after the results interpretation, it has emerged the resistivity method, using a drone equipped with adapted GPR sensors, we will be able to collect precise data on the groundwater level based on the variation in the amplitudes of the waves recorded by the sensor.

This innovative method would then provide a better understanding of the dynamics of the aquifer and may be very important in detecting groundwater and providing crucial information for the sustainable management of water resources in the municipality. This method would work in a similar way to the resistivity method, being non-invasive to monitor water level variations and anticipate potential overexploitation problems.

Keywords : *Aquifer, GPR sensor, Drone, Piezometry, Resistivity method*

Liste des tableaux

Tableau 1: Organisation administrative d'Abomey-Calavi **11**

Tableau 2: Résultats de la comparaison des valeurs des NS connues avec celles des NS estimées. **21**

Tableau 3: Résultats de la comparaison des valeurs NP connues avec celles des NP estimées **23**

Liste des figures

Figure 1: Carte de localisation de la Commune d'Abomey-Calavi *10*

Figure 2: Carte géologique de la Commune d'Abomey-Calavi *15*

Figure 3: Carte Hydrogéologique de la commune d'Abomey-Calavi *17*

Figure 4: Carte de localisation des points de mesure *19*

Figure 5: Graphe de corrélation des valeurs de niveau statique connues à celles interpolées *21*

Figure 6: Graphe de corrélation entre les altitudes de l'IGN et celles du MNT *23*

Figure 7: Principe de fonctionnement du capteur acoustique *27*

Figure 8: Principe de fonctionnement du capteur électromagnétique *28*

Figure 9: Principe général de la prospection électromagnétique *37*

Figure 10: Principe de fonctionnement du capteur *39*

Figure 11: Système BR 950 avec les différents composants, en a.), la photo du dispositif, en b.), le capteur, en c.), l'écran de réception et en d.) les antennes. *40*

Figure 12: Principe de fonctionnement du géoradar (Gautier, 2010) *41*

Liste des sigles, acronymes et abréviations

CMP : **C**ommon midpoint (CMP) method (la méthode du point médian commun)

DG Eau : **D**irection **G**énérale de l'**E**au ;

GPR : **G**round **P**enetrating **R**adar (Le radar à pénétration de sol) ;

IA : **I**ntelligence **A**rtificiel ;

IGN : **I**nstitut **G**éographique **N**ational ;

INE : **I**nstitut **N**ational de l'**E**au ;

LHA : **L**aboratoire d'**H**ydrologie **A**ppliquée ;

LPH : **L**icence **P**rofessionnelle en **H**ydrologie ;

NIR **N**ear **I**nfra-**R**ed ;

NP : **N**iveau **P**iézométrique ;

NS : **N**iveau **S**tatique **;**

PDC : **Pl**an de **D**éveloppement **C**ommunal ;

RGPH4 : **4**ème **R**ecensement **G**énéral de la **P**opulation et de l'**H**abitat ;

SWC : **S**oil **W**ater **C**ontent (Teneur en eau du sol) ;

TIC : **T**echnologies de l'**I**nformation et de la **Co**mmunication ;

TWTT : **Two**-**W**ay **Tr**avel **T**ime (Temps de trajet aller-retour) ;

UAC : **U**niversité d'**A**bomey-**C**alavi ;

WARR : **W**ide-**A**ngle-**R**eflection-and-**R**efraction method (méthode de réflexion et de réfraction grand angle).

Introduction générale

Contexte

La gestion équitable et durable des eaux est, au plan mondial, d'une importance cruciale pour le développement des pays. Subdiviser en deux états que sont : les eaux de surface et les eaux souterraines, la détection de l'eau implique l'utilisation de plusieurs méthodes et techniques. La cartographie à partir des techniques de télédétection constitue une approche de pointe dans les études géologiques. De nos jours de nombreux travaux ont démontré l'intérêt des techniques de télédétection. Avec les récents projets de l'intelligence artificiel (IA), la maitrise des nouvelles techniques de détection et des appareils utilisés est fondamentale pour la gestion efficace des ressources en eau (*Sophocleous, 2002 ; Brodie et al. 2007*).

Dans l'optique d'avoir une meilleure connaissance sur les différentes techniques utilisées pour détecter et quantifier les aquifère souterrain, il est indispensable d'avoir une idée des différents indices de détection à distance en utilisant un capteur. C'est dans ce sens que ce travail ayant pour thème : « ***Utilisation d'un drone pour établir la carte piézométrique de l'aquifère dans la commune d'Abomey-Calavi : Etude de faisabilité*** », trouve sa justification.

Problématique

L'accès à l'eau potable pose encore d'énormes difficultés aux populations dans plusieurs pays africains dont le Bénin. A peine 40% des ménages ont accès à l'eau potable selon le RGPH4. La pression sur les ressources en eau douce va encore augmenter avec la forte croissance démographique, la nécessaire croissance de la production agro-alimentaire, le développement industriel et l'amélioration des conditions de vie (*Baron, 2009*). Les méthodes utilisées de nos jours dans la détection de l'eau sont des méthodes quasi rudimentaires demandant beaucoup d'effort physique, ce qui ne permet pas la détection souterraine efficace dans toutes les localités. Malheureusement, tout ceci se passe dans un contexte où les réservoirs d'eau souterraine, que constituent les aquifères, présentent de forte variabilité spatio-temporelle et une tendance à la baisse sur une grande partie du globe (*Paturel et al., 2010*).

De plus en plus les outils de détections à distance sont utilisés dans plusieurs domaines, tels que les télécommandes à rayons infrarouges pour la manipulation des appareils dans les ménages ; l'utilisation des rayons X pour la caractérisation des matériaux ; les rayons Laser pour la correction ou le traitement des disfonctionnements sur les tissus du corps humain dans le cas de certaines maladies, etc. Nous pouvons citer aussi l'identification des minerais du sous-sol à l'aide de scanneur aéroporté, utilisé au Bénin courant 2013-2014.

Aujourd'hui, la science grâce à l'intelligence artificielle, offre de nombreux avantage dans tous les domaines et particulièrement dans le domaine de l'eau. En effets en médecine, elle est utilisée pour l'analyse d'imagerie médicale, le diagnostic de maladies, la personnalisation des traitements, la découverte de médicaments et la gestion des dossiers médicaux électroniques (*McKinney et al., 2020*) ; en biologie et génétique, elle est appliquée à la modélisation de protéines, à l'analyse de séquences génétiques, à la compréhension des interactions moléculaires et à la découverte de nouveaux médicaments (*Alipanahi et al., 2015*); en environnement : elle est utilisée pour analyser les données satellitaires et les images aériennes afin de surveiller les changements environnementaux, de prédire les catastrophes naturelles et de modéliser le climat (*Beery et al., 2019*) ; dans le domaine de l'eau elle est appliquée à la détection des fuites dans les réseaux d'eau (*Fakheri et al., 2020*), Prévision des inondations (*Zhou et al., 2019*) ; Surveillance de la qualité de l'eau (*Chunhui Lu et al., 2020*) et Optimisation de l'irrigation agricole (*Hao Wang et al.,2019*). Les applications de ce type de technologie dans le domaine de la détection d'eau souterraine sont très rares et la connaissance disponible dans ce champ est quasi inexistante. Dès lors, la connaissance de cette technologie pourrait permettre de faire des prospections plus rapides en dépensant moins d'énergie. C'est dans cet ordre d'idée que se situe le présent travail. Cette étude se proposant d'être une contribution, pourra répondre à des préoccupations scientifiques importantes en matière d'utilisation de drone pour établir la carte piézométrique de l'aquifère dans la commune d'Abomey-Calavi

Objectifs et Hypothèses

L'objectif général de ce travail est de proposer une nouvelle méthode de détection des eaux souterraines.

Les objectifs spécifiques de ce travail sont les suivants :

- Faire l'état des lieux des outils utiliser pour la détection des eaux souterraines au Benin ;
- Proposer une méthode de collecte de données à distance, basée sur la variabilité de la permittivité des matériaux, pour caractériser l'aquifère ;
- Proposer le prototype théorique d'un tel capteur suivi de son mode opératoire.

Plusieurs hypothèses peuvent être émises au vu des objectifs ci-dessus énumérés :

- Les méthodes de détection des eaux souterraines existantes au Bénin sont généralement limitées en termes de résolution spatiale et de profondeur de pénétration, ce qui peut entraîner des lacunes dans la caractérisation des aquifères complexes ;

- Les techniques de télédétection basées sur la permittivité des matériaux, telles que la télédétection micro-ondes, offrent un potentiel prometteur pour caractériser les aquifères de manière non invasive et à grande échelle ;

- Un capteur embarqué sur un drone pour détecter les aquifères sera capable de collecter des données multi spectrales à partir de la surface terrestre, exploitant la variation de permittivité des matériaux du sous-sol pour caractériser les formations aquifères.

Structure

Le présent mémoire est organisé en trois (03) chapitres. Le premier chapitre intitulé « Synthèse bibliographique et Présentation de la zone d'étude », fait le point de la synthèse bibliographique et décrit la zone d'étude objet de ce travail. Dans le deuxième chapitre, « Etude Méthodologique », l'état des lieux a été fait et la méthodologie a été exposée. Enfin dans le troisième et dernier chapitre, les résultats obtenus, leur analyse et une discussion ont été présentés.

Chapitre I : Synthèse bibliographique et Présentation de la zone d'étude

I : Synthèse bibliographique et Présentation de la zone d'étude

I.1. Synthèse bibliographique

Le Bénin, comme de nombreux autres pays, utilise une variété d'outils et de technologies pour la détection des eaux souterraines. A nos jours comme outils on peut citer : la Géophysique ; la télédétection ; les systèmes d'Information Géographique (SIG) ; les capteurs et Instruments de Mesure.

- **La Géophysique**

La Géophysique, l'une des plus vieilles méthodes de détection des eaux souterraines regorge de plusieurs techniques aux appareils diverses. Comme technique nous avons : Les méthodes électriques à courant continu.

- **Les méthodes électriques à courant continu.**

Les méthodes électriques à courant continu sont des méthodes les plus utilisées de nos jours pour détecter la présence d'eau dans le sous-sol. Ces méthodes se basent surtout sur la mesure de la résistivité électrique du sol, qui varie en fonction de la teneur en eau. L'eau, étant un tres bon conducteur électrique, modifie la résistivité du sol. William M. Telford dans son ouvrage "Geophysical Methods in Geology", présente comment les méthodes électriques à courant continu sont utiliser pour détecter les eaux souterraines. Il affirme que "les méthodes électriques à courant continu sont particulièrement efficaces pour cartographier les aquifères et les zones de recharge d'eau souterraine". Cette méthode permet de déterminer la distribution spatiale de la résistivité électrique du sous-sol, ce qui peut aider à localiser les zones où l'eau est susceptible d'être présente

- **La télédétection**

L'utilisation de la télédétection au Bénin remonte aux dernières décennies du 20e siècle, mais son développement significatif s'est produit surtout au cours des années 2000 et au-delà.

- Entre 1960-1980 : il y a eu la première application. Pendant cette période, les premiers satellites d'observation de la Terre ont été lancés, ouvrant la voie à l'utilisation de la télédétection à des fins diverses, y compris la surveillance des ressources naturelles. Mais au Bénin, les premières applications de la télédétection

ont été limitées, principalement en raison des contraintes techniques, financières et de capacités.

- En 1990 : il y a eu le début de l'intégration. Le Bénin commence à intégrer la télédétection dans certaines de ses activités de gestion des ressources naturelles, y compris l'eau, en collaboration avec des partenaires internationaux. Des projets pilotes ont été lancés pour évaluer l'efficacité de la télédétection dans la surveillance des ressources en eau, notamment des projets financés par des organisations telles que la Banque mondiale et le Programme des Nations unies pour le développement (PNUD).

- En 2000 : il y a eu expansion et utilisation croissante. L'utilisation de la télédétection au Bénin se développe avec l'amélioration de l'accès aux données satellites et l'évolution des technologies de traitement de l'image. Des applications de la télédétection sont mises en œuvre dans divers domaines liés à l'eau, notamment la surveillance des cours d'eau, la détection des zones inondées, la cartographie des ressources en eau et la gestion des bassins versants.

- A partir de 2010 jusqu'à nos jours : il y a eu une consolidation et une intégration. La télédétection continue de jouer un rôle croissant dans la gestion des ressources en eau au Bénin, avec une expansion des projets et des initiatives utilisant cette technologie. Des partenariats sont établis entre le gouvernement béninois, les institutions de recherche, les organisations internationales et le secteur privé pour renforcer les capacités en télédétection et promouvoir son utilisation dans la gestion durable des ressources en eau

- **Les systèmes d'Information Géographique (SIG)**

Les Systèmes d'Information Géographique (SIG) sont des outils informatiques permettant de capturer, stocker, analyser et présenter des données géographiques. Au Bénin, leurs utilisations remontent aux années 1990, lorsque le pays a commencé à intégrer ces technologies pour améliorer la gestion de ses ressources naturelles, y compris les ressources en eau.

L'introduction des SIG au Bénin a été influencée par plusieurs facteurs :

- Le besoin de Gestion des Ressources Naturelles : Comme de nombreux pays africains, le Bénin est confronté à des défis de gestion des ressources naturelles, y

compris l'eau. L'utilisation des SIG a été perçue comme une solution pour mieux comprendre, surveiller et gérer ces ressources de manière plus efficace.

- L'évolution Technologique : Dans les années 1990, les progrès technologiques ont rendu les SIG plus accessibles et abordables, ce qui a permis leur adoption progressive dans de nombreux secteurs, y compris la gestion des ressources en eau.
- L'Appui International : Des organisations internationales telles que la Banque mondiale, le Programme des Nations unies pour le développement (PNUD) et d'autres partenaires ont soutenu le développement des capacités en SIG au Bénin en fournissant une assistance technique et financière.
- L'initiative Nationale : Le gouvernement béninois a également pris des mesures pour promouvoir l'utilisation des SIG, notamment en intégrant ces outils dans les politiques de développement national et en établissant des partenariats avec des institutions nationales et internationales.

Au fil du temps, les SIG ont été largement utilisés dans divers domaines liés à la gestion de l'eau au Bénin, notamment pour la cartographie des ressources en eau, la planification des infrastructures hydrauliques, la gestion des zones inondables, la surveillance de la qualité de l'eau et la gestion des ressources en eau souterraine.

Cependant, malgré les progrès réalisés, des défis persistent, notamment en ce qui concerne l'accès aux données géographiques de haute qualité, le renforcement des capacités en SIG au niveau local et la coordination entre les différentes parties prenantes impliquées dans la gestion des ressources en eau. Néanmoins, l'utilisation des SIG continue d'évoluer et de jouer un rôle essentiel dans la gestion durable des ressources en eau au Bénin.

- **Les capteurs et Instruments de Mesure**

L'utilisation de capteurs et d'instruments de mesure pour surveiller les paramètres de l'eau au Bénin remonte aux dernières décennies du 20e siècle, mais leur déploiement significatif s'est produit principalement au cours des années 2000 et au-delà

Les principaux paramètres régissant l'écoulement des eaux souterraines sont : la transmissivité, la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement et la porosité de drainage.

Certains paramètres sont indispensables pour connaître les débits exploitables par un forage. Ils peuvent être déterminés au laboratoire ou sur le terrain, notamment lors de test de pompages dans un puits.

Les paramètres de l'eau des nappes phréatiques peuvent être mesurés à distance à l'aide de diverses technologies et techniques. Voici quelques-uns des paramètres couramment mesurés : le niveau de la nappe phréatique, la qualité de l'eau, le débit, la pression de l'eau, la détection de fuites, la salinité. Ces mesures peuvent être effectuées à distance à l'aide de capteurs connectés à des réseaux de surveillance en temps réel, souvent alimentés par des technologies de communication sans fil telles que les réseaux cellulaires, les satellites ou les réseaux basse consommation à longue portée (LPWAN). Les données collectées peuvent être accessibles via des plateformes en ligne ou des applications spécialisées, permettant aux gestionnaires des ressources en eau de surveiller et de gérer efficacement les aquifères et les sources d'eau souterraine.

L'utilisation de drones pour la surveillance des paramètres de l'eau dans les poches souterraines est une technologie innovante qui offre des possibilités intéressantes. Ces drones peuvent être équipés de capteurs qui peuvent fournir des données pertinentes. Voici quelques paramètres de l'eau souterraine qui peuvent être indirectement mesurés à distance à l'aide de drones :

- **Les températures :** Grâce à des drones équipés de caméras thermiques pouvant détecter les zones où l'eau souterraine se déplace près de la surface.
- **Le rayonnement infrarouge :** Les drones équipés de capteurs NIR peuvent détecter les changements dans la réflectance des sols, ce qui peut être lié à la teneur en eau du sol.
- **La spectrométrie :** Les drones peuvent être équipés de capteurs d'ondes électromagnétiques permettant de détecter les variations des paramètres électriques et magnétiques à différentes profondeurs dans le sol. Ces données collectées par les drones peuvent être traitées et analysées pour fournir des informations sur la présence, la distribution et les caractéristiques de l'eau souterraine dans une région donnée. Cependant, il est important de noter que ces méthodes offrent des informations indirectes sur l'eau souterraine et ne remplacent pas les mesures directes effectuées par des techniques de forage, de pompage ou de surveillance des puits.

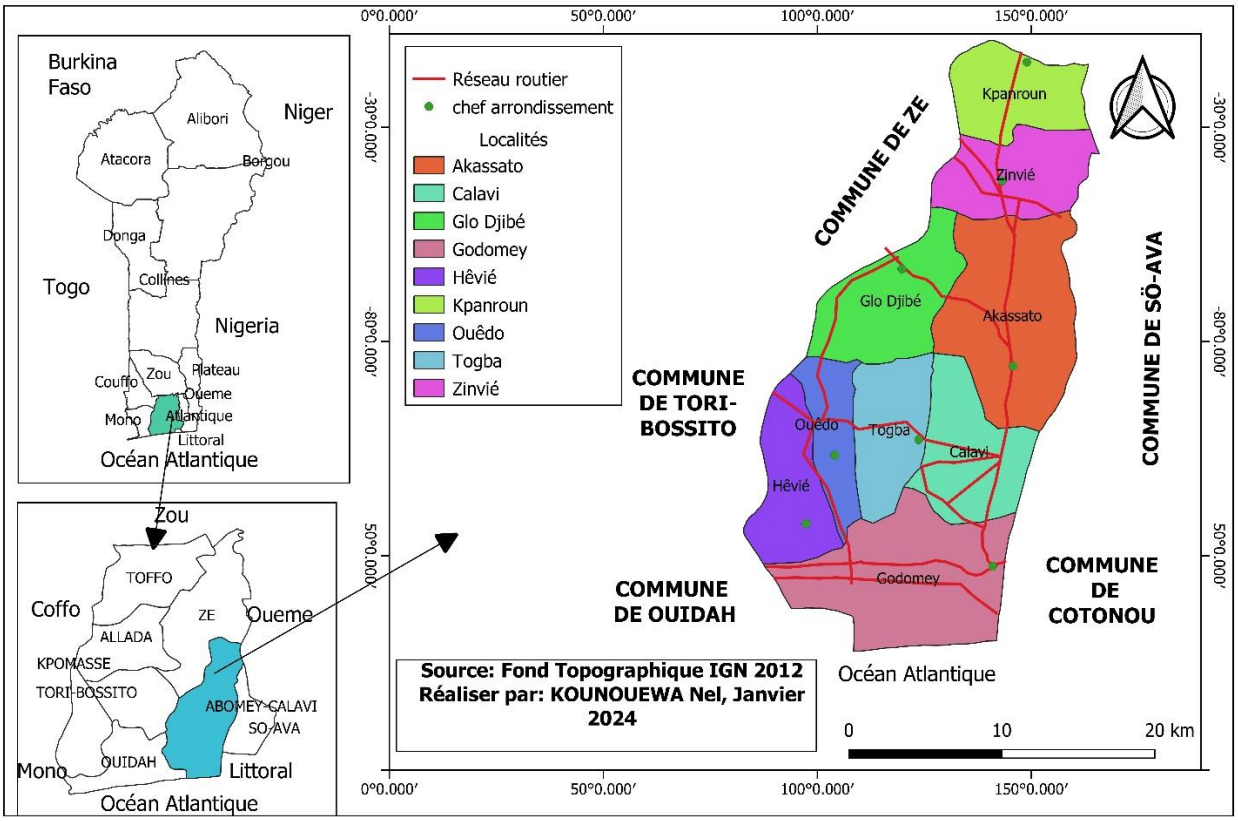
I.2. Présentation de la zone d'étude

I.2.1. Cadre d'étude

I.2.1.1. Situation géographique

Abomey-Calavi est une commune du sud du Bénin. Située à 18 kilomètres au Nord de Cotonou, la capitale économique du Bénin. Avec plus de 600 000 habitants en 2013, elle est la deuxième commune la plus peuplée du Bénin, juste après Cotonou. Abomey-Calavi est situé sur un plateau de terre avec des côtes sablonneuses. La ville est délimitée au nord par la commune de Zè, au sud par une lagune et par extension l'océan Atlantique, à l'ouest par la commune de Tori-Bossito, à l'est par le lac Nokoué et la commune de Sô-Ava1.

La figure 1 présente la carte de localisation de la commune.



<u>Figure 1</u>: Carte de localisation de la Commune d'Abomey-Calavi

I.2.1.2 Dynamiques socio-démographiques

Selon le recensement général de 2013, la population de la commune serait de 656 358 habitants ; cette population jeune, a connu un taux d'accroissement moyen de 46,9%) (*RGPH4, 2013*).

D'une densité moyenne de plus de 571 habitants par Km², cette population est inégalement répartie dans les neuf arrondissements (*INSAE, 2013*). L'arrondissement de Godomey concentre à lui seul plus de la moitié de la population de toute la commune. Par contre, les arrondissements de Togba et de Kpanroun sont les moins peuplés. La croissance démographique est de plus de 5,84% en milieu urbain et de plus de 2,89% en milieu rural (*INSAE, 2013*).

I.2.1.3. Organisation administrative

Au terme des dispositions de l'article 4 et suivant la loi 97-029 du 15 janvier 1999 portant organisation des communes en République du Bénin, la Commune d'Abomey-Calavi est sur le territoire du département de l'Atlantique ; elle est subdivisée en neuf (09) arrondissements. Ces arrondissements sont composés de villages et quartiers de ville. Au total nous avons, 93 villages (PDC, 2013).

Le tableau ci-dessous nous montre l'organisation administrative de la commune.

Tableau 1: Organisation administrative d'Abomey-Calavi

N°	Arrondissements	Villages	Nombre de villages
1	Abomey-Calavi	Agori,; Kansoukpa ; Agamadin ; Gbodjo ; Seme ; Tokpa-Zoungo(Agbonou)	06
2	Akassato	Adjagbo ; Agassa-Godomey ; Agonmé ; Agonsoundja ; Akassato-centre ; Gbétagbo ; Glo-Tokpa ; Houèkè-Gbo ; Houèkè-Honou ; Kolètin ; Kpodji-les-Monts ; Missessinto ; Zekanmey-Domè ; Zopah Palmeraie	14

3	Godomey	Cocotomey ; Godomey Togoudo ; Dèkoungbé ; Cococodji ; Tankpè ; Togbin ; Assrossa ; Agonkanmè ; Atrokpo-Codji ; Fignonhou ; Maria-gléta ; Alègléta	14
4	Golo-Djigbé	Adjamè-Golo-djigbe ; Agongbé ; Agonkessa ; Alladacomè ; Azonsa ; Djissoukpa ; Domey-Gbo ; Golo-Djigbé ; Golo-Fanto ; Golo-Lohoussa ; Missèbo-Espace saint ; Yékon-Aga ; Yékon-Do ; Zèkanmey	13
5	Kpanroun	Anagbo ; Avagbé ; Wagnizoun ; Djigbo ; Avogniko ; Kpanrou centre ; kpaviédja ; Zoungbo	08
6	Hêvié	Adovié-Hevie ; Akossavié ; Dossounou ; Hèvié centre ; Houinmè ; Hounyèva ; Hounzèvié ; Sogan ; Zoungo	09
7	Ouèdo	Adjagbo ; Ahouato ; Allansankomé ; Dassekomé ; Kpossidja ; Ouèdo Centre ; Dessato ; Adjagbo-Aïjèdo.	08
8	Togba	Ahossougbéta ; Drabo ; Fifonsi ; Houèto ; Ouèga-Agué ; Ouèga-Tokpa ; Somè ; Tankpè-Togba ; Togba Maria-Gléta ; Tokan ; Tokan Aïdégnon	11
9	Zinvié	Adjogansa ; Dangbodji ; Dokomey ; Gbodje ; Gbodjoko ; Kpotomey ; Sokan ; Wawata ; Yevié ; Zinvié	10
	Total		**93**

I.2.1.4. Climat

Dans la commune d'Abomey-Calavi, les températures moyennes à l'échelle annuelle sont comprises entre 26.5 et 27.5 °C selon les zones. Les plus fortes valeurs au cours de l'année sont enregistrées entre janvier et avril et atteignent 35°C.

Située dans une large partie, sur le plateau d'Allada, elle a une humidité relative qui est partout très élevée durant la saison pluvieuse (80 % en moyenne entre juillet et septembre). Ce taux chute pendant la saison sèche (surtout entre janvier et février) pour se situer à environ 60 % au Sud.

La commune d'Abomey-Calavi bénéficie aussi d'un climat subéquatorial favorable, caractérisé par quatre saisons :

- Une grande saison sèche de novembre à avril ;
- Une grande saison des pluies d'avril à juillet ;
- Une petite saison sèche de juillet à septembre ;
- Une petite saison des pluies de septembre à novembre).

Le climat et le relief conditionnent la nature des sols (*Hounguèvou, 2007 ; Sogbo, 2007*).

I.2.1.5. Relief et Hydrographie

I.2.1.5.1. Relief

Dans la commune d'Abomey-Calavi le relief est peu accidenté, incliné par endroit. Ce qui entraine une convergence des eaux vers les cours d'eau (*Guêdègbé, 2005*). C'est un plateau parsemé de nombreuses dépressions ou cuvettes.

Les principaux traits qui le caractérisent sont :

- la bande sablonneuse avec présence de cordons littoraux ;
- le plateau de terre de barre et la présence des dépressions.

La partie septentrionale caractérisée par des dépressions que l'on rencontre le long de la rivière Sô.

Une grande partie du territoire de cette commune est occupée par des sols ferrugineux tropicaux et des sols sablonneux. Les sols hydromorphes très inondables. Les terres cultivables sont estimées à 464,5 Km^2, mais subissent une forte pression anthropique du fait des implantations d'habitations.

I.2.1.5.2. Hydrographie

Le réseau hydrographique de la commune d'Abomey-Calavi regroupe essentiellement de deux plans d'eau qui sont le lac `'Nokoué" et la lagune côtière. Néanmoins, la commune a une façade maritime juxtaposée à la lagune côtière, des marais, des ruisseaux et des marécages (*Tonou, 2007*).

I.2.1.6. Végétation

Le couvert végétal varie selon les zones traversées dans la commune. Ainsi, on y retrouve la mangrove à palétuviers dans la zone côtière, une savane dégradée sur le plateau, des cultures maraîchères le long des marais et un groupement herbeux dans les marécages et le long des berges du lac `'Nokoué" (*Tonou, 2007*).

I.2.1.7. Géologie et l'hydrogéologie

I.2.1.7.1. Géologie

Dans la Commune d'Abomey-Calavi la géologie des sols est essentiellement constituée des dépôts deltaïques, des dépôts fluviatiles et de cônes d'alluvions, du miocène supérieur, des dépôts alluvionnaires anciens et récents, des dépôts de cordons littoraux anciens et récents et des dépôts tidaux et lagunaire (*Bénédicta, 2016*) (Figure 2)

La figure 2 présente la carte géologique de la Commune d'Abomey-Calavi.

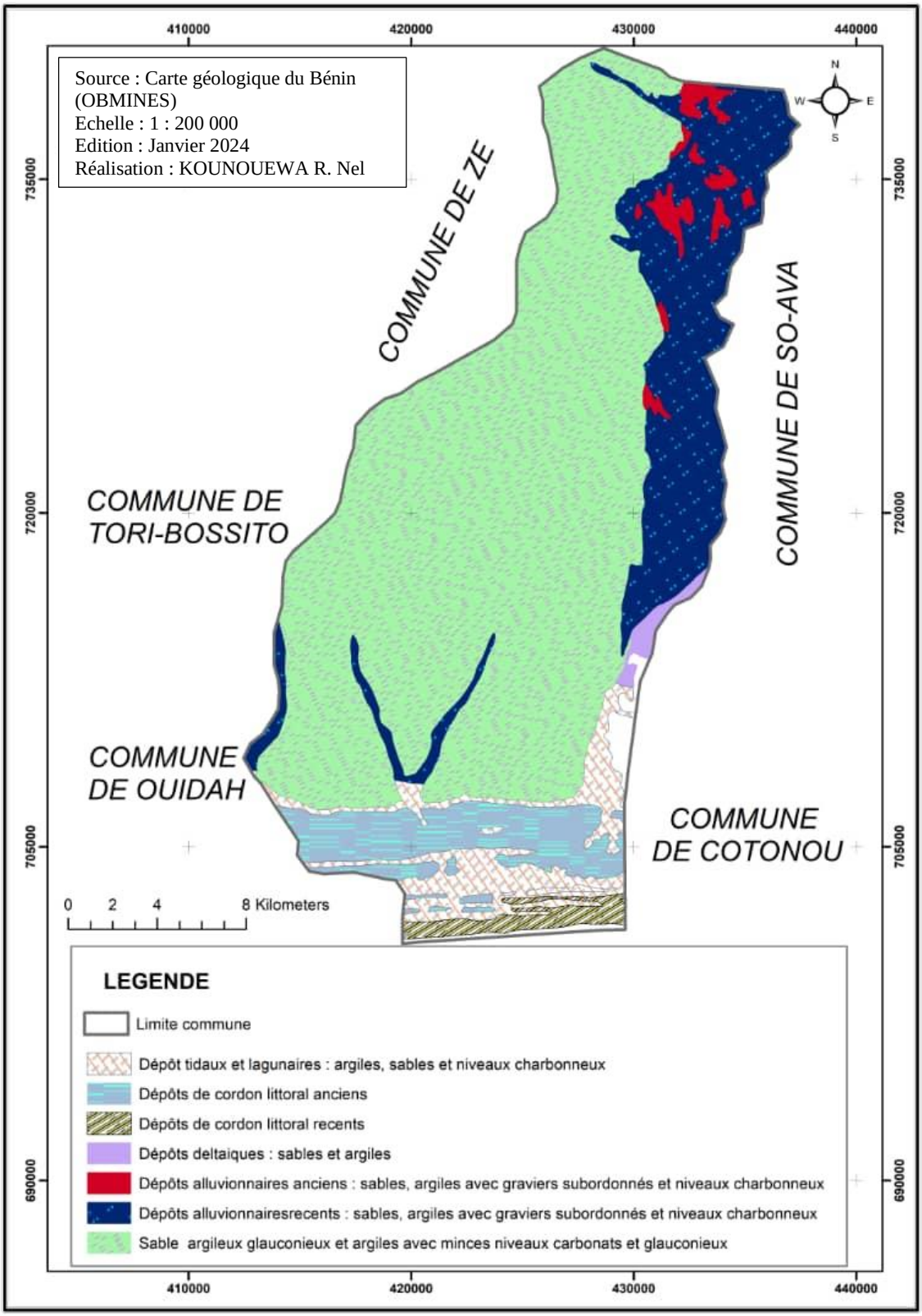


Figure 2: Carte géologique de la Commune d'Abomey-Calavi

- **Dépôts tidaux et lagunaire**

Le Dépôts tidaux et lagunaire est essentiellement formé de sable, d'argile et de niveaux charbonneux (Figure 2).

- **Dépôts de cordons littoraux anciens et récents (Figure 2)**

- **Dépôts deltaïques**

Un dépôt deltaïque est constitué de sables et d'argile. (Figure 2).

- **Dépôts alluvionnaires anciens et récents**

Ce dépôt est constitué de : sables, argiles avec graviers subordonnés et niveaux charbonneux (Figure 2)

I.2.1.7.2. Hydrogéologie

A l'échelle du bassin sédimentaire côtier, on distingue quatre niveaux aquifères séparés les un dès l'autres par des ensembles argilo-marneux.

- Les aquifères à nappe libre du Continental Terminal et celui à nappe captive du Crétacé Supérieur sont les plus importants dans l'Atlantique ;

- Les aquifères du Quaternaire et du Paléocène, sont des potentialités relativement limitées en matière de la productivité en eau (*Bénédicta, 2016*).

La figure 3 indique la carte hydrogéologique de la commune d'Abomey-Calavi.

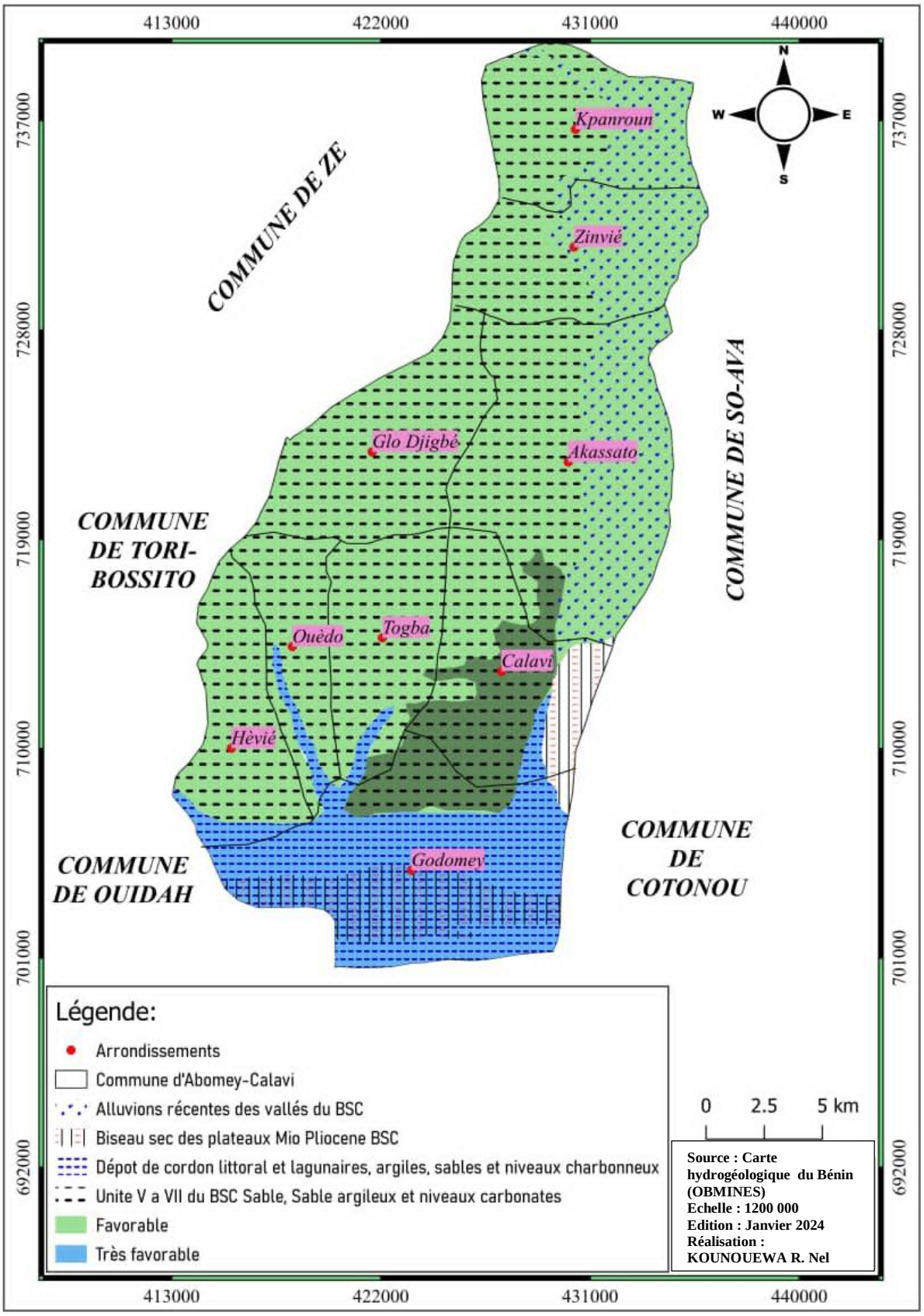


Figure 3: Carte Hydrogéologique de la commune d'Abomey-Calavi

Chapitre II : Etude Méthodologique

II: Etude Méthodologique

II.1. Etats de lieux

Les données utilisées sont de la campagne de mesures effectuée par Houngbédji en 2016, dans le cadre de son mémoire de master en Hydrologie. Au cours de cette campagne elle a fait ses mesures dans des puits et a utilisé des piézomètres. Ces données sont relatives à la carte piézométrique établie qui découle des mesures relatives aux niveaux statiques mesurés dans 226 puits à grand diamètre répartit sur l'ensemble de la commune d'Abomey-Calavi. Les données recueillies ont été traitées et ont permis la réalisation des coupes hydrogéologiques d'une part, l'estimation des paramètres hydrodynamique, l'établissement de la carte de profondeur d'eau et d'une carte piézométrique de la nappe étudiée d'autre part. La localisation des points de mesure prise au cours de son travail a été présentée sur la figure 4.

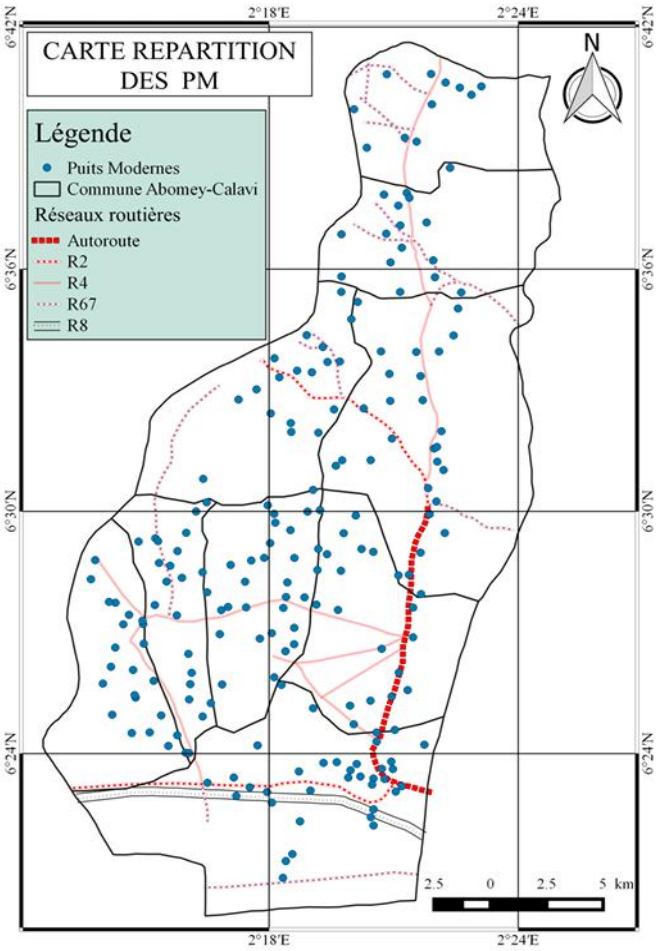


Figure 4: Carte de localisation des points de mesure

L'autre matériel utilisé est l'ordinateur et les logiciels disponibles

II.1.1. Réalisation de la carte Bathymétrique

La carte Bathymétrique (Carte de profondeur du niveau Statique) indique généralement la variation de profondeur de la nappe captée. Ainsi, pour générer cette carte elle a utilisé le logiciel Surfer 13 avec les différentes données suivant des étapes ci-après :

- Calcul des Niveaux Statiques par rapport au sol (NS/sol) ;

$$\boldsymbol{NS_{sol} = NS_{hs} - hs} \qquad (1)$$

Avec :

- $\boldsymbol{NS_{sol}}$ Niveau statique par rapport au sol en (m) ;
- $\boldsymbol{NS_{hs}}$: Niveau statique par rapport à la margelle en (m) ;
- $\boldsymbol{hs}$: la hauteur de la margelle en (m).

Pour l'interpolation, le travail s'est appuyé sur la méthode d'interpolation spatiale par « Inverse Distance to a power (IDW) » à la puissance "2'' avec un pas de 100 m.

Elle a comparé les valeurs de niveau statique connues et celles interpolées par le calcul et a analysé le coefficient de Nash-Stucliffe efficiency (NSE) et de Root Meam Square Error-observations standard déviation ratio (RSR) (*Moriasi et al, 2007*).

$$\boldsymbol{NSE_{(NS)}} = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{NSc}-\mathrm{NSk})^2}{\sum_{i=1}^{n}(NSc-NSc.mean)^2}\right] \qquad (2)$$

$$RSR_{(NS)} = \left[\frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{NSc}-\mathrm{NSk})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(NSc-NSc.mean)^2}}\right] \qquad (3)$$

Avec :

- NS^c : le niveau statique connu ;
- NS^k : le niveau statique interpolé ;
- NSc.mean : la moyenne des niveaux statiques connus.

Le tableau 2 nous présente le résultat de la comparaison des valeurs des NS connues avec celles des NS estimées.

Tableau 2: Résultats de la comparaison des valeurs des NS connues avec celles des NS estimées.

	NS/sol	
Type d'ouvrage	NSE	RSR
Puits	0,99	0,02

L'interpolation effectuée a donné : $0.75 \leq NSE \leq 1$ et $0 \leq RSR \leq 0.5$ pour les valeurs de NS connues aux points de mesure.

La figure 5 nous présente la corrélation des valeurs de niveau statique connues à celles interpolées.

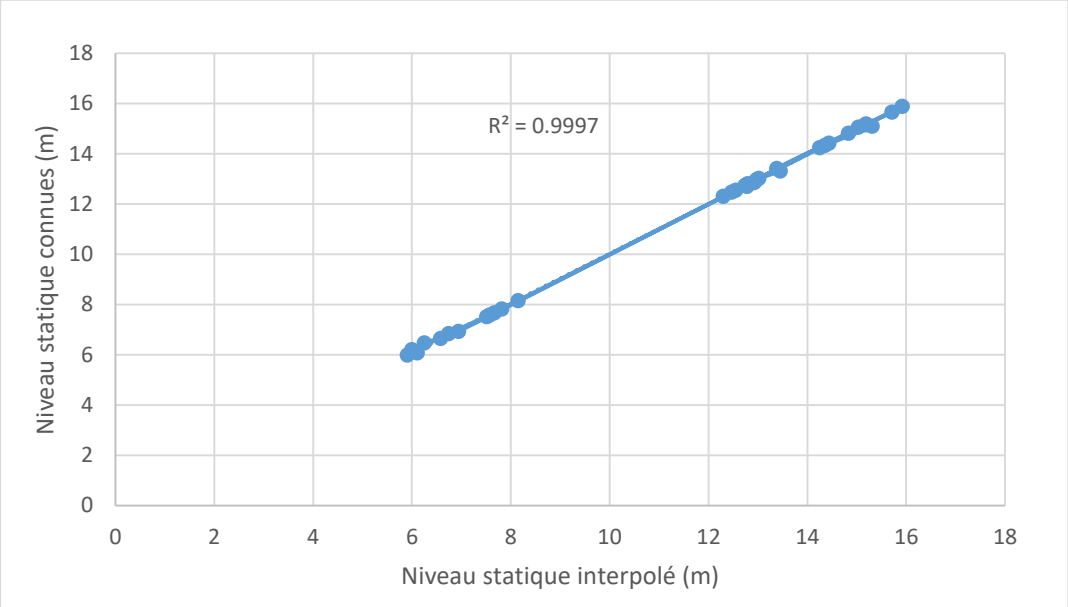


Figure 5: Graphe de corrélation des valeurs de niveau statique connues à celles interpolées

- Blanchissement de l'extérieure de la zone d'étude et mise en forme de la carte.

II.1.2. Réalisation de la carte Piézométrique :

Le niveau piézométrique est le niveau statique rapporté au niveau de la mer à une date donnée. Le but des cartes piézométriques est de représenter la dynamique de l'écoulement des

eaux souterraines (*Drichaud et al ,2008*) pouvant par exemple permettre de connaître le sens de propagation d'un polluant.

La valeur du niveau piézométrique est obtenue par la formule suivante :

$$NP = Z - NS_{sol} \quad (4)$$

Avec NP :

- Niveau Piézométrique (m) ;
- Z : Altitude (m) ;
- NS_{sol} : Niveau Statique/sol (m).

Ne pouvant pas niveler tous nos points de mesure, nous avons suivi la démarche méthodologique utilisée par Gbèwézoun en 2007. Ainsi nous avons procéder comme suit:

- Téléchargement de MNT (Model Numérique de Terrain) de type SRTM (90/90);
- Téléchargement des points orographiques (dont les altitudes seront utilisées comme référence) situé dans la zone d'étude sur le Géoportail de l'IGN Bénin (*www.geobenin.bj*) ;
- Extraction des valeurs d'altitude des 16 points orographiques à partir du MNT téléchargé ;
- Comparaison des valeurs d'altitude extraites du MNT et celles de l'IGN par le calcul des coefficients de Nash et RSR. Plus les valeurs du NSE sont proches de 1 plus le modèle obtenu est fiable, quant aux valeurs RSR, plus elles sont proches de zéro plus le modèle est fiable (tableau 3).

$$RSR_{(p)} = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{Yobs}-\mathrm{Ysim})^2}{\sum_{i=1}^{n}(Yobs-Y.mean)^2}\right] \quad (5)$$

$$RSR_{(p)} = \left[1 - \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(\mathrm{Yobs}-\mathrm{Ysim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(Yobs-Y.mean)^2}}\right] \quad (6)$$

Avec :

- Yobs = Z_MNT ;
- Ysim = Z_référence ;
- Ymean = moyenne de Z_MNT ;

Le tableau 3 nous présente le résultat de la comparaison des valeurs NP connues avec celles des NP estimées.

Tableau 3: Résultats de la comparaison des valeurs NP connues avec celles des NP estimées

	NP (m)	
Type d'ouvrage	NSE	RSR
Puits	0,96	0,19

- Détermination de l'équation de corrélation :

$$Z = a * Z_MNT + b \qquad (a)$$

qui permet d'estimer dans notre zone d'étude, l'altitude des points de mesure (figure 8).

L'équation (a) devient :

$$Z = 1{,}0095 * Z_MNT + 0{,}5845 \qquad (7)$$

La figure 6 indique la corrélation entre les altitudes de l'IGN et celles du MNT.

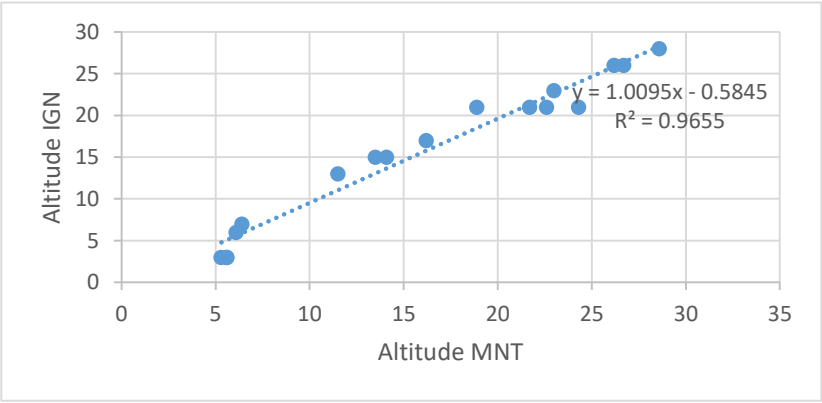


Figure 6: Graphe de corrélation entre les altitudes de l'IGN et celles du MNT

- Extraction des altitudes des points de mesure de NS à partir du MNT téléchargé ;
- Enfin, la Correction des altitudes extraites à partir de l'équation précédente (a).
- Après avoir calculé les niveaux piézométriques, la méthode d'interpolation par inverse de distance (IDW) a été utilisée pour la réalisation de la carte piézométrique.

II.1.3. Détermination des paramètres hydrodynamiques par la méthode graphique semi logarithmique de Jacob (1946-1950)

Les paramètres hydrodynamiques comme la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement, sont déterminés à partir des données de pompages d'essais réalisés sur des forages d'exploitation ou d'observation. Mais, le manque de données de pompages ou leurs non accessibilité dans notre zone d'étude, nous a amenées à déterminer les valeurs locales de transmissivité autour des forages dont les données d'essais de pompages de courtes durées ont été recueillies. Cette transmissivité a été calculée à partir de la pente de Jacob (d) par l'expression (*Alassane, 2004*) :

$$\boldsymbol{T}\left(\frac{m^2}{s}\right) = \frac{0.183}{(3600 * d)} \qquad (8)$$

Avec d : pente de Jacob

Notons que l'analyse de la transmissivité sera faite à partir de la classification du Comité Inter-Africain d'Etudes Hydrauliques (C.I.E.H). Elle a proposé (*Lasm, 2000*) :

- Classe faible : $T < 10^{-5}$ (m^2/s) ;
- Classe moyenne : $10^{-5} < T < 10^{-4}$ (m^2/s) ;
- Classe forte : $T > 10^{-4}$ (m^2/s).

Le coefficient de perméabilité est déterminé à partir de la transmissivité T calculée et l'épaisseur de l'aquifère captée par les crépines (*Alassane, 2004*).

$$K\left(\frac{m}{s}\right) = \frac{T}{L_c} \qquad (9)$$

Avec :

- K (m/s) : le coefficient de perméabilité ;
- T (m^2/s) : la transmissivité ;
- Lc = la largeur des crépines.

II.2. Méthodologie

Afin de détecter la présence de l'eau dans le sous-sol, l'utilisation de drones semble être une technologie prometteuse et en plein essor. Elle offre de nombreux avantages par rapport aux méthodes traditionnelles. Parmi ces avantages, on peut citer :

- **L'efficacité accrue :** Les drones peuvent couvrir de grandes surfaces rapidement et facilement, ce qui permet d'obtenir une vue d'ensemble plus précise de la situation hydrique d'une zone.

- **La bonne précision :** Les capteurs embarqués sur les drones peuvent collecter des données très précises sur l'humidité du sol, la profondeur de l'eau souterraine et d'autres paramètres importants.

- **La méthode non invasive :** Les drones n'ont aucun impact sur l'environnement, ce qui en fait une solution idéale pour les zones sensibles.

- **Le coût de réalisation de carte très bas**

L'utilisation de drones pour la détection des eaux souterraine nécessite l'utilisation de capteurs.

Deux des technologies de capteurs les plus courantes utilisées sont : **les ondes acoustiques** qui permettent de détecter les différences de température entre les zones sèches et humide**s ; les ondes électromagnétiques avec le Radar à pénétration terrestre (GPR)** qui envoie des ondes radio dans le sol et analyse les signaux réfléchis pour déterminer la présence d'eau.

II.2.1. Capteurs acoustiques

II.2.1.1. Émission des ondes acoustiques

Les capteurs acoustiques émettent des ondes sonores dans le sol à l'aide d'un émetteur sismique, tel qu'un marteau-piqueur, un vibreur ou des explosifs.

Ces ondes acoustiques se propagent à travers le sol sous forme d'ondes de compression (ondes P) et d'ondes de cisaillement (ondes S).

II.2.1.2. Propagation dans le sol

Les ondes acoustiques se propagent à travers les différentes couches du sol à des vitesses variables en fonction de la densité et de l'élasticité des matériaux traversés.

Lorsque les ondes rencontrent une interface entre deux matériaux ayant des propriétés acoustiques différentes, comme la transition entre le sol et la nappe phréatique, une partie de l'énergie est réfléchie et renvoyée vers la surface.

II.2.1.3. Réception des ondes réfléchies

Les capteurs sismiques enregistrent les ondes réfléchies à l'aide de géophones ou de capteurs placés de manière similaire à la surface du sol.

En mesurant le temps mis par les ondes pour revenir après la réflexion (temps de transit) et en enregistrant l'amplitude des ondes réfléchies, le capteur peut reconstruire une image en profondeur du sous-sol.

II.2.1.4. Identification des eaux souterraines

Les ondes réfléchies par la surface de l'eau souterraine sont généralement bien distinguables en raison de la forte variation de densité et de vitesse des ondes acoustiques entre l'eau et le sol environnant.

Lorsque le capteur détecte une forte réflexion correspondant à une interface avec des propriétés acoustiques différentes, il peut identifier cette zone comme étant une nappe phréatique ou une couche d'eau souterraine.

II.2.1.5. Analyse des données

Les données enregistrées par les capteurs sismiques sont analysées pour cartographier la profondeur, l'épaisseur et la structure des couches du sous-sol, y compris la localisation des eaux souterraines.

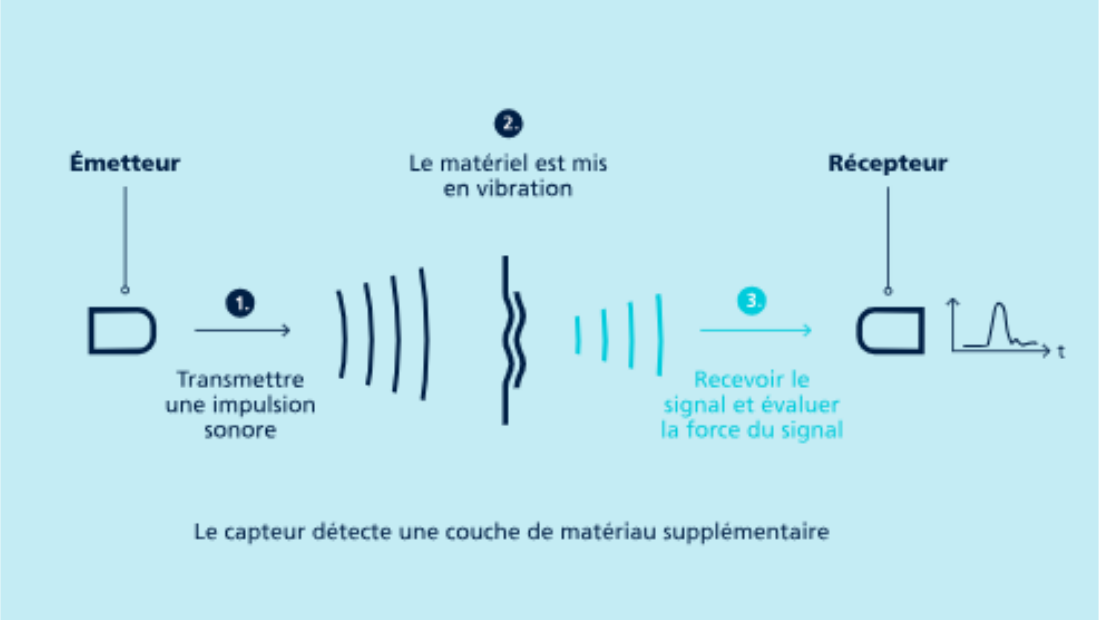


Figure 7: Principe de fonctionnement du capteur acoustique

II.2.2. Capteurs GPR

II.2.2.1. Émission des ondes électromagnétiques :

Les capteurs optoélectroniques sont toujours constitués d'un émetteur et d'un récepteur. Le capteur envoie des impulsions d'ondes électromagnétiques dans le sol à l'aide de l'antenne émettrice. Ces ondes électromagnétiques sont dans la gamme des micro-ondes, avec des fréquences allant de quelques mégahertz (10^6 Hz) à plusieurs gigahertz (10^9Hz).

II.2.2.2. Propagation dans le sol

Les ondes électromagnétiques se propagent dans le sol à une vitesse constante jusqu'à ce qu'elles rencontrent une interface entre deux matériaux ayant des propriétés électromagnétiques différentes, comme la transition entre le sol et la nappe phréatique. Lorsque les ondes atteignent cette interface, une partie de l'énergie est réfléchie et renvoyée vers la surface.

II.2.2.3. Réception des ondes réfléchies

Le capteur détecte les ondes réfléchies à l'aide de l'antenne réceptrice. En mesurant le temps mis par les ondes pour revenir après la réflexion et en enregistrant l'amplitude des ondes réfléchies, le capteur peut reconstruire une image en profondeur du sous-sol.

II.2.2.4. Identification des eaux souterraines

Les ondes réfléchies par la surface de l'eau souterraine sont généralement bien distinguables en raison de la forte variation de permittivité diélectrique entre l'eau et le sol environnant. Lorsque le capteur détecte une forte réflexion correspondant à une interface avec une permittivité diélectrique très élevée et proche de 80 ($\varepsilon \approx 80$), cette zone est une nappe phréatique ou une couche d'eau souterraine.

II.2.2.5. Analyse des données

Les données enregistrées par le capteur sont analysées pour cartographier la profondeur, l'épaisseur et la structure des couches du sous-sol, y compris la localisation des eaux souterraines.

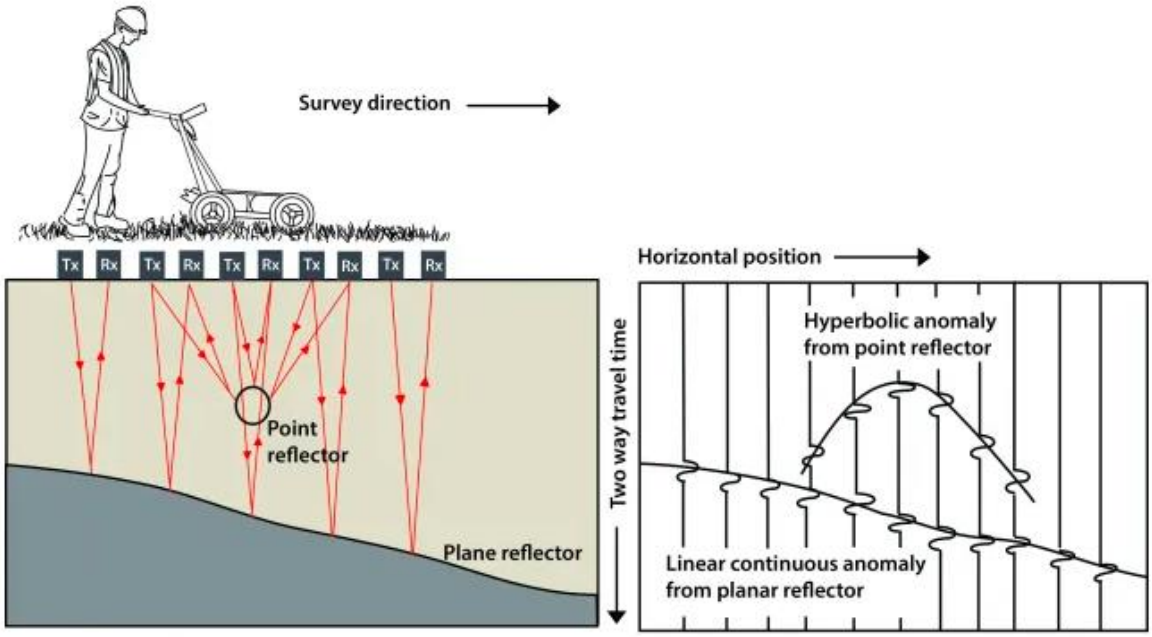


Figure 8: Principe de fonctionnement du capteur électromagnétique

II.3. Choix de la technologie de capteur adéquat

Les résultats et recommandations issus des travaux de mémoire Houngbédji (2016), ont contribué au choix de notre thème et de la méthodologie pour proposer une approche innovante pouvant faciliter le travail de l'hydrogéologue sur le terrain. En effet elle a eu recours à 226 puits à grand diamètre répartit sur l'ensemble de la commune lors d'une campagne de terrain pour collecter les données et établir la carte piézométrique.

Il existe aujourd'hui des techniques moins contraignantes, et relativement précises par exemple : l'identification des minerais du sous-sol grâce à un scanneur aéroporté. Cette

technique déjà utilisée au Bénin, nous pouvons nous l'approprier, la simplifier pour qu'elles soient à la portée des projets à petits budgets.

Les capteurs acoustiques sont souvent moins coûteux à l'achat initial et peuvent être utilisés pour détecter la structure des couches souterraines, bien que leur résolution spatiale puisse être moindre et leur sensibilité aux interférences plus élevée. Par contre les capteurs électromagnétiques offrent une profondeur de pénétration plus importante, une résolution spatiale élevée et une meilleure adaptabilité aux conditions du sol, ce qui en fait un choix privilégié pour des applications nécessitant une détection précise des aquifères en profondeur et dans divers environnements.

De ce qui précède, dans le cadre de cette étude nous avons envisagé d'utiliser un capteur GPR. Les données recueillies par ce capteur seront ensuite analysées pour détecter les zones où la concentration d'eau est significative et indique la présence de l'eau souterraine. La compréhension du fonctionnement d'un tel capteur repose sur les 4 lois de l'optique physique encore appelés les lois de Maxwell.

En effet le rayonnement est une onde électromagnétique et tout phénomène électromagnétique est régi par les équations de Maxwell, lesquelles équations sont basées sur quatre lois de la Physique que doivent respecter les champs électromagnétiques (*Pessel, 2000*) :

- lorsqu'un champ magnétique varie dans le temps, alors un champ électrique lui est associé. C'est l'expression mathématique de la loi de Faraday. (10.1) ;
- un flux de courant électrique génère un champ magnétique. C'est l'expression mathématique de la loi d'Ampère. Un champ magnétique est créé dans l'espace par un flux de courant et est proportionnel au courant total (*Keller, 1988*) (10.2) ;
- le flux magnétique est également conservé (10.3) ;
- le flux électrique (courant) est conservé (10.4).

Pour pouvoir décrire la propagation et l'atténuation des ondes électromagnétiques (*Ward and Hohmann, 1988*), il faut utiliser les équations de Maxwell qui lient les composantes du champ électrique et du champ magnétique.

En milieu homogène isotrope, ces équations s'expriment sous la forme suivante (*Maxwell, 1881*) :

$$rot\vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \qquad (10.1)$$

$$rot\vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \qquad (10.2)$$

$$div\vec{B} = 0 \qquad (10.3)$$

$$div\vec{D} = q \qquad (10.4)$$

Avec

- $\vec{E}$, le champ électrique (V/m) ;
- $\vec{H}$, le champ magnétique (A/m) ;
- $\vec{B}$, l'induction magnétique (tesla) ;
- $\vec{j}$, la densité du courant électrique (A/m2) ;
- $\vec{D}$, le déplacement électrique (C/m2) ;
- q, la densité de charge électrostatique (C/m3).

Ces quatre équations sont complétées par les équations constitutives qui dépendent des propriétés de la matière :

$$\vec{D} = \varepsilon\vec{E} \qquad (10.5)$$

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \qquad (10.6)$$

où ε et μ sont respectivement la permittivité diélectrique (F/m) et la perméabilité magnétique (H/m) du milieu. Enfin, de façon expérimentale, il a été observé que la densité de courant dans un milieu étendu est linéairement proportionnelle au champ électrique. Cette relation est connue sous le nom de loi d'Ohm :

$$\vec{j} = \sigma\vec{E} \qquad (10.7)$$

où σ est la conductivité électrique (Ω^{-1}/m) du milieu dont l'inverse $(1\ /\ \sigma)$ est la résistivité électrique $(\Omega.m)$.

De tout ce qui précède, les équations (E.1) à (E.4) peuvent être réécrites comme suit :

$$rot\vec{E} = -\mu\frac{\partial\vec{H}}{\partial t} \qquad (10.8)$$

$$rot\vec{H} = \sigma\vec{E} + \frac{\partial\vec{E}}{\partial t} \qquad (10.9)$$

$$div(\mu\vec{H}) = 0 \qquad (10.10)$$

$$div(\varepsilon\vec{E}) = q \qquad (10.11)$$

Lorsqu'on est en présence des hautes fréquences $(> 1\ Mhz)$, cas du radar, c'est le contraste de la permittivité diélectrique qui est à l'origine des signaux mesurés.

Au cours de son évolution dans le sol, l'onde rencontre des matériaux avec des permittivités diélectriques différentes, l'amplitude, la fréquence et la phase changent ; ainsi, la diffusion et la réflexion de l'onde se produisent selon les différents matériaux rencontrés sur son parcours ; la vitesse de l'onde subie des variations selon le matériau traversé. Sur la base du temps de trajet aller-retour, de la phase, de l'amplitude et d'autres paramètres, on peut déterminer la profondeur de pénétration de l'onde dans le sol repérer la nappe phréatique et la cartographier.

En somme, le capteur émet des ondes électromagnétiques dans le sol, enregistrent les ondes réfléchies et utilise ces données pour reconstruire une image en profondeur du sous-sol. Les interfaces ayant des permittivités diélectriques différentes, telles que la surface des eaux souterraines, peuvent-être identifiées grâce à des réflexions distinctes dans les données enregistrées.

Chapitre III : Résultats et discussions

III : Résultats et discussions

III.1. Etat des lieux des outils utilisés pour la détection des eaux souterraines au Benin

Dans les pays en développement tels que le Bénin, la détection des eaux souterraines repose souvent sur un ensemble d'outils et de techniques variés, adaptés aux ressources disponibles et aux conditions locales. L'état des lieux des principaux outils utilisés pour la détection des eaux souterraines dans ces contextes :

- **Géophysique**

Les méthodes géophysiques telles que la sismique réflexion, la tomographie électrique, la géoradar et la prospection magnétique sont parfois utilisées pour caractériser la structure géologique et localiser les formations aquifères. Ces techniques peuvent fournir des informations sur la profondeur, l'épaisseur et la conductivité des formations aquifères.

- **Piézométrie**

La surveillance des niveaux d'eau souterraine à l'aide de piézomètres est une méthode courante pour évaluer la disponibilité et la dynamique des eaux souterraines. Les données piézométriques peuvent être collectées manuellement à intervalles réguliers ou en utilisant des enregistreurs automatiques, mais cette méthode est souvent limitée à des emplacements spécifiques et ne fournit pas une image complète de l'aquifère.

- **Télédétection**

Les techniques de télédétection, telles que l'imagerie satellite et l'interférométrie radar, sont de plus en plus utilisées pour la détection et la surveillance des ressources en eau souterraine. Ces méthodes permettent une couverture spatiale étendue et peuvent fournir des informations sur les caractéristiques hydrogéologiques à grande échelle.

- **Techniques traditionnelles**

Dans certaines régions, des techniques traditionnelles telles que la divination d'eau (par des spécialistes locaux souvent appelés "sourciers") sont encore utilisées pour localiser les sources d'eau souterraine. Bien que ces méthodes ne reposent pas sur des principes scientifiques, elles sont parfois considérées comme complémentaires aux approches techniques.

III.2. Méthode de collecte de données à distance

Cette méthode de collecte de données à distance sur les aquifères utilisant des capteurs permet une surveillance continue et à long terme des paramètres hydrologiques, facilitant ainsi la gestion durable des ressources en eau. Elle offre également une flexibilité et une efficacité accrues par rapport aux méthodes traditionnelles de collecte de données sur le terrain.

III.2.1. Schéma du principe de fonctionnement

Le capteur à utiliser est de type optoélectronique : un capteur optique réalisé avec une interface électronique.

Les équations de Maxwell représentent un outil précieux pour détecter à distance la présence de l'eau dans le sol ; parce que la teneur en eau d'un sol a un effet significatif sur la permittivité diélectrique relative de ce dernier.

III.2.2. Temps de trajet aller-retour TWTT

Connaissant la permittivité des différents milieux à traverser, le temps nécessaire à une onde électromagnétique émise par l'antenne émettrice pour atteindre un point dans le sol et revenir à l'antenne réceptrice peut être directement déterminé ; et on peut alors calculer la distance parcourue par cette onde, qui est la profondeur à laquelle est située l'aquifère.

III.2.3. Vitesse des ondes électromagnétiques et permittivité diélectrique du sol

Les ondes électromagnétiques émises par une antenne émettrice, pénètrent dans le sol et reviennent après avoir été réfléchies. La vitesse des ondes est principalement affectée par la permittivité diélectrique du sol (ε), la perméabilité magnétique (μ),et la conductivité électrique (δ) (*Zajícová et Chuman, 2019*) :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon\mu\left(\frac{1+\sqrt{\left(1+\frac{\delta}{\omega\varepsilon}\right)^2}}{2}\right)}} \qquad (10.16)$$

Avec :

- $\frac{\delta}{\omega\varepsilon}$, le facteur d'atténuation ;
- $\omega = 2\pi f\ (rad.s^{-1})$, la fréquence angulaire ;
- c, la vitesse de propagation dans le vide $(3 \times 10^8 m.s^{-1})$;
- ε, la permittivité diélectrique du sol.

Pour les matériaux présentant un faible facteur d'atténuation, tels que les sols sableux et les sols peu salins, l'influence de la conductivité électrique sur la plage de fréquences est minime et peut donc être ignorée. Donc, $\omega\varepsilon \approx 0$. Pour la plupart des sols, l'influence de la perméabilité magnétique sur la propagation électromagnétique est négligée ; ainsi, $\mu \approx 1$ (*Scudiero et al., 2012*). Par conséquent, l'équation (1) peut être simplifiée comme suit :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}} \qquad (10.17)$$

Dans le cas où la profondeur du milieu réfléchissant souterrain est connue, la vitesse moyenne de l'onde électromagnétique peut être obtenue par

$$v = \frac{2h}{TWTT} \qquad (10.18)$$

avec :

- v, la vitesse de l'onde électromagnétique $(m.s^{-1})$;
- h, la profondeur du milieu cible souterrain (m) ;
- et $TWTT$, le temps du trajet aller-retour de l'onde électromagnétique.

Par conséquent, ε peut être obtenu comme suit :

$$\varepsilon = \left(\frac{c \times TWTT}{2h}\right)^2 \qquad (10.19)$$

Les interfaces avec des permittivités diélectriques différentes, telles que la surface des eaux souterraines, peuvent-être identifiées grâce à des réflexions distinctes dans les données enregistrées.

Cette méthode permet d'obtenir des informations précieuses sur la présence et la distribution des aquifères souterrains, aidant ainsi à la gestion et à l'utilisation durable des ressources en eau.

III.2.4. Méthodes EM

Tout phénomène électromagnétique est régi par les équations de Maxwell, lesquelles équations sont basées sur quatre lois physiques que doivent respecter les champs électromagnétiques (*Pessel, 2000*) :

- lorsqu'un champ magnétique varie dans le temps, alors un champ électrique lui est associé. C'est l'expression mathématique de la loi de Faraday. (10.1) ;
- Un flux de courant électrique génère un champ magnétique. C'est l'expression mathématique de la loi d'Ampère. Un champ magnétique est créé dans l'espace par un flux de courant et est proportionnel au courant total (*Keller, 1988*) (10.2) ;
- le flux magnétique est également conservé (10.3) ;
- et le flux électrique (courant) est conservé (10.4).

Pour pouvoir décrire la propagation et l'atténuation des ondes EM (*Ward and Hohmann, 1988*), il faut utiliser les équations de Maxwell qui lient les composantes du champ électrique et du champ magnétique. En milieu homogène isotrope, les équations de Maxwell sont décrites par les 10.1 à 10.11 énumérées plus haut (*Maxwell, 1881*).

Les méthodes EM utilisées pour faire des fouilles souterraines peuvent être passives ou actives.

Lorsque cette méthode est active, on dispose d'une source artificielle émettrice d'une onde électromagnétique et une antenne réceptrice. Une bobine d'émission est utilisée pour générer le champ électromagnétique primaire qui se propage au-dessus et en-dessous du sol.

La figure 9 présente le schéma du principe général de la prospection électromagnétique

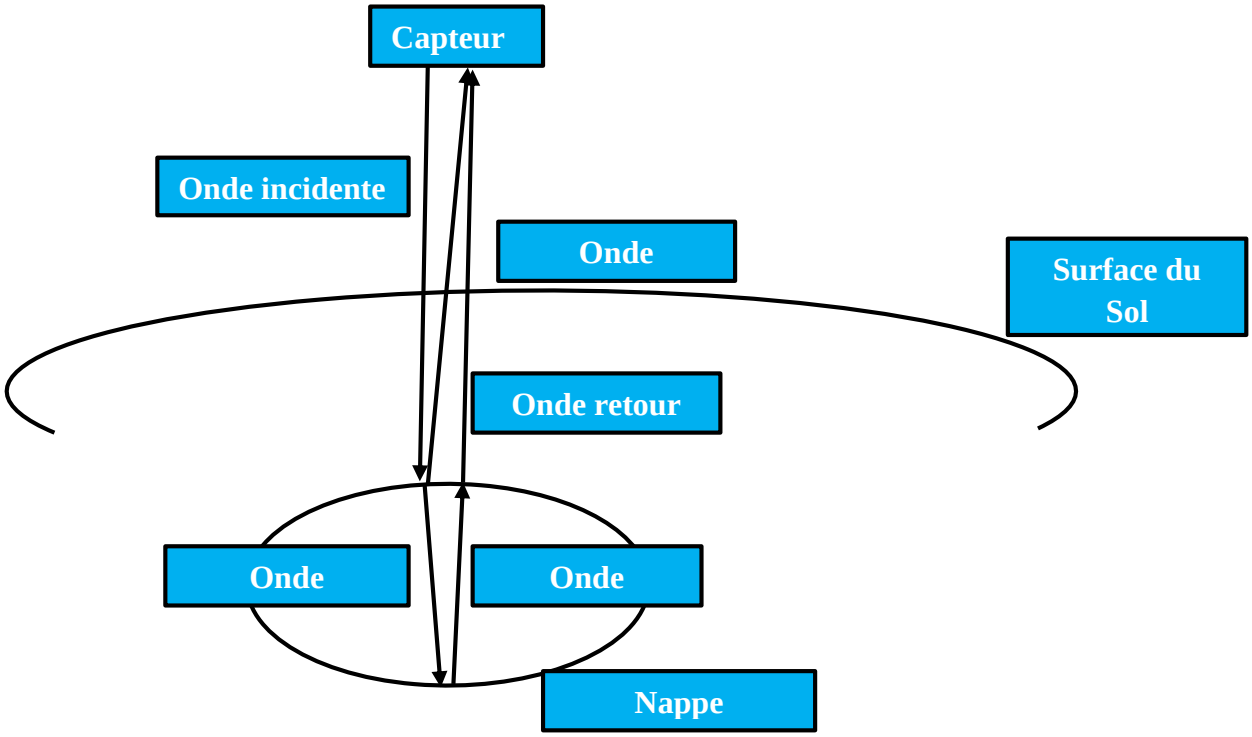


Figure 9: Principe général de la prospection électromagnétique

III.3. Mode de fonctionnement du capteur

Des ondes électromagnétiques sont émissent par un émetteur, ces ondes électromagnétiques se propagent dans toutes les directions, en particulier à travers le sol. La vitesse et la direction de propagation dépendent des différents matériaux rencontrés au cours de la propagation dans le sol. L'onde est réfléchi et transmisse plusieurs fois à travers les différents matériaux. Un capteur récepteur d'ondes placé sur le drone enregistre les ondes électromagnétiques qui ont traversé le sol. Les données recueillies par le capteur sont analysées pour détecter les variations de paramètres électromagnétiques dans le sol ; ce qui permet d'identifier la présence d'eau dans le sol. Il existe des logiciels qui traduisent les informations reçues et permettent à l'opérateur de réaliser des cartes qui indiquent la répartition de l'aquifère dans le sous-sol.

III.4. Paramètre à mesurer

Avec l'utilisation des capteurs GPR (Ground Penetrating Radar), le paramètre principalement mesuré est le temps de propagation des ondes électromagnétiques dans le sol. Ce temps de

propagation est ensuite utilisé pour déterminer la profondeur et la position des interfaces entre différentes couches géologiques, y compris la surface de l'eau souterraine.

De plus, les capteurs GPR mesurent également l'amplitude des ondes réfléchies, ce qui peut fournir des informations sur la variation de la permittivité diélectrique du sol. Cette variation est particulièrement significative lorsqu'il y a une transition entre le sol et l'eau souterraine, car l'eau à une permittivité diélectrique plus élevée que la plupart des types de sols.

III.5. Mode opératoire

Pour mener à bien la prise des données grâce à ce capteur, il nous faudra :

- Disposer d'un drone auquel nous allons fixer le capteur ou disposer d'un drone muni du capteur
- Faire décoller le drone de manière à ce qu'elle puisse survoler toute la zone d'étude concernée tout en s'assurant que le capteur a pu scanner toute la zone
- Lors de son passage, le capteur GPR aura pour objectif d'envoyer une onde incidente
- Cette onde incidente va traverser les sols
- Au contact de chaque matériau constitutif des sols une onde retour sera renvoyée
- Une fois renvoyée cette onde retour sera récupérée par l'antenne réceptrice du capteur puis enregistré
- Au bout de plusieurs mesures un graphe de signaux pourra être enregistré grâce aux données des ondes retours reçues
- Une interprétation de ces signaux sera faite et les signaux du graphe ayant les plus hautes amplitudes seraient identifiés comme poche d'eau

Ce mode opératoire peut être illustré par la figure 10 qui résume le principe de fonctionnement du capteur.

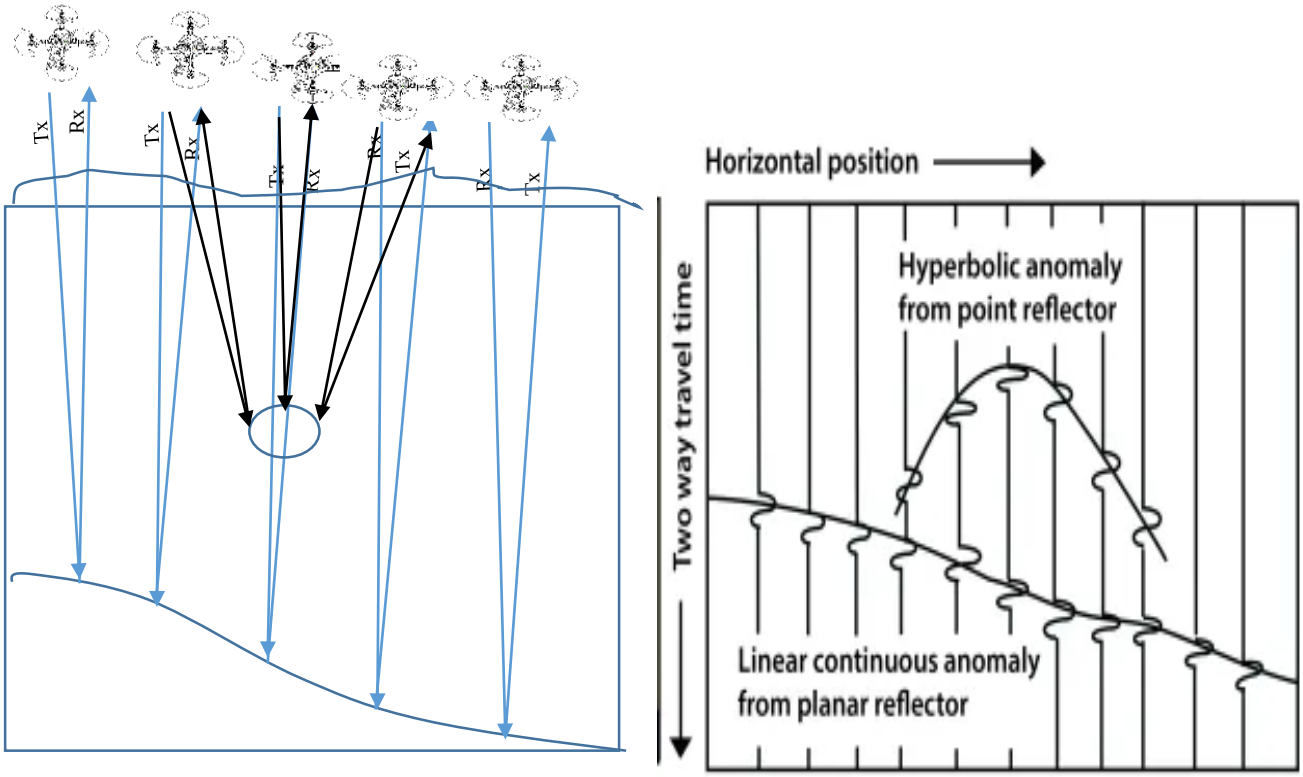


Figure 10: Principe de fonctionnement du capteur

III.6. Schéma du capteur et ses caractéristiques

Le dispositif dont il est question fonctionnerait de la même façon que le capteur de la gamme BR 950 (*BR Systems*) (*figure 11.a*). En effet, le BR 950 est un détecteur d'eau souterraine avancé qui utilise plusieurs techniques pour localiser et caractériser les aquifères, les nappes phréatiques et les fuites d'eau souterraine. La particularité de ce dispositif est qu'il peut être porté par un utilisateur à une certaine hauteur par rapport au sol ou être monté sur un drone. Le système sera équipé de la technologie à guidage laser G.L.Y (Guided Laser Yoke) qui est un système très avancé utilisé dans les dispositifs de détection. Cette technologie intègre un guidage laser pour améliorer la précision et l'efficacité de la localisation des cibles souterraines, telles que les métaux, les vides et les sources d'eau, la localisation de l'emplacement exact de la cible est faite avec une plus grande précision en utilisant des faisceaux laser qui guident l'utilisateur vers la zone cible. Le capteur peut fonctionner dans une bande de fréquences allant de -25 Hz à + 25 Hz. Le modèle BR 950, sur lequel s'appuie ce travail, est composé du capteur de puissance max 25, de deux (02) antennes de capteurs de remorquage et d'une unité principale

munie d'écran (*voir figure 11.b, c et d*). Le capteur a la capacité de détecter les nappes d'eau souterraines à plusieurs mètres de profondeur (de 25 m jusqu'à environ 950 m).



Figure 11: Système BR 950 avec les différents composants, en a.), la photo du dispositif, en b.), le capteur, en c.), l'écran de réception et en d.) les antennes.

III.6.1. Principes de fonctionnement du dispositif de mesure

Le dispositif utilisera un système de géoradar pour émettre des ondes électromagnétiques dans le sol. Ces ondes rebondissent sur les interfaces entre différents matériaux souterrains (comme le sol, les roches, les nappes phréatiques, etc.) et sont ensuite captées par des antennes réceptrices (*figure 12*). La bande aux grandes amplitudes dans le signal de la permittivité, indique la présence de la nappe phréatique.

III.6.2. Filtre de fréquence

Pour éviter le rayonnement du sol émanant des roches et des interférences minérales naturelles, le dispositif va s'appuyer sur la nouvelle technologie de filtrage des signaux BRF (Band Reject Filter) qui est une innovation, conçue pour améliorer la précision des détecteurs de métaux et des systèmes de localisation longue portée, afin de créer un signal précis capable de dévier les interférences. Ainsi, le capteur est capable de détecter les cibles tout en restant à l'écart de toute minéralisation ou radiation de la zone et peut être utilisé dans toutes les zones accidentées et dans tous les types de terrains. Grâce à son nouveau système de filtrage, le BR 950 peut filtrer les signaux d'émission et éviter toute interférence à proximité du site d'exploration. Il est donc capable de se concentrer uniquement sur les réserves d'eau réelles autour du lieu.

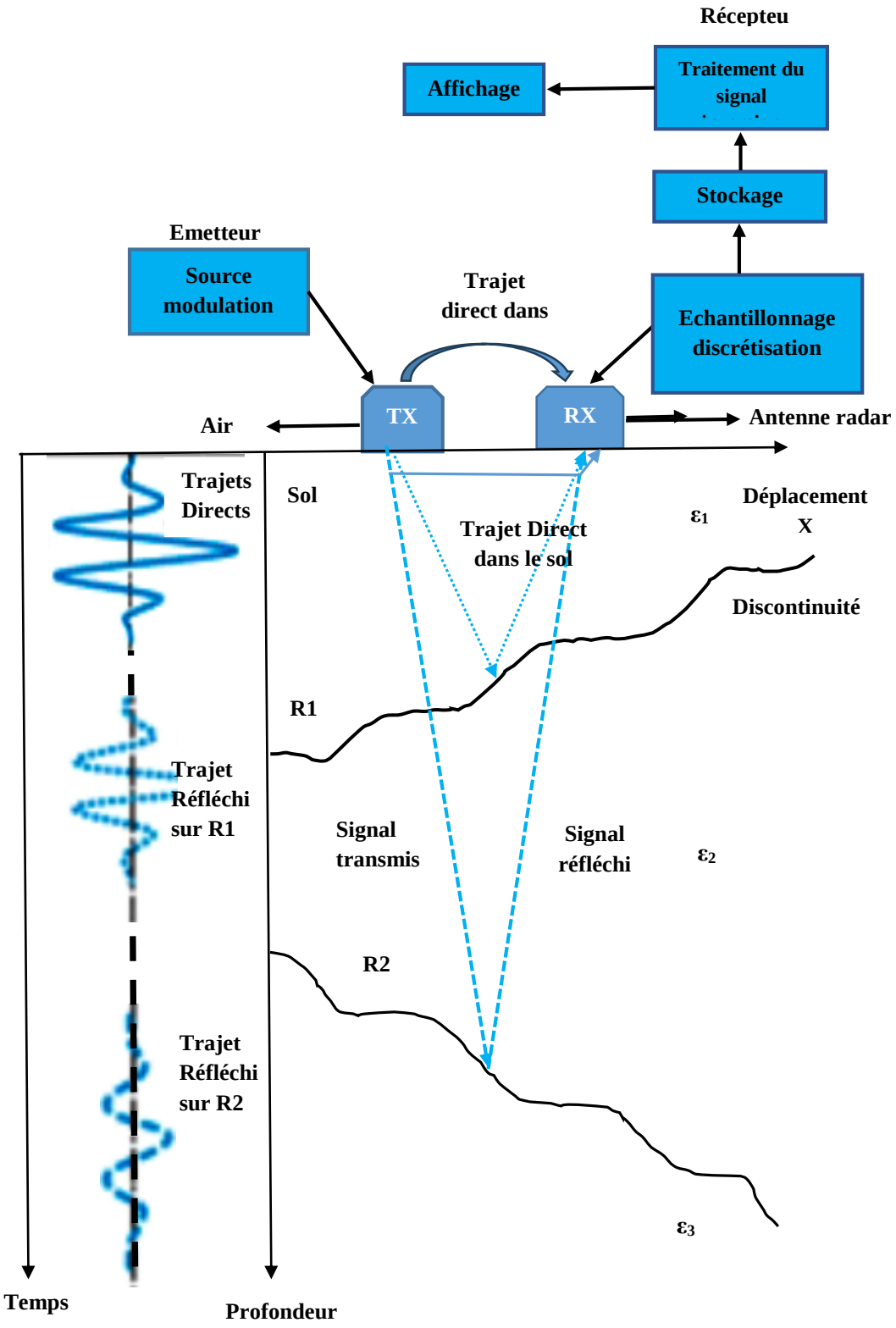


Figure 12: Principe de fonctionnement du géoradar (Gautier, 2010)

III.6.3. Analyse des données, cartographie et visualisation

Les données recueillies par le géoradar sont analysées par des algorithmes avancés pour détecter les variations dans la composition du sol. Par exemple, la présence d'une nappe phréatique ou d'une zone saturée en eau peut être identifiée par des changements dans les caractéristiques des signaux radar, en occurrence le signal de la permittivité. Le capteur génère des cartes et des profils en temps réel qui représentent la distribution spatiale de l'eau souterraine. Ces cartes peuvent indiquer la profondeur de la nappe phréatique, les zones de recharge ou de décharge d'eau, ainsi que les anomalies telles que les fuites ou les infiltrations.

CONCLUSION GENERALE ET SUGGESTIONS

CONCLUSION ET SUGGESTIONS

La cartographie piézométrique, qui représente les niveaux d'eau souterraine à une profondeur donnée, est essentielle pour comprendre la dynamique hydrologique d'une région et planifier efficacement l'utilisation de ses ressources en eau.

L'objectif de ce travail était de proposer une nouvelle méthode de détection des eaux souterraines.

- ✓ Ce travail a révélé dans un premier l'existence de plusieurs outils tels que les forages manuels, les forages mécanisés, la géophysique, la télédétection, sont utilisés dans le cadre de la détection des eaux souterraines au Benin.

En plus des différentes méthodes existantes, la méthode de détection par l'utilisation des drones équipés de capteur spécifiques serait une méthode très efficace permettant d'avoir des données plus précises. Cette méthode s'inscrit dans une perspective de gestion durable des ressources en eau, qui revêt une importance capitale pour le développement socio-économique et environnemental de la région. L'avantage majeur de l'utilisation des drones réside dans leur capacité à fournir des données en temps réel avec une résolution spatiale élevée, permettant ainsi une surveillance continue et une réactivité accrue aux changements hydrologiques.

- ✓ Le travail a proposé ensuite une méthode de collecte de données à distance, basée sur la variabilité de la permittivité des matériaux, pour caractériser l'aquifère. Cette méthode repose sur la l'estimation de la permittivité diélectrique ε du sol à partir des équations de Maxwell.
- ✓ Enfin, nous avons proposé le prototype théorique du capteur pour détecter les aquifères. L'utilisation de ce capteur réduit la nécessité d'interventions sur le terrain, ce qui peut être particulièrement avantageux dans des zones difficiles d'accès ou présentant des contraintes logistiques.

Les résultats de notre étude démontrent le potentiel considérable des technologies de télédétection, notamment l'usage des drones, pour établir la piézométrie de l'aquifère. Ce travail n'étant qu'une étude de faisabilité, nous suggérons :

- ✓ qu'une étude plus approfondie sur la mise en place du drone soit faite
- ✓ qu'une étude approfondie soit faite conduisant à l'obtention d'un prototype du capteur
- ✓ Pour ce qui est des résultats issus du présent travail, d'autres études devront être menées pour approfondir les connaissances sur la nature d'un capteur spécifique

REFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aballo C., 2016. « Etude piézométrique de la plaine littorale captée dans les communes d'Abomey-Calavi et de Ouidah », Mémoire de fin de formation licence. 70p ;

Adinsi N., 2018 « Caractérisation de la variabilité spatiale des niveaux piézométriques des puits/forages : cas de Glo-Djigbe », Mémoire de fin de formation licence, 53p ;

Agossa F. et Liadi N., 2010. Importance de la couche d'altérites dans le transfert des polluants chimiques au niveau des aquifères du socle dans la Commune de Bantè (Département des Collines) : Cas des nitrates. 64p ;

Alassane A. ,2004. Etude hydrogéologique du Continental Terminal et des formations de la plaine littorale dans la région de Porto-Novo (Sud du Bénin) : Identification des aquifères et vulnérabilité de la nappe superficielle. Thèse de doctorat du troisième cycle, Université Cheik Anta Diop de Dakar, 145p.

Algeo J., Dam R. L. V., Slater L., 2016. Early-Time, GPR : A Method to Monitor Spatial Variations in Soil Water Content during Irrigation in Clay Soils. Vadose Zone J., 15, 1-9.

Alipanahi, B., Delong, A., Weirauch, M. T., & Frey, B. J., 2015. Predicting the sequence specificities of DNA-and RNA-binding proteins by deep learning. Nature Biotechnology, 33(8), 831-838

Ardekani M. R. M., 2013. Off-and on-ground GPR techniques for field-scale soil moisture mapping. Geoderma, 200, 55–66.

Baldoncini M., Albéri M., Bottardi C., Chiarelli E., Raptis K. G. C., Strati V., Mantovani F., 2019. Biomass water content effect on soil moisture assessment via proximal gamma-ray spectroscopy. Geoderma 2019, 335, 69–77.

Bauer-Marschallinger B., Freeman V., Cao S., Paulik C., Schaufler S., Stachl T., Modanesi S., Massari C., Ciabatta L., Brocca L., et al., 2019. Toward Global Soil Moisture Monitoring With Sentinel-1: Harnessing Assets and Overcoming Obstacles. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens ; 57, 520–539.

Bear J., 1979. Hydraulics of groundwater. New York : McGraw-Hill.

Beery, S., Bolliger, J., & Basu, S., 2019. A review of remote sensing image classification techniques : The role of spatio-contextual information. Artificial Intelligence Review, 52(3), 1755-1778

Cassidy N. J., 2009. Chapter 2—Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids. In Ground Penetrating Radar Theory and Applications ; Jol, H.M., Ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands ; pp. 41–72.

Dam R. L. V., 2014. Calibration Functions for Estimating Soil Moisture from GPR Dielectric Constant Measurements. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 45, 392-413.

Daniels D., 2004. Ground Penetrating Radar, 2nd ed.; Wiley Interscience: London, UK.

Direction Générale de l'Eau et GIZ., édition Janvier, 2012. Carte hydrogéologique du Benin à l'échelle 1/500.000 ;

Fakheri, A., Barjasteh, A., & Sharifi, M. A., 2020. Leak detection in water distribution networks using artificial intelligence techniques : A review. Journal of Hydroinformatics, 22(3), 729-743.

FAO (Food and Agriculture Organization), 2003. Review of world water resources by country. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations; 2003.

Gilbert C., 1982. Hydrogéologie. Principes et méthodes. 130p ;

Grote K., Hubbard S., Rubin Y., 2003. Field-scale estimation of volumetric water content using ground-penetrating radar ground wave techniques. Water Resour. Res. 39, 1–14. https://doi.org/10.1029/2003WR002045

Houngbédji B., 2016. « Comportement hydrodynamique des nappes superficielles de la commune d'abomey calavi », Mémoire de fin de formation master. 97p ;

Hounmenou B., 2006. « Gouvernance de l'eau potable et dynamiques locales en zone rurale au Bénin », Développement durable et territoires [En ligne], Dossier 6, mis en ligne le 12 mai 2006, consulté le 30 septembre 2016 ;

Huisman J. A., 2003. Measuring soil water content with ground penetrating radar : A review. Vadose Zone J., 2, 476–491.

Huisman J. A., Sperl C., Bouten W., Verstraten J. M., 2001. Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and groundpenetrating radar. J. Hydrol. 245, 48–58. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00336-5

Institut Géographique National Paris.,, 1972. Carte topographique de l'Afrique de l'Ouest, feuille Lokossa-Porto-Novo NC-31- XIV à l'échelle 1/200.000 ;

Jackson T. J., Schmugge J., Engman E. T., 1996. Remote sensing applications to hydrology: Soil moisture. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull. 41, 517-530.

Jiao Q., Liu S., Jin R., Du F., 2013. Research and Application of Cosmic-ray Fast Neutron Method to Measure Soil Moisture in the Field. Adv. Earth Sci., 28, 1136-1143.

Kabre P., 2012 « Caractérisation hydrogéologique d'un aquifere en milieu de socle fracturé : cas de la province du KOURWEOGO », Mémoire de Master ,2IE ,42p+Annexes ;

Keller G. V., 1988. Rock and mineral properties. In M. Nabighian (Ed.), Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory, Volume 1, Chapitre 2, Society of Exploration Geophysicists, pp. 13–51.

Kumar P., Herath S., Avtar R., Takeuchi K., 2016. Mapping of groundwater potential zones in Killinochi area, Sri Lanka, using GIS and remote sensing techniques. Sustain. Water Resour. Manag., 2(4), 419-430. https://doi.org/10.1007/s40899-016-0072-5

Lal H. B., Dar N., Kumar A.,1975. Electrical and magnetic properties of Er2(WO4)3. J. Phys. C Solid State Phys. 8, 2745–2748.

Leandro C. G., Barboza E. G., Caron F., de Jesus F. A. N., 2019. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil. J. Appl. Geophys. 162, 1–12.

Ligang Zhou, Dongsheng Yu, Zhaoyan Wang and Xiangdong Wang, 2019. Soil Water Content Estimation Using High-Frequency Ground Penetrating Radar. Water, 11, 1036 ; doi:10.3390/w11051036.

Lu Y., Song W., Lu J., Wang X., Tan Y., 2017. An Examination of Soil Moisture Estimation Using Ground Penetrating Radar in Desert Steppe. Water, 9, 521.

Lu, C., Chen, H., & Wang, Y., 2020. Real-time water quality monitoring and early warning system based on artificial intelligence. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 452(1), 012067

Lunt I. A., Hubbard S. S., Rubin Y. ; 2005. Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data. J. Hydrol. 307, 254–269.

Maxwell, J. C., 1881, A treatise on electricity and magnetism: volume 1 Clarendon press.

McKinney, S. M., Sieniek, M., Godbole, V., Godwin, J., Antropova, N., Ashrafian, H., ... & Denniston, A. K.,2020. International evaluation of an AI system for breast cancer screening. Nature, 577(7788), 89-94.

Mohamed A. M. O., Paleologos E. K., 2018b. Chapter 14—Electrical Properties of Soils. In Fundamentals of Geoenvironmental Engineering; Mohamed, A.-M.O., Paleologos, E.K., Eds.; Butterworth-Heinemann: Oxford, UK ; pp. 497–533. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804830-6.00014-4

Mohamed A. M. O., Paleologos E.K., 2018a. Chapter 16-Dielectric Permittivity and Moisture Content. In Fundamentals of Geoenvironmental Engineering; Mohamed, A.-M.O., Paleologos, E.K., Eds.; Butterworth-Heinemann: Oxford, UK, pp 581-637. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804830-6.00016-8

Nerouz Boubaki, 2013. Détection de cavités par deux méthodes géophysiques : radar de sol et mesures de résistivités électriques. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI; Ğāmiffaï Ḥalab, 2013.

Omeje M., Oni Olubukola A., Adewoyin O. O., 1 , Joel E. et al., (2021). Significance of using electromagnetic (EM) method for groundwater investigation in Sedimentary and Basement terrains : a review. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 655 (2021) 012095. https://doi.org/10.1088/1755-1315/655/1/01209

Overmeeren R. A. V., Sariowan S. V., Gehrels J. C., 1997. Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content ; results of comparative measurements at two test sites. J. Hydrol. 197, 316–338.

Pessel M., 2000. Tomographie électrique : Développements méthodologiques et applications. Thèse de Doctorat, Univ. de Rennes, 177 p.

Quatrième Recensement Général des Populations Humanes (RGPH4) : Que retenir des effectifs de population de 2013 ? juin 2015. 33p ;

Reynolds J. M., 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics; John Wiley & Sons Inc.: Hoboken, NJ, USA.

Rogers M., Leon J. F., Fisher K. D., Manning S. W., Sewell D., 2012. Comparing Similar Ground-penetrating Radar Surveys Under Different Moisture Conditions at Kalavasos-Ayios Dhimitrios, Cyprus. Archaeol. Prospect. 19, 297–305.

Salat C., Junge A., 2010. Dielectric permittivity of fine-grained fractions of soil samples from eastern Spain at 200 MHz. Geophysics, 75, J1–J9.

Salwa Farouk Elbeih, 2015. An overview of integrated remote sensing and GIS for groundwater mapping in Egypt. Ain Shams Engineering Journal (2015) 6, 1–15. http://dx.doi.org/10.1016/j.asej.2014.08.008

Sara Bio J. (2015) « Structure, Géométrie et Caractéristiques Hydrodynamiques du Bassin de la Volta du Bénin », mémoire de fin de formation pour l'obtention du Diplôme de la Licence Professionnelle en Hydrologie. Université d'Abomey-Calavi. 52p ;

Scudiero E., Berti A., Teatini P., Morari F., 2012. Simultaneous Monitoring of Soil Water Content and Salinity with a Low-Cost Capacitance-Resistance Probe. Sensors, 12, 17588-17607.

Sevostianova E., Deb S., Serena M., VanLeeuwen D., Leinauer B., 2015. Accuracy of two electromagnetic soil water content sensors in saline soils. Soil Sci. Soc. Am. 79, 1752–1759

Shamir O., Goldshleger N., Basson U., Reshef M., 2018. Laboratory Measurements of Subsurface Spatial Moisture Content by Ground-Penetrating Radar (GPR) Diffraction and Reflection Imaging of Agricultural Soils. Remote Sens. 2018, 10, 1667.

Sogbo E. (2013). Dynamique urbaine et insécurité dans la commune d'Abomey-Calavi » Mémoire de Maîtrise.

Strati V., Albéri M., Anconelli S., Baldoncini M., Bittelli M., Bottardi C., Chiarelli E., Fabbri B., Guidi V., Raptis K., et al., 2018. Modelling Soil Water Content in a Tomato Field: Proximal Gamma Ray Spectroscopy and Soil–Crop System Models. Agriculture 2018, 8, 60.

UNICEF «Etude de la faisabilité des forages manuels. Identification des zones potentiellement favorables », 34p

Van Overmeeren R., Sariowan S., Gehrels J., 1997. Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content ; results of comparative measurements at two test sites. J. Hydrol. 197, 316–338. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03244-1

Wang P., Hu Z., Zhao Y., Li X., 2016. Experimental study of soil compaction effects on GPR signals. J. Appl. Geophys. 126, 128–137.

Wang, H., Kan, G., & Liu, S., 2019. An intelligent irrigation system based on artificial intelligence and internet of things. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 275(4), 042050.

Wang, L. and Qu, J. J., 2009. Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring : A review. Front. Earth Sci. China ; 3, 237–247.

Ward H. S. et Hohmann W. G., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. Electromagnetic methods in applied geophysics 1 : Theory, chapter 3, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., pp. 131 – 308

Yochim A., Zytner R. G., Mcbean E. A., Endres A. L., 2013. Estimating water content in an active landfill with the aid of GPR. Waste Manag. 33, 2015–2028.

Yochim A., Zytner R. G., Mcbean E. A., Endres A. L., 2013. Estimating water content in an active landfill with the aid of GPR. Waste Manag. 2013, 33, 2015–2028.

Zajícová K., Chuman T., 2019. Application of ground penetrating radar methods in soil studies: A review. Geoderma, 343, 116-129. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.02.024

Zhou L. G., Yu D. S., Wang X. Y., Wang X. H., Zhang H. D., 2016. Determination of top soil water content based on high-frequency ground penetrating radar. Acta Pedol. Sin. 53, 621–626. (In Chinese)

Zhou, J., Zhang, X., & Li, H., 2019. Flood forecasting based on machine learning methods: A review. Water, 11(6), 1322.

Zreda M., Desilets D., Ferre T. P. A. Scott R. L., 2008. Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons. Geophys. Res. Lett., 35, 1–5.

Table des matières

CERTIFICATION ..... **ii**
Dédicace ..... **iii**
REMERCIEMENTS ..... **iv**
Résumé ..... **v**
Liste des tableaux ..... **vii**
Liste des figures ..... **viii**
Liste des sigles, acronymes et abréviations ..... **ix**
Introduction générale **1**
Contexte 2
Problématique 2
Objectifs et Hypothèses **3**
Structure **4**
Chapitre I : Synthèse bibliographique et Présentation de la zone d'étude **5**
I : Synthèse bibliographique et Présentation de la zone d'étude **6**
I.1. Synthèse bibliographique 6
I.2. Présentation de la zone d'étude 10
I.2.1. Cadre d'étude 10
Chapitre II : Etude Méthodologique **18**
II: Etude Méthodologique **19**
II.1. Etats de lieux 19
II.1.1. Réalisation de la carte Bathymétrique 20
II.1.2. Réalisation de la carte Piézométrique : 21
II.1.3. Détermination des paramètres hydrodynamiques par la méthode graphique semi logarithmique de Jacob (1946-1950) 24
II.2. Méthodologie 25
II.2.1. Capteurs acoustiques 25
II.2.2. Capteurs GPR 27
II.3. Choix de la technologie de capteur adéquat 28
Chapitre III : Résultats et discussions **32**
III : Résultats et discussions **33**
III.1. Etat des lieux des outils utilisés pour la détection des eaux souterraines au Benin 33
III.2. Méthode de collecte de données à distance 34

III.2.1. Schéma du principe de fonctionnement 34
III.2.2. Temps de trajet aller-retour TWTT 34
III.2.3. Vitesse des ondes électromagnétiques et permittivité diélectrique du sol 34
III.2.4. Méthodes EM 36
III.3. Mode de fonctionnement du capteur 37
III.4. Paramètre à mesurer 37
III.5. Mode opératoire 38
III.6. Schéma du capteur et ses caractéristiques 39
III.6.1. Principes de fonctionnement du dispositif de mesure 40
III.6.2. Filtre de fréquence 40
III.6.3. Analyse des données, cartographie et visualisation 42
CONCLUSION GENERALE ET SUGGESTIONS 43
CONCLUSION ET SUGGESTIONS 44
REFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 45
ANNEXES 52

ANNEXES

1. Les équations de maxwell

Les équations de Maxwell relient le champ électrique$\vec{E}$, le champ magnétique $\vec{B}$, les excitations électriques $\vec{D}$ et magnétique $\vec{H}$, la densité de courant de conduction $\vec{j}$ et la densité de charges volumiques ρ.

1.1. Signification des équations de maxwell

A partir de la loi fondamentale de l'induction (Loi de Faraday), Maxwell a établi une relation générale : c'est la relation de Maxwell- Faraday.

$$\overrightarrow{rot}\,\vec{E} = -\frac{\overrightarrow{\partial B}}{\partial t} \qquad (1)$$

C'est une forme différentielle de la loi de Faraday. Cette relation est valable dans tous les milieux quelle que soit leur nature.

A partir du théorème d'Ampère qui exprime ma moi fondamentale de la création des champs magnétiques par les courants, Maxwell établi une relation générale entre le champ magnétique $\vec{B}$ et la densité de courant $\vec{j}$: $\overrightarrow{rot}\,\vec{B} = \mu\,\vec{j}$

Lorsque le circuit est interrompu par un diélectrique, Maxwell admet que le diélectrique est traversé par un courant fictif appelé courant de Déplacement et caractérisé par une « densité de courant de déplacement» $\overrightarrow{j_D} = \frac{\overrightarrow{\partial D}}{\partial t}$ car un condensateur ne représente pas une interruption d'un circuit parcouru par un courant variable.

La relation de Maxwell-Ampère s'écrit :

$$\overrightarrow{rot}\,\vec{B} = \mu\,\vec{j} + \mu\,\frac{\overrightarrow{\partial D}}{\partial t} \qquad (2)$$

En écrivant que le flux du vecteur $\vec{D}$ à travers une surface fermée S est égal à la somme des charges libres situées à l'intérieur de S, on obtient une forme différentielle du théorème de Gauss

$$div\,\vec{D} = \rho \quad (3) \qquad \text{Equation de Maxwell –Gauss}$$

où ρ est la densité cubique de charge.

Enfin en exprimant que pour $\vec{B}$ le flux entrant est égal au flux sortant à travers la surface $\vec{S}$ c'est-à-dire qu'il n'y a pas de charges magnétiques libres on a :

$$div\,\vec{B} = 0 \quad (4) \text{ Equation de conservation du flux de } \vec{B}$$

$\vec{j}$ est la densité de courant et ρ la densité de charge électrique.

Lorsqu'il n'y a pas de charge ni de courant $\rho = 0$, $\vec{j} = 0$.

Dans un milieu isotrope

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \ et \quad \vec{B} = \mu \vec{H}$$

ε est la permittivité et μ la perméabilité du diélectrique considéré. Si $\varepsilon_0 \, et \, \mu_0$ sont les permittivités et perméabilité du vide. $\varepsilon = \varepsilon_r * \varepsilon_0$, $\mu = \mu_r * \mu_0$ ε_0 = 8,854. 10-12 SI, μ_0 = 4π. 10-7 SI où ε_r est la permittivité relative et μ_r la perméabilité relative du milieu.

1.2. Equation de propagation des ondes

En absence de source, les équations de Maxwell deviennent :

$$\overrightarrow{rot}\,\vec{E} = -\frac{\overrightarrow{\partial B}}{\partial t} \ , \ \overrightarrow{rot}\,\vec{B} = \mu \frac{\overrightarrow{\partial D}}{\partial t} \ , \ div\,\vec{B} = 0 \quad div\,\vec{D} = 0$$

Utilisons les propriétés des opérateurs div et rot :

$$\overrightarrow{rot}\,\overrightarrow{rot}\,\vec{X} = \overrightarrow{grad} * div\,\vec{X} - \Delta\vec{X}$$

$$\frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial\, t^2} = -\frac{\partial}{\partial t}\left(\overrightarrow{rot}\,\vec{E}\right) = -\overrightarrow{rot}\left(\frac{\overrightarrow{\partial E}}{\partial t}\right) = -\,rot\left(\frac{1}{\varepsilon}\frac{\overrightarrow{\partial D}}{\partial t}\right) = -\frac{1}{\varepsilon}\,rot\left(\frac{1}{\mu_0}\,rot\,\vec{B}\right) = \frac{1}{\varepsilon\mu_0}\,rot\,rot\,\vec{B}$$

Or, $rot\,rot\,\vec{B} = \left(grad * div\,\vec{B} - \Delta\vec{B}\right) = -\Delta\vec{B} \quad car \quad div\,\vec{B} = 0$

Donc $\frac{\partial^2 \overrightarrow{B}}{\partial\, t^2} = \frac{1}{\varepsilon\mu}\,\Delta\vec{B} \Rightarrow \frac{\partial^2 \overrightarrow{B}}{\partial\, t^2} = v^2\,\Delta\vec{B}$

Les champs $\vec{B} \ et \ \vec{E}$ vérifient la même équation

$$\frac{\partial^2 \overrightarrow{B}}{\partial\, t^2} - v^2\,\Delta\overrightarrow{B} = 0$$

$$\frac{\partial^2 \overrightarrow{E}}{\partial\, t^2} - v^2\,\Delta\overrightarrow{E} = 0$$

Cette équation est appelée « équation d'onde »

Elle permet d'étudier la propagation du champ $\vec{B}$ ou $\vec{E}$ dans un milieu isotrope et transparent. $v = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon\mu}}$ est la vitesse de propagation du champ.

Rappel : l'indice de réfraction ou l'indice optique $n = \frac{v}{c}$

1.3. Résolution de l'équation d'onde électromagnétique

Une onde est dite harmonique ou sinusoïdale lorsque ses variations temporelles sont décrites par une fonction harmonique (les fonctions réelles sinus ou cosinus ou la fonction complexe exponentielle). Pour déterminer la forme d'une solution harmonique, considérons la cas le plus simple de l'équation de propagation à une dimension :

- Le vecteur $\vec{r}$ est de coordonnées $\vec{r}\ (x, O, O)$
- Le laplacien $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2}$

L'équation de propagation s'écrit :

$$\frac{\partial^2 \overrightarrow{E}}{\partial\, t^2} - \ v^2\, \Delta \overrightarrow{E} = 0$$

La solution générale de cette équation s'écrit :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \vec{E}(\vec{x}, t) \ = \ \vec{f}(x - \ v\, t) + \ \vec{g}(x + \ v\, t)$$

$\vec{f}(x - \ v\, t)$désigne une onde se propageant dans le sens des x croissants

Considérons une onde se propageant dans le sens des x croissants. L'onde est dite harmonique si la fonction f est harmonique. Ainsi une onde de pulsation $w = \ 2\pi\gamma$

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \overrightarrow{E_0} cos\left[\frac{w}{v}\ (\ x - v\, t)\right] \ = \ \overrightarrow{E_0} \cos(\ kx - w\, t)$$

Ou en notation complexe :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) \ = \ \overrightarrow{E_0} \exp[i\ (kx - wt)]$$

Ou $k \ = \ \frac{w}{v}$ est appelé le nombre d'onde.

Dans un espace à trois dimensions la solution de l'équation d'onde sous la forme d'une onde harmonique s'écrit :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \overrightarrow{E_0}\ (\vec{r}\ ) \cos(\vec{k} * \vec{r} - \ wt)$$

En notation complexe :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \overrightarrow{E_0}\ (\vec{r}\ ) \exp\left[i\ (\vec{k}\ * \vec{r} - w\, t)\right]$$

Ou $\vec{k}$ est le vecteur d'onde.

Revenons aux équations de Maxwell et considérons la relation $\overrightarrow{rot}\, \vec{E} = \ - \frac{\overrightarrow{\partial B}}{\partial t}$. Lorsque $\vec{E}$ et $\vec{B}$ sont harmoniques. On a

$\overrightarrow{rot}\, \vec{E} = i\ \ \overrightarrow{k} \Lambda\, \vec{E}$, $\frac{\overrightarrow{\partial B}}{\partial t} \ = \ -i\, w\, \vec{B}$ d'où on déduit la relation liant $\vec{E}$, $\overrightarrow{B}$ et $\vec{k}$.

$\vec{B}(\vec{r},t) = \frac{1}{w}\vec{k}\,\Lambda\,\vec{E}(\vec{r},t)$

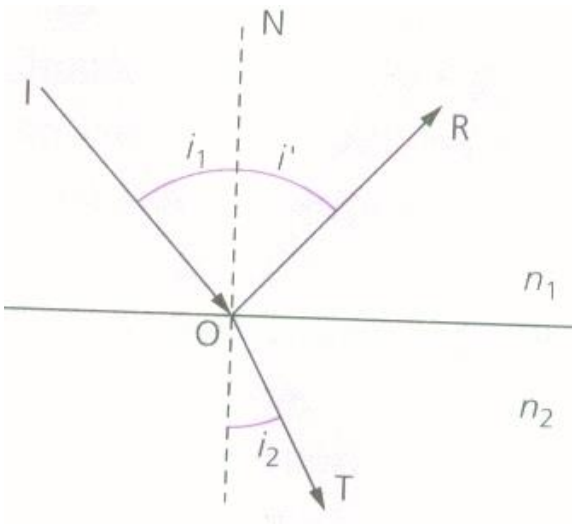
$\vec{E}$, $\overrightarrow{B}$ et $\vec{k}$ forment un trièdre direct.

($\vec{B},\vec{E}$) définissent le plan d'onde. ($\vec{k},\vec{E}$) définissent le plan de polarisation.

NB : certains ouvrages définissent le plan de polarisation comme ($\vec{k}$, $\overrightarrow{B}$)

2. Réflexion et réfraction d'une onde lumineuse, coefficient de réflexion et de transmission

Optique géométrique : loi de Descartes



Le rayon incident IO, le rayon réfracté OT et le rayon réfléchi. OR sont contenus dans un même plan normal au dioptre appelé plan d'incidence. Ce plan contient également la normale ON à la surface de séparation.

L'angle de réfraction est égal à l'angle d'incidence $i_1 = i'$

L'angle de réfraction i_2 et l'angle d'incidence i_1 sont liés par la relation

$$n_1 sini_1 = n_2 sini_2$$

Coefficient de réflexion et de réfraction en amplitude

Les équations de Maxwell décrivent la propagation d'une onde lumineuse à travers un milieu transparent, homogène et isotrope. Que se passe -t-il lorsque la lumière rencontre une surface séparant un milieu (1) d'un milieu (2) ?

Nous admettons la composante normale de $\vec{D} = \varepsilon \vec{E}$. La composante tangentielle du électrique champ $\vec{E}$, la composante normale du champ magnétique $\vec{B}$ et la composante tangentielle du champ $\frac{\vec{B}}{\mu}$ sont continues à l'interface.

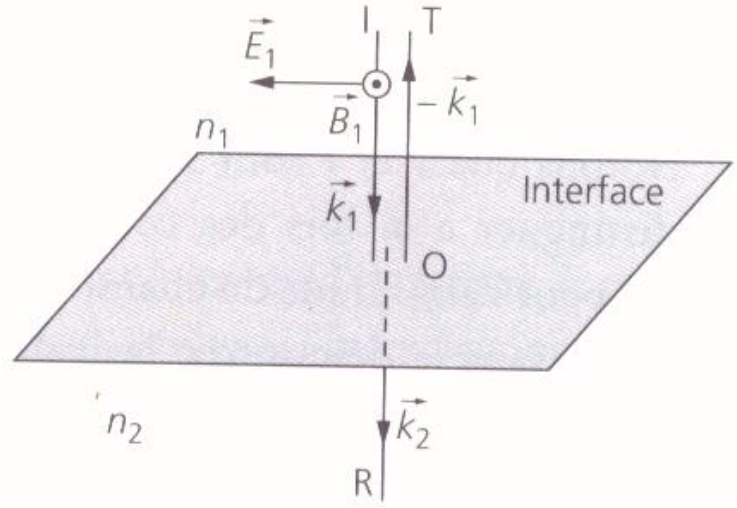
Si $\vec{E}_1$ et $\vec{E}_2$(respectivement $\vec{B}_1$ et $\vec{B}_2$) désignent les champs électriques (respectivement magnétiques) dans les milieux (1) et (2)et si $\vec{n}_{12}$ désigne la normale à l'interface , les relations de passage s'écrivent :

$(\varepsilon_2\vec{E}_2 - \varepsilon_1\vec{E}_1).\vec{n}_{12}$=0

$$\left(\vec{E}_2 - \vec{E}_1\right) \wedge \vec{n}_{12} = \vec{0}$$

$$\left(\vec{B}_2 - \vec{B}_1\right).\vec{n}_{12} = 0$$

$$\left(\frac{\vec{B}_2}{\mu_{\ 2}} - \frac{\vec{B}_1}{\mu_{\ 1}}\right) \wedge \vec{n}_{12} = \vec{0}$$



Avec $\varepsilon\mu = \frac{1}{v^2}$

Considérons un faisceau de lumière incident séparant deux milieux (1) et (2). Les relations de passage nous permettent de voir ce qui se passe lorsque l'onde rencontre cette surface de séparation. Effectuons ce calcul dans le cas d'une onde sinusoïdale en incidence normale $i = 0$

Les composantes des vecteurs $\varepsilon\,\vec{E}$ et $\vec{B}$ sont nulles. $\vec{E}$ et $\vec{B}$ sont parallèles à la surface de séparation. Les trois champs électriques (incident, réfléchi et réfractés) sont parallèles dans le plan d'incidence ou perpendiculaire au plan d'incidence.

Au point O , le champ dans le milieu (1) est $E_1 = E_{0i} + E_{0r}$

Le champ électrique dans le milieu (2) est simplement égal au champ réfracté (ou transmis) $\vec{E}_{0t}$

$$E_2 = E_{0t}$$

On prend $\mu = 1$ et avec le même raisonnement sue le champ magnétique on obtient

$B_1 = B_{0i} + B_{0r} = \frac{k_1}{\omega} E_{0i} - \frac{k_1}{\omega} E_{0r}$

$B_2 = B_{0t} = \frac{k_2}{\omega} E_{0t}$

Introduisons les coefficients de réflexion r et de transmission t en amplitude de champ électrique définis par $E_{or} = rE_{0i}$

et $E_{ot} = tE_{0i}$ les relations de passage s'écrivent

$$1 + r = t$$

$$k_1(1 - r) = k_2 t$$

Avec $k = \frac{\omega}{v}$ et $n = \frac{c}{v}$ on obtient

$1 + r = t$ et

$$1 - r = \frac{n_2}{n_1} t$$

Les coefficients de réflexion et de transmission en amplitude de champ électrique sont déterminés par les indices optiques des deux milieux (*Formules de Fresnel*)

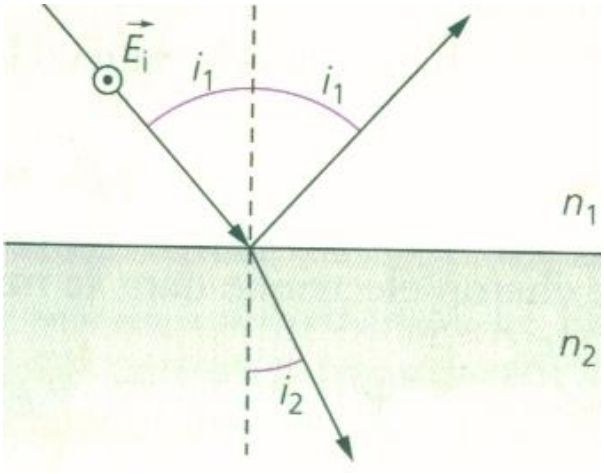
$$r = \frac{n_1 - n_2}{n_1 + n_2}$$

$$t = \frac{2n_1}{n_1 + n_2}$$

L'onde incidente est quelconque. Lorsque le champ électrique incident est normal au plan d'incidence, on obtient

$$r = \frac{n_1 \cos i_1 - n_2 \cos i_2}{n_1 \cos i_1 + n_2 \cos i_2}$$

$$t = \frac{2n_1 \cos i_1}{n_1 \cos i_1 + n_2 \cos i_2}$$



Lorsque le champ électrique incident est parallèle au plan d'incidence on obtient

$$r = \frac{n_2 \cos i_2 - n_1 \cos i_1}{n_1 \cos i_1 + n_2 \cos i_2}$$

$$t = \frac{2n_1 \cos i_1}{n_1 \cos i_1 + n_2 \cos i_2}$$

Les coefficients énergétiques de réflexion et de transmission R et T

L'intensité lumineuse I transportée dans un faisceau incident se répartit dans les faisceaux réfléchis et le faisceau réfracté. Soit $\overrightarrow{E_0}$ le champ électrique correspondant au faisceau incident et soit $\vec{n}$ la normale orientant la surface que traverse le faisceau incident

$$I = \frac{{E_0}^2(\vec{r})}{2\mu v}\vec{\mu}.\vec{n}$$

Posons $\mu = 1$

L'intensité lumineuse de faisceau incident à travers l'interface est

$$I_1 = \frac{{E_{0i}}^2}{2v_1}\cos i_1$$

L'intensité lumineuse de faisceau réfléchi à travers l'interface est

$$I_r = \frac{{E_{0r}}^2}{2v_1}\cos i_1$$

L'intensité lumineuse de faisceau transmis à travers l'interface est

$$I_t = \frac{{E_{0t}}^2}{2v_1}\cos i_2$$

Soient R et T les coefficients énergétiques respectivement de réflexion et de transmission

$$R = \frac{I_r}{I_i} = \frac{E_{0r}^2}{E_{0i}^2}$$

Et

$$T = \frac{I_t}{I_i} = \frac{v_1}{v_2}\frac{\cos i_2}{\cos i_1}\frac{E_{0t}^2}{E_{0i}^2}$$

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{n_2}{n_1} \Longrightarrow R = r^2$$

et

$$T = \frac{n_2}{n_1}\frac{\cos i_2}{\cos i_1}t^2$$

La conservation de l'énergie permet d'écrire

$$RI_i + TI_i = I_i$$

$$R + T = 1 \Leftrightarrow r^2 + \frac{n_2}{n_1}\frac{\cos i_2}{\cos i_1}t^2 = 1$$

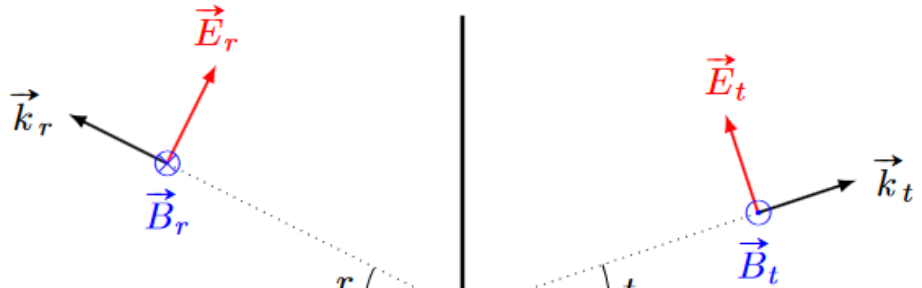
et non pas

$$r^2 + t^2 = 1$$

Réflexion et Réfraction de la lumière (Formules de Fresnel)

Conditions de continuité

Il y a continuité des composantes tangentielles de $\vec{E}$ et de $\vec{H}$ et continuité des composantes de $\vec{D}$ et de $\vec{B}$.



La vibration est contenue dans le plan d'incidence.

$(\varepsilon_2\vec{E}_2 - \varepsilon_1\vec{E}_1).\vec{n}_{12}$=0

$$\left(\vec{E}_2 - \vec{E}_1\right) \wedge \vec{n}_{12} = \vec{0}$$

$$\left(\vec{B}_2 - \vec{B}_1\right).\vec{n}_{12} = 0$$

$$\left(\frac{\vec{B}_2}{\mu_2} - \frac{\vec{B}_1}{\mu_1}\right) \wedge \vec{n}_{12} = \vec{0}$$

$$\vec{k}_0.\vec{r} = \vec{k}_0\left(x\vec{i} + z\vec{k}\right)$$

$$= k_0[x\cos(\frac{\pi}{2} - i) + z\cos i]$$

$$= k_0(x\sin i + z\cos i)$$

$$\frac{\omega}{v}(x\sin i + z\cos i)$$

$(k_0 = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi f}{v} = \frac{\omega}{v})$

Les composantes de la vibration incidente sont

$$\vec{E} = \vec{E}_0\cos(\omega t - \vec{k}.\vec{r})$$

$$E_x = E_o\cos i\cos\omega\,(t - \frac{x\sin i + z\cos i}{v})$$

$$H_x = E_o\cos\omega\,(t - \frac{x\sin i + z\cos i}{c})$$

$$\vec{k}_0^{''}.\vec{r} = \vec{k}_0^{''}(x\vec{i} + z\vec{k})$$

$$= k_0^{''}\left[x\cos(\frac{\pi}{2} - i\right) - z\cos i]$$

$$= k_0^{''}(x\sin i - z\cos i)$$

La composante de la vibration réfléchie s'écrit :

$$E_x^{''} = E_0^{''}\cos i'\cos\omega\,[t - \frac{x\sin i' - z\cos i'}{v_1})$$

$$H_y^{''} = -E_0^{''}\cos\omega\,[t - \frac{x\sin i' - z\cos i'}{c})$$

Pour la vibration réfractée on :

$$\vec{k}_0'.\vec{r} = \vec{k}_0'(x\vec{i} + z\vec{k})$$

$$= k_0'\left[x\cos(\frac{\pi}{2} - r\right) + z\cos r]$$

$$= k_0'(x\sin i + z\cos r)$$

$$E_x' = E_0'\cos r\cos\omega\,[t - \frac{x\sin r + z\cos r}{v_2})$$

$$H_y' = nE_0'\cos\omega\,[t - \frac{x\sin r - z\cos r}{c})$$

La continuité du champ électrique donne

$$E_{T1} = E_{T2}$$

$$H_{T1} = H_{T2}$$

$$E_x + E_x^{''} = E_x' \implies (E_0 + E_0^{''})\cos i = E_0'\cos r$$

$$H_y + H_y^{''} = H_y'$$

$$H_0 - H_0^{''} = nH_o'$$

Angles de Brewster i_B est tel que $\tan(i_B) = n$

: vibration contenue dans le plan d'incidence est éteinte par réflexion

Dans un milieu transparent les composantes des champs $\vec{E}$ et $\vec{H}$ parallèles à la surface séparant les deux milieux (1) et (2) (composantes tangentiellesE_T *et* H_T) ont la même valeur des deux côtés de la surface

$E_{T_1} = E_{T_2}$; $H_{T_1} = H_{T_2}$ or

$$E_x + E_x^{"} = E_x'$$

$$E_{z_1}' + E_z^{"} = E_z'$$

et

$$H_x + H_x^{"} = H_x'$$

$$H_z + H_z^{"} = H_z'$$

En $z = 0$ on a :

Eincident	Erefléchi	Etransmi
$E_{x_1} = E_m \cos i_1$	$E'_{x_1} = E_m\, r_{//} \cos i_1$	$E_{x_2}\, t_{//} \cos i_2$
$E_{y_1} = 0$	$E'_{y_1} = 0$	$E_{y_2} = 0$

Or

$$H_m = \frac{E_m}{\mu v} = \frac{nE_m}{\mu c} \text{ avec } n = \frac{c}{v}$$

Hincident	Hréfléchi	Htransmi
$H_{y_1} = \frac{n_1}{\mu_1 c} E_m$	$H_{y1}^{"} = -\frac{n_1 r_{//}}{\mu_1 c} E_m$	$H_{y_2} = \frac{n_2 t_{//}}{\mu_2 c} E_m$
$H_{x_1} = 0$	$H_{x_1}^{"} = 0$	$H_{x_2} = 0$

En utilisant les équations de passage on obtient ;

$$(1 + r_{//}) \cos i_1 = t_{//} \cos i_2$$

$$\frac{n_1}{\mu_1 c} - \frac{n_1 r_{//}}{\mu_1 c} = \frac{n_2 t_{//}}{\mu_2} \Longrightarrow (1 - r_{//}) n_1 = n_2 t_{//}$$

$$\mu_1 \simeq \mu_2 \simeq \mu_0 \text{ et } n_1 sini_1 = n_2 sini_2$$

D'où

$$r_{//} = -\frac{\tan(i_1 - i_2)}{\tan(i_1 + i_2)}, \quad t_{//} = \frac{2\cos i_1 \, sini_2}{sin(i_1 + i_2)\cos(i_1 - i_2)}$$

$H_{T_1} = H_{T_2}$, $H_{y1} + H''_{y1} = H'_{y2} \Longrightarrow \frac{n_1}{\mu_1 c} E_m - \frac{n_1 r_{//}}{\mu_1 c} E_m = \frac{n_2 t_{//}}{\mu_2 c} E_m$ en posant $\mu_1 \simeq \mu_2$ $(1 - r_{//})n_1 = n_2 t_{//}$ soit le système d'équation :

$(1 + r_{//})\cos i_1 = t_{//}\cos i_2$ et $(1 - r_{//})n_1 = n_2 t_{//}$ les solutions de ce système sont :

$$r_{//} = -\frac{n_1 \cos i_2 - n_2 \cos i_1}{n_1 \cos i_2 + n_2 \cos i_1}, \quad t_{//} = \frac{2\, n_1 \cos i_1}{n_1 \cos i_2 + n_2 \cos i_1}$$

Réflexion et Réfraction de la lumière

Conditions de continuité

Pour une onde électromagnétique qui rencontre un dioptre, il y a continuité des composantes tangentielles des vecteurs champs électrique $\vec{E}$ et magnétique $\vec{H}$. Il y a continuité des composantes normales des inductions électriques $\vec{D}$ et $\vec{B}$ et magnétiques également.

Vibration dans le plan d'incidence

$$E_x = a\cos i \cos\omega\,(t - \frac{x\sin i + z\cos i}{c})$$

$$H_y = a\cos\omega\,(t - \frac{x\sin i + z\cos i}{c})$$

Pour les vibrations réfléchies et réfractées on a :

$$E'_x = a'\cos r\cos\omega\ \ (t - n\frac{x\sin r + z\cos r}{c})$$

$$H'_y = na'\cos\omega\,(t - n\frac{x\sin r + z\cos r}{c})$$

$$E''_x = a''\cos i'\cos\omega\,(t - \frac{x\sin i' - z\cos i'}{c})$$

$$H''_y = -a''\cos i'\cos\omega\,(t - \frac{x\sin i' - z\cos i'}{c})$$

Les conditions de continuité des champs électriques donnent :

$(a + \mathrm{a"})\cos \mathrm{i} = \mathrm{a}' \cos \mathrm{r}$ et $(a' - \mathrm{a"}) = \mathrm{n}\, \mathrm{a}'$ on en déduit les relations de Fresnel :

$$\mathrm{R}_{//} = \frac{\mathrm{a"}}{\mathrm{a}} = -\frac{\tan(\mathrm{i} - \mathrm{r})}{\tan(\mathrm{i} + \mathrm{r})}\ ,\ \ \mathrm{T}_{//} = \frac{\mathrm{a}'}{\mathrm{a}} = \frac{2\cos i\, sinr}{\sin(i + r)\cos(\mathrm{i} - \mathrm{r})}$$

Vibrations normale au plan d'incidence

Un calcul identique donne pour le champ électrique

$(b + \mathrm{b"}) = \mathrm{b}'$ et $(b - \mathrm{b"}) = \mathrm{n}\, \mathrm{b}' \mathrm{cosr}$

$$\mathrm{R}_{\perp} = \frac{\mathrm{b"}}{\mathrm{b}} - \frac{\sin(\mathrm{i} - \mathrm{r})}{\sin(\mathrm{i} + \mathrm{r})}\ ,\ \ \mathrm{T}_{\perp} = \frac{\mathrm{b}'}{\mathrm{b}} = \frac{2\cos i\, sinr}{\sin(i + r)}$$

Amplitudes et intensités réfléchies

Quand l'angle d'incidence croît de 0 à $\frac{\pi}{2}$ r croît de 0 à l'angle limite **λ**. Pour i = 0 la loi de Descartes des sinus peut s'écrire : i = n r on en déduit que $\frac{\mathrm{a"}}{\mathrm{a}} = -\frac{\mathrm{n}-1}{\mathrm{n}+1}$

Les intensités réfléchies et transmises sont proportionnelles à R2 et à T2 . Pour l' »indice de Brewster iB telle que n = tg(iB) la vibration contenue dans le plan d'incidence est éteinte par la réflexion.

La lumière naturelle

La lumière naturelle peut être décomposée en deux composantes d'intensités identiques a2 et b2 et sans cohérence de phase. Après réflexion, on récupère deux composantes d'intensités différentes telles que :

$$(\frac{\mathrm{a"}}{\mathrm{b"}})^2 = [\frac{\cos(\mathrm{i} + \mathrm{r})}{\cos(\mathrm{i} - \mathrm{r})}]^2$$

La lumière naturelle est polarisée par réflexion. Sa polarisation est totale pour l'indice de Brewster.

Pour le champ H

Hincident	Hréfléchi	Htransmi
$\mathrm{H}_{y_1} = \frac{\mathrm{n}_1}{\mu_1 \mathrm{c}} \mathrm{E}_\mathrm{m} = \frac{\mathrm{E}_\mathrm{m}}{\mu_1 \mathrm{v}}$	$\mathrm{H}_{y1}^{"} = -\frac{\mathrm{n}_1 \mathrm{r}_{//}}{\mu_1 \mathrm{c}} \mathrm{E}_\mathrm{m}$	$\mathrm{H}_{y_2} = \frac{\mathrm{n}_2 \mathrm{t}_{//}}{\mu_2 \mathrm{c}} \mathrm{E}_\mathrm{m}$
$\mathrm{H}_{x_1} = 0$	$\mathrm{H}_{x_1}^{"} = 0$	$\mathrm{H}_{x_2} = 0$

En utilisant les équations de passage on obtient ;

$$(\mathrm{E_m}\cos\mathrm{i} + \mathrm{r_{//}}\mathrm{E_m}\cos\mathrm{i} = \mathrm{E_m}\mathrm{t_{//}}\cos\mathrm{i_2}$$

$$(1 + \mathrm{r_{//}})\cos\mathrm{i_1} = \mathrm{t_{//}}\cos\mathrm{i_2}$$

et $\frac{\mathrm{n_1}}{\mu_1 \mathrm{c}} - \frac{\mathrm{n_1 r_{//}}}{\mu_1 \mathrm{c}} = \frac{\mathrm{n_2 t_{//}}}{\mu_2} \Longrightarrow (1 - \mathrm{r_{//}})\mathrm{n_1} = \mathrm{n_2 t_{//}}$

$(1 + (1 + \mathrm{r_{//}})\cos\mathrm{i_1} = \mathrm{t_{//}}\cos\mathrm{i_2}$ et $(1 - \mathrm{r_{//}})\mathrm{n_1} = \mathrm{n_2 t_{//}}$, résolue on obtient

$$\mathrm{r_{//}} = \frac{\sin\mathrm{i_2}\cos\mathrm{i_2} - \sin i_1 \cos i_1}{\sin i_1 \cos i_1 + \sin\mathrm{i_2}\cos\mathrm{i_2}} = -\frac{\sin(i_1 - \mathrm{i_2})}{\sin(i_1 + \mathrm{i_2})}$$

$$\mathrm{t_{//}} = \frac{2\sin i_2 \cos i_1}{\sin(i_1 + \mathrm{i_2})\cos(i_1 - \mathrm{i_2})}$$