



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Pour l'obtention du diplôme

MASTER EN PHYSIQUE ET APPLICATION

Parcours : SCIENCES ET TECHNIQUES EN GEOPHYSIQUE ET GEOMATIQUE

Spécialité : Eau et environnement

Combinaison de la méthode sismique avec la méthode électrique pour la localisation d'aquifère à Ambodifasina, District d'Ambohidratrimo, Région d'Analamanga

Présenté par :

ANDRIATSILAVO Rado

Devant le membre du jury composé de :

Président : Monsieur RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien

Professeur Titulaire

Encadreur : Monsieur RAZAFINDRAKOTO Boni Gauthier

Maître de Conférences

Examineur : Monsieur GARO JOELSON Sebille Maître de Conférences

Le 14 Avril 2016





MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Pour l'obtention du diplôme

MASTER EN PHYSIQUE ET APPLICATION

Parcours : SCIENCES ET TECHNIQUES EN GEOPHYSIQUE ET GEOMATIQUE

Spécialité : Eau et environnement

Combinaison de la méthode sismique avec la méthode électrique pour la localisation d'aquifère à Ambodifasina, District d'Ambohidratrimo, Région d'Analamanga

Présenté par :



ANDRIATSILAVO Rado

Devant le membre du jury composé de :

Président : Monsieur RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien

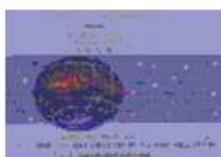
Professeur Titulaire

Encadreur : Monsieur RAZAFINDRAKOTO Boni Gauthier

Maître de Conférences

Examineur : Monsieur GAROJOELSON Sebille Maître de Conférences

Le 14 Avril 2016



Remerciements

Ce travail a été réalisé grâce à l'appui et à l'assistance bienveillants de plusieurs personnes envers lesquelles je tiens particulièrement à exprimer mes sincères remerciements et ma vive reconnaissance :

Monsieur RAHERIMANDIMBY Marson, Professeur Titulaire, Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo ; d'avoir pris sous sa haute bienveillance notre département toute au long de notre cursus ;

- Monsieur RAKOTONDRAMANANA HeryTiana, Maître de conférences, Chef de département de Physique, Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo ; de faire part de tous ses grandes attentions et considérations à l'égard de notre institut ;
- Monsieur RAMBOLAMANANA Gérard, Directeur de l'IOGA, Professeur titulaire, de m'avoir accueilli à bras ouvert et de faire partie de la grande famille de son institut ainsi que de m'avoir accordé la permission de présenter ce mémoire ;
- Monsieur RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien, Professeur Titulaire, Responsable de la formation de Sciences et Techniques en Géophysique et Géomatique, Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo, de nous honorer de sa présence en tant que président du jury ;
- Monsieur GARO JOELSON Sebille, Maître de Conférences, pour avoir accepté de siéger parmi les membres du jury en tant que mon examinateur ;
- Monsieur RAZAFINDRAKOTO Boni Gauthier, Maître de Conférences à l'ESPA et Chercheur au Département de Géophysique Appliquée de l'IOGA, mon encadreur pédagogique de m'avoir proposée ce sujet de mémoire et pour tous les temps qu'il a dépensé ainsi que les précieux conseils qu'il a donné pour mener à bien ce travail ;
- Monsieur ANDRIAMBOAVONJY Mamy Rija, enseignant au sein du parcours STGG et aussi un cher ami dévoué, qui a consacré son temps pour me diriger dans la progression de mon travail et qui nous a bénéficié de ses expériences et précieux malgré ses multiples activités.

Ma profonde reconnaissance s'adresse également à Monsieur le propriétaire du milieu, pour m'avoir donné la permission d'effectuer les recherches sur son terrain.

Enfin et non moins les moindres, mes gratitudes vont aussi à tous les enseignants de l'institut et tout l'équipe de la société SGDM sans oublié mes collègues de notre promotion surtout Mlle LAU LALATIANA Michèle une amie proche, MANONJOTSOA Mosa et RANAVELO Espérant Luccipour leur partage sans retenue de connaissances et d'expériences pendant mes cursus.

Dédicaces

Je dédie ce mémoire :

A ma mère, Mme RAZAFIHERISAMBATRA Nina Eléonore, la
personne qui m'a aidé et soutenu de jour et nuit pendant toute mes années
d'études.

A mes frères et sœur : ANDRIATSILAVO Rinah, ANDRIATSILAVO
Tamby, RAZANADRABARY Rojomalala

A ma famille

Sommaire

Remerciements

Dédicaces

Sommaire

Liste des sigles et abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

INTRODUCTION

Chapitre I: CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE

- I.1. Historique
- I.2. Contexte géographique et administrative
- I.3. Contexte topographique, géomorphologique et hydrologique
- I.4. Contexte climatique
- I.5. Contexte géologique

Chapitre II: RAPPELS METHODOLOGIQUES

- II.1. Approche hydrogéologique
- II.2. Méthode sismique
- II.3. Méthode électrique-Imagerie par tomographie électrique

Chapitre III: RESULTATS ET INTERPRETATION

- III.1. Résultats de la prospection hydrogéologique
- III.2. Coupes géophysiques
- III.3. Choix de l'implantation du puits
- III.4. Résultats puits

CONCLUSION

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXE

TABLE DES MATIERES

Liste des sigles et abréviations

JIRAMA: Jiro syRano Malagasy

IOGA : Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo

BD: Base de données

2D : 2 dimensions

MASW : MultichannelAnalysis of Surface Waves

RMS :Root-Mean-Square

Liste des figures

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (BD FTM).....	4
Figure 2 : Géomorphologie observée sur terrain	5
Figure 3 : délimitation de la zone d'étude	6
Figure 4 : Carte géologique couvrant la zone d'étude (BD FTM)	7
Figure 5 : Cycle de l'eau (Wikipédia 20012).....	9
Figure 6 : Système d'aquifère (Wikipédia 20012)	10
Figure 7 : Système d'aquifère à nappe libre (Wikipédia 20012).....	11
Figure 8 : Système d'aquifère à nappe captive (Wikipédia 20012).....	12
Figure 9 : Positionnement d'un forage par photo-interprétation.....	13
Figure 10: Exemples de puits inventoriés	14
Figure 11: Lois de Snell-Descartes (MAGNIN O., 2007).....	16
Figure 12: Géométrie de la réflexion et réfraction d'ondes (MAGNIN O., 2007).....	17
Figure 13: Ondes sismiques : a) onde P, b) onde de Rayleigh, c) onde S, d) onde de Love (MAGNIN O., 2007).....	18
Figure 14: Pickwin ver.3.14 et Plotrefa_ee ver. 2.73 (OYO Corporation 2004).....	19
Figure 15: Matériels et mode d'acquisition des données en sismique réfraction.....	20
Figure 16: Diagramme du processus du pointage : entrée *.sg2 et sortie *.vs.....	21
Figure 17: Interface du module Pickwin (version 3.14), avec pointage (tir GIG2).....	21
Figure 18: Diagramme du processus de tomographie : entrée *.vs et sortie *.vs.....	22
Figure 19: Interface du module Plotrefa (version 2.73), avec temps des trajets après inversion	23
Figure 20: Méthode des moindres carrés	24
Figure 21: Mode d'acquisition des données en MASW (FABIEN-OUELLET G., 2014).....	26
Figure 22: Schémas de traitement en MASW.....	27
Figure 23: Organigramme d'inversion(Seismage2D_Manual_ver3.3).....	28
Figure 24: a)exemple d'un sismogramme obtenu d'un tir sismique.b)analyse de la dispersion.....	30

<i>Figure 25: a) courbe de dispersion mesurée et calculée du modèle initial de vitesse des ondes SV pour l'exemple de la figure. b) modèle initial de cette courbe de dispersion.....</i>	<i>31</i>
<i>Figure 26: Mesure de la résistivité en laboratoire (CHOUTEAU M., GIROUX B., 2006).....</i>	<i>33</i>
<i>Figure 27: Schéma de la configuration d'un dispositif électrique (Ponton_2008).....</i>	<i>34</i>
<i>Figure 28: Configuration de Wenner (Ponton_2008).....</i>	<i>34</i>
<i>Figure 29: Fonction de sensibilité pour un dispositif Wenner (Ponton_2008).....</i>	<i>35</i>
<i>Figure 30: Mise en œuvre des mesures. Pseudo-section (Ponton_2008).....</i>	<i>36</i>
<i>Figure 31: Matériels d'acquisition des données pour le panneau électrique.....</i>	<i>37</i>
<i>Figure 32: Représentation des blocs et des points de mesure de la résistivité électrique apparente (NAUDET V., 2004).....</i>	<i>38</i>
<i>Figure 33: Organigramme pour le traitement des données électriques sur RES2DINV.....</i>	<i>39</i>
<i>Figure 34: Photo interprétation de la zone d'étude.....</i>	<i>42</i>
<i>Figure 35: Photo-interprétation et zone d'étude.....</i>	<i>43</i>
<i>Figure 36: Puits inventoriés et autres sources.....</i>	<i>43</i>
<i>Figure 37: Directions des profils géophysiques.....</i>	<i>44</i>
<i>Figure 38: Directions des profils géophysiques.....</i>	<i>44</i>
<i>Figure 39: Coupes géophysiques et interprétation du profil 1 : (A) Coupe de vitesse V_p, (B) Coupe de vitesse V_s, (C) Coupe de résistivité, (D) Interprétation géologique.....</i>	<i>46</i>
<i>Figure 40: Coupes géophysiques et interprétation du profil 2 : (A) Coupe de vitesse V_p, (B) Coupe de vitesse V_s, (C) Coupe de résistivité, (D) Interprétation géologique.....</i>	<i>48</i>
<i>Figure 41: Implantation du puits.....</i>	<i>49</i>
<i>Figure 42: a) les "cuttings", b) puits témoin.....</i>	<i>50</i>

Liste des tableaux

Tableau 1 : Différences entre nappe libre et captive-----	12
Tableau 2 : Vitesses de propagation et densité de divers matériaux -----	18
Tableau 3 : Paramètres physico-chimiques de l'eau du puits témoin -----	50

INTRODUCTION

Vue l'importance, le rôle vital de l'eau, et l'inquiétude sur la morbidité ou la mortalité due aux maladies d'origine hydrique, ainsi que la nécessité de gérer de façon rationnelle les ressources disponibles pour les biens socio-économiques et environnementaux : l'approvisionnement en eau potable et l'assainissement sont indispensables pour assurer la protection de l'environnement, améliorer la situation sanitaire et remédier à la pauvreté.

Sur ce contexte, le recours à la prospection géophysique comme l'imagerie par tomographie électrique et sismique du sous-sol est inévitable pour la recherche d'eau souterraine grâce à leur caractère non invasif, non destructif, en raison de la facilité d'utilisation et de son faible cout. Plusieurs prospections de ce genre ont été utilisées dans des nombreux domaines et des différentes zones de la Grand Ile, alors des bases de données déjà analysées et interprétées sont consultées afin d'avoir sorti un bon modèle d'interprétations sur ces deux méthodes citées ci-dessus.

La réalisation de ce mémoire a pour objectif d'appliquer la méthode d'interprétations des données sismiques et électriques sur la recherche de nappe aquifère. C'est pour cette raison que nous avons choisi le thème, intitulé« **SISMIQUE REFRACTION, MASW COMBINEES AVEC LA METHODE ELECTRIQUE DANS LA LOCALISATION DE LA NAPPE AQUIFERE A AMBODIFASINA, DISTRICT D'AMBOHIDRATRIMO, ANTANANARIVO** ».

Le développement de ce thème se fait en trois chapitres : le premier chapitre s'articule autour du contexte général de la zone d'étude, suivi par le contexte géographique et administratif, contexte topographique, géomorphologique et hydrologique, contexte géologique et hydrogéologique (bilan hydrogéologique). Le second chapitre se rapporte aux rappels méthodologiques composée de : l'approche hydrogéologique, la méthode sismique réfraction et MASW et la méthode électrique de l'imagerie par tomographie électrique. Et enfin, le troisième et dernier chapitre sera consacré aux résultats et interprétations des traitements de données en sortant les coupes de vitesses sismiques, les coupes géoélectriques et les résultats puits.

CHAPITRE I

CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE

I.1. Historique

A la périphérie sud du Fokontany d'Ambodifasina, un propriétaire d'un terrain voulait construire une résidence. Vis-à-vis de la position du terrain, l'accès de l'eau potable distribuée par le JIRAMA est difficile alors le propriétaire a fait un puits artisanal de captage d'eau souterraine sur sa propriété. Selon lui, après trois essais de réalisation de puits, il ne trouvait rien – tous les puits aboutissent sur un substratum rocheux – puits secs et il décidait ainsi d'appeler une équipe géophysique pour résoudre ce problème.

Pendant la prospection, on a choisi de réaliser deux méthodes géophysiques : méthode sismique et électrique. Le choix de ces deux méthodes est dépendant car seule la sismique a pu localiser le point favorable pour le captage mais pour confirmation, on a combiné les informations obtenues par celles de la sismique avec celles de l'électrique.

I.2. Contexte géographique et administrative

Ambodifasina est l'un de fokontany de la commune rurale (CR) d'Ambatolampy situé à la partie sud-est. Il appartient au District d'Ambohidratrimo, Région d'Analamanga. Elle est délimitée par les communes suivantes :

- Au nord : CR de Merimandroso
- Au sud : CR d'Antehiroka
- A l'est : CR d'Ambohimanga
- A l'ouest : CR d'Ivato Aéroport

Le fokontany d'Ambodifasina est localisé géographiquement aux coordonnées rectangulaires X : 0765573m et Y : 7920250m selon le système de coordonnées projetées UTM – WGS 84.

Ambodifasina a comme une altitude moyenne de 1280m.

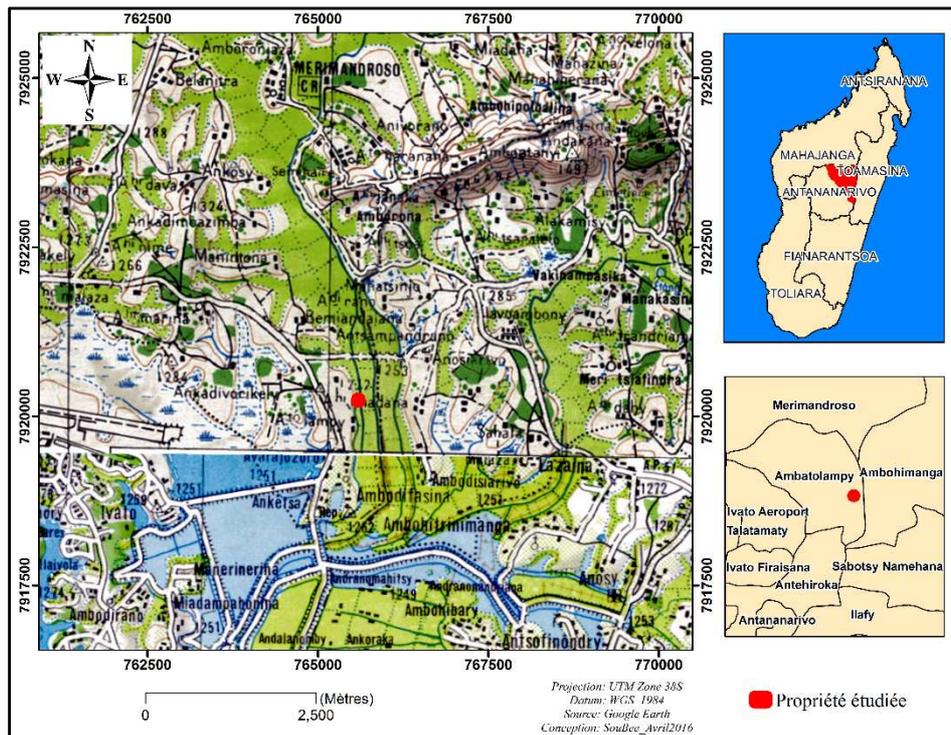


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (BD FTM)

I.3 Contexte topographique, géomorphologique et hydrologique

Sur site, on observe directement que la zone est située sur la partie haute. L'altitude est de 1240 à 1280m.

Le relief de la zone est constitué par :

- une large plaine à la partie sud d'altitude moyenne 1240 m, elle est aménagée par des rizières.
- une basse colline sur le site d'altitude moyenne de 1280m qui diminue progressive vers la partie Nord et Nord-Ouest.
- une partie de la plaine s'allonge sur les parties Est et Ouest.

Seule la rivière d'Ikopa passe sur la côte Est de la zone s'appelée Mamba.



Figure 2 : Géomorphologie observée sur terrain

I.3. Contexteclimatique

La zone d'étude est déterminée par un climat de type tropical d'altitude avec deux saisons bien distinctes :

- une saison sèche et fraîche de mai en octobre ;
- une saison chaude et humide de novembre en avril.

La pluviométrie annuelle est de l'ordre de 1380 mm, avec 1200 mm au cours de la saison des pluies (17 jours de pluie par mois en moyenne) et 180 mm au cours de la saison sèche (7 jours de pluie par mois en moyenne).

Quant à la température, elle varie entre 8°Celsius et 31°Celsius. Les valeurs maximales de la température (28.5°C) dominent de novembre en mars pendant l'été austral, les valeurs minimales (11°C) se présentent en juin, juillet et août pendant l'hiver austral.

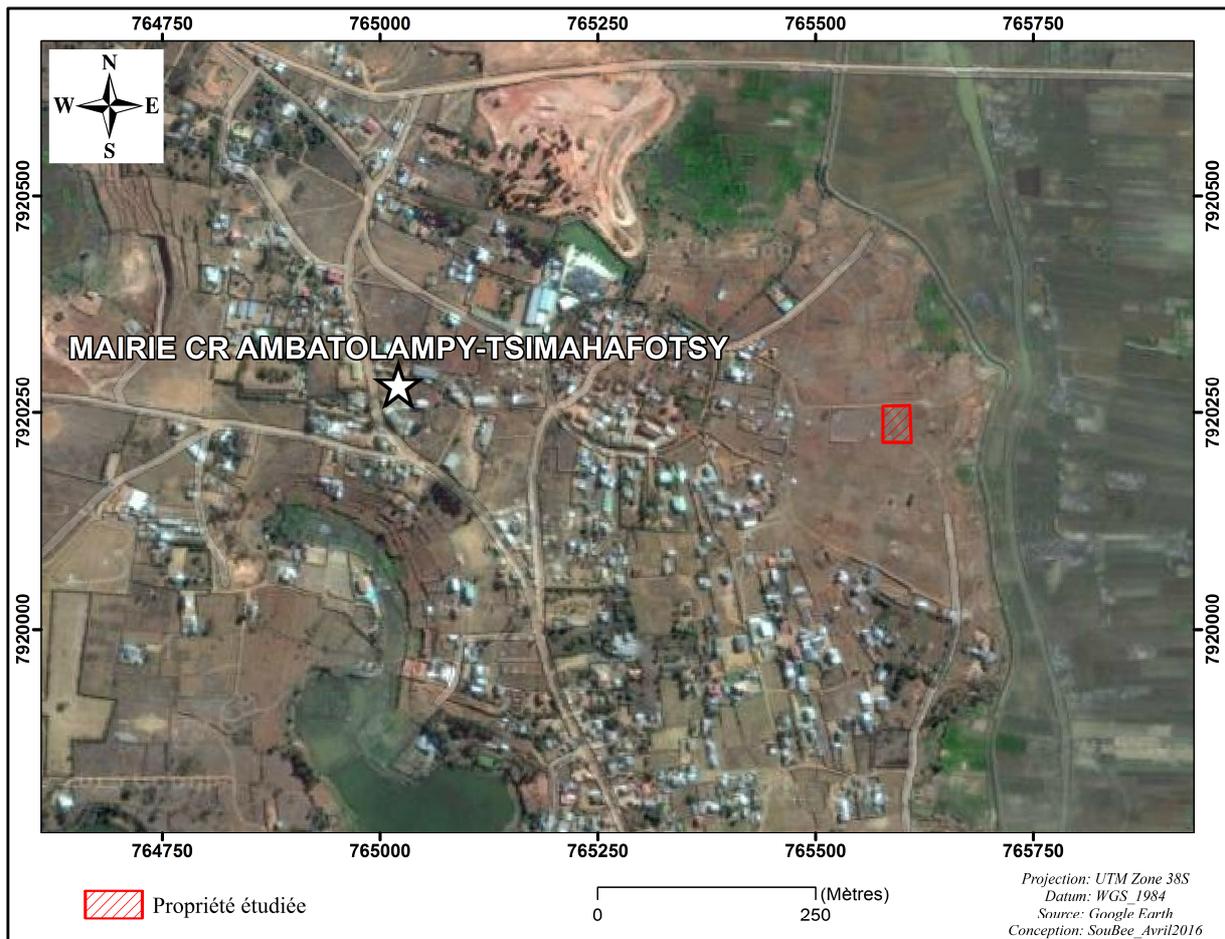


Figure 3 : délimitation de la zone d'étude (Google Earth)

I.4. Contexte géologique

Selon la carte géologique, et l'observation sur terrain, la zone est dominée par des roches métamorphiques: migmatites schisteuses et formations alluvionnaires.

Plus précisément, la zone se trouve sur un socle de schistes cristallins de migmatites schisteuses et entourée par des alluvions.

- Migmatites :

La migmatite est une roche métamorphique hétérogène non filiteux issu d'une cristallisation partielle. Il présente des rubanement clair et sombre mais sans alignement des minéraux.

- Formations alluvionnaires :

Occupant la plaine les roches, alluvionnaires sont formées par de dépôts lacustres successifs. Ci-dessus la succession des couches selon la composition minéralogique observée :

- des couches sableuses correspondant aux premiers dépôts d'un ancien lac.

- au-dessus de cette couche sableuse apparaît un niveau d'argiles généralement kaolinique blanches, témoignant l'existence de dépôts en profondeur dans un ancien lac.
- au-dessus de cette couche d'argiles, se pose une couche argilo-sableuse ou sablo-argileuse suivant la fluctuation saisonnière ou climatique, l'ancien lac étant probablement en cours de comblement.

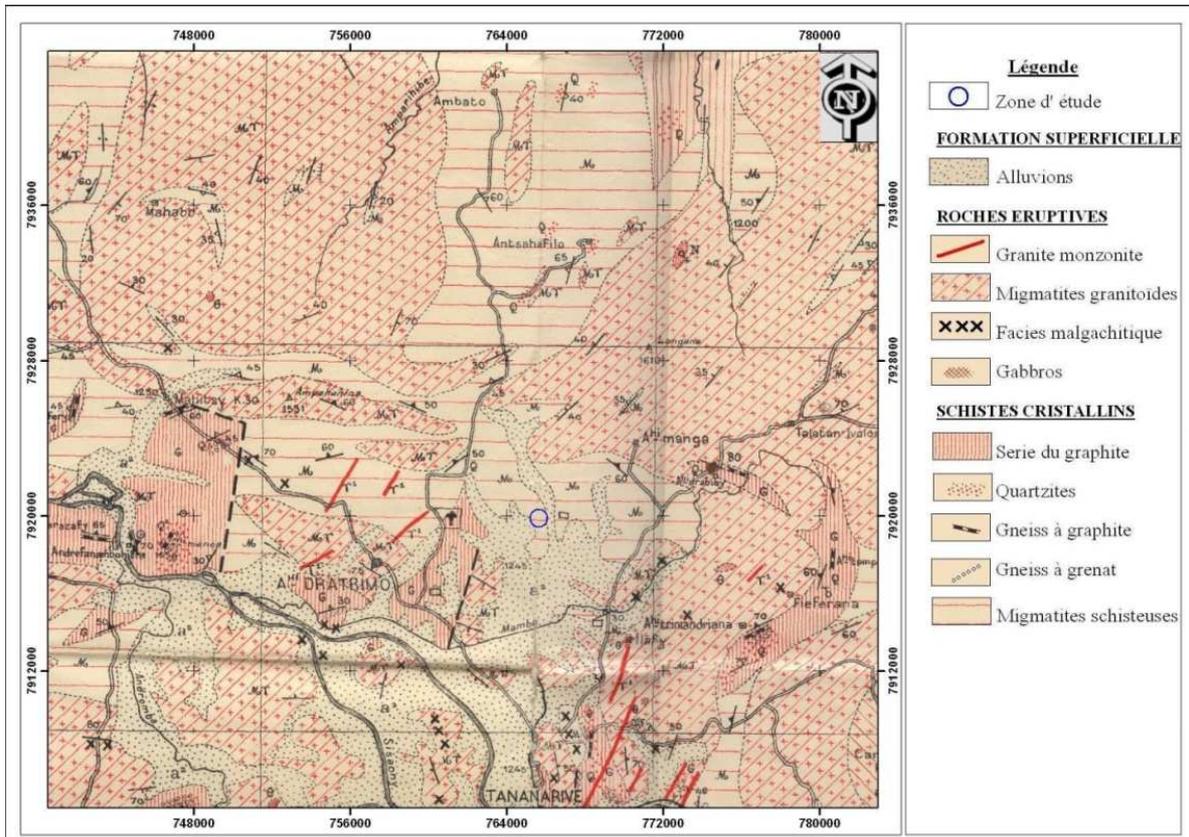


Figure 4 : Carte géologique couvrant la zone d'étude (BD FTM)

CHAPITRE II

RAPPELS METHODOLOGIQUES

Dans ce chapitre, on va décrire les différentes approches méthodologiques appliquées pour cette étude.

II.1. Approche hydrogéologique

L'hydrogéologie est une science qui étudie les eaux souterraines. Elle a pour but de connaître leur origine, leur distribution, leur mode de gisement, leur mode d'écoulement, leur propriété physico-chimique et les structures du terrain encaissant. La réalisation d'un bilan hydrologique est l'une des conditions nécessaires à l'évaluation et à la caractérisation d'une réserve de ressources en eaux souterraines. La quasi-totalité des apports d'eaux souterraines est représentée par les précipitations (eaux de pluie) qui proviennent de la condensation de vapeur d'eau atmosphérique en nuages.

II.1.1 Notions hydrogéologiques

II.1.1.1 Cycle de l'eau

Le cycle de l'eau se traduit comme suit : s'il y a une précipitation, une partie se ruisselle jusqu'à la rivière au niveau continental et tombe directement à l'océan au niveau océanique, s'infiltre si la formation traversée est perméable ou semi-perméable et si l'infiltration est efficace, elle assure l'alimentation de la réserve d'eau souterraine. Autre partie s'évapore et se forme des nuages, sous une condition de température et pression, les nuages se transforment en précipitation et le cycle est fermé. On peut dire alors que le moteur du cycle de l'eau est le soleil. Voilà une formule récapitulative : $P=E+R+I$ avec P : la précipitation, E : l'évaporation, R : le ruissellement, I : l'infiltration.

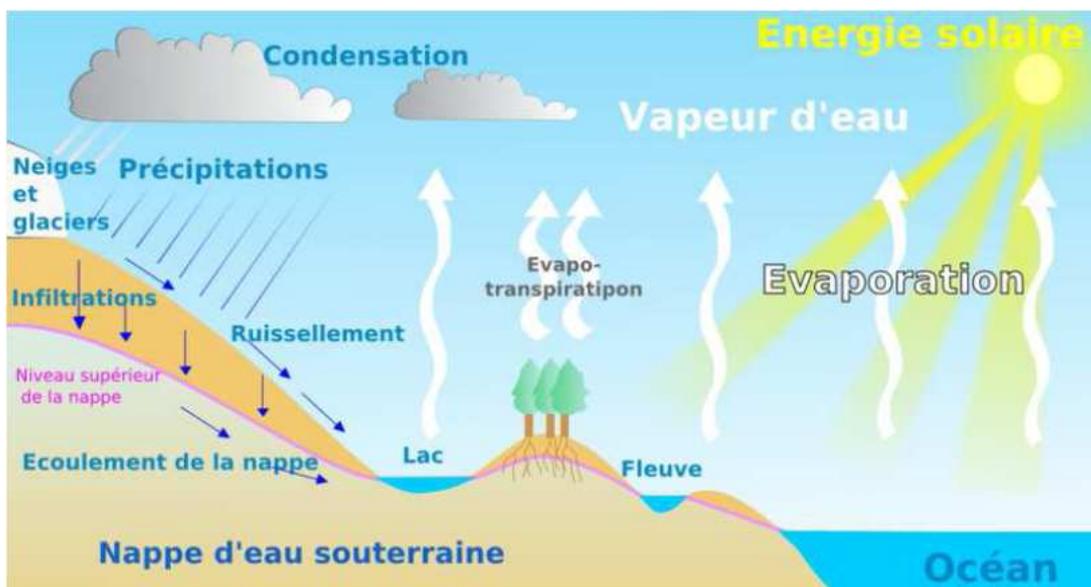


Figure 5 : Cycle de l'eau (Wikipédia 2012)

II.1.1.2 Différents types d'aquifère

Un aquifère est une formation géologique poreuse ou fracturée susceptible de contenir ou contenant une nappe d'eau (masse d'eau continue et mobile contenue dans une formation géologique).

Afin de caractériser un aquifère, nous devons connaître sa géométrie, sa superficie, sa profondeur, ainsi que les caractéristiques intrinsèques de la roche dont il est formé, tel que la lithologie du terrain, la porosité, la perméabilité et l'homogénéité du milieu, etc.

- *Porosité* : Rapport du Volume des vides du matériau sur le Volume total
- *Perméabilité K* : Capacité du milieu à laisser passer un fluide (ici l'eau)
- *Homogénéité* : Les aquifères peuvent être hétérogènes, dans la direction verticale ou bien horizontale

Suite à la caractérisation de l'aquifère, il faut quantifier sa capacité de stockage, son importance et sa durée, notamment en relation avec l'infiltration de l'eau en provenance de la surface. Une fois que l'eau a atteint l'aquifère, elle peut transiter de quelques heures à quelques milliers d'année avant d'atteindre l'exutoire de la nappe. Il sera très difficile pour nous de quantifier ce temps de transit, par manque d'information sur la recharge et la circulation de l'eau dans l'aquifère étudié.

On parle de nappe d'eau souterraine lorsque la zone est saturée en eau en permanence. On distingue deux grands types de nappe : les nappes libres et les nappes dites captives.

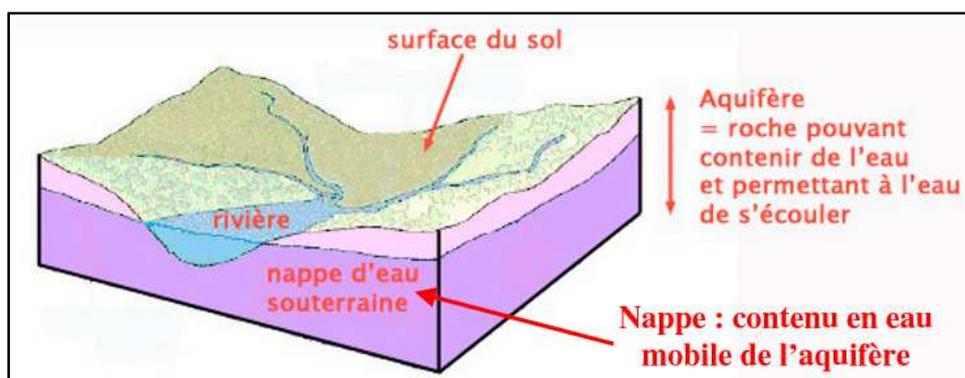


Figure 6 : Système d'aquifère (Wikipédia 2012)

Selon la formation de l'aquifère encaissante, on peut distinguer deux (02) types de nappe différents:

- Nappe libre
- Nappe captive

Et suivant leur profondeur, on peut la caractériser en trois types : Nappe phréatique (nappe peu profonde : atteinte par les puits de particuliers : 0 à 50m), Nappe de subsurface (50 à 100 m de profondeur), Nappe profonde (au-delà de 100 m).

II.1.1.2.1 Nappe libre

Une nappe libre se localise dans des formations poreuses qui peuvent être en contact direct avec l'atmosphère. La limite supérieure est une surface libre, pour laquelle la pression de l'eau est égale à la pression atmosphérique. Le remplissage, et donc la recharge de ces nappes, est immédiate lorsque les précipitations atteignent la surface supérieure de la nappe. Suivant ce critère, l'exploitation des nappes libres paraît avantageuse pour ne pas impacter le volume de la ressource. Cependant, ces nappes sont en contact plus ou moins direct avec l'air et les horizons supérieurs du sol, elles sont ainsi exposées à une pollution organique de surface.

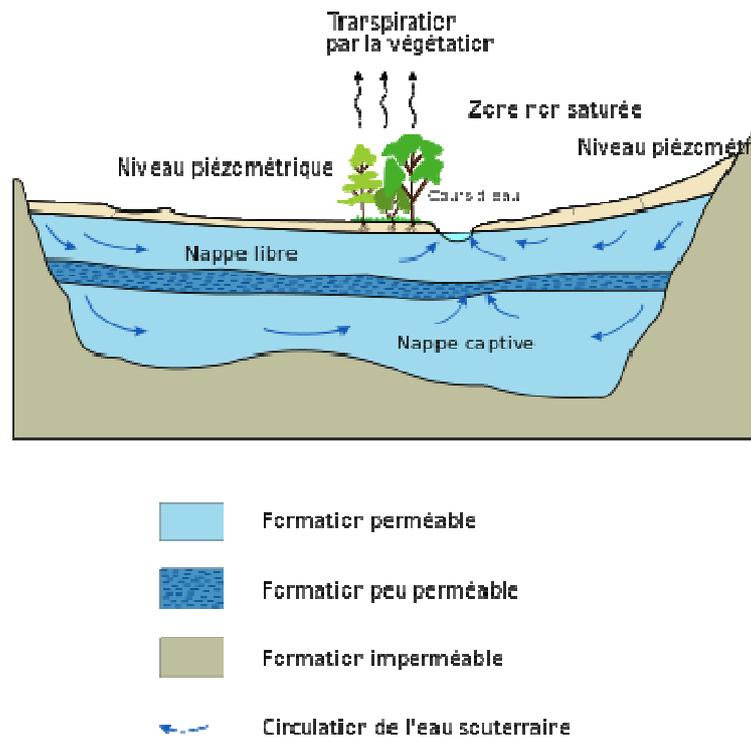


Figure 7 : Système d'aquifère à nappe libre (Wikipédia 2012)

II.1.1.2.2 Nappe captive

Une nappe captive est une zone saturée en eau située entre deux formations géologiques imperméables. Ces imperméabilités empêchent l'eau d'atteindre son profil de pression. La surface de l'aquifère est alors fictive et elle correspond à la surface piézométrique de la nappe, située au-dessus du toit de la nappe. L'alimentation d'une telle nappe peut se faire latéralement à travers une surface de captage, zone présentant une surface libre. De plus, la recharge peut s'effectuer verticalement si un faible flux traverse les terrains peu perméables recouvrant

l'aquifère. Cependant, il faut noter que la recharge d'une telle nappe est beaucoup plus longue que pour une nappe libre. Un forage dans une nappe captive demandera plus de précautions et d'étude quant à l'évolution de la ressource au cours du pompage. Contrairement aux nappes libres, l'eau des nappes captives est plus abritée des pollutions de surface et nécessite donc moins de traitement avant d'être rendue potable.

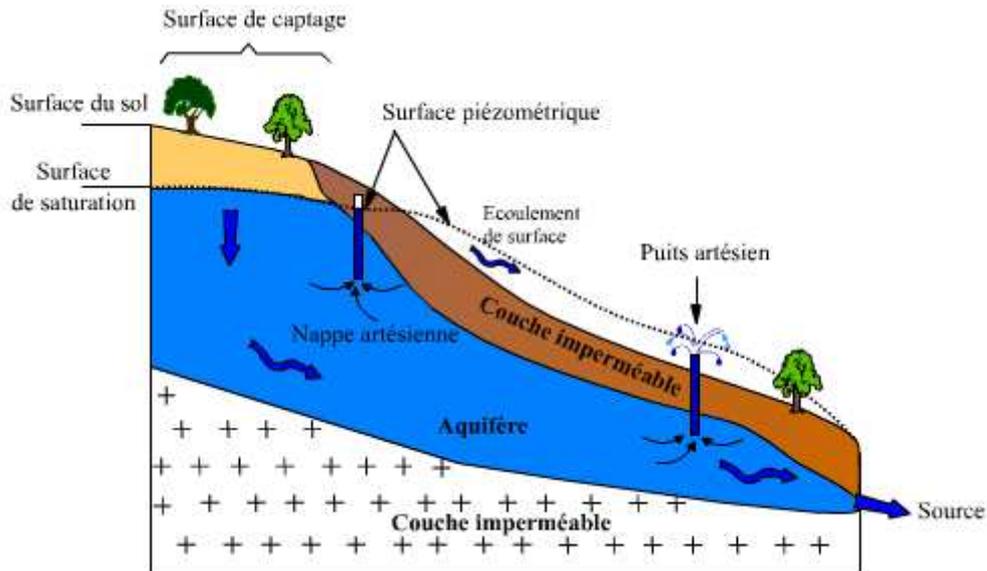


Figure 8 : Système d'aquifère à nappe captive (Wikipédia 2012)

Tableau 1 : Différences entre nappe libre et captive

Type de nappes	Contact direct avec l'atmosphère	Protection naturelle face aux pollutions	Recharge
Nappe libre	oui	non	rapide
Nappe captive	non	oui	lente

II.1.2 Techniques de prospection hydrogéologique

II.1.2.1 Photo interprétation

La photo-interprétation est l'action d'examiner des images photographiques d'objet dans le but d'identifier ces objets et d'en déduire leur signification. On applique la photo-interprétation en hydrogéologie pour chercher des renseignements sur:

- la morphologie : forme extérieure des reliefs ;
- la nature pétrographique des formations observées ;

- les structuraux : linéament/fracture, schistosité, alignement de végétaux qui sont représentés par des bandes étroites et rectilignes parfois alignées parallèlement ou disposées en réseaux ;
- l'hydrographie de surface : allure, densité, forme, largeur.

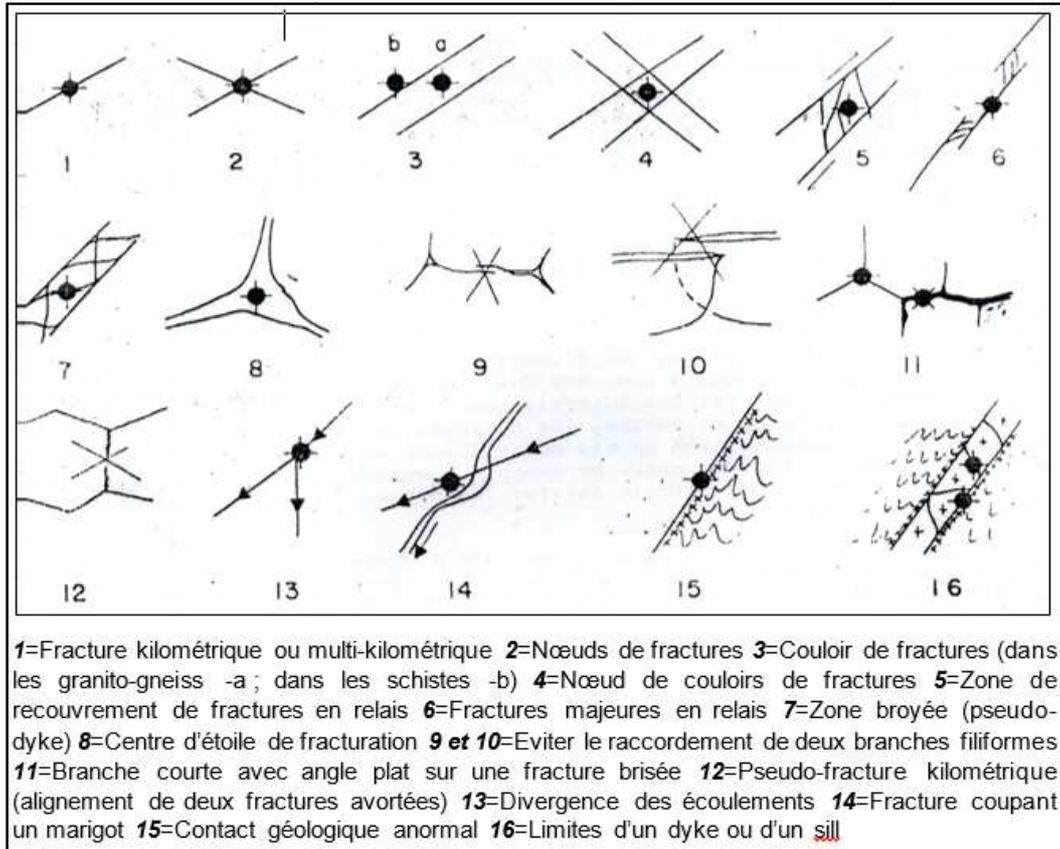


Figure 9 : Positionnement d'un forage par photo-interprétation

II.1.2.2 Inventaire de point d'eau

C'est un diagnostic donnant une idée sur les caractéristiques physiques et chimiques de l'eau et l'on procède à toutes les observations susceptibles de servir à la définition du système aquifère.

Les renseignements à acquérir sont :

- la localisation géographique du point d'eau à l'aide d'un GPS ;
- le sens d'écoulement des rivières/fleuves ;
- la profondeur totale du puits/forage (à l'aide des informations recueillies auprès des villageois et/ou par vérification manuelle à l'aide d'un fil lesté) ;
- le niveau statique de l'eau dans le puits/forage ;
- le goût, la couleur et l'odeur.



Figure 10: Exemples de puits inventoriés

II.2. Méthode sismique

II.2.1 Généralités

La sismique s'emploie pour designer d'une manière générale les vibrations et les secousses et d'une manière particulière aux tremblements de terre ou séismes. C'est une méthode géophysique, sa théorie est construite à partir des connaissances de l'élasticité, de l'optique géométrique, de la physique vibratoire, du traitement du signal, et enfin de la géologie.

Pour connaître la constitution géologique d'une région, les géophysiciens procèdent à diverses mesures de surface. Pour préciser en particulier les courbes de niveau des couches géologiques, ils emploient les méthodes de la prospection sismique : Une explosion est provoquée au voisinage des couches superficielles du terrain étudié. L'onde de choc, provoquée artificiellement se propage dans le sous-sol.

Les couches géologiques étant de densité et de nature différente, lorsque le front d'onde franchit la frontière séparant deux couches, une partie de l'énergie transportée est réfléchi et réfractée vers la surface du fait de la discontinuité des constants élastiques des couches.

En surface des sismographes enregistrent les arrivées de l'énergie libérée par l'explosion durant les 4 ou 5 secondes qui la suivent. En pointant ces arrivées sur les sismogrammes (section temps) et en recoupant leurs indications avec celles procurées par d'autres mesures, le sismicien précise sa connaissance du sous-sol : position des discontinuités, vitesse de propagation, parfois coefficient d'absorption

On constate depuis quelques années que les méthodes sismiques sont de plus en plus utilisées à des fins de reconnaissance. Il y a à cette évolution des raisons techniques liée aux conditions géologiques et aussi des raisons économiques. On distingue deux méthodes de prospection sismique : la sismique réflexion et la sismique réfraction. Elles ont toutes deux

pour but de déterminer la profondeur et la forme des discontinuités géologiques, qui constituent le sous-sol.

- Quelques définitions sur les paramètres physico-mécaniques (Chouteau M. et Giroux M., Méthode sismique)

Module d'Young ou module d'élasticité (E)

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\text{contrainte uniaxiale}}{\text{déformation parallèle à la contrainte}}$$

Avec $F/A=P$

Module d'élasticité volumique (K) Contraintes hydrostatiques P dans les trois axes orthogonaux entraînent un changement de volume ΔV

$$K = \frac{\text{contrainte volumique}}{\text{déformation volumique}} = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{P}{\Delta V/V}$$

$1/K$ est appelé compressibilité.

Module (d'élasticité) de cisaillement ou rigidité (μ) Mesure du rapport contrainte/déformation dans le cas d'un cisaillement simple tangential. Déformation sans changement de volume.

$$\mu = \frac{P}{\Delta l/l} = \frac{P}{\phi}$$

ϕ est l'angle de déformation.

Coefficient de Poisson (σ) σ est la mesure de changement géométrique de la forme du corps élastique (dans les directions orthogonales à la direction de la contrainte)

$$\sigma = \frac{\text{déformation transversale}}{\text{déformation longitudinale}} = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l}$$

σ est toujours inférieur à 0.5. Pour la plupart des roches, $\sigma \approx 0.25$. Le coefficient de Poisson est relié au module d'Young par la 2^{ème} constante de Lamé λ , qui vaut par définition,

$$\lambda = \frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$$

Les constantes élastiques sont indépendantes deux par deux.

$$K = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)}$$

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$$

$$E = \frac{9K\mu}{3K + \mu}$$

$$\sigma = \frac{3K - 2\mu}{6K + 2\mu}$$

- Loi de Snell-Descartes

Les rayons sismiques suivent les mêmes lois que les rayons lumineux, en particulier les lois de la réflexion et bien sûr de la réfraction.

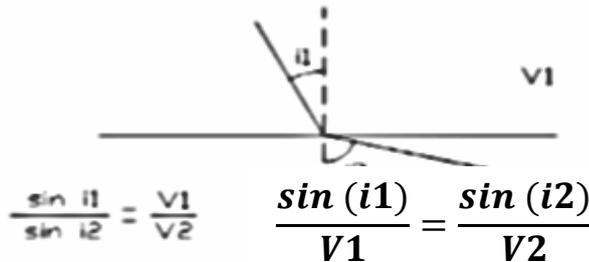


Figure 11: Lois de Snell-Descartes (MAGNIN O., 2007)

Une des particularités des lois de l'optique mise à profit par la sismique réfraction est la réfraction totale qui est liée au fait que les ondes sismiques peuvent se propager horizontalement au toit d'une couche plus rapide, à condition que les rayons sismiques l'atteignent sous un angle d'incidence égal à l'angle de réfraction limite λ , ceci avant de remonter ensuite vers la surface avec le même angle d'émergence. Cette propriété se conçoit plus facilement si l'on considère non plus le rayon rasant, mais le tronçon de front d'onde qui se propage perpendiculairement à la surface de séparation des deux milieux. Cette propriété est illustrée figure X ou i_1 et i_2 sont les angles de réfraction à l'interface de deux milieux de vitesses respectives V_1 et V_2 , avec $V_1 < V_2$ et où λ est l'angle de réfraction limite atteint lorsque i_2 est égal à $\pi/2$ et tel que $\sin(\lambda) = V_1/V_2$.

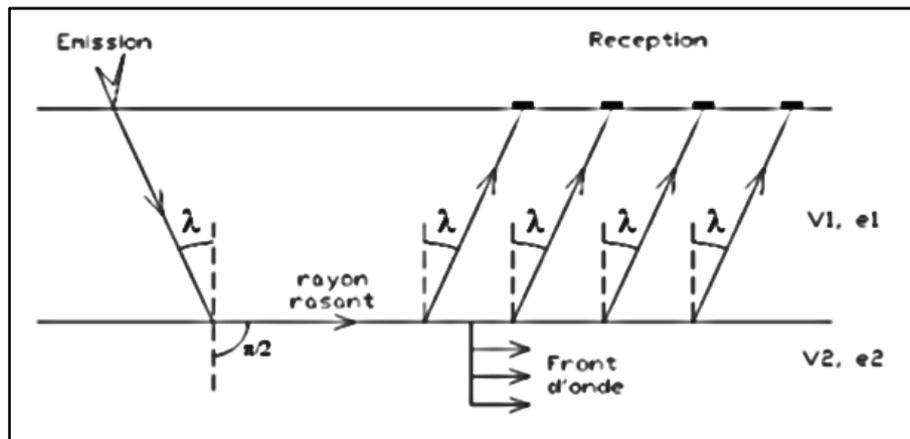


Figure 12: Géométrie de la réflexion et réfraction d'ondes (MAGNIN O., 2007)

- Ondes sismiques

Dans un milieu homogène, infini, isotrope et élastique deux sortes d'ondes peuvent principalement se propager : les ondes P et les ondes S.

Les ondes P : Le premier type d'ondes est appelé ondes longitudinales, ondes de compression ou ondes primaires P car ce sont elles qui arrivent en premier. Le mouvement des particules se fait selon un mouvement de compression et de dilatation. Le sens de vibration des particules est parallèle à l'axe de propagation :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

Les ondes S : Le second type d'ondes correspond à un mouvement de cisaillement. On les appelle des ondes transverses, ondes de torsion ou ondes secondaires S car ce sont elles qui arrivent en second. Le mouvement des particules dans ce cas se fait perpendiculairement à la direction de propagation :

Comme il n'existe pas de module de cisaillement dans les liquides, les ondes S ne s'y propagent pas. La vitesse des ondes secondaires s'exprime en fonction elle aussi des

paramètres d'élasticité :
$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Les ondes guidées : D'autres ondes apparaissent et se propagent le long de surfaces qui agissent comme guide d'ondes. Ces ondes sont appelées ondes de surface ou ondes guidées. Les ondes guidées sont principalement des ondes de Rayleigh et des ondes de Love :

- Les ondes de Rayleigh ont un mouvement de particules elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface de la direction de propagation,
- Les ondes de Love sont des ondes S, polarisées horizontalement. La direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation.

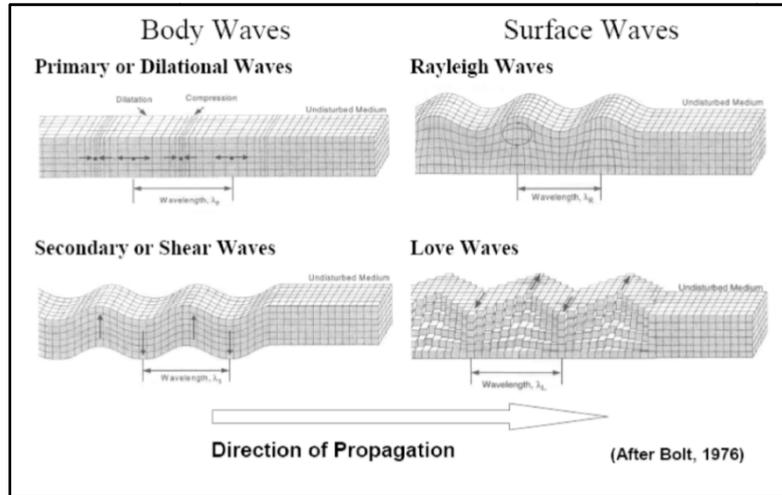


Figure 13: Ondes sismiques : a) onde P, b) onde de Rayleigh, c) onde S, d) onde de Love (MAGNIN O., 2007)

Tableau 2 : Vitesses de propagation et densité de divers matériaux (modifié par Bourbié et al., 1986)

Matériau	V_p [m/s]	V_s [m/s]	ρ [g/cm ³]
éboulis, terre végétale	300-700	100-300	1.7-2.4
sable sec	400-1200	100-500	1.5-1.7
sable humide	1500-4000	400-1200	1.9-2.1
argiles	1100-2500	200-800	2.0-2.4
marnes	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
grès	3000-4500	1200-2800	2.1-2.4
calcaires	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
craie	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
sel	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0
dolomie	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9
granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
basalte	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1
gneiss	4400-5200	2700-3200	2.5-2.7
charbon	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
eau	1450-1500	-	1.0
glace	3400-3800	1700-1900	0.9
huile	1200-1250	-	0.6-0.9

II.2.2 Sismique réfraction

La sismique réfraction n'est pas en mesure de détailler la morphologie de toutes les formations profondes. Elle permet de déterminer les vitesses de propagation des ondes sismiques, ainsi que la profondeur des différentes interfaces.

II.2.2.1 Principe

La méthode consiste la mesure des temps de trajets dans les matériaux, d'une impulsion mécanique de compression entre une source sismique (explosif, chute de poids, dameuse...) et des récepteurs (géophones) placés au sol, pour des distances croissantes entre impulsion et récepteur. L'onde sismique se réfracte sur l'interface et revient aux géophones qui sont situés à la surface du sol. Le temps de parcours de l'onde réfractée permet de déterminer la profondeur des interfaces.

En sismique réfraction, la mesure des temps d'arrivées des ondes qui arrivent en premier (ondes directes et réfractées) est la plus essentielle pour avoir le modèle géologique du sous-sol.

Le logiciel utilisé pour le traitement est le Seisimager/2DTM d'OYO Corporation. Il est un puissant programme permettant de : lire les données sismiques, contrôler l'affichage des données, faire des corrections et d'enregistrer, pointer les premières arrivées et de les sauvegarder, faire l'inversion des données en coupe de vitesses, obtenir les hodochrones, les coupes de vitesse et d'autres graphes.

Le logiciel comporte deux modules PickwinTM et PlotrefaTM. Le premier, comme son nom l'indique, est utilisé aux pointages des premières arrivées et le second, se rapporte sur l'analyse et l'inversion des données en coupes de vitesses.

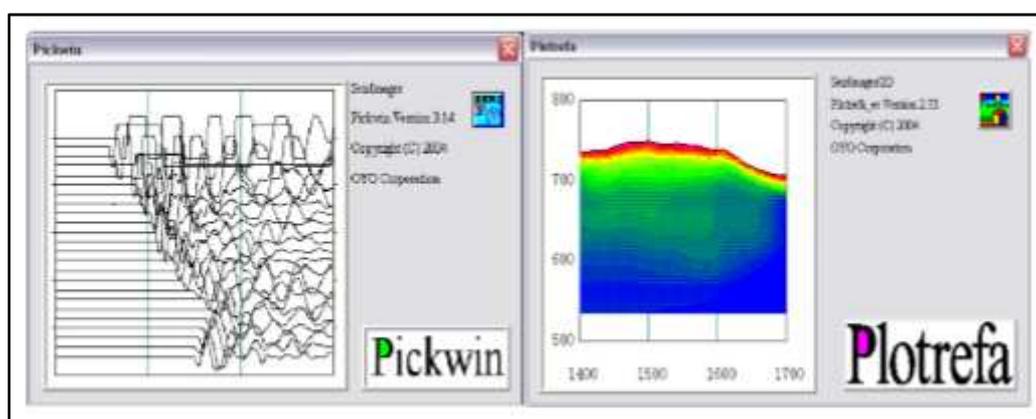


Figure 14: Pickwin ver.3.14 et Plotrefa_ee ver. 2.73 (OYO Corporation 2004)

Les détails concernant le programme Seisimager/2DTM sont présentés dans le manuel d'utilisation.

II.2.2.2 Acquisition des données

Pour acquérir des données sismiques, une source sismique, un sismographe et des géophones sont nécessaires. La synchronisation des trois composantes est assurée par un déclencheur à impact.

Les ondes sismiques sont obtenues par un ébranlement à la surface du sol, choc ou explosion, va dégénérer une déformation qui va se propager de proche en proche en s'éloignant du point d'impact et en s'amortissant.

L'enregistreur sismique (sismographe) fournit les temps de propagation des ondes sismiques entre le point d'impact et les divers capteurs (géophones) du profil.

Après avoir enregistrées les ondes sismiques, il faut les imager à l'aide d'un séismographe pour que l'ordinateur puisse les lire.

Notons que la réalisation de plusieurs tirs sur un même profil est recommandée pour que la totalité du sous-sol soit bien traversée par les ondes.

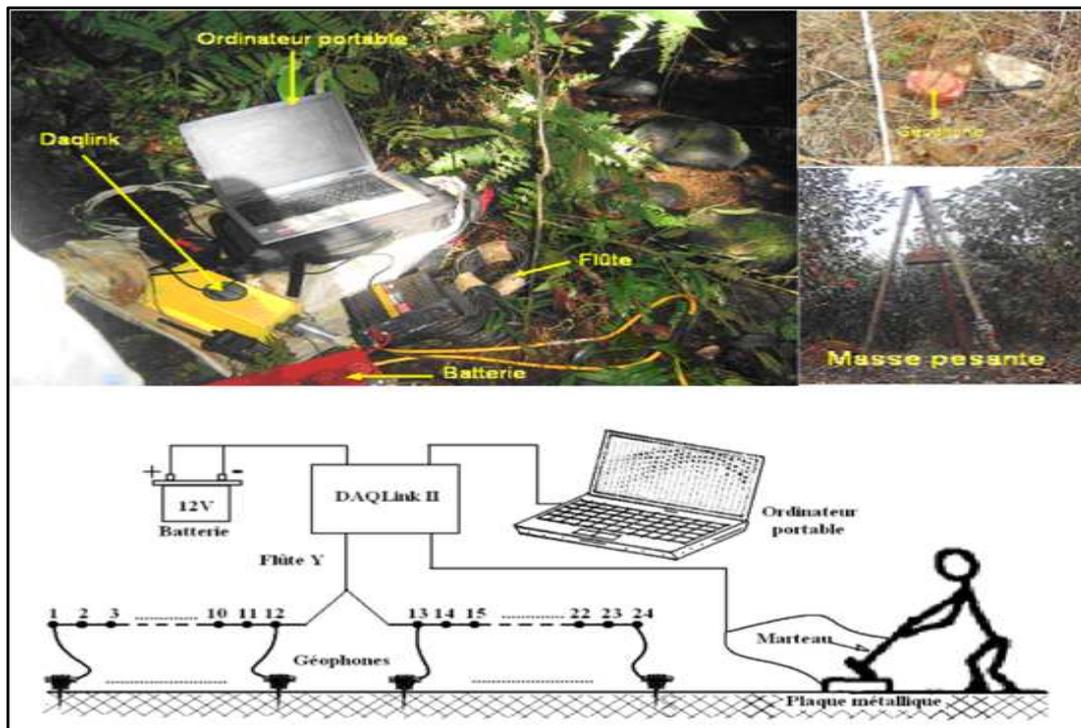


Figure 15: Matériels et mode d'acquisition des données en sismique réfraction

II.2.2.3 Traitement des données

Pour la sismique réfraction, les données ont été traitées avec le logiciel Seisimager/2DTM d'OYO Corporation. Le logiciel comporte deux modules PickwinTM et PlotrefaTM.

Le premier, comme son nom l'indique, est utilisé pour les pointages des premières arrivées tandis que le second se rapporte sur l'analyse et la modélisation de coupe de vitesses. Mais avant les pointages, on doit d'abord introduire les configurations géométriques (abscisse des points de tir et des géophones, distance inter-géophones, etc.) de chaque profil.

Le diagramme suivant résume les étapes à suivre dans le module Pickwin :

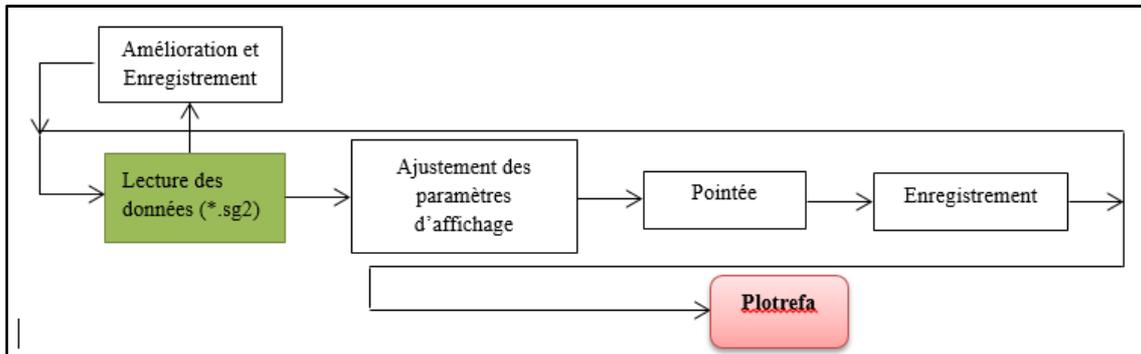


Figure 16: Diagramme du processus du pointage : entrée *.sg2 et sortie *.vs

L'emploi d'un gain d'égalisation approprié ainsi que l'application d'un filtre passe-bande adéquat ont permis d'identifier les premières arrivées. Le filtre a été défini suite à l'analyse du spectre des signaux. Malgré cela, certains bruits n'ont pas pu être enlevés car leurs fréquences sont plus ou moins proches des signaux voulus. Une fois tous les tirs pointés sont enregistrés, on passe au module d'inversion PlotrefaTM pour effectuer l'inversion des pointages et obtenir par la suite la coupe de vitesses.

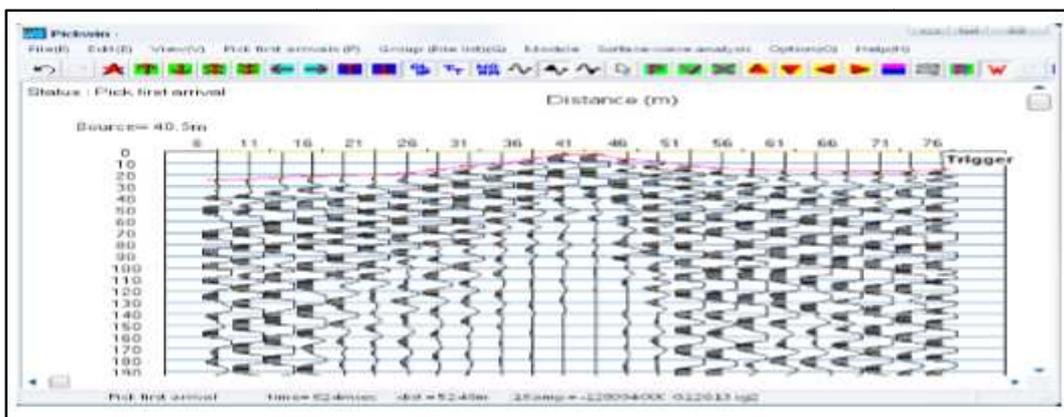


Figure 17: Interface du module Pickwin (version 3.14), avec pointage (tir G1G2)

Le logiciel Seisimager2/D, module PlotrefaTM, est un outil puissant pour le traitement de la sismique réfraction ; il offre trois (03) techniques d'interprétation : « time-termmethod », « reciprocalmethod » et la tomographie. A part cela, le logiciel tient compte de la correction topographique après introduction des côtes de chaque géophone dans le programme. Les deux premières techniques se basent sur les méthodes de délai, elles se différencient, par contre, sur

la méthode avec laquelle le délai est calculé : automatique pour la première (via la technique d'inversion linéaire de moindres carrés), et manuelle pour la seconde.

- Tomographie de sismique réfraction

La méthode par tomographie a été adoptée tout au long du traitement pour l'inversion des données, car elle est la mieux adaptée aux situations rencontrées sur terrains : gain de temps, variation verticale de vitesse de manière progressive et aléatoire, variation latérale probable de vitesse. Voici un diagramme montrant le processus à suivre pour la méthode par tomographie avec le module Plotrefa après les pointages effectués avec le module Pickwin :

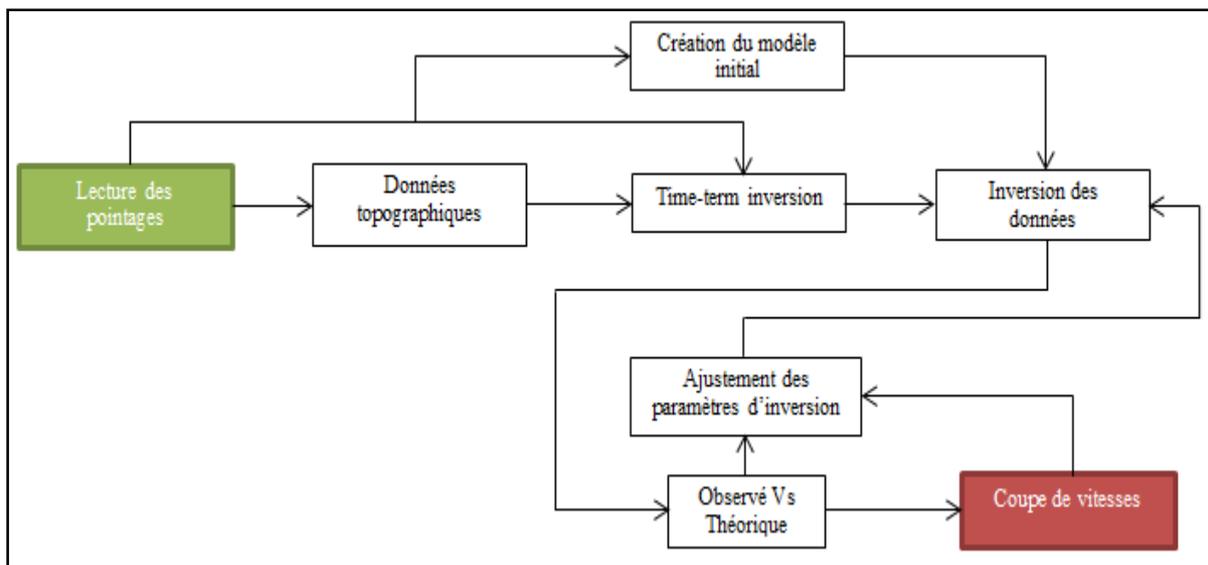


Figure 18: Diagramme du processus de tomographie : entrée *.vs et sortie *.vs

Les vitesses minimale et maximale du modèle par défaut pour la tomographie sont respectivement 0.3km/s et 3km/s. Ces valeurs sont obtenues à partir des analyses préliminaires des dromochroniques. Le nombre d'itérations et le nombre de couches sont fixés à 10 et 15 respectivement, valeurs par défaut dans le module.

Les paramètres les plus importants à introduire dans cette méthode sont les vitesses minimale et maximale. Si celles-ci ne définissent pas les vitesses réelles, l'inversion ne va pas converger. En faisant introduire manuellement les vitesses, la vitesse maximale pourrait être 20-30% supérieure à la vitesse réelle maximale et ne devrait pas être inférieure à cette dernière. De façon similaire, la vitesse minimale peut être inférieure à la vitesse minimale réelle et ne doit pas la dépasser. En utilisant le modèle du « time-term inversion », les vitesses de ce modèle seront introduites automatiquement comme paramètre d'inversion dans la tomographie.

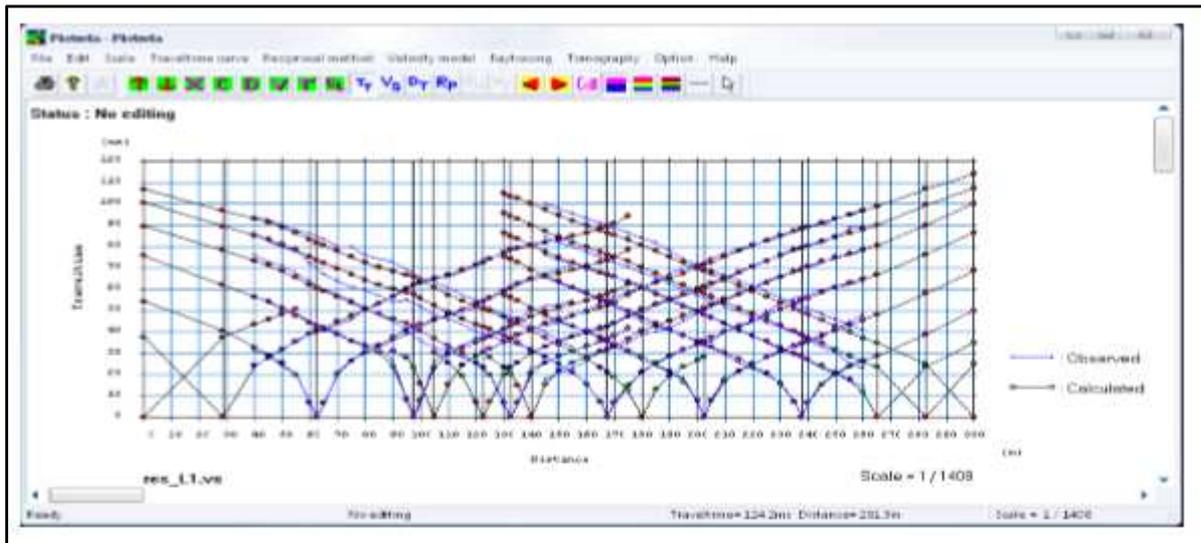


Figure 19: Interface du module Plotrefa (version 2.73), avec temps des trajets après inversion

- Inversion sur la méthode tomographique par la méthode des moindres carrés

La méthode tomographie, implique la création d'un modèle de la vitesse initiale, et alors qui trace des rayons de façon itérative à travers le modèle, comparer les temps de propagation calculés aux mesurés, modifier le modèle, et répéter ce processus jusqu'à ce que la différence entre temps calculés et mesurés est minimisé. Les maths sont assez complexes; ce qui est présenté ici assume une compréhension active de calcul haute performance et d'algèbre linéaire.

Le but essentiel est de trouver le temps de propagation minimum entre la source et le récepteur pour chaque paire du source-récepteur pour pouvoir l'inverser en coupe de vitesses. Cela est accompli en résolvant pour l (ligne) et s (vitesse inverse ou "lenteur"). Depuis que nous savons ni l'un ni l'autre, le problème est sous gêné, et nous devons utiliserde façon itérative, l'approche des moindres carrés.

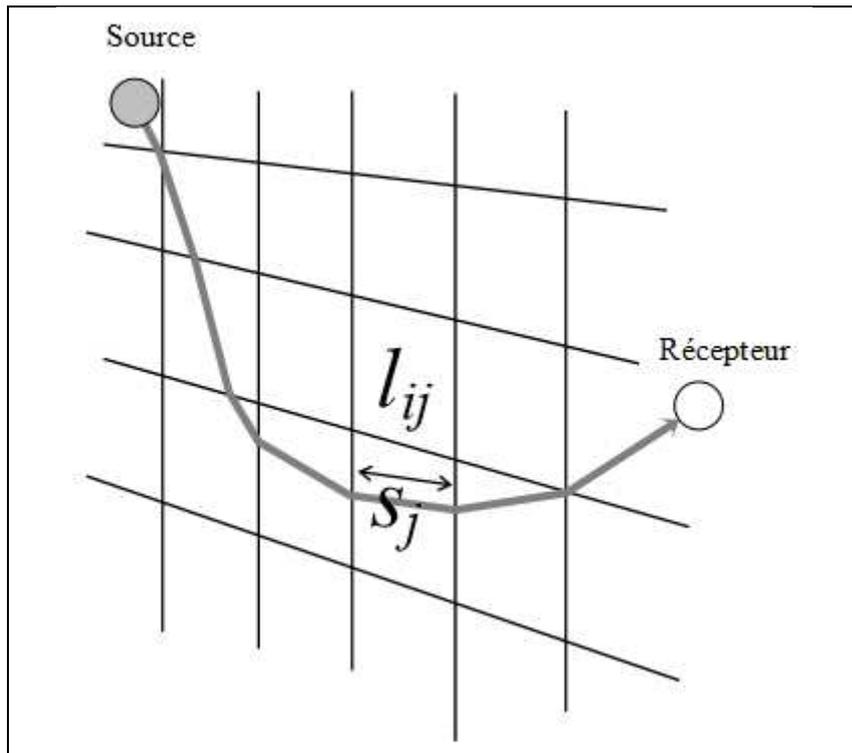


Figure 20: Méthode des moindres carrés

définition :

$$s = \frac{1}{v}$$

oùs : pente

v : vitesse

l_{ij} : ligne

$$t_i = \int_X \frac{dX}{v(X)} = \int_X s(X) dX$$

de forme implicite :

$$t_i = s_1 l_{i1} + s_2 l_{i2} + s_3 l_{i3} + s_4 l_{i4} + \dots + s_N l_{iN}$$

ou

$$t_i = \sum_{j=1}^N s_j l_{ij}$$

Nous finissons avec M systèmes d'équations (un pour chaque temps de propagation), et inconnus N :

$$\begin{aligned}
t_1 &= l_{11}s_1 + l_{12}s_2 + \dots + l_{1N}s_N \\
t_2 &= l_{21}s_1 + l_{22}s_2 + \dots + l_{2N}s_N \\
t_3 &= l_{31}s_1 + l_{32}s_2 + \dots + l_{3N}s_N \\
&\quad \bullet \\
&\quad \bullet \\
t_M &= l_{M1}s_1 + l_{M2}s_2 + \dots + l_{MN}s_N
\end{aligned}$$

Dans notation matricielle, nous obtenons:

$$LS = \begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & \cdot & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \cdot & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \cdot & l_{3N} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ l_{M1} & l_{M2} & \cdot & l_{MN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \cdot \\ s_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \cdot \\ t_M \end{pmatrix} = T$$

Alors pour avoir le modèle finale des couches, il faut inverser la matrice en utilisant la méthode des moindres carrés(en général $M > N$)

II.2.3 Analyses Multicanaux d'Ondes de Surface (MASW)

La méthode sismique MASW permet l'étude de la propagation des ondes de surface de type Rayleigh dans le sous-sol. Se propageant à l'interface séparant un solide et le vide (ou l'air), elles sont étroitement liées aux caractéristiques de cisaillement du sous-sol ainsi qu'à la géométrie des couches (épaisseurs).

II.2.3.1 Principe

En analysant la dispersion de ces ondes, il est possible d'obtenir des informations sur les valeurs des paramètres physiques à différentes profondeurs. Le maximum d'énergie dans le diagramme de dispersion donne les courbes de dispersion qui après leur inversion permettent de retrouver le profil vertical de vitesse des ondes de cisaillement (ondes S). La méthode du MASW se base sur la propagation des ondes planes.

II.2.3.2 Acquisition des données

L'acquisition des données sismiques sur la méthode MASW n'a pas de différence avec celle de réfraction.

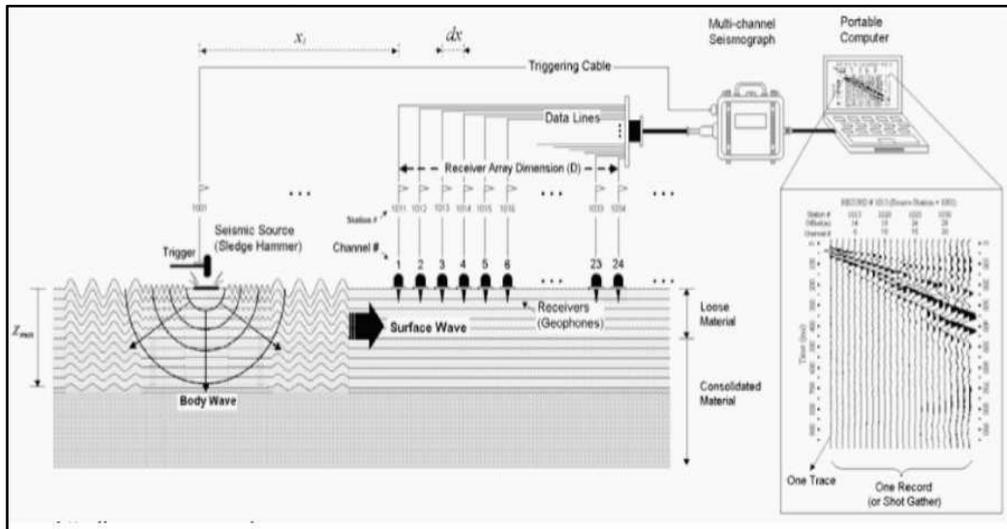


Figure 21: Mode d'acquisition des données en MASW (FABIEN-OUELLET G., 2014)

II.2.3.3 Traitement des données

L'analyse des ondes de surfaces permet également de calculer les vitesses V_s ainsi que les épaisseurs des terrains. La vitesse de cisaillement V_s nous indique beaucoup plus au sujet du caractère du matériel in situ. Si nous savons la vitesse de cisaillement, ajouté un peu de la connaissance géologique et quelques données de forages, nous pouvons en savoir beaucoup plus sur le matériau in situ. Les études empiriques par OYO Corporation ont montré que la vitesse de cisaillement se corrèle très bien avec le nombre de tirs lors d'un levé.

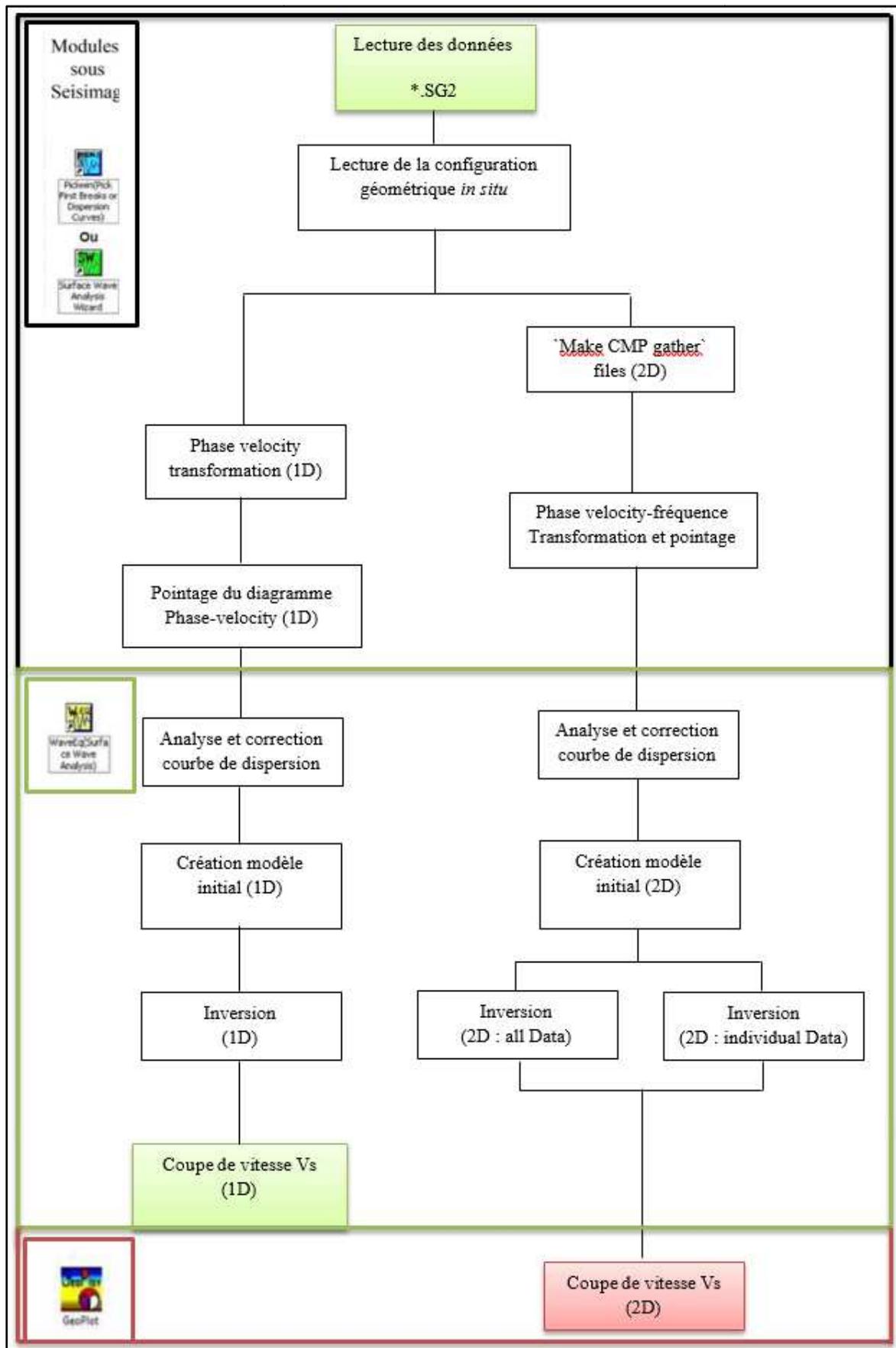


Figure 22: Schémas de traitement en MASW

D'autres paramètres du sous-sol peuvent également être calculés comme la vitesse des ondes P, le coefficient de Poisson, le module de cisaillement G (ou μ), le module d'Young, etc.

Le traitement se divise en trois étapes : l'analyse des courbes de dispersion, la modélisation directe des courbes de dispersion, et l'inversion des courbes de dispersion.

De façon simple, le traitement des données en MASW se déroule comme la montre la figure 22.

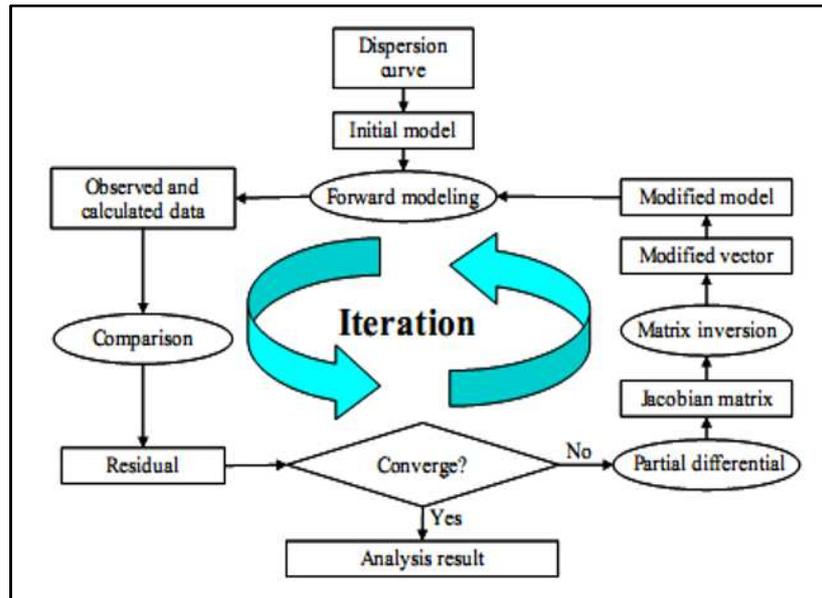


Figure 23: Organigramme d'inversion(Seisimage2D_Manual_ver3.3)

- Algorithme de traitement des données sur MASW
 - L'analyse des courbes de dispersion

Le calcul des courbes de dispersion est décrit dans Park et al. (1988). Pour un tir sismique $\dot{\mathbf{u}}(\mathbf{x}, t)$, sa représentation dans le domaine de Fourier $\dot{\mathbf{U}}(\mathbf{x}, \omega)$ peut être exprimée comme :

$$\dot{\mathbf{U}}(\mathbf{x}, \omega) = \Phi(\mathbf{x}, \omega) \mathbf{A}(\mathbf{x}, \omega) \quad (1)$$

Où $\Phi(\mathbf{x}, \omega)$ est un terme qui contient la phase du signal alors que $\mathbf{A}(\mathbf{x}, \omega)$ contient son amplitude. Ces deux termes sont indépendants. On peut exprimer la phase du signal comme :

$$\dot{\mathbf{U}}(\mathbf{x}, \omega) = e^{-i\omega/c_\omega x} \mathbf{A}(\mathbf{x}, \omega), \quad (2)$$

Avec la phase de vitesses de Rayleigh c_ω . La transformation du départ linéaire à fréquence variable ou *frequency variant linear move-out* (FV-LMO) permet d'obtenir cette vitesse de phase :

$$D(x, c'_\omega) = \int \frac{e^{-i\omega(1/c_\omega - 1/c'_\omega)x} A(x, \omega)}{|A(x, \omega)|} dx. \quad (3)$$

La fonction $D(x, \phi)$ a un maximum lorsque $1/c_\omega = 1/c'_\omega$, ce qui donnera la vitesse de phase. Cette transformation revient à corriger dans le temps chaque fréquence des ondes de Rayleigh selon une vitesse d'essai c'_ω . Tous les déports sont ensuite sommés. Ainsi, lorsque la vitesse d'essai est égale à la vitesse d'une fréquence de l'onde de Rayleigh, cette fréquence arrive au même moment, peu importe le déport, et la fonction $D(x, \phi)$ atteint un maximum. Les maximums de $D(x, \phi)$ donnent donc les courbes de dispersion des différents modes des ondes de Rayleigh.

L'analyse de dispersion montre un maximum continu entre 5 et 40 Hz qui correspond au mode fondamental. La vitesse de phase de l'ordre de 200m/s est assez constante entre 10 et 40 Hz et varie fortement entre 5 et 10Hz, ce qui est le signe d'un changement de milieu en profondeur. L'identification du mode fondamental sur les courbes de dispersion et des modes supérieurs est une étape cruciale dans la technique du MASW, car une mauvaise identification du mode fondamental peut entraîner des erreurs considérables sur le modèle final de vitesse des ondes S.

➤ Modélisation directe de la courbe de dispersion par un modèle en couches

La modélisation de la relation de dispersion des ondes de Rayleigh pour un modèle en couches isotrope et homogène a été présentée selon plusieurs approches dont celle de Schwab et Knopoff(1972) qui est une des plus populaires. Buchen et Ben-Hador(1996) font une bonne revue des différentes méthodes de calcul des courbes de dispersion.

Habituellement, une notation matricielle est utilisée. Selon la méthode de Schwab et Knopoff(1972), la forme de la relation de dispersion N est implicite :

$$N(c) = \mathbf{B}_s^t \mathbf{T}_1 \mathbf{T}_2 \dots \mathbf{T}_n \mathbf{B}_{inf} = 0, \quad (4)$$

Où \mathbf{T}_i est la matrice de propagation de la couche i et dépend des paramètres de cette couche $(V_{pi}, V_{svi}, \rho_i, h_i)$ pour i variant de 1 à n et de la fréquence f , \mathbf{B}_s^t est la transposée de la matrice exprimant les conditions limites à la surface et \mathbf{B}_{inf} donne les conditions limites à la dernière couche semi-infinie. Pour les éléments en question des matrices, le lecteur est référé à Buchen

et Ben-Hardor(1996). Cette équation montre que la relation de dispersion d'un milieu à n couches est transcendante. Les relations de dispersion $c(f)_m$ des m modes correspondent aux zéros de cette fonction qui doivent être déterminés numériquement.

Dans le traitement MASW, une fois que la courbe de dispersion est identifiée, un modèle initial est défini selon :

$$\begin{aligned} V_{SV_1} &= c(f_{\max})/0.88 \text{ (pour la première couche) ,} \\ V_{SV_n} &= c(f_{\min})/0.88 \text{ (pour la dernière couche) ,} \\ V_{SV_i} &= \frac{c(\lambda = 1.59d)}{0.88} \text{ (pour la } i^{\text{ème}} \text{ couche à une profondeur } d) . \end{aligned} \quad (5)$$

Une estimation grossière de la masse volumique et de la vitesse des ondes P est suffisante pour assurer la convergence étant donné que les courbes de dispersion sont très peu sensibles à ces paramètres (Xia et al., 1999). La courbe de dispersion du mode fondamental est ensuite calculée selon l'équation (4). Pour l'exemple de la figure 2, le modèle initial et la courbe de dispersion du mode fondamental calculée sont présentés à la figure 3.

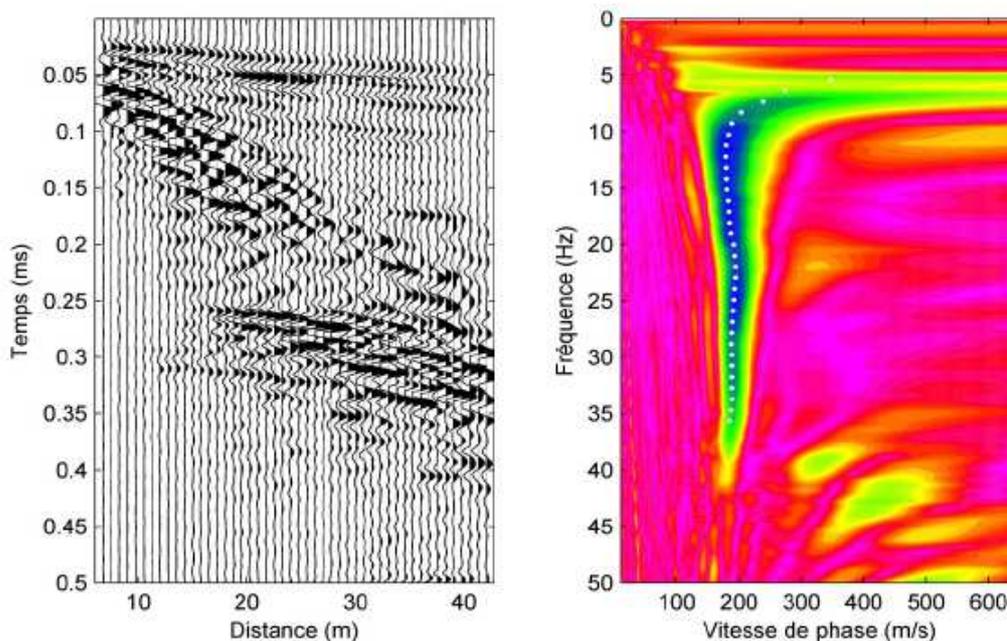


Figure 24: a) exemple d'un sismogramme obtenu d'un tir sismique. b) analyse de la dispersion des ondes de surface de ce sismogramme. Le mode fondamental est identifié par des points blancs. Les modes d'ordre supérieur apparaissent en jaune où il y a plus d'énergie transportée par les ondes de surface à des vitesses de phase et fréquences plus élevées que le mode fondamental.

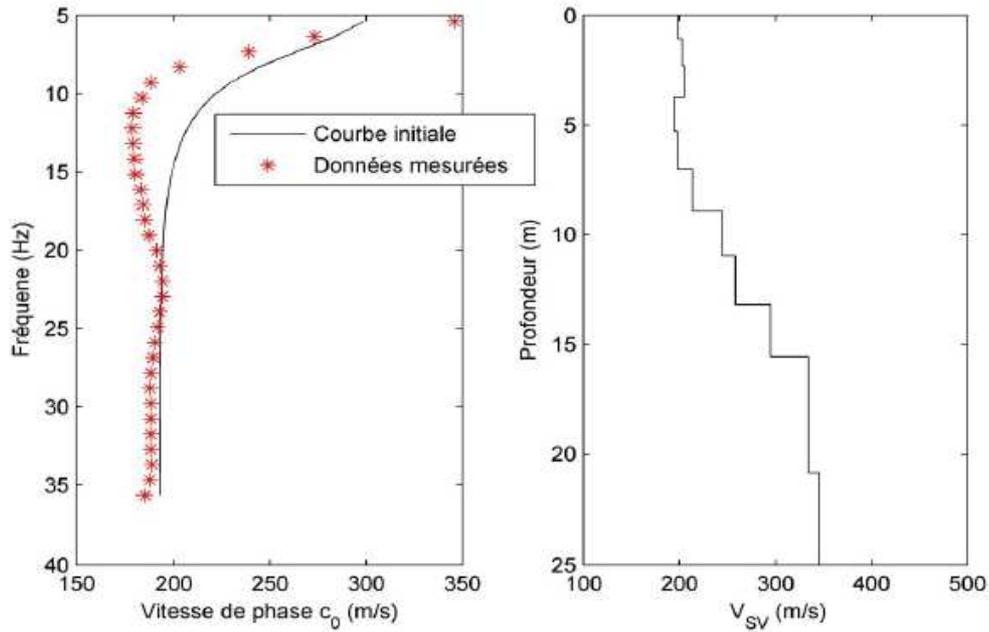


Figure 25: a) courbe de dispersion mesurée et calculée du modèle initial de vitesse des ondes SV pour l'exemple de la figure. b) modèle initial de cette courbe de dispersion

➤ Inversion des courbes de dispersion

L'approche utilisée ici pour optimiser le modèle de vitesse afin que la courbe de son mode fondamental corresponde à celle mesurée est décrite dans Xia et al. (1999). La démarche débute par l'équation suivante :

$$J\Delta v = \Delta c, \quad (6)$$

Où J est la matrice jacobienne de la relation de dispersion, v est un vecteur contenant les vitesses de cisaillement V_{svi} des n couches, Δv est la correction apportée au modèle initial, c est la courbe de dispersion du modèle et Δc est la différence entre la courbe de dispersion calculée et mesurée. Les éléments de la matrice jacobienne sont donnés par :

$$J_{ij} = - \left. \frac{\frac{\partial N}{\partial V_{svi}}}{\frac{\partial N}{\partial c_f}} \right|_{f=f_j}, \quad (7)$$

Où N est la relation de dispersion donnée par l'équation (4). L'équation (7) est résolue en posant la fonction objective suivante selon la méthode de Marquardt (1963) :

$$\Phi = \|J\Delta v - \Delta c\|_2 W \|J\Delta v - \Delta c\|_2 + \epsilon \|\Delta v\|_2^2, \quad (8)$$

Où ϵ est le facteur d'atténuation et W est la matrice des poids. Celle-ci est construite à partir de la sensibilité de chaque fréquence de la relation de dispersion aux vitesses V_{svi} de chaque couche. C 'est une matrice diagonale et positive qui peut être décomposée comme L^T .

L'équation précédente est minimisée selon la méthode de la décomposition par valeur singulière (Golub and Reinsch, 1970), ce qui permet d'obtenir

$$\Delta v = V(\Lambda^2 + \epsilon I)^{-1} \Lambda U^T L b. \quad (9)$$

Dans cette équation, la décomposition selon les valeurs singulières a été utilisée pour obtenir U , Λ et V selon $LJ = U \Lambda V^T$. L'équation (9) donne la correction Δv à apporter au modèle et requiert la connaissance de la relation de dispersion N du modèle et des vitesses de phase mesurée c . le facteur d'atténuation ϵ est fixé pour assurer la convergence.

Suite à l'inversion, la courbe de dispersion du modèle de vitesse des ondes S correspond beaucoup mieux à la courbe de dispersion mesurée. Pour obtenir la convergence de l'inversion, la profondeur des différentes couches peut être variée et il est préférable de contraindre le modèle avec une information géologique connue du site d'études.

II.3. Méthode électrique-Imagerie par tomographie électrique

II.3.1 Principe

La prospection électrique est l'une des plus anciennes méthodes de prospection géophysique. Sa mise en œuvre est relativement simple. On injecte du courant continu (en fait, il s'agit souvent de créneaux) au moyen de deux électrodes dites d'injection.

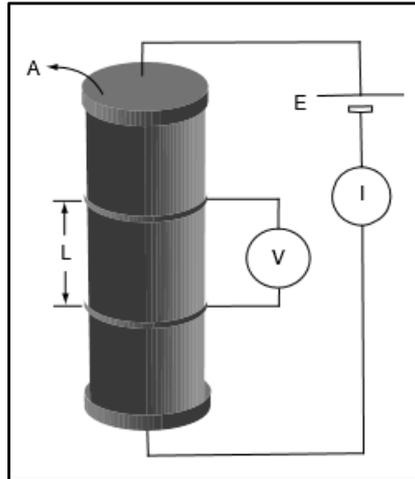


Figure 26: Mesure de la résistivité en laboratoire (CHOUTEAU M., GIROUX B., 2006)

La résistance mesure l'opposition au passage d'un courant électrique, et peut permettre de caractériser un matériau. La loi d'Ohm stipule que la résistance électrique est donnée par le quotient du potentiel V appliqué aux bornes d'un matériau par le courant I qui circule, soit

$$V = R \cdot I$$

Cependant, en prospection électrique la notion de résistance n'a pas vraiment de signification puisque si on prend deux échantillons de longueur différente du même matériau, ils n'auront pas la même résistance, tandis que deux échantillons de matériaux différents peuvent présenter la même valeur. Puisque la résistance dépend de la géométrie du corps, on doit se baser sur une propriété qui, tout en caractérisant la facilité laisser passer le courant, est indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi. Cette propriété s'appelle la résistivité électrique ρ et est reliée à la résistance pour un prisme rectangulaire de longueur L et de section A par :

$$R = \rho \frac{L}{A}$$

On peut alors généraliser cette loi sur une couche homogène, isotrope et on mesure la différence de potentiel en résultant avec deux électrodes dites de mesure :

$$\rho_a = k \frac{V_M - V_N}{I}$$

$V_M - V_N$: différence de potentiel
 I : intensité du courant injecté
 ρ_a : résistivité apparente (sol hétérogène)
 k : facteur géométrique

$$k = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]$$

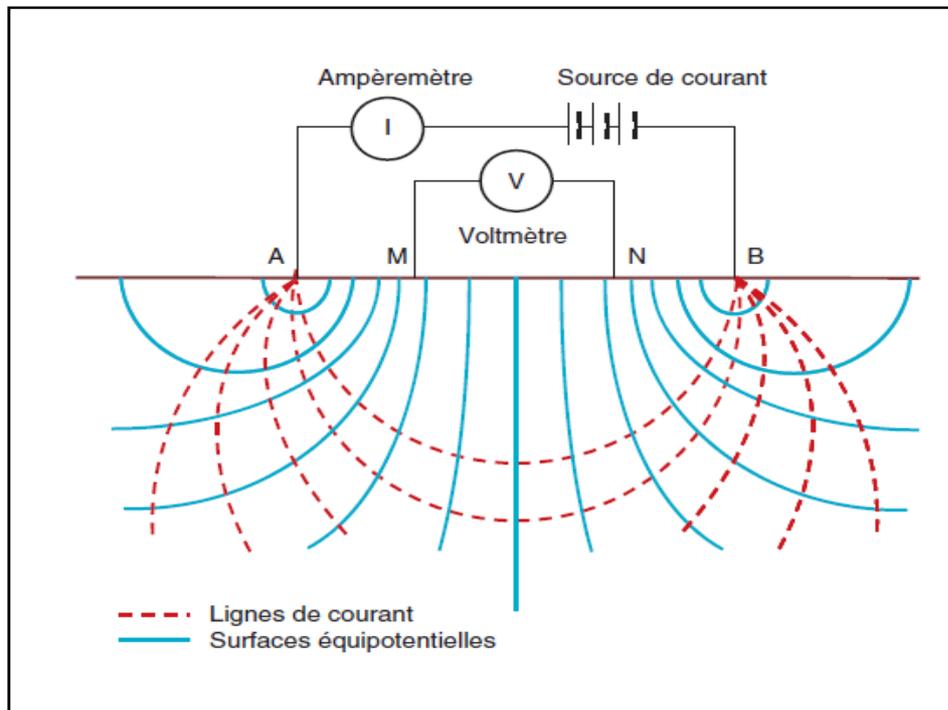


Figure 27: Schéma de la configuration d'un dispositif électrique (Ponton_2008)

- Application sur le dispositif Wenner α

Dans le dispositif Wenner α , l'écart inter-électrode (a) est constant. On déplace tout le dispositif d'un point de mesure à l'autre. Les différences de potentiel (ddp) causées par le courant injecté en A et B sont respectivement :

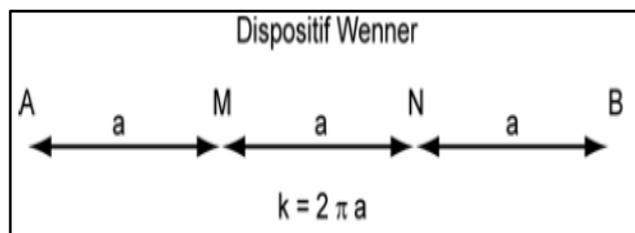


Figure 28: Configuration de Wenner (Ponton_2008)

Les différences de potentiel respectives du courant injecté par les électrodes A et B mesurées par le voltmètre MN sont :

$$\Delta V_{MN}^A = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} \right)$$

$$\Delta V_{MN}^B = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{a} \right)$$

Alors la ddp totale est :

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{a}\right)$$

On peut en déduire que :

$$\rho = k \frac{V_M - V_N}{I}$$

Les contours des valeurs de sensibilité sont pratiquement horizontaux à l'aplomb du centre de dispositif. Le dispositif Wenner est donc plus sensible aux variations verticales de la résistivité par rapport à l'horizontal. De ce fait, le procédé Wenner est préconisé pour une structure horizontale par sa bonne résolution verticale mais pas pour la structure verticale.

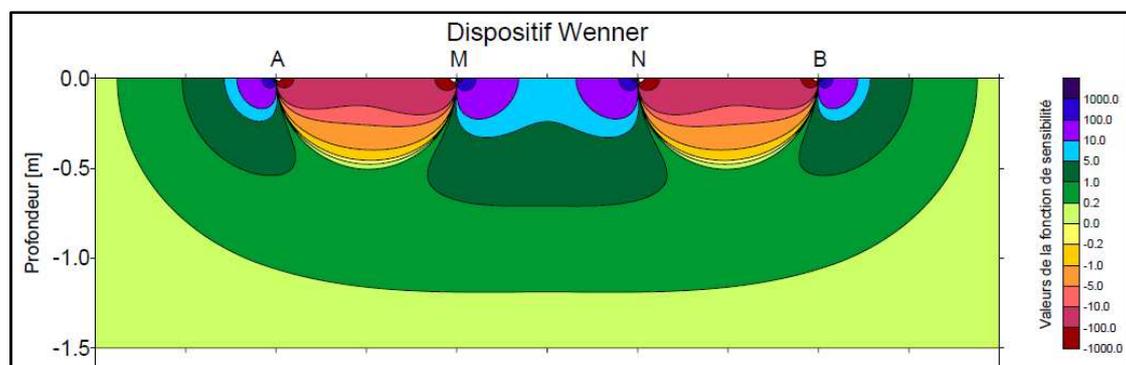


Figure 29: Fonction de sensibilité pour un dispositif Wenner (Ponton_2008)

- Panneau électrique

Cette méthode, apparue au cours des années 1980, combine les avantages des méthodes de sondage et de profilage électriques. Son développement a été possible grâce aux progrès réalisés en termes de matériel d'acquisition mais également en termes de traitement informatique. Classiquement l'acquisition consiste à planter avec un espacement constant des électrodes le long d'un axe. Les électrodes peuvent être placées en surface ou dans des forages. L'ensemble des électrodes est ensuite connecté à l'appareil de mesure qui va réaliser des mesures pour différents arrangements d'électrodes selon un protocole préétabli. Les données peuvent être affichées sous forme de panneaux de résistivités apparentes mais la finalité de la méthode consiste à inverser ces données pour obtenir une coupe 2D de la résistivité du sous-sol. Cette méthode suppose une variation de la résistivité selon deux dimensions, une horizontale et une verticale. Les acquisitions se font généralement perpendiculairement à la dimension ne présentant pas de variation. Si l'espacement entre les électrodes augmente, la profondeur d'investigation augmente elle aussi mais le nombre des points expérimentaux diminue.

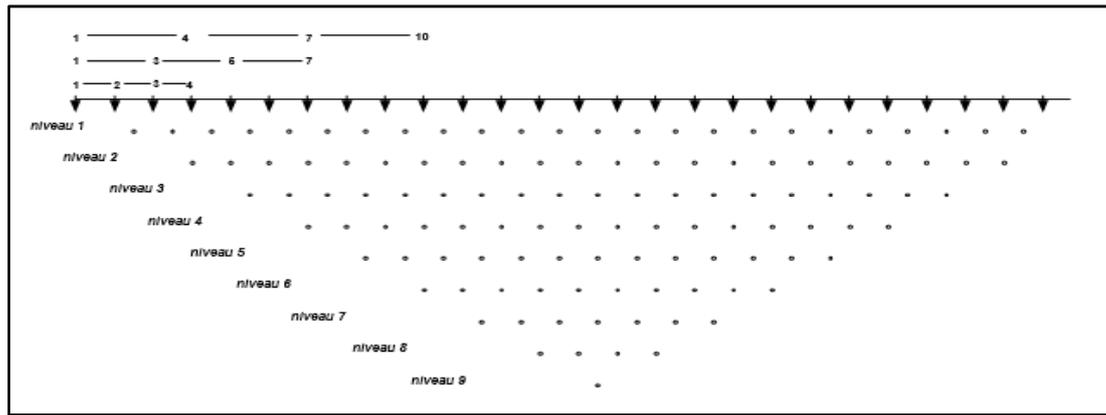


Figure 30: Mise en œuvre des mesures. Pseudo-section (Ponton_2008)

On peut alors représenter les résistivités apparentes mesurées sous forme de Pseudo sections qui reflètent qualitativement la variation spatiale de la résistivité apparente. La longueur du profil, la profondeur de pénétration et la résolution désirée déterminent l'espacement choisi entre les électrodes qui peut varier de 10cm à 50m et plus. Cette pseudo section n'est absolument pas égale une coupe des résistivités et profondeurs vraies des structures du sous-sol.

De nombreux dispositifs peuvent être utilisés pour construire ces Pseudo-sections. Les plus fréquemment mis en œuvre sont les dispositifs : Wenner, Wenner-Schlumberger, le dispositif pole-pole, ou encore le dipôle-dipôle pour des raisons de symétrie. Un système d'acquisition automatique avec pilotage à l'aide d'un PC et des cibles permettant de brancher toute une série d'électrodes se trouvent sur le marché. Une fois construite la Pseudo-section il est possible en utilisant des logiciels de modélisation (inversion) d'obtenir une coupe de la variation de la résistivité calculée, variation qui peut être alors interprétée géologiquement.

On peut, à l'aide de cette technique, contrôler l'évolution d'une nappe aquifère, étudier le mouvement de contaminants dans la subsurface, etc. On peut imaginer par exemple d'installer un système d'électrodes permanent et de contrôler avec le temps le changement de la résistivité. La surveillance de décharges peut aussi se faire avec des systèmes d'électrodes permanentes.

II.3.2 Acquisition des données

L'acquisition des données se fait en général par l'utilisation d'un grand nombre d'électrodes branchées à un câble multiconducteur et disposées selon un profil. Un ordinateur portable, dans lequel est programmée la séquence de mesure (ou un résistivimètre : Syscal R1 possédant un disque dur), est relié à une boîte de communication (Multinode) et sélectionne automatiquement les électrodes pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Chaque

électrode possède en effet une adresse numérique unique dans le dispositif, ce qui lui permet d'être identifiée par l'ordinateur. La séquence de mesure est généralement créée sous forme de fichier texte dans lequel sont contenues diverses informations tel que le type du dispositif. Les câbles multiconducteurs sont reliés à la boîte de communication. Un contact galvanique est assuré avec le sol au moyen de piquets métalliques (acier inoxydable) ou encore d'électrodes spéciales éliminant la polarisation spéciale. Un espacement constant est généralement utilisé d'une électrode à l'autre.

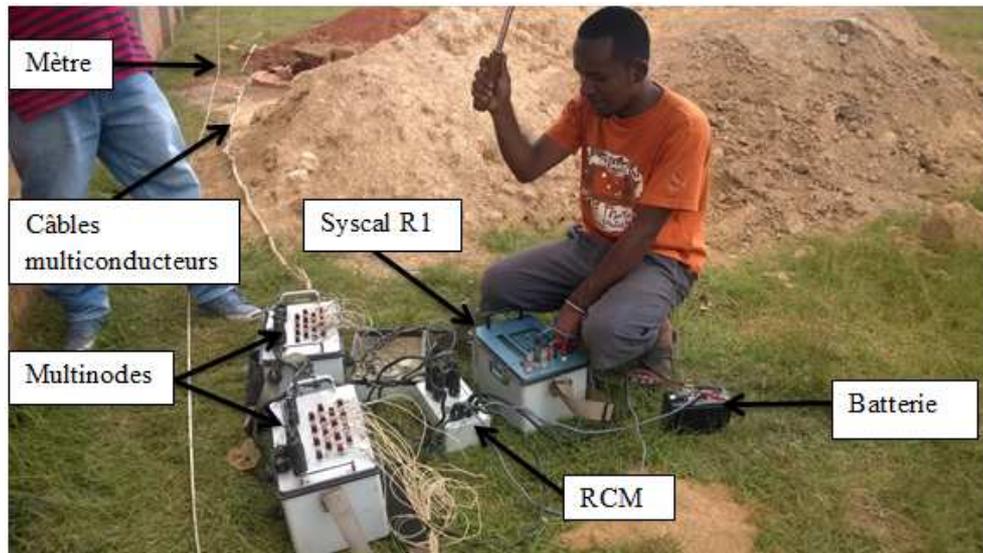


Figure 31: Matériels d'acquisition des données pour le panneau électrique

II.3.3 Traitement des données

Le traitement des données est effectué à partir de logiciels d'inversion pour déterminer les résistivités électriques vraies à partir de la pseudo-section obtenue sur le terrain. Nous avons utilisé le programme d'inversion RES2DINV de Loke & Barker (1996) basé sur une méthode d'optimisation par moindres carrés généralisés. La pseudo-section obtenue avec les données de terrain est divisée en un certain nombre de blocs rectangulaires dont la taille augmente avec la profondeur (figure 32). Cette augmentation est généralement de 10 à 25 % selon le type d'acquisition (Wenner, Schlumberger, Pôle-Pôle ...).

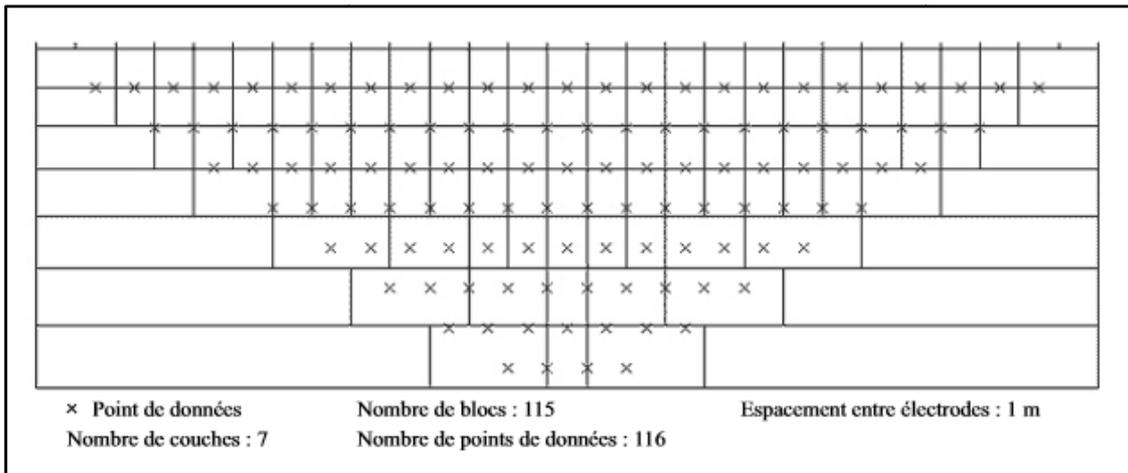


Figure 32: Représentation des blocs et des points de mesure de la résistivité électrique apparente (NAUDET V., 2004)

A chaque bloc est associée une valeur de résistivité apparente. De façon itérative, en ajustant la résistivité vraie de chaque bloc du modèle, le logiciel d'inversion tente de minimiser une fonction coût basée sur l'écart entre les valeurs calculées et mesurées de résistivité apparente. L'erreur RMS (Root-Mean-Square) donne une estimation de cette différence. Ce paramètre est une bonne indication de la qualité d'un profil, cependant ce n'est pas l'itération qui présente une valeur RMS la plus faible qui donne le modèle le plus juste.

A chaque pseudo-section de résistivités calculées est associée une valeur RMS. Le processus d'inversion du programme essaie de réduire la différence entre les valeurs résistivités apparentes mesurées et les résistivités apparentes calculées par le programme en ajustant les valeurs de résistivités associée à chaque bloc du modèle de résistivité vraie. La mesure de cette différence est donnée par le facteur d'erreur appelé RMS (Root-Mean-Square). On ne considère qu'un modèle ayant une RMS inférieure à 3 est acceptable. Certaines fois, le modèle ayant l'erreur RMS la plus basse peut montrer des variations de résistivité dans le modèle qui soient irréalistes et n'est pas géologiquement interprétable. La meilleure approche est de choisir le modèle à partir duquel la RMS ne change plus significativement. En général, il se situe entre les troisièmes et sixièmes itérations.

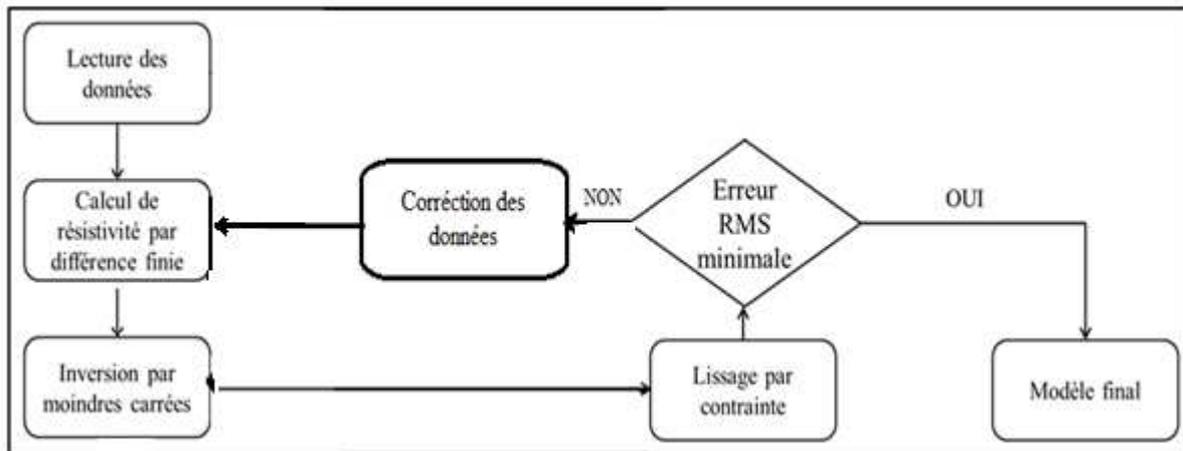


Figure 33: Organigramme pour le traitement des données électriques sur RES2DINV

Sur un microprocesseur Pentium, l'inversion d'une pseudo-section prend quelques minutes avec RES2DINV. L'inversion reste malgré tout non-univoque. La non-unicité de la solution a été discutée par Gibert & Pessel (2001) qui présentent une méthode plus élaborée de tomographie de données de résistivité électrique. Différents modèles peuvent expliquer les mesures de terrain et il est parfois difficile de savoir lequel correspond à la réalité en l'absence d'information complémentaire. La connaissance préalable du terrain est donc souhaitable pour déterminer le modèle le plus fiable.

CHAPITRE III

RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Pour la recherche d'aquifère sur le Fokontany d'Ambodifasana, commune rurale d'Ambatolampy-Tsimahafotsy d'Antananarivo, des données hydrogéologiques ont été recueillies.

La prospection sismique et celle de l'électrique sont les méthodes géophysiques utilisées. Deux profils –profil 1 (Sud-Nord) et profil 2 (Ouest-Est) pour chaque méthode ont été faits dans la zone et le dispositif de Wenner est choisi pour la méthode électrique.

Rappelons que l'objectif de l'étude est de localiser le point « favorable » à l'implantation du puits dans ladite propriété. Les aquifères sous les points dits « favorables » devraient avoir les caractéristiques suivantes :

- bonne alimentation, aquifère en communication avec la nappe générale
- être situés dans une zone fracturée et/ ou fissurée
- être épais et bonne perméabilité hydraulique

Le bilan hydrique confirma par ailleurs l'existence de l'alimentation de la nappe. Par ailleurs, la photo-interprétation donnera en premier lieu la structure régionale et locale et la géophysique mettra en évidence la formation du sous-sol.

III.1. Résultats de la prospection hydrogéologique

III.1.1 Photo-interprétation

On a observé plusieurs linéaments autour de la zone d'étude. Le bas-fond (à l'Ouest de la zone d'étude) est délimité par des linéaments de direction globale Sud-Nord, à l'Est et à l'Ouest. La nature de ces linéaments reste, cependant, à vérifier par la reconnaissance sur le terrain ou par la géophysique. Des études précédentes ont malgré cela donné une classification des fractures de la région (M. RAUNET, 1991 ; B. DUSSARAT, 1994) :

- direction Nord Est –Sud Ouest
- direction Est - Ouest
- direction Nord Ouest – Sud Est

Analogiquement, la plupart des linéaments observés lors de la photo-interprétation (fig. 31) suivent globalement ces trois classifications. Ils pourraient être assimilés à des signatures géologiques telles que : fractures, failles, fissurations,

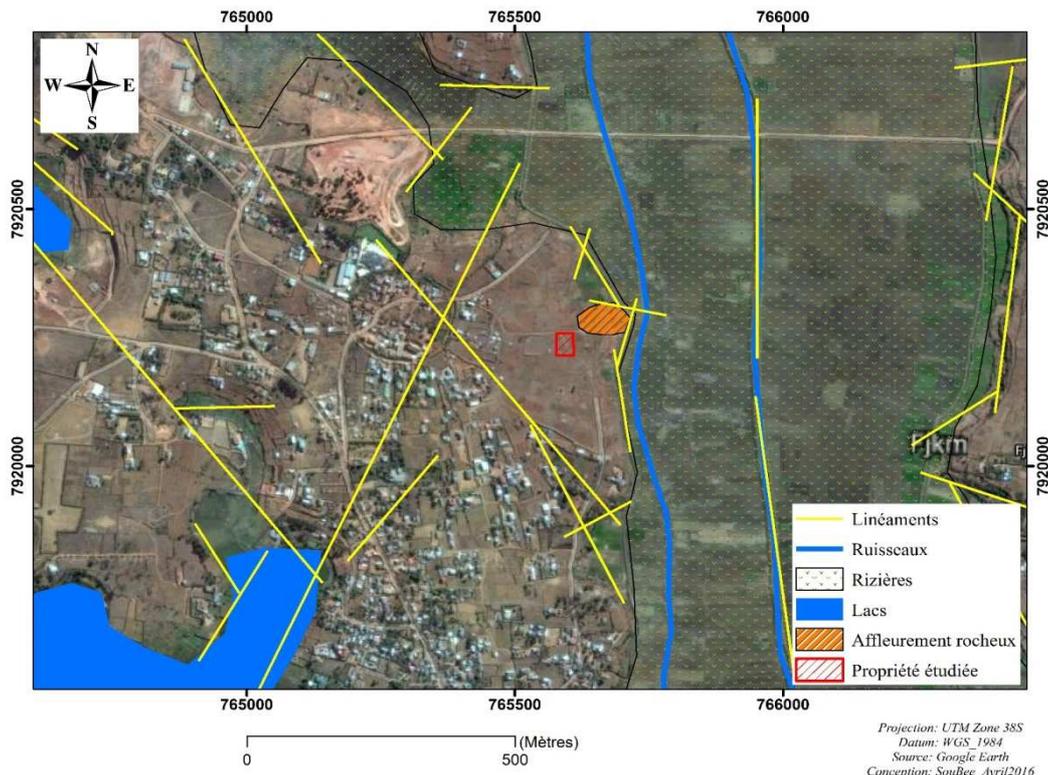


Figure 34: Photo interprétation de la zone d'étude

III.1.2 Inventaire de puits

Les ruisseaux dans le bas-fond, une source et plusieurs puits ont été inventoriés lors de la descente sur site. L'eau est observée dans la plupart des puits avec une profondeur moyenne de 13.5m ; d'autres sont secs du fait que le substratum rocheux a fait obstacle.

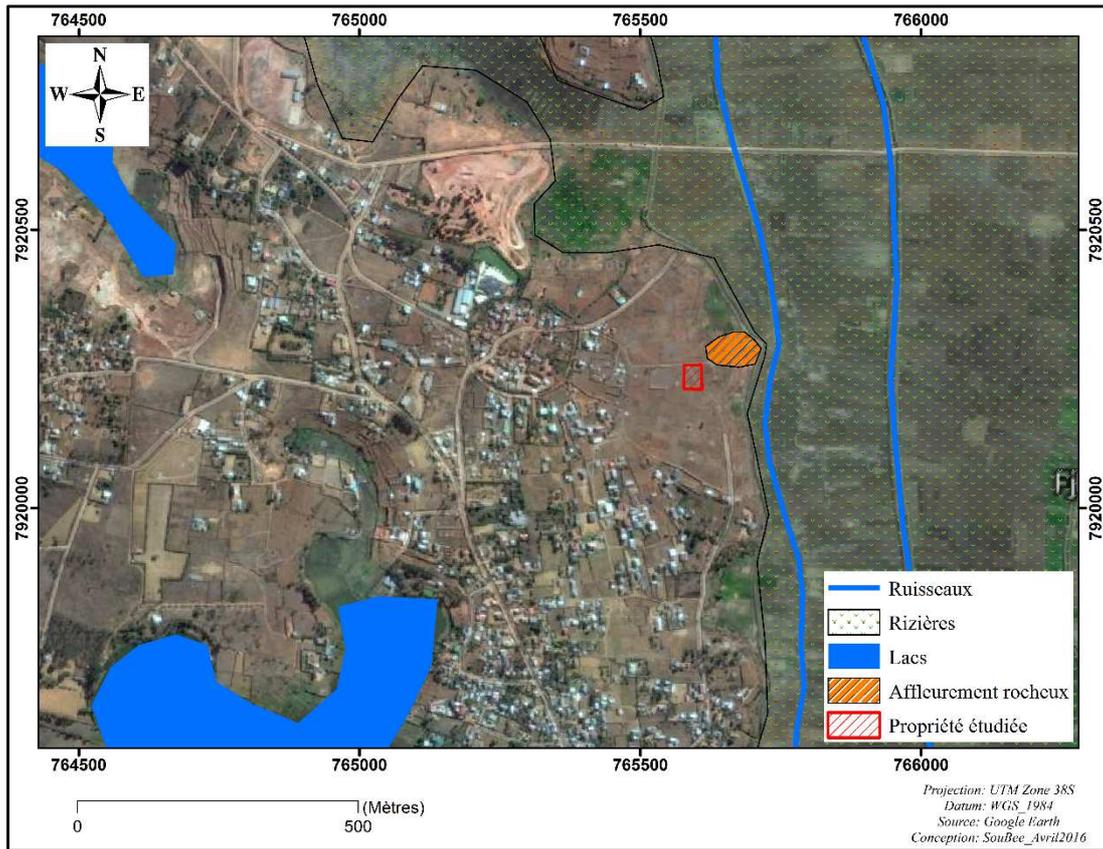


Figure 35: Photo-interprétation et zone d'étude

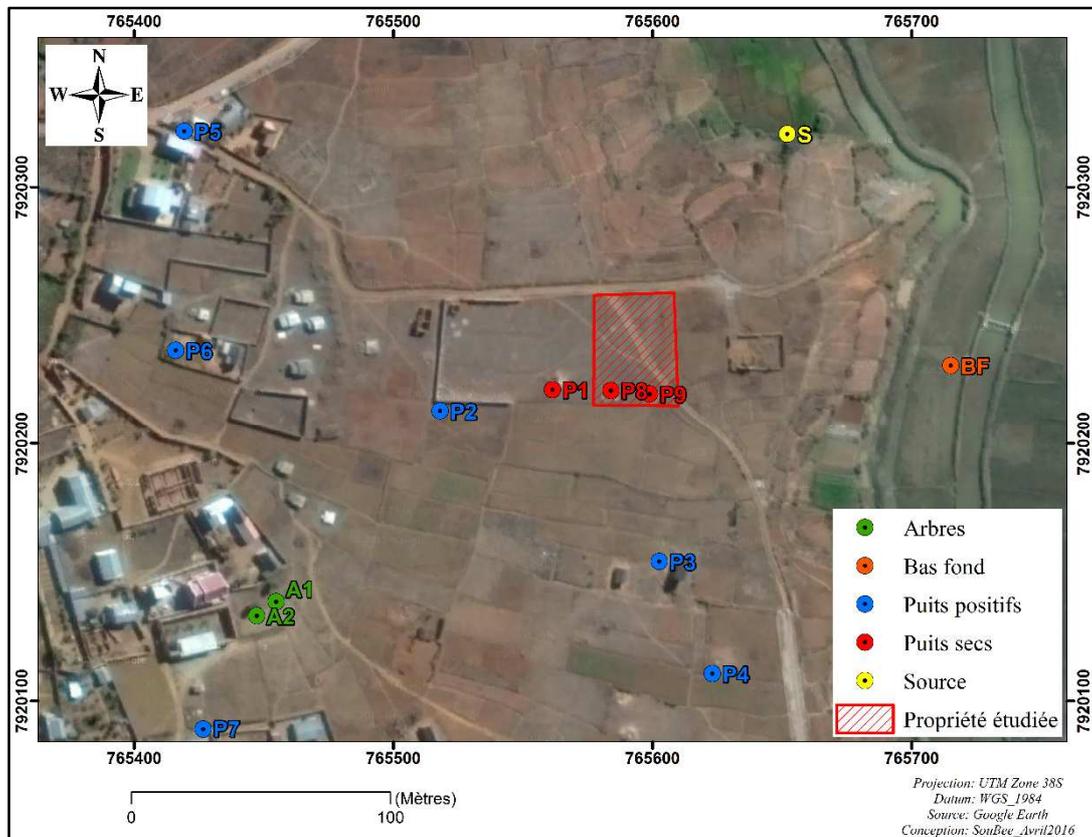


Figure 36: Puits inventoriés et autres sources

Pendant la saison sèche, certains puits deviennent sèche tandis que les autres sont toujours alimentés, plus particulièrement la source.

III.2. Coupes géophysiques

Deux profils ont été réalisés en tenant compte des résultats de la photo-interprétation et de la prospection hydrogéologique ; ils ont été étalés de manière à recouper les directions des fractures observées lors de la photo-interprétation et sont configurés intelligemment de manière à atteindre la profondeur de la nappe ainsi que le substratum rocheux.

Ainsi, le profil 1 a pris une direction globale Sud-Nord et le profil 2 a pris une direction globale Ouest-Est.

Pour les profils sismiques, la distance inter géophones de 2m permettant ainsi d'avoir une longueur totale du dispositif de 46m pour 24 géophones, et par conséquent une profondeur d'investigation moyenne de l'ordre de 20m. Les tirs sismiques ont été au nombre de 25 et sont repartis comme le montre la figure ci-dessous :

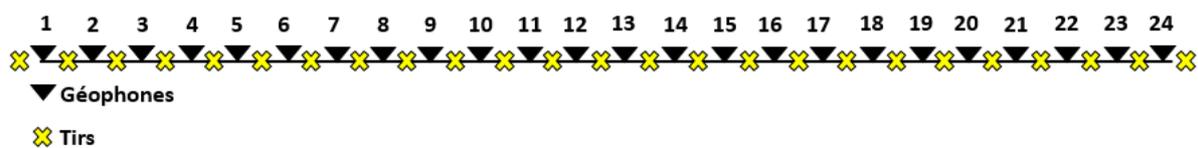


Figure 37: Directions des profils géophysiques

Pour les profils électriques, la distance inter électrodes est de 4m ; la longueur étalée est donc de 124m et a permis d'avoir une profondeur d'investigation de l'ordre de 19m.

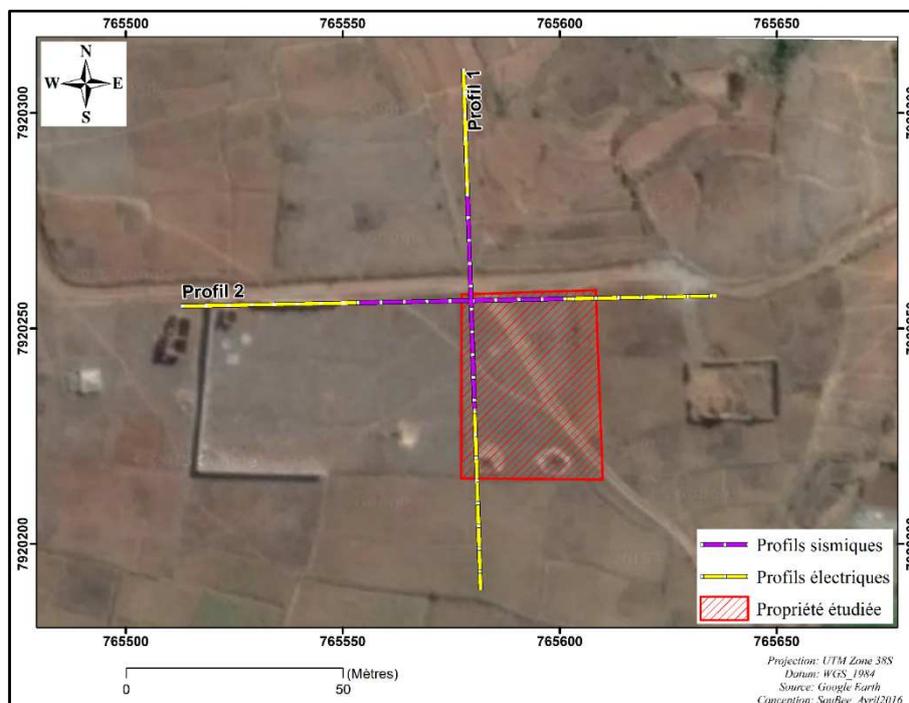


Figure 38: Directions des profils géophysiques

III.2.1 Profil 1

Sur la coupe V_p , on peut distinguer 3 couches généralement tabulaires suivant la distribution de la vitesse :

- La première couche a une épaisseur jusqu'à 11 m avec une la vitesse V_p moyenne de l'ordre de 400m/s.
- La deuxième couche se trouve entre 11 à 14 m de profondeur avec une augmentation graduelle de la vitesse : 1000 à 2500m/s.
- La troisième couche se trouve à partir de 14 m de profondeur, la vitesse V_p est supérieure à 3000 m/s.

Les deux dernières couches présentent généralement une inclinaison vers le Nord.

Trois couches sont également observées sur la coupe V_s :

- La première en surface ayant une vitesse inférieure à 225m/s, son épaisseur augmente en allant vers le nord et a un maximum de 14m à l'aplomb de l'abscisse $X=34m$.
- La deuxième couche quant à elle a une vitesse variant de 225 m/s à 275m/s. Elle est relativement mince au sud et épaisse au nord, de l'ordre de 5m.
- La troisième et dernière couche a une vitesse supérieure à 275m/s et se trouve en profondeur.

Comme pour la coupe V_p , les deux dernières couches montrent également une inclinaison vers le Nord.

Sur la coupe de résistivité, trois couches sont également observées selon la distribution de la résistivité du sous-sol:

- Une couche très hétérogène en surface, ayant une épaisseur moyenne de 10m;
- Une couche relativement conductrice avec une résistivité moyenne de l'ordre de 400 Ωm , elle est généralement tabulaire ;
- Et une couche en profondeur très résistante, ayant une résistivité supérieure à 2000 Ωm .

L'interprétation conjointe de ces coupes ont permis de délimiter les différentes entités géologiques observées sur terrain.

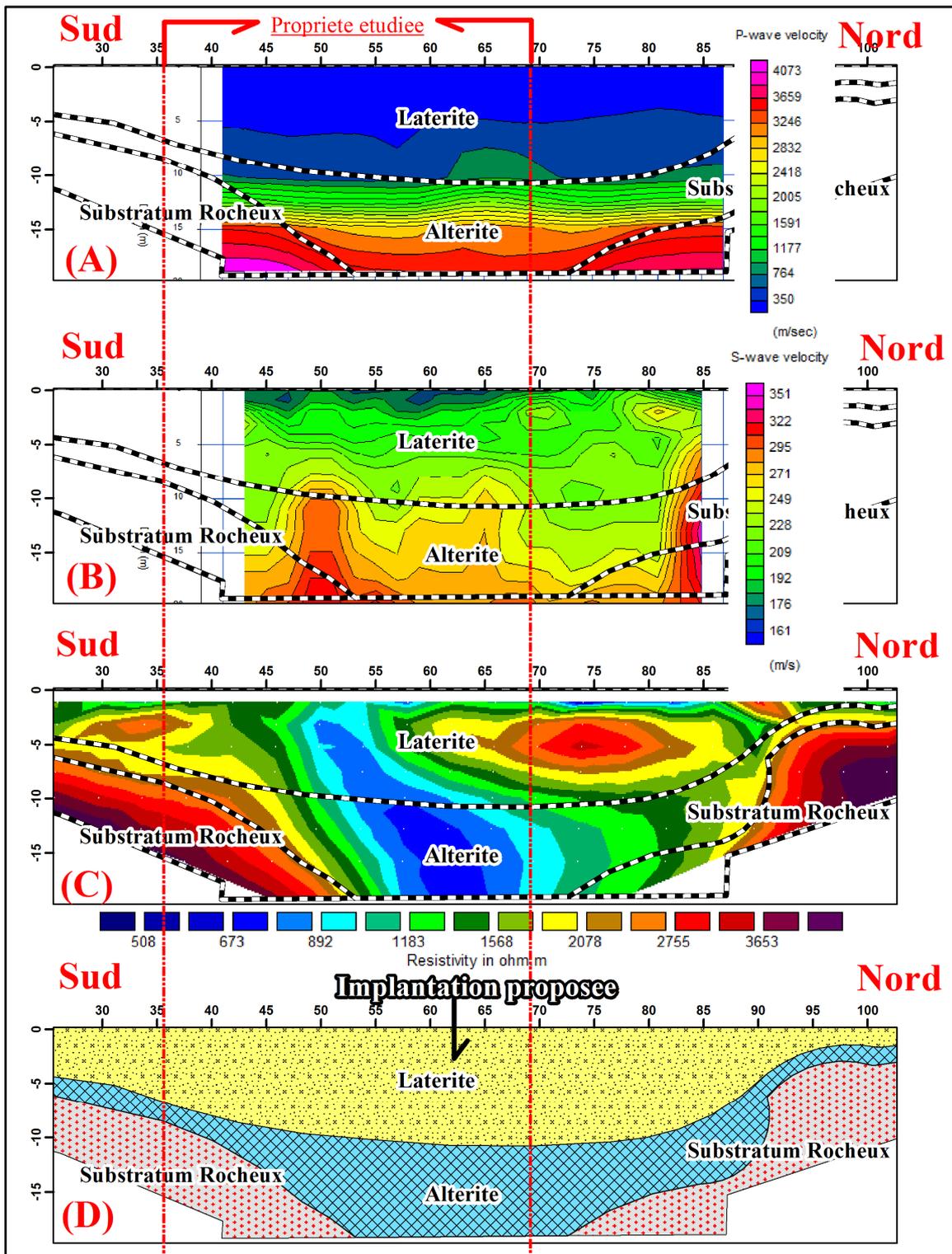


Figure 39: Coupes géophysiques et interprétation du profil 1 : (A) Coupe de vitesse V_p , (B) Coupe de vitesse V_s , (C) Coupe de résistivité, (D) Interprétation géologique

III.2.2 Profil 2

Sur la coupe V_p , on peut distinguer 3 couches généralement tabulaires suivant la distribution de la vitesse :

- La première couche a une épaisseur jusqu'à 11 m avec une la vitesse V_p moyenne de l'ordre de 400m/s.
- La deuxième couche se trouve entre 11 à 14 m de profondeur avec une augmentation graduelle de la vitesse : 1000 à 2500m/s.
- La troisième couche se trouve à partir de 14 m de profondeur, la vitesse V_p est supérieure à 3000 m/s.

Trois couches sont également observées sur la coupe V_s :

- Le première en surface ayant une vitesse inférieure à 225m/s, son épaisseur augmente en allant vers le nord et a un maximum de 14m à l'aplomb de l'abscisse $X=30m$.
- La deuxième couche quant à elle à une vitesse variant de 225 m/s à 275m/s. Elle est relativement mince au sud et épaisse au nord, de l'ordre de 5m.
- La troisième et dernière couche a une vitesse supérieure à 275m/s et se trouve en profondeur.

Sur la coupe de résistivité, trois couches sont également observées selon la distribution de la résistivité du sous-sol:

- Une couche très hétérogène en surface, ayant une épaisseur moyenne de 10m;
- Une couche relativement conductrice avec une résistivité moyenne de l'ordre de 400 Ωm , elle est généralement tabulaire ;
- Et une couche en profondeur très résistante, ayant une résistivité supérieure à 2000 Ωm .

L'interprétation conjointe de ces coupes ont permis de délimiter les différentes entités géologiques observées sur terrain.

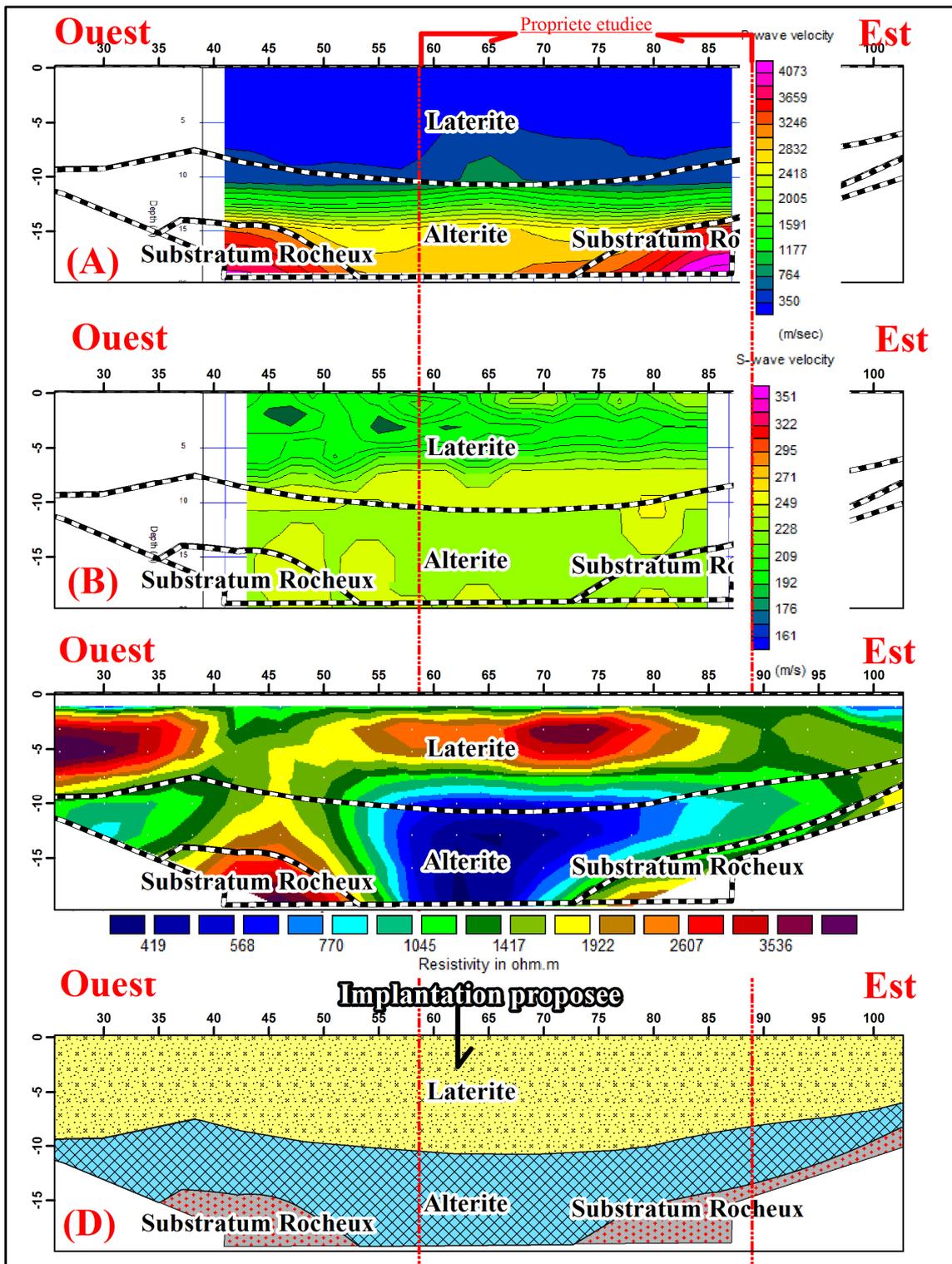


Figure 40: Coupes géophysiques et interprétation du profil 2 : (A) Coupe de vitesse V_p , (B) Coupe de vitesse V_s , (C) Coupe de résistivité, (D) Interprétation géologique

III.4. Choix de l'implantation du puits

Le choix du point d'implantation se repose sur les critères suivants :

- Se situe dans la limite de la propriété ;
- Avoir une nappe assez épaisse et alimentée tout au long de l'année
- Ne pas être trop de la clôture pour éviter une éventuelle interaction avec cette dernière

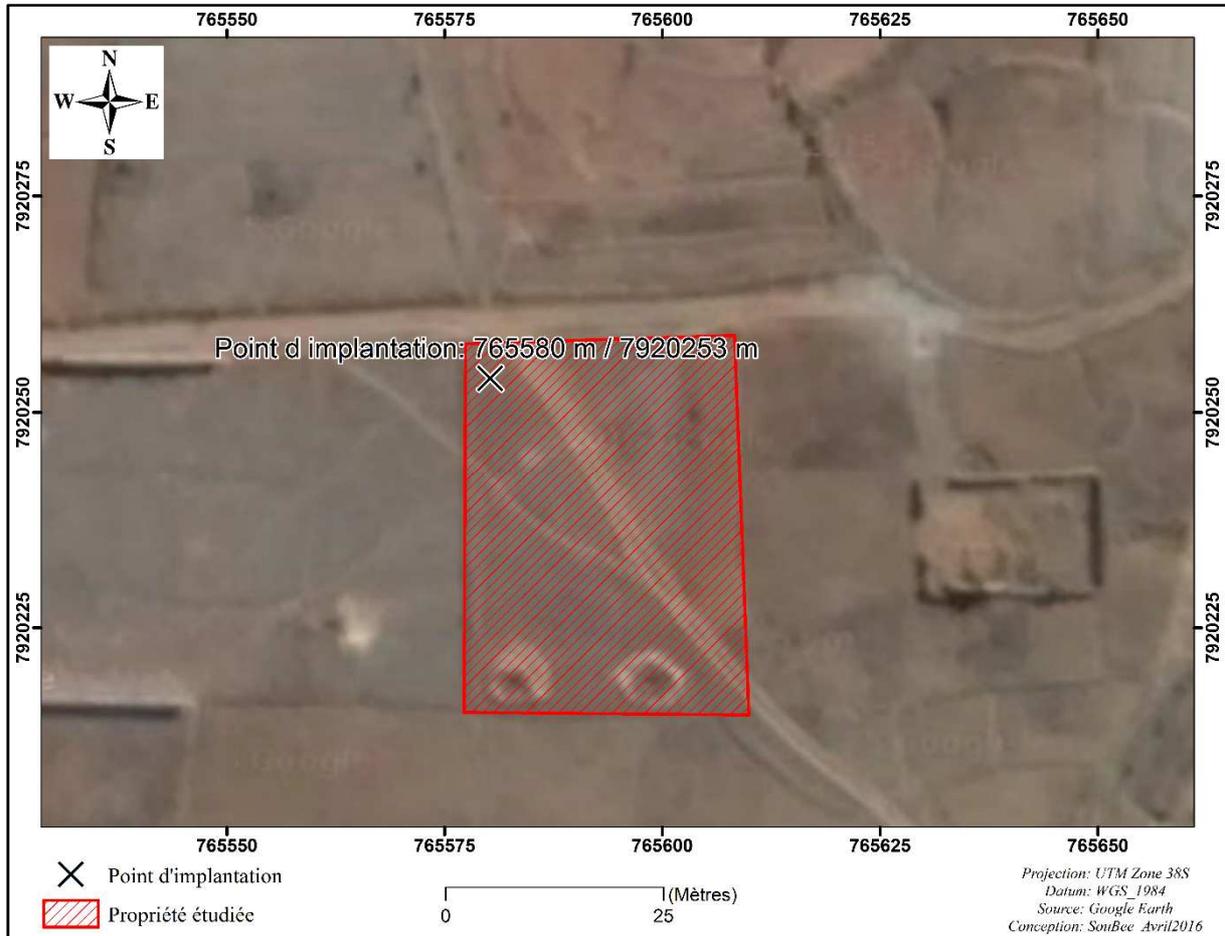


Figure 41: Implantation du puits

En tenant compte de ces critères, un point a été proposé, il est situé au Nord-Ouest de la propriété et localisé géographiquement à $X=765580\text{m}$ et $Y=7920253\text{m}$ selon le système de coordonnées UTM Zone 38S (fig. 41).

III.5 Résultats puits

D'après les coupes de vitesses sismiques et géoélectriques obtenues par les traitements des données acquises sur la zone, on a pu localiser des points favorables pour l'implantation de puits de captage d'eau souterraine. Et les informations données par les deux prospections sont vérifiées après avoir fait des inventaires directs de la caractéristique des "cuttings" lors de la réalisation du puits.

- Au niveau de la surface du sol, on observe directement une formation latéritique jaunâtre d'épaisseur de 11m environ.
- Entre 11 et 14 m, on a une formation moins résistante, qui peut être un aquifère car la coupe géoélectrique a confirmé qu'il y a une variation progressive de formation résistante à formation moins résistante partant de deux extrémités vers le milieu. Et cette variation correspondrait à une altération de la roche migmatite comme substratum de cet aquifère.

Des mesures hydriques sont faites sur le puits : le niveau statique est à 12.5m, et les paramètres physico-chimiques de l'eau est donnés par le tableau ci-après.

Tableau 3 : Paramètres physico-chimiques de l'eau du puits témoin

Paramètre	Température (°C)	pH	Conductivité (mS/cm)
Valeur	24	6.73	0.035

- A partir de 15m de profondeur, on rencontre à une formation résistante c'est-à-dire qu'on est sur la migmatite saine.



Figure 42: a) les "cuttings", b) puits témoin

CONCLUSION

L'objectif de ce mémoire est de localiser des points favorables pour l'implantation de captage d'eau souterraine à Ambodifasina, District d'Ambohidratrimo, Région d'Analamanga. Après avoir fait les différents traitements de données acquises sur terrain, on a pu localiser ces points et pour confirmer que les résultats soient vérifiés, on a réalisé un puits comme témoin et les informations obtenues par les deux méthodes géophysiques et celles du puits sont presque égales.

Les différentes méthodes de prospection géophysique nous renseignent sur la distribution des propriétés physiques du sous-sol. Leur avantage principal réside dans leur caractère non invasif et non destructif, c'est-à-dire que le milieu n'est pas perturbé de façon permanente après leur passage. Elles permettent également de détecter la couverture d'une grande surface ou d'un grand volume à faible coût et peuvent être mises en œuvre dans pratiquement tous les types d'environnement.

La prospection sismique est très utilisée depuis quelques années dans le domaine de subsurface. La méthode d'interprétation tomographie par réfraction donne des bonnes informations sur l'épaisseur des couches qui se succèdent. En additionnant ces informations avec celles de la MASW, sur la variation latérale, on pourra en déduire le modèle voisin du sous-sol. Il est bien de modifier les paramètres géométriques et la topographie à ceux vus sur terrain lors des traitements pour que les résultats obtenus soient proches à la réalité.

Les résultats obtenus par les coupes géoélectriques nous donnent des informations sur le changement progressif de résistivités d'une formation à une autre. Alors il est facile de voir s'il y a une altération ou pas car le passage d'une formation résistante à une formation moins résistante, l'action de l'humidité intervient c'est-à-dire que la roche altérée contient probablement de l'eau. Et comme au traitement des données sismiques, il est recommandé de modifier les paramètres géométriques et la topographie à ceux vus sur terrain pour avoir un modèle conforme à ce du vrai terrain.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1-FABIEN-OUELLET G., 2014. Mesures sismiques à faible profondeur : Une approche intégrée. Mémoire de Maitrise en sciences de la Terre, Université Laval, Québec, Canada. 131pages
- 2- CHOUTEAU M., GIROUX B., 2008. Géophysique appliquée II GLQ 3202 : Méthodes sismiques. Notes de cours, Ecole Polytechnique. 40pages
- 3-MAGNIN O., 2007. Cours de sismique appliquée. Mémoire de Master M2P_ES, spécialité : Eaux souterraines. 50pages
- 4-MARI J-L., Sismique de puits, Cours oneline de géophysique de l'Université de Lausanne. 44pages
- 5-KOUAME L.N. , SOMBO B.C. , DIGBEHI Z.B. , SOMBO A.P. , KOUASSI G. & ESSOH A.S., 2011. Relations vitesse sismique - propriétés pétrophysiques des terrains sédimentaires dans la marge continentale de Côte d'Ivoire. 22pages
- 6-RAKOTOARIJAONA A.M., 1997. Contribution de la méthode sismique réfraction à un essai de modélisation géologique d'un système de génération d'ondes sismiques. Mémoire d'Ingéniorat de l'ESPA, Antananarivo.64pages
- 7-RAFALIARISON A.E., 2015. Application de l'étude de la nappe souterraine à Ambalakely par approche sismique réfraction. Mémoire de DEA, Génie minéral, ESPA,Antananarivo. 78pages
- 8-ANDRINIFONY M., 2008. Estimation volumétrique de roches massives disponibles sur les carrières d'Analabe et de Sahavakake. Mémoire de Maitrise STGA, Physique, Université d'Antananarivo. 53pages
- 9-ANDRIAMBOAVONJY M.R., 2008. Application combinée des méthodes sismiques réfraction et réflexion dans deux sites, Analamboatsihona et Analabe, District de Toamasina II-Région Atsinanana. Mémoire de DEA, Génie minéral, ESPA, Antananarivo.91pages

- 10-RAMANOTOLO R.T., 2011. Application de la sismique MASW dans la localisation d'une couche d'argile dans le Sud-Est de Madagascar. Mémoire de DEA, Physique, Université d'Antananarivo.52pages
- 11-GIROUX B., Techniques géophysiques de haute résolution. Ecole Polytechnique de Montréal.53pages
- 12-MARQUIS G., 2002. Géophysique de Subsurface. IPG Strasbourg. (Extrait) 7pages
- 13-MARQUIS G., 2015. Prospection électrique. EOST Strasbourg.10pages
- 14-CHOUTEAU M., GIROUX B., 2006. Géophysique appliquée II GLQ 3202 : Méthodes électriques. Notes de cours, Ecole Polytechnique. 71pages
- 15-NAUDET V., 2004. Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de droit, d'économie et des sciences - Aix-Marseille III, 2004. Français.203pages
- 16-CHAPELLIER D., MARI J-L.. Principe de base.Cours oneline de géophysique de l'Université de Lausanne-Institut Français du Pétrole. 34pages
- 17-PENZ S., 2012.Modélisation et inversion de donnéesélectriques en courant continu : vers une prise en compte e□cace de la topographie. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2012. Français.164pages
- 18-RALAIMARO J., 2004. Compréhension de la structure et du fonctionnement des aquifères par diverses approches scientifiques, en vue de l'alimentation en eau potable, en zone de socle altéré des hautes terres centrales et en zone sédimentaire du sud-ouest de Madagascar. Thèse de doctorat, ESPA, Antananarivo.235pages
- 19-MARESCOT L., 2008. Imagerie électrique pour géologues : acquisition, traitement, interprétation.67pages

ANNEXE

ANNEXE 1 : Spécifications générales du sismographe DAQLink	b
ANNEXE 2 : Tableaux récapitulatifs des coordonnées des électrodes -----	e
ANNEXE 3 : Tableaux récapitulatifs de la topographie des deux profils électriquesf	ANNEXE
4 : Expressions des différents paramètres physico-mécaniques.....	g
ANNEXE 5 :Conditions requises pour une source sismique.....	i

ANNEXE 1 :Spécifications générales du sismographe DAQLink II

Le DAQLink II est un système d'acquisition de 24 voies maximum. Chaque DAQLink II peut avoir de 6 à 24 canaux indépendants par pas de 6. Plusieurs DAQLink peuvent être connectés ensemble pour augmenter le nombre de canaux. Le DAQLink II utilise une connexion réseau standard Ethernet RJ45 et un protocole réseau TCP/IP standard. Le DAQLink II peut être connecté à toute configuration réseau standard. Le DAQLink II a la possibilité d'avoir les options suivantes :

- Un récepteur GPS pour la position
- Un récepteur GPS pour les références de l'heure et l'ajustement de l'oscillateur interne
- Une sortie Analogique 16 bits
- Quatre réglages de gains du préamplificateur
- Une carte Compact Flash pour le stockage des signaux acquis

Le DAQLink II System comprend : L'unité DAQLink, une unité de conversion AD avec une interface Ethernet. DAQLink-II est une unité d'acquisition à 24 bits avec 24 voies par boîtier. Le DAQLink II est aussi capable d'émettre un signal analogique en utilisant son convertisseur 16 bits D/A. Ordinateur : Le DAQLink se connecte à un ordinateur sous Windows XP, Windows 98, Windows NT ou Windows 2000 possédant une carte réseau interface Ethernet (RJ45). VScope : Le logiciel qui communique à toutes les unités DAQLink permettant de visionner, d'analyser et stocker les signaux acquis. Les câbles de connexion inclus sont : Alimentation (11-18 VDC), Réseau du DAQLink II vers l'ordinateur.

Spécifications :

Configuration : 6, 12, 18, ou 24 canaux par DAQLink II. Plusieurs boîtiers peuvent être chaînés pour accoutre le nombre de canaux.

Echantillonnage : 24 voies à 0.125 msec d'échantillonnage

Conversion A/D : convertisseurs Burr-Brown ADS1254 24 bits.

Dynamique : 144 dB théorique, 117 dB mesuré @ 8 msec d'échantillonnage @ G= x1

Bande passante : DC à 800 Hz

Réjection mode commun : > 100 dB Diaphonie : >100 dB

Bruit : 0.2 uvolt RMS @ gain X100

Distorsion (THD) : 0.001 %

Signal maximum en entrée : ± 1.25 volt à gain X1 (Amplificateur version sismique)

Impédance d'entrée : 20 Kohms, 20 picofarads (Préamplificateur pour géophone)

Gain : x1, x10, x100

Filtre DSP : Sélection numérique suivant le pas d'échantillonnage.

Filtre anti-alias : sur les cartes V2: -3dB @ 800 Hz; -47dB @ 2000Hz; -120dB @ 8000 Hz

Filtres d'affichage : numériques (passe-bas, passe-haut, notch)

Pas d'échantillonnage : 0.125, 0.250, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 8.0 msec

Corrélation : assurée par le logiciel Vscope

Durée d'enregistrement : sélectionnable par l'utilisateur

Stockage : les données sont stockées dans une mémoire Compact Flash dans le DAQLink et sur le PC

Pré déclenchement : sélectionnable par l'opérateur (max de 32000 échantillons)

Delay : Sélectionnable par l'opérateur.

Communication : Ethernet. Câble CAT 5 (250 mètres maximum), ou 1500 avec des modulateurs spéciaux.

Test Instruments : Niveau de bruit (option test complet avec le logiciel DAQtest)

Format des données : format VSCOPE, SEG-Y, SEG-2 or ASCII.

Voie auxiliaire : toute voie peut être déclarée comme auxiliaire.

Roll Along : par logiciel.

Test de la ligne : affichage du bruit en temps réel.0

System Software : le logiciel VSCOPE commande les DAQLINK 2.

Imprimante : Imprimantes compatible Windows.

Déclenchement : front montant, front descendant, fermeture de contact, PPS, seuil sur une des traces

Timing : chaque DAQLink possède sa propre horloge qui peut être synchronisé par un GPS.

Enregistrement en continu : Chaque DAQLink peut être réglé pour faire des enregistrements en continu pour les mesures de vibration ou de rapport H/V.

Alimentation : 11-18 VDC

Dimensions : 76x144x280mm

Poids : 1.4 Kg

ANNEXE 2 :Tableaux récapitulatifs des coordonnées des électrodes

➤ Coordonnées des électrodes Sud-Nord

Electrode	01	16	32
X	0765577	0765573	0765569
Y	7920191	7920250	7920310

➤ Coordonnées des électrodes Est-Ouest

Electrode	01	16	32
X	0765636	0765573	0765513
Y	7920254	7920250	7920251

ANNEXE 3 :Tableaux récapitulatifs de la topographie des deux profils électriques

➤ Topographie des électrodes Sud-Nord

Electrode	01	02	03	04	05	06	07	08	09
Topo(m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Electrode	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Topo(m)	0	0	0	0	0	0	0	-0.25	-0.1
Electrode	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Topo(m)	0.5	0.5	0.5	0.5	0.25	-1.5	-1.55	-1.6	-1.6
Electrode	28	29	30	31	32				
Topo(m)	-2.0	-2.05	-2.25	-3.0	-3.05				

➤ Topographie des électrodes Est-Ouest

Electrode	01	02	03	04	05	06	07	08	09
Topo(m)	0	-0.5	-1.0	-1.5	-2.0	-2.5	-3.0	-3.5	-4.0
Electrode	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Topo(m)	-4.5	-5.0	-5.5	-6.0	-6.5	-7.0	-7.5	-8.0	-8.5
Electrode	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Topo(m)	-9.0	-9.5	-10.5	-11	-11.5	-12	-12.5	-13	-13.5
Electrode	28	29	30	31	32				
Topo(m)	-14	-14.5	-15	-15.5	-16				

ANNEXE 4 : Expressions des différents paramètres physico-mécaniques (Source : Mari J-L et al, 1998)

	K	E	λ	σ	ρV_p^2	$\rho V_s^2 = \mu$
λ, μ	$\lambda + \frac{2\mu}{3}$	$\mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}$		$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	$\lambda + 2\mu$	
K, λ		$9K \frac{K - \lambda}{3K - \lambda}$		$\frac{\lambda}{3K - \lambda}$	$3K - 2\lambda$	$\frac{3(K - \lambda)}{2}$
K, μ		$\frac{9K\mu}{3K + \lambda}$	$K - \frac{2\mu}{3}$	$\frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)}$	$K + \frac{4\mu}{3}$	
E, μ	$\frac{E\mu}{3(3\mu - E)}$		$\mu \frac{E - 2\mu}{3\mu - E}$	$\frac{E}{2\mu} - 1$	$\mu \frac{4\mu - E}{3\mu - E}$	
K, E			$3K \frac{3K - E}{9K - E}$	$\frac{3K - E}{6K}$	$3K \frac{3K + E}{9K - E}$	$\frac{3K}{9K - E}$
λ, σ	$\lambda \frac{1 + \sigma}{3\sigma}$	$\lambda \frac{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}{\sigma}$			$\lambda \frac{1 - \sigma}{\sigma}$	$\lambda \frac{1 - 2\sigma}{2\sigma}$
μ, σ	$\mu \frac{2(1 + \sigma)}{3(1 - 2\sigma)}$	$2\mu(1 + \sigma)$	$\mu \frac{2\sigma}{1 - 2\sigma}$		$\mu \frac{2 - 2\sigma}{1 - 2\sigma}$	
K, σ		$3K(1 - 2\sigma)$	$3K \frac{\sigma}{1 + \sigma}$		$3K \frac{1 - \sigma}{1 + \sigma}$	$3K \frac{1 - 2\sigma}{2 + 2\sigma}$
E, σ	$\frac{E}{3(1 - 2\sigma)}$		$\frac{E\sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$		$\frac{E(1 - \sigma)}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$	$\frac{E}{2 + 2\sigma}$
V_p, V_s, ρ	$\rho(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2)$	$\rho V_s^2 \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2}$	$\rho(V_p^2 - 2V_s^2)$	$\frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$		

V_p : la vitesse des ondes P dans un matériel dépend de sa résistance à la compression. L'expérience nous permet de deviner les propriétés d'un matériel une fois que la vitesse est connue.

V_s : la vitesse de cisaillement nous indique beaucoup plus au sujet du caractère du matériel in situ. Si nous savons la vitesse de cisaillement, ajouté un peu de la connaissance géologique et quelques données de forages, nous pouvons en savoir beaucoup plus sur le matériau *in situ*. Les études empiriques par OYO Corporation ont montré que la vitesse de cisaillement se corrèle très bien avec le nombre de tirs lors d'un levé.

Si vous savez les vitesses des ondes P et S et la densité du matériau, vous pouvez calculer les propriétés élastiques qui relient la contrainte à la pression appliquée. Ces propriétés élastiques sont:

E : le module d'Young, c'est le rapport entre la pression appliquée et la variation de la longueur d'échantillonnage parallèle à la direction de compression. Plus E est élevé, moins le corps est élastique.

G ou μ : module de cisaillement. Plus il est grand plus le corps est rigide. On l'appelle aussi 2^{ème} coefficient de lamé si λ étant la première.

K : le module d'incompressibilité. La contrainte de volume est le changement du volume de l'échantillon divisé par le volume initial.

σ : Le coefficient de Poisson est le rapport de la contrainte latérale (perpendiculaire à un effort appliqué) à la contrainte longitudinale (parallèle à l'effort appliqué).

La densité ρ a été obtenue en utilisant la formule

$$\rho = 1,2475 + 0,399V_p - 0,026V_p^2 \quad (\text{Ludwig et al. 1970})$$

avec V_p en km/s et ρ en g/cm³

ANNEXE 5 : Conditions requises pour une source sismique

Tableau : Conditions requises pour une source sismique (extrait de « Requirements of source », An introduction to Applied and Environmental Geophysics ; Reynolds J.M, 1997)

Du point de vue technique :

- 1-Energie suffisante pour créer un signal mesurable avec un bon ratio signal-bruit (S/B) ;
 - 2-Pulsion de courte durée de la source (avec des hautes fréquences suffisantes) pour la résolution requise ;
 - 3-Forme connue de l'onde créée par la source ;
 - 4-Faible bruit crée par la source ;
-

Efficacité :

- 5-Facile et efficace à utiliser, notamment si les tirs requis sont nombreux et répétitifs ;
 - 6-Non dangereux à manipuler et facile à entretenir ;
 - 7-Manipulable par peu de gens autant que possible ;
 - 8-Rapport Qualité/prix raisonnable et utilisation.
-

TABLE DES MATIERES

Remerciements

Dédicaces

Sommaire

Liste des sigles et abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

INTRODUCTION	1
CONTEXTE DE LA ZONE D'ETUDE	2
I.1. Historique	3
I.2. Contexte géographique et administrative	3
I.3. Contexte topographique, géomorphologique et hydrologique	4
I.4. Contexte climatique	5
I.5. Contexte géologique	6
RAPPELS METHODOLOGIQUES	8
II.1. Approche hydrogeologique	9
II.1.1. Notions hydrogeologiques	9
II.1.1.1. Cycle de l'eau	9
II.1.1.2. Différents types d'aquifère	10
II.1.1.2.1. Nappelibre	11
II.1.1.2.2. Nappe captive	11
II.1.2. Techniques de prospection hydrogéologique	12
II.1.2.1. Photo interpretation	12
II.1.2.2. Inventaire de point d'eau	13
II.2. METHODE SISMIQUE	
II.2.1. Generalites	14
II.2.2. Sismique réfraction	18

II.2.2.1. Principe -----	19
II.2.2.2. Acquisition des données -----	20
II.2.2.3. Traitement des données -----	20
II.2.3. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) -----	25
II.2.3.1. Principe -----	25
II.2.3.2. Acquisition des données -----	26
II.2.3.3. Traitement des données -----	26
II.3. Méthode électrique-Imagerie par tomographie électrique -----	32
II.3.1. Principe -----	32
II.3.2. Acquisition des données -----	36
II.3.3. Traitement des données -----	37
RESULTATS ET INTERPRETATION -----	40
III.1. Résultats de la prospection hydrogéologique -----	41
II.1.1. Photo-interprétation -----	41
II.1.2. Inventaire de puits -----	42
III.2. Coupes géophysiques -----	44
II.2.1. Profil 1 -----	45
II.2.2. Profil 2 -----	47
III.4. Choix de l'implantation du puits -----	49
III.5. Résultats puits -----	49
CONCLUSION -----	i

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXE

TABLE DES MATIERES

Titre : Combinaison de la méthode sismique avec la méthode électrique dans la localisation d'aquifère à Ambodifasina, District d'Ambohidratrimo, Région d'Analamanga.

RESUME :

Ce mémoire a pour objectif de localiser des points favorables pour le captage d'eau souterraine à Ambodifasina, sur l'intervention des deux méthodes géophysiques : sismique et électrique. Deux profils croisés sont faits à chaque méthode et le dispositif de Wenner est choisi pendant l'acquisition des données électriques.

Les résultats obtenus par les coupes de vitesses sismiques et géoélectriques affirment que la zone d'étude a trois couches : la première couche d'épaisseur 11 mètres environ a une formation latéritique jaunâtre, la deuxième couche d'épaisseur 4 mètres à peu près est une altération de la roche migmatite et la dernière couche à 15 mètres de profondeur au niveau de la surface du sol a une formation dure et résistante de la migmatite saine.

Alors on a localisé des points favorables et on a creusé un pour vérifier que les informations déduites sur les méthodes géophysiques soient les bonnes. Après les inventaires directs des *cuttings*, on a tiré qu'il n'y a pas trop de différences.

Mots clés : Ambodifasina, sismique réfraction, MASW, méthode électrique, dispositifs de Wenner.

ABSTRACT :

This presentwork has for objective to localize favorable points for the catchment of underground water in Ambodifasina, on the intervention of the twogeophysicalmethods: seismic and electric. Two profiles crusaders are made to everymethod and the device of Wenner ischosenduring the acquirement of the electric data.

The resultsgotten by thecuts of seismic speeds and geoelectricsaffirmthat the zone of survey has threelayers: the groundcolor of thickness 11 meters about has a formation shallow latéritique, the second layer of thickness 4 meters are more or less a change of the rock migmatite and the last layer to 15 meters of depth to the level of the soil surface has a formation hard and resistant of the healthy migmatite.

Then one localized favorable points and one dug one to verifythat the information deducted on the geophysicalmethods are the good. After the direct inventories of the *cuttings*, one pulledthatthere are not toomanydifferences.

Keywords: Ambodifasina, seismicrefraction, MASW, electricmethod, devices of Wenner.

Encadreur :

Dr RAZAFINDRAKOTO Boni Gauthier

L'impétrant :

ANDRIATSilAVO Rado

Tel : +261349336093

E-mail : andriatsilavorado@gmail.com