



UNIVERSITE D'ANTANANARIVO
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
MENTION PHYSIQUE ET APPLICATIONS



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Pour l'obtention du

DIPLOME DE MASTER EN PHYSIQUE ET APPLICATIONS

Parcours : PHYSIQUE DU GLOBE

Spécialité : GEOPHYSIQUE APPLIQUEE

Intitulé :

**MODELISATIONS 2D ET 3D DE DONNEES SISMIQUES, APPLICATION A LA
DETECTION DE ROCHES A SARAHIMBOLO, DISTRICT DE TOAMASINA II**

Présenté par

RABARIHARILALA Santatra Hasiniaina Henriette Ortancia

Le 21 Novembre 2019

Devant les membres de jury composé de :

Président : Monsieur RASOLOMANANA Eddy Harilala Professeur Titulaire

Rapporteur : Monsieur RAKOTO Heritiana Andriamananjara Maître de Conférences, HDR

Examinateur : Monsieur RAZAFINDRAKOTO Boni Gauthier Maître de Conférences





UNIVERSITE D'ANTANANARIVO
DOMAINE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
MENTION PHYSIQUE ET APPLICATIONS



MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Pour l'obtention du

DIPLOME DE MASTER EN PHYSIQUE ET APPLICATIONS

Parcours : PHYSIQUE DU GLOBE

Spécialité : GEOPHYSIQUE APPLIQUEE

Intitulé :

**MODELISATIONS 2D ET 3D DE DONNEES SISMIQUES, APPLICATION A LA
DETECTION DE ROCHES A SARAHIMBOLO, DISTRICT DE TOAMASINA II**

Présenté par



RABARIHARILALA Santatra Hasiniaina Henriette Ortancia

Devant les membres de jury composé de :

Président : Monsieur RASOLOMANANA Eddy Harilala

Professeur Titulaire

Rapporteur : Monsieur RAKOTO Heritiana Andriamananjara

Maître de Conférences, HDR

Examinateur : Monsieur RAZAFINDRAKOTO Boni Gauthier

Maître de Conférences



REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier en premier lieu tous ceux qui m'ont aidées dans le cadre de la réalisation de ce mémoire. En particulier, j'exprime mes sincères remerciements à :

- Monsieur **RAMAHAZOSOA Irrish Parker**, Maître de Conférences, Responsable du Domaine Sciences et Technologies à l'Université d'Antananarivo
- Madame **RAFANJANIRINA Eulalie**, Maître de Conférences, Responsable de la Mention Physique et Applications, de m'avoir accueilli au sein de cette mention et de m'avoir autorisé la présentation de ce mémoire
- Monsieur **RAKOTONIAINA Solofoarisoa**, Professeur Titulaire, Directeur de l'IOGA, de m'avoir accueilli dans cet institut
- Monsieur **RASOLOMANANA Eddy H.**, Professeur Titulaire au Département des Mines de l'Ecole Supérieure Polytechnique d'Antananarivo (ESPA) et Chercheur au Laboratoire de Géophysique Appliquée, de m'avoir accepté en tant que président de jury de la présentation de ce mémoire, et de m'avoir donnée un terrain pour réaliser ce mémoire
- Monsieur **RAZAFINDRAKOTO Boni G.**, Maître de Conférences, Enseignant Chercheur au Département de Mines à l'ESPA, qui a bien voulu accepter d'être l'Examinateur de ce mémoire
- Monsieur **RAKOTO Heritiana A.**, Maître de Conférences, HDR, Responsable du parcours Physique du Globe, Responsable du Laboratoire de Géophysique Appliquée (LGA), mon encadreur, qui m'a donné l'autorisation de faire le stage au sein de sa société SGDM (Société Géosciences pour le Développement de Madagascar) et d'apprendre l'utilisation des divers appareils géophysiques disponible à la SGDM, et qui a consacré beaucoup de son temps à me diriger lors de ce stage

Je tiens aussi adresser mes vifs remerciements à toutes les personnes qui m'a assisté pendant les travaux de terrain, à tous mes collègues au parcours Physique du Globe promotion 2018 pour leur aimable collaboration. Enfin, je remercie particulièrement ma famille pour les soutiens, moral et financier et ses encouragements durant toute mon étude.

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES PHOTOS

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES ANNEXES

LISTE DES ABREVIATIONS

INTRODUCTION

CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

I-1 Localisation de la zone d'étude

I-2 Contexte climatique

I-3 Contexte géologique

CHAPITRE II : RAPPELS METHODOLOGIQUES

II-1 Méthode sismique

II-2 Méthode sismique réfraction

II-3 Méthode active d'analyse en multicanaux des ondes de surface (MASW)

II-4 Méthode des modélisations à 2D et à 3D de vitesses sismiques

CHAPITRE III : ACQUISITION ET TRAITEMENTS DES DONNEES

III-1 Technique de mesure

III-2 Traitements des données sismiques

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

IV-1 Localisation des lignes sismiques

IV-2 Résultats et interprétation

IV-3 Discussion

CONCLUSION

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES WEBOGRAPHIQUES

ANNEXES

TABLE DES MATIERES

RESUME

LISTE DES ABREVIATIONS ET DES ACRONYMES

- CMPCC** : Common Mid-Points Cross Correlation
- 2D** : Deux Dimensions
- 3D** : Trois Dimensions
- BD 100** : Base de Données au cent millième
- ESPA** : Ecole Supérieur Polytechnique d'Antananarivo
- FTM** : Foibe Taosaritanin'i Madagasikara
- GPS** : Global Positioning System
- IOGA** : Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo
- LGA** : Laboratoire de Géophysique Appliquée
- MASW** : Multichannel Analysis of Surface Waves
- NO-SE** : Nord Ouest - Sud Est
- RN5** : Route Nationale numéro 5
- SASW** : Spectral Analysis of Surface Waves
- SPAC** : Spatial Autocorrelation
- SE-NO** : Sud Est-Nord Ouest
- SGDM** : Société Géosciences pour le Développement de Madagascar
- Tmax** : Température maximale
- Tmin** : Température minimale
- Tmoy** : Température moyenne
- UTM** : Universal Transverse Mercator
- V_P** : Vitesse des ondes P
- V_R** : Vitesse des ondes de Rayleigh
- V_S** : Vitesse des ondes S
- WGS 84** : World Geodetic System 84

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude	3
Figure 2 : Précipitations moyennes de Toamasina entre 2014-2018.....	3
Figure 3 : Températures moyennes de Toamasina entre 2014-2018.....	4
Figure 4 : Carte géologique régionale	6
Figure 5 : Modes de propagation des ondes sismiques	10
Figure 6 : Déformation normale.....	11
Figure 7 : Déformation en cisaillement : a) cisaillement pure b) cisaillement et rotation.....	11
Figure 8 : Relation entre la vitesse V_p et le ripabilité des roches	14
Figure 9 : Schéma pour le principe de la sismique réfraction	15
Figure 10 : Lois de Snell-Descartes	15
Figure 11: Réfraction pour un terrain `à deux couches horizontales et l'hodochrone correspondant	16
Figure 12: Acquisition pour la sismique réfraction	21
Figure 13 : Schéma d'une acquisition MASW	22
Figure 14 : Signal sismique avec pointage des ondes de premières arrivées sur Pickwin	24
Figure 15 : Organigramme de traitement de données dans Pickwin	24
Figure 16: Hodochrone pour un profil sismique	25
Figure 17 : Modèle 2D du sous-sol avec une variation topographique sous le module Geoplot	25
Figure 18 : Diagramme de l'inversion par tomographique	26
Figure 19 : Processus général de traitement de données en MASW [26]	27
Figure 20 : La conception de l'analyse de CMP	28
Figure 21 : Représentation graphique d'une courbe de dispersion	30
Figure 22 : Pointé de la courbe de dispersion et modèle de vitesse obtenu après inversion	30
Figure 23: Emplacement des profils sismiques	32
Figure 24 : Coupe 2D de V_p suivant PL1.....	33
Figure 25 : Coupe 2D de V_p suivant PL2.....	33
Figure 26 : Coupe 2D de V_p suivant PL3.....	34
Figure 27 : Coupe 2D de V_p suivant PL6.....	35
Figure 28 : Coupe 2D de V_p suivant PL7.....	35
Figure 29 : Coupe 2D de V_s suivant PL2	36
Figure 30: Carte de vitesses à la profondeur $p=1$ m.....	37
Figure 31: Carte de vitesses à la profondeur $p=5$ m.....	38
Figure 32: Carte de vitesses à la profondeur $p=8$ m.....	38
Figure 33: Modèle sismique à 3D à une profondeur $p=5$ m.....	39
Figure 34 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone et les profils sismiques	40
Figure 35 : Relation entre contrainte et déformation	I
Figure 36 : Modèle de terrain à deux couches inclinées avec l'hodochrone correspondante.....	IV
Figure 37: Coupe 2D de V_p suivant PL4.....	VI
Figure 38: Coupe 2D de V_p suivant PL5.....	VI

LISTE DES PHOTOS

Photo 1 : Affleurements des roches basaltiques dans la zone d'étude	7
Photo 2 : Géomorphologie de la zone d'étude	8
Photo 3 : Ouverture de layon pour une ligne géophysique	21
Photo 4 : Appareils et ces accessoires pour la prospection sismique	22

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Les différentes méthodes géophysiques et ses paramètres mesurées	9
Tableau 2 : Vitesse sismique et masse volumique pour quelques formations géologiques	13
Tableau 3 : Emplacement et longueur des lignes géophysiques	31
Tableau 4 : Comparaison de la sismique réfraction et MASW	42
Tableau 5 : Relations entre les paramètres élastique et les vitesses sismiques	III

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1 : Expression de la loi de Hooke	I
ANNEXE 2 : Les relations entre les paramètres élastiques et les vitesses sismiques	III
ANNEXE 3 : Sismique réfraction pour un cas de modèle de terrain a deux couches inclinées.....	IV
ANNEXE 4 : Résultats et interprétation des coupes sismiques réfraction suivant PL4 et PL5	VI
ANNEXE 5 : Type de données traitées avec Oasis Montaj	VII

INTRODUCTION

Actuellement, Madagascar se lance vers un développement économique. L'une des actions menées par l'Etat concerne les infrastructures (routes, bâtiments, ...). La réalisation de ces travaux nécessite des matériaux de construction comme les roches d'empierrement et du sable aussi bien en quantité qu'en qualité.

Pour la recherche et l'évaluation de ces matériaux, on a mis en œuvre la technique de reconnaissance et de prospection. Parmi les techniques de prospection les plus répandues actuellement, la géophysique tient une place importante grâce à sa facilité d'application et sa capacité d'adaptation à toute forme de terrain. Les mesures géophysiques servent à déterminer la distribution spatiale de certaines propriétés physiques du sous-sol dans le but d'obtenir des informations sur sa structure géologique, hydrogéologique, géotechnique, etc....

On a utilisé dans notre cas, la méthode sismique. Elle est plus souvent mise en œuvre dans : les études hydrogéologiques, l'évaluation et la reconnaissance minières, l'exploration pétrolière. Elle a pour vocation principale de la reconnaissance des massifs rocheux dans le cadre des projets d'implantation d'ouvrages sous deux aspects fondamentaux : les études structurales et la caractérisation de l'état physique des diverses zones du massif rocheux par la connaissance des vitesses sismiques [1]. La méthode sismique a choisi lors de la prospection géophysique car elle permet de distinguer deux ou plusieurs couches du sous-sol présentant des contrastes de vitesse d'ondes sismiques [2].

L'objectif de ce mémoire est d'estimer la profondeur du toit des roches dures, saines sous la couverture latéritique, en utilisant la prospection sismique. C'est pour cela, que le présent mémoire est intitulé : « **MODELISATIONS 2D ET 3D DE DONNEES SISMIQUES, APPLICATION A LA DETECTION DE ROCHES A SARAHIMBOLO, DISTRICT DE TOAMASINA II** »

Ce travail se divise en quatre (04) grands chapitres :

- Le premier présente le contexte général de la zone d'étude,
- Le deuxième développe la théorie et la méthodologie appliquées dans le cadre de cette étude,
- Le troisième montre la technique d'acquisition et donne les étapes de traitement des données sismiques,
- Le quatrième détaille les résultats et l'interprétation.

CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

On présentera dans ce chapitre le contexte général de la zone d'étude comprenant successivement la localisation, le climat du lieu et la géologie.

I-1 LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE

La zone d'étude se trouve au Nord-Ouest de Toamasina. Elle appartient administrativement au Fokontany Ambonivato, à la Commune de Toamasina Suburbaine. Elle fait partie de District de Toamsina II, de Région d'Atsinanana.

Elle est localisée à l'Ouest de l'axe de la route national numéro cinq (RN5) reliant Toamasina et Fenerive Est. On prend la piste carrossable de 6km au niveau du village d'Ivoloina pour accéder sur le lieu.

La zone est formée de deux collines, l'une est située au Sud -Ouest et elle étend sur une superficie 0.74ha, et l'autre domine la partie Nord-Ouest de la zone avec sa superficie de 1ha environ. La superficie totale de la zone d'étude est alors de 1.74ha.

Géographiquement, le centre de la zone d'étude est localisé approximativement, selon le système de référence WGS 84 UTM 39S, aux coordonnées X=324972 m et Y=8005334 m.

La zone est délimitée (**Figure 1**) :

- Au Nord, par le Fokontany Vohilava
- Au Sud-Ouest, par le Fokontany Ampihaonana
- Au Nord-Est, par le Fokontany Antetezambaro
- Au Sud-Est, par le Fokontany Analamalotra
- A l'Est, par le Fokontany Vohidrotra
- A l'Ouest, par le Fokontany Ambohimandresy

La figure1 représente la localisation géographique de la zone d'étude.

(Source : Extrait de la carte topographique de Toamasina, feuille V45, BD 100, FTM, image SAS Planet)

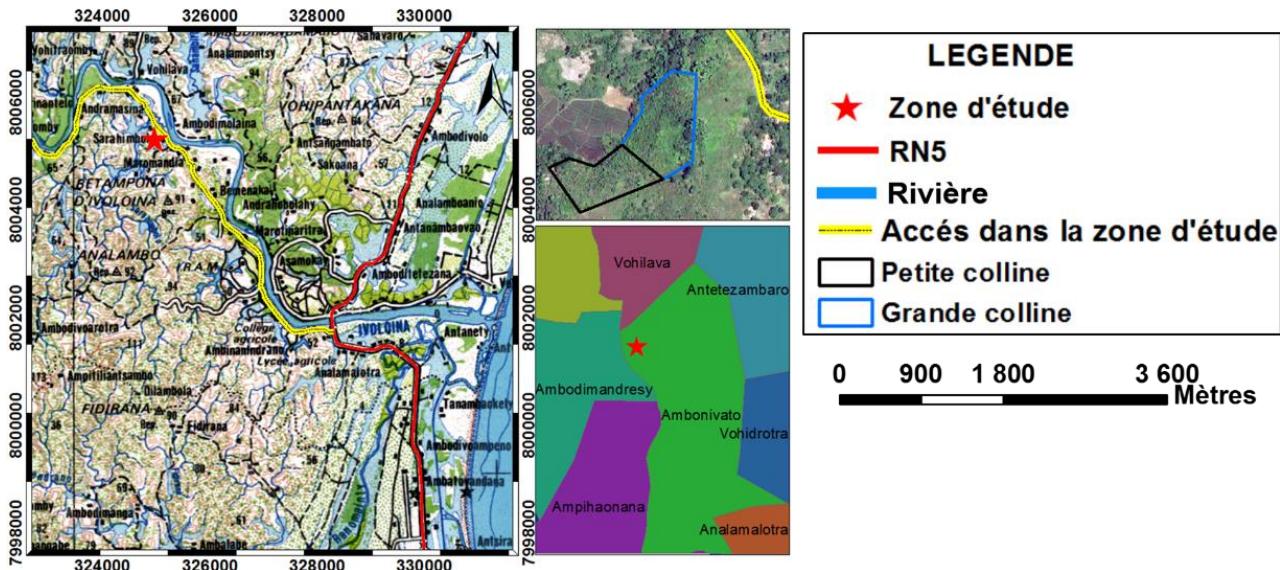


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

I-2 CONTEXTE CLIMATIQUE

La côte Est de Madagascar fait partie de la zone la plus humide de la grande île. Elle est occupée en majeure partie des forêts tropicales.

La zone est régie par le climat de type tropical chaud et humide avec une forte pluviométrie (Figure 2).

(Source : service de la prévision météorologique, Ampandrianomby)

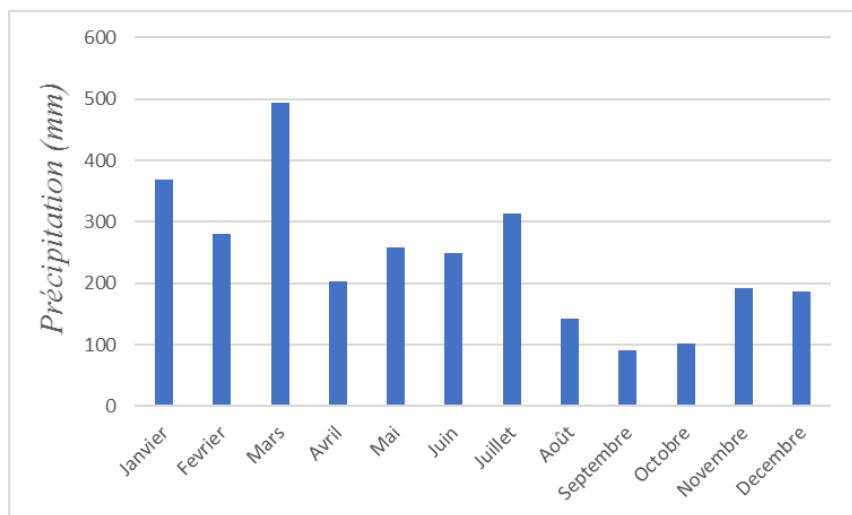


Figure 2 : Précipitations moyennes de Toamasina entre 2014-2018

La figure 2 montre que la pluviométrie maximale est de l'ordre de 500 mm au mois de Mars. La hauteur pluviométrique minimale est enregistrée au mois de Septembre, elle est de l'ordre de 90 mm. La précipitation totale annuelle enregistrée sur cette région, entre l'année 2014 et 2018 est de

l'ordre de 2 000 mm à 3 000 mm. La période pluvieuse est entre le mois de Janvier et le mois de Juillet.

Les cyclones représentent une composante importante de climat de cette région, parce qu'ils apportent souvent de destructions et des modifications importantes sur le milieu. De plus, qu'ils sont à l'origine des événements violents tels que les inondations, le glissement de terrain à cause de l'intense précipitation qui l'accompagne. La région Atsinanana est une région côtière, qui est à la fois la porte de toutes catastrophes naturelles ayant comme source l'Océan et qu'elle est aussi une des régions souvent soumises aux perturbations climatiques tel que les cyclones et la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale).

(Source : service de la prévision météorologique, Ampandrianomby)

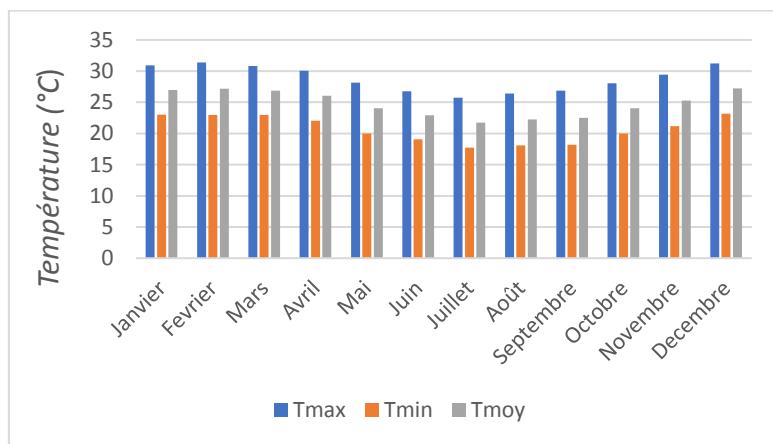


Figure 3 : Températures moyennes de Toamasina entre 2014-2018

La température maximale est de l'ordre de 31°C, elle a lieu au mois de Février. La valeur minimale de la température est enregistrée au mois de Juillet, elle est de l'ordre de 17°C. La période chaude se passe entre le mois de Décembre et le mois d'Avril, la température moyenne pendant cette saison est de l'ordre de 29°C. La température moyenne minimale est de l'ordre de 21°C.

I-3 CONTEXTE GEOLOGIQUE

La région Atsinanana est caractérisée par deux types de formations géologiques : les formations sédimentaires et les formations cristallines. La zone d'étude appartient géologiquement au domaine d'Antananarivo, qui correspond aux Hauts-plateaux du centre de Madagascar, constitué d'une vaste étendue composée d'orthogneiss et de paragneiss d'âge Néoarchéen en faciès schiste vert à granulitique [3] [4].

- **Les formations sédimentaires**

Elle est localisée au bord de la mer, entre 0 km et 6 km de la côte. Ce sont des couvertures récentes, du quaternaire à l'actuelle. Les grès rougeâtres se trouvent juste sous les couvertures dunaires. Ils terminent les séries de dépôts sédimentaires localisées à l'Est de la formation cristalline.

- **Les formations cristallines**

La Région Atsinanana se trouve dans le domaine d'Antananarivo. On y rencontre des roches filoniennes comme les quartzites, les basaltes à texture doléritique et les microgranites qui ont comblées les ouvertures résultantes des mouvements tectoniques anciens. Les deux derniers types de roches nous intéressent particulièrement à cause de leurs caractéristiques mécaniques, sa dureté et son abrasivité. Les roches éruptives se classent en deux catégories selon leur âge : la première catégorie regroupe les intrusions ultrabasiques de forte densité. Ce sont des roches éruptives anciennes telles que les syénites. Et la seconde regroupe des formations tardives plus récents, d'âge crétacé, est formée de basaltes à texture doléritique et de microgranites. Cette catégorie constitue d'excellents matériaux d'empierrement et de construction.

I-3-1 Géologie régionale et locale

La région Est de Madagascar est formée principalement du socle précambrien qui couvre, les 2/3 de la superficie totale de la grande île. Du point de vue pétrographique, elle est constituée principalement des roches métamorphiques qui ont été mises en place avec la condition de métamorphisme à degré élevé. Les roches ont subi ensuite par des tectoniques cassantes et les ouvertures résultantes de ces contraintes ont été remplis par des roches éruptives.

(Source : feuille géologique U45-V45 AMBODILAZANA TOAMASINA 1959)

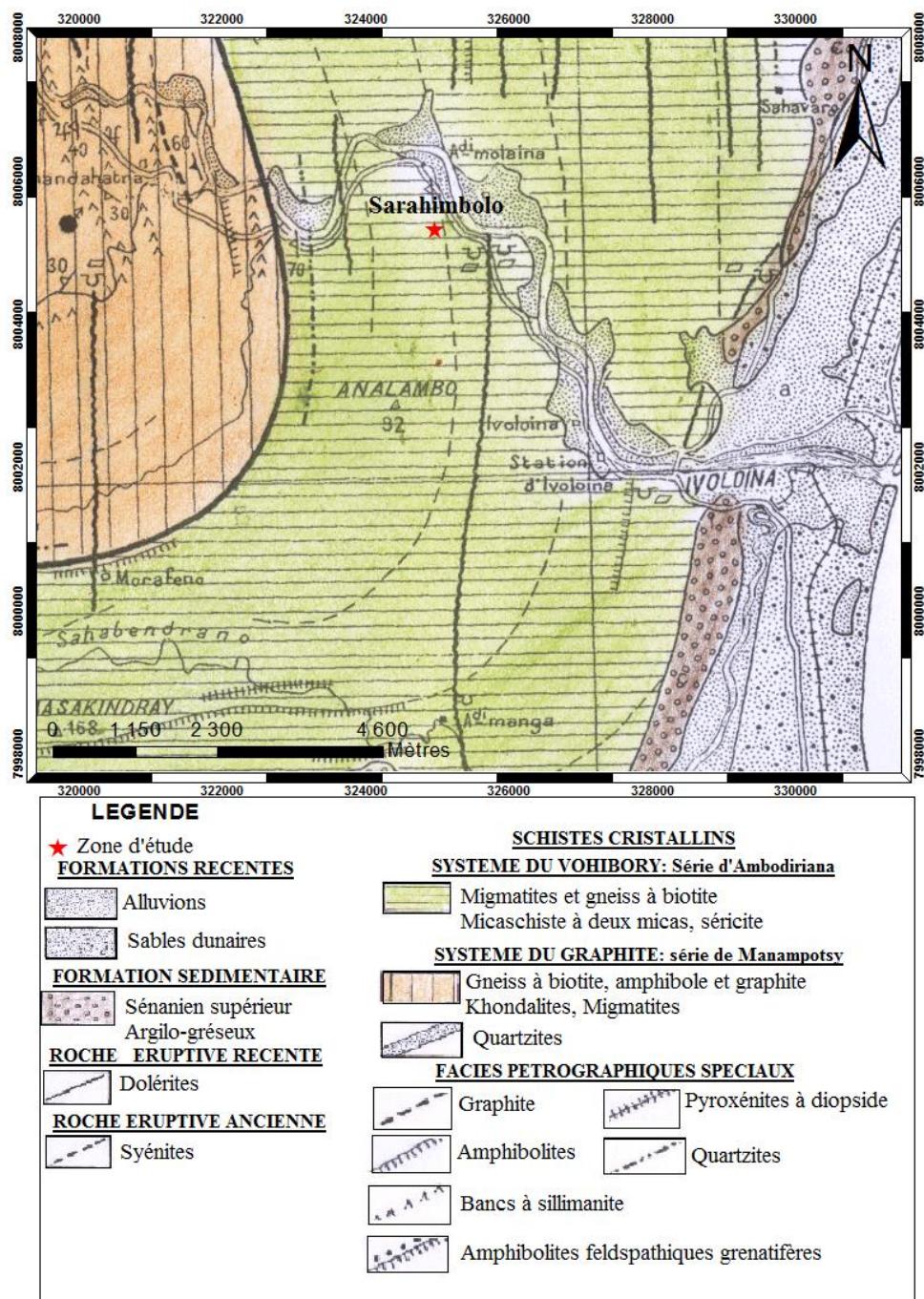


Figure 4 : Carte géologique régionale

On rencontre dans cette région deux principaux types de roche : la roche filonienne formée de dolérite, les roches métamorphiques formées essentiellement d'amphibolite, de migmatite et gneiss à biotite, de micaschiste à deux micas. Les Migmatites couvrent presque la totalité de la zone d'étude et ils sont découpés par les roches filonniennes, le dolérite et le basalte ayant une direction Nord-Sud, et les amphibolites suivent généralement la direction perpendiculaire à celle de dolérite.

Les dolérites, les basaltes et les microgranites appartenant à la famille de roches filonniennes constituent l'excellent matériaux d'empierrement et de construction dans cette région. Les basaltes sont moins nombreux et accompagnent généralement les dolérites. Ces filons résultent du remplissage des fractures récentes du socle qu'ils occupent avec une direction générale Nord-Sud.

Les affleurements rencontrés dans la zone d'étude sont présentés sur la Photo1.



Photo 1 : Affleurements des roches basaltiques dans la zone d'étude

I-3-2 Géomorphologie

La Région Atsinanana a son originalité à cause de son relief. C'est son altitude qui la distingue des autres Régions avoisinantes. En effet, son paysage est caractérisé par la présence des plaines à basse altitude étroites étirées suivant la direction Nord-Sud, parallèle littoral, et d'une zone de déclivité de plus en plus accidentée à mesure qu'elle gravite vers l'Ouest. La région juxtapose ainsi des formes variées de la côte vers l'intérieur : plaine côtière, zone de collines et hauts massifs cristallins. Ce qui fait que cette région, la zone a une morphologie le plus diversifiée de Madagascar.

Géomorphologiquement, la zone d'étude comporte une ligne de crête, en forme d'arc de cercle, deux versants Ouest et Sud-Ouest et en aval des bas-fonds aménagés en rizières. Le sommet des collines est plus ou moins arrondi, et la partie amont de la zone couvre de végétation secondaire (Ravinala...) (**Photo 2**). Le sol y est de type ferrallitique rouge dus au phénomène d'altération affectée sur les formations géologiques sous-jacentes.

Voici une photo qui illustre la géomorphologie de la zone d'étude :



Photo 2 : Géomorphologie de la zone d'étude

La zone d'étude est localisée dans la région Est de Madagascar. Elle s'étale sur une superficie de 1.74 ha. Cette région a un type de climat tropical chaud et humide avec une forte pluviométrie. De plus, la zone se trouve sur la roche cristalline du domaine d'Antananarivo. Les roches ont été affectées par des mouvements tectoniques importants et ont subi des ouvertures, qui ont été ensuite comblés par des liquides magmatiques (basalte, dolérite et syénite). La couverture latéritique est importante en certains endroits.

CHAPITRE II : RAPPELS METHODOLOGIQUES

Les méthodes géophysiques peuvent être classées en deux catégories [5] :

- Les méthodes actives : source artificielle (maîtrisée et contrôlée), qui génère son propre champ physique. Elles mettent en évidence les modifications de ce champ dans le sol.
- Les méthodes passives : source naturelle ou artificielle qu'elles ne produisent pas elles-mêmes et observent les modifications du champ dans le sol.

Le tableau ci-après présente les différentes méthodes de prospection géophysiques.

Tableau 1 : Les différentes méthodes géophysiques et ses paramètres mesurées

Méthode	Paramètre mesurée	Origine du champ physique	Champ physique
Sismique	Vitesses des ondes sismiques	Provoquée	Temps de trajet
Electromagnétique	Conductivité et permittivité	Provoquée	Champ électromagnétique
Electrique	Résistivité	Provoquée	Champ électrique
Magnétique	Susceptibilité magnétique	Naturelle	Champ magnétique
Gravimétrie	Densité	Naturelle	Champ de pesanteur
Radioactivité	Radioactivité des roches	Naturelle ou provoquée	Champ radioactif

II-1 METHODE SISMIQUE

La méthode sismique peut être divisées en deux groupes en fonction de la source d'énergie utilisée : l'une est la sismologie lorsque l'énergie provient de source naturelle et l'autre est la sismique lorsque l'énergie est obtenue d'une source artificielle ou provoquée. Ces méthodes permettent d'obtenir des informations sur la structure géologique du sous-sol [6].

II-1-1 Les ondes sismique

Les ondes sismiques, sont assimilées à des ondes élastiques. Ces ondes se comportent comme des ondes lumineuses, elles subissent des réflexions et des réfractions selon les lois de Snell-Descartes [7]. Lorsque l'on applique une contrainte locale sur un objet élastique (exemple : coup de marteau), la déformation qui en résulte se propage en s'éloignant du point d'impact appelée source. Il existe deux types d'ondes sismiques : les ondes de volume (ondes P, ondes S) qui sont les plus couramment utilisées pour l'imagerie sismique de structures géologiques [8] et les ondes de surface (ondes de Rayleigh, ondes de Love) de forte amplitude mais qui sont globalement plus lentes que les ondes de volume [9].

(Source : www.auvergne-rhone-alpes.developpement-durable.gouv.fr [10])

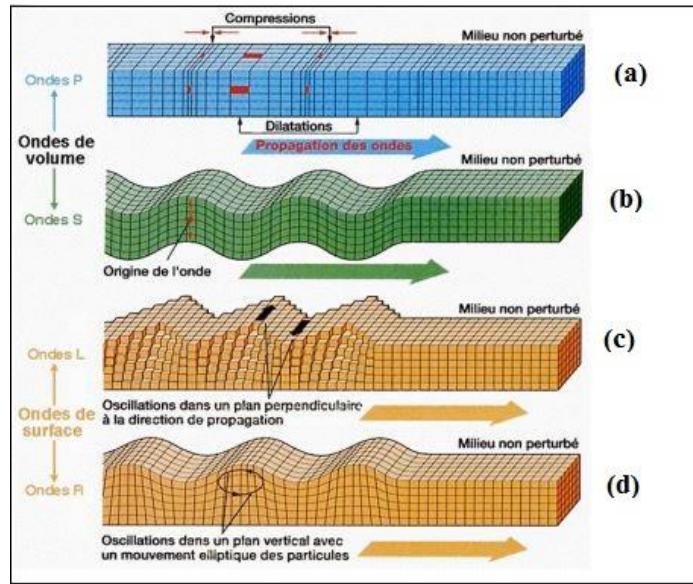


Figure 5 : Modes de propagation des ondes sismiques (a) ondes de compression P, (b) ondes de Love, (c) ondes de cisaillement S et (d) ondes de Rayleigh.

Pour le cas d'un milieu homogène, isotrope et parfaitement élastique, on montre que, la vitesse de propagation des ondes S et P est donnée en fonction des constantes de Lamé (λ et μ) par les formules suivantes [11] :

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad (1)$$

Les ondes de cisaillement sont $\sqrt{3}$ fois moins rapide que les ondes P selon l'équation suivant

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

Vp : vitesse de l'onde P (m/s)

Vs : vitesse de l'onde S (m/s)

où λ et μ sont les coefficients de Lamé exprimé en Pascal (Pa) et ρ est la masse volumique du milieu (grandeur sans dimension).

II-1-2 Théorie d'élasticité [12]

La théorie de l'élasticité est la base de la méthode sismique. Les propriétés élastiques des roches sont caractérisées par les modules ou constants élastiques, qui spécifient les relations entre contrainte et déformation.

La contrainte définie comme le rapport de la force sur la surface. Elle dite de compression (ou d'extension ou normale) quand elle est perpendiculaire à la surface considérée ; par contre, elle est appelée contrainte de cisaillement quand elle est parallèle à la surface considérée.

Les déformations se classent en deux (02) types fondamentaux : déformations normales (**Figure 6**) et déformations en cisaillement (**Figure 7**).

- **Déformation normale :**

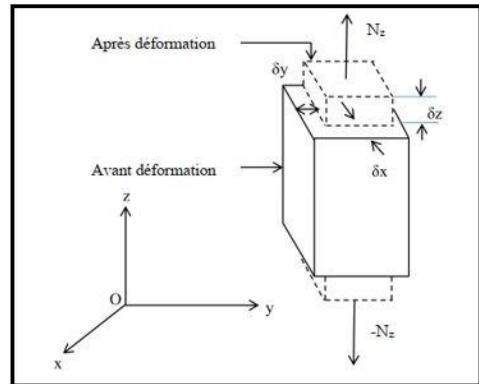


Figure 6 : Déformation normale

Lorsque l'on exerce une traction ou une compression, la largeur de la pièce varie également mais cette variation est inverse à l'allongement. La variation relative de dimension est proportionnelle à l'allongement relatif δz , le coefficient de proportionnalité est le coefficient de Poisson σ permettant de caractériser la contraction de matière perpendiculairement à la direction de l'effort appliqué. La traction qui s'exerce aux arêtes du parallélépipède est : $\delta x = \delta y = -\sigma \delta z$

(3)

- **Déformation en cisaillement :**

Si un bloc cubique est attaché par sa face inférieure à une surface immobile (**Figure 7.a**) et qu'on exerce une traction sur la surface supérieure, le cube a été déformé et incliné par un angle α .

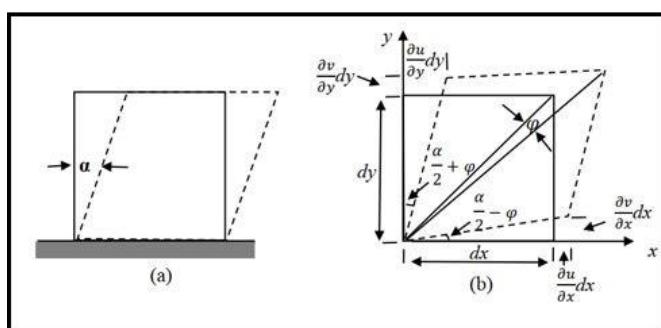


Figure 7 : Déformation en cisaillement : a) cisaillement pure b) cisaillement et rotation

L'angle $\frac{\alpha}{2} - \varphi$ est approximé par sa tangente $\frac{\partial u}{\partial x}$, et si on définit ε_{xy} comme la déformation de cisaillement.

$$\text{On a, } \frac{\alpha}{2} + \varphi = \frac{\partial u}{\partial y}, \frac{\alpha}{2} - \varphi = \frac{\partial v}{\partial x}$$

$$\text{et} \quad \varepsilon_{xy} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \varphi = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

En trois (03) dimensions,

$$\left. \begin{aligned} \varepsilon_{xy} &= \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} & (4) \\ \varepsilon_{yz} &= \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} & (5) \\ \varepsilon_{zx} &= \varepsilon_{xz} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} & (6) \end{aligned} \right\}$$

L'expression général de la loi de Hooke est donnée en **ANNEXE 1**.

Les contraintes et les déformations sont reliées par les constantes élastiques appelées paramètre de Lamé, module de rigidité, module d'Young, module d'incompressibilité, coefficient de Poisson.

- **Paramètre de Lamé** noté λ exprimée en Pascal (Pa). Il exprime la sensibilité d'un matériau face à une contrainte, moins il y a de déformation, plus λ est grand. Donc λ est grand pour un milieu qui est peu sensible à la contrainte.

$$\lambda = K - \frac{2}{3} \mu$$

- **Module de rigidité** noté μ ou G , appelé aussi module de cisaillement ou coefficient de Coulomb que l'on s'exprime en Pascal (Pa). Il mesure la rigidité d'un milieu. A la limite pour $\mu = 0$, le milieu se déforme sans contrainte. Pour le cas d'un solide : $\lambda \approx \mu \approx 0.25$

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

- **Module d'incompressibilité volumique** noté K exprimé en Pascal (Pa). C'est la constante qui relie la contrainte au taux de déformation d'un corps isotrope soumis à une compression isostatique. On montre que ce coefficient K est élevé pour un milieu résistant à une contrainte.
- **Module d'Young** noté E qui s'exprime en giga pascal (GPa), appelé aussi coefficient d'élasticité. C'est le rapport de la contrainte normale sur la déformation normale. Plus le milieu est ductile, plus E est grand. Comme le cas d'un milieu très élastique qui transmet bien une onde de compression.
- **Coefficient de Poisson** σ qui est un paramètre sans dimension et toujours positif. Sa valeur est inférieure à 0.5. C'est le rapport de la déformation latérale sur la déformation normale.

Plus le milieu est rigide, plus σ est petit ; et plus σ est faible, mieux se propagent les ondes de cisaillement.

Les relations entre les paramètres élastique et les vitesses sismiques est données en **ANNEXE 2**. Le module de cisaillement μ et le module de d'incompressibilité K sont les modules les plus utilisés pour l'étude des ondes élastiques dans le sol.

On peut déterminer la densité ρ si on connaît la vitesse de propagation des ondes primaires (V_p), en utilisant la relation : $\rho = 1.2475 + 0.399V_p + 0.026V_p^2$ (7)

II-1-3 Vitesse des ondes sismiques [6] [13]

Les ondes sismiques s'étendent à travers les couches géologiques à une vitesse qui dépendent de la nature du milieu traversé. Les vitesses sismiques dépendent uniquement de deux constantes élastiques et de la masse volumique pour les milieux isotropes.

Le tableau 2 donne quelques exemples de vitesses sismiques pour les ondes P et S et ainsi la masse volumique, pour les différents matériaux géologiques. Les intervalles semblent parfois très larges : ils reflètent le degré d'hétérogénéité de certains matériaux comme pour les roches ignées ou métamorphiques, et le degré de compaction pour les roches sédimentaires. Pour une même formation géologique, les vitesses sismiques seront différentes en fonction de l'état de fracturation de la roche [12].

(Source : Mari J-L et al, 1998 [2])

Tableau 2 : Vitesse sismique et masse volumique pour quelques formations géologiques

Nature des terrains	V_p (ms^{-1})	V_s (ms^{-1})	Masse volumique ($g cm^{-3}$)
<i>Eboulis, terre végétale</i>	300 - 700	100 - 300	1.2 - 2.4
<i>Sables secs</i>	400 - 1200	100 - 500	1.5 - 1.7
<i>Sables humides</i>	1500 - 2000	400 - 600	1.9 - 2.1
<i>Argiles saturées</i>	1100 - 2500	200 - 800	2.0 - 2.4
<i>Marnes</i>	2000 - 3000	750 - 1500	2.1 - 2.6
<i>Série argilo-gréseuse saturée</i>	1500 - 2200	500 - 750	2.1 - 2.4
<i>Grès poreux et saturés</i>	2000 - 3500	800 - 1800	2.1 - 2.4
<i>Calcaires</i>	3500 - 6000	2000 - 3300	2.4 - 2.7
<i>Craie</i>	2300 - 2600	1100 - 1300	1.8 - 2.3
<i>Sel</i>	4500 - 5500	2500 - 3100	2.1 - 2.3
<i>Anhydrite</i>	4000 - 5500	2200 - 3100	2.9 - 3.0
<i>Dolomite</i>	3500 - 6500	1900 - 3600	2.5 - 2.9
<i>Granite</i>	4500 - 6000	2500 - 3300	2.5 - 2.7
<i>Basalte</i>	5000 - 6000	2800 - 3400	2.7 - 3.1
<i>Gneiss</i>	4400 - 5200	2700 - 3200	2.5 - 2.7
<i>Charbon</i>	2200 - 2700	1000 - 1400	1.3 - 1.8
<i>Eau</i>	1450 - 1500	-	1
<i>Huile</i>	1200 - 1250	-	0.6 - 0.9
<i>Glace</i>	3400 - 3800	1700 - 1900	0.9

La vitesse de l'onde primaire et la ripabilité des roches ont aussi une relation comme montre la **Figure 8**.

(Source : Mari J-L et al, 1998 [2])

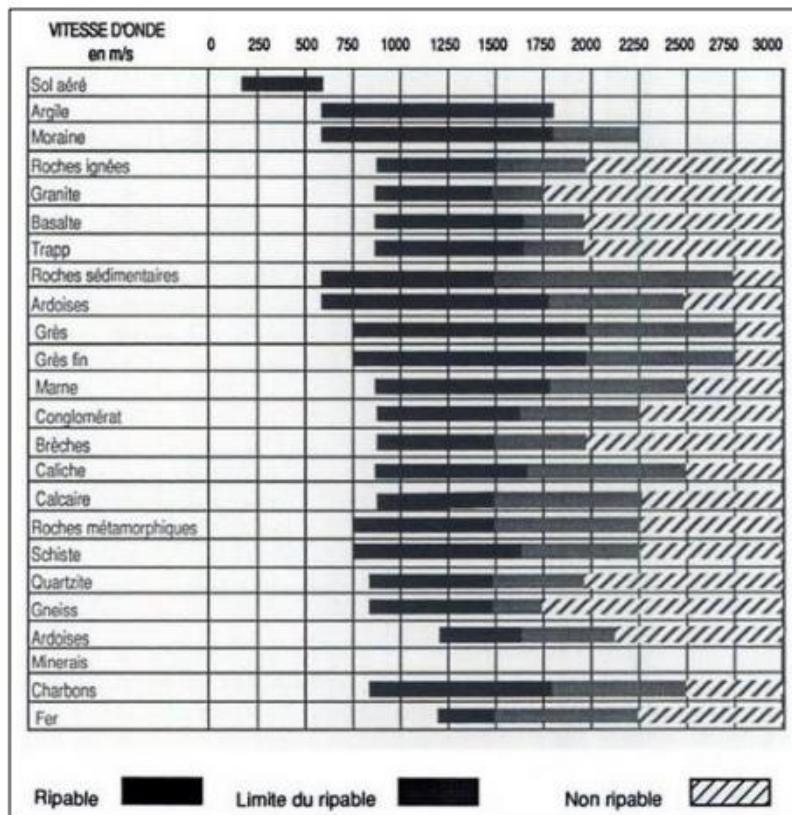


Figure 8 : Relation entre la vitesse V_p et le ripabilité des roches

II-2 METHODE SISMIQUE REFRACTION

La sismique réfraction est couramment utilisée lorsqu'il s'agit de caractériser une structure multicouches, subhorizontale ou pentée [7].

II-2-1 Principe de la sismique réfraction

La méthode sismique réfraction est basée sur l'étude de la propagation des ondes sismiques en profondeur. L'objectif est d'obtenir une répartition de la vitesse de propagation des ondes en fonction de la profondeur. Ces ondes sont provoquées par un choc (masse) enregistrée par des géophones verticaux en surface (**Figure 9**) qui transforment les vibrations du sol en énergie électrique. Chaque géophone transmet le signal reçu à un enregistreur via des conducteurs rassemblés dans une gaine appelée flûte sismique [5]. La dromochronique est le graphique du temps de propagation des premières arrivées détectées par les géophones en fonction de la distance des géophones par rapport au point de tir sismique (**Figure 9**).

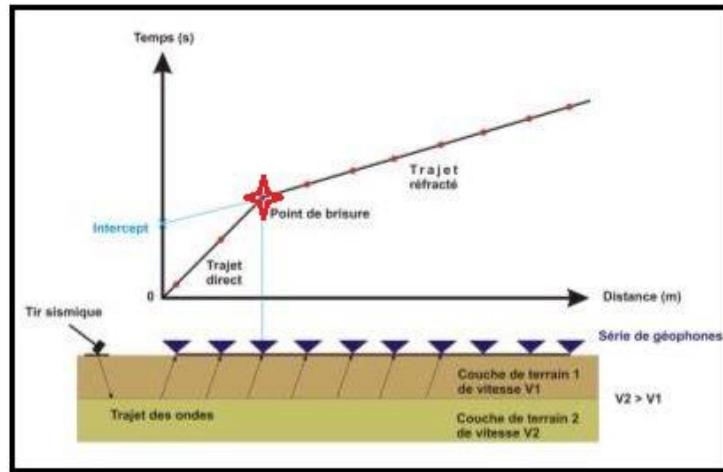


Figure 9 : Schéma pour le principe de la sismique réfraction

La profondeur d'investigation dépend bien à la puissance de la source, ou bien en fonction de la longueur du profil et la longueur d'onde. Soit la profondeur P est supérieure à la moitié de la longueur du profil et aussi inférieure à la moitié de la longueur d'onde maximale du système.[14] [12].

Les lois de propagation des ondes sismiques sont similaires aux lois de l'optique (lois de la réflexion et de la réfraction de Snell-Descartes, **Figure 10**). Leurs trajets peuvent être très complexes. Leur temps de parcours dépend du trajet qu'elles empruntent.[15] [16].

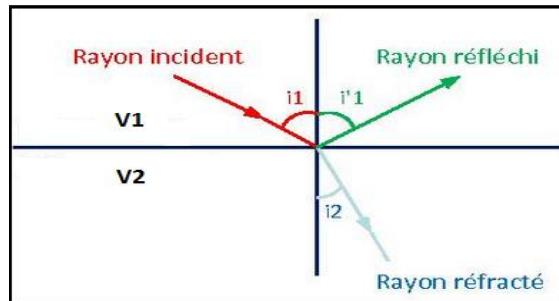


Figure 10 : Lois de Snell-Descartes

- Première loi de Snell-Descartes : il existe une relation entre l'angle d'incidence et l'angle de réflexion d'où $i_1 = i'_1$
- Deuxième loi de Snell-Descartes : il existe une relation entre l'angle d'incidence et l'angle de réfracté : $\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2}$ avec $V_2 > V_1$

II-2-2 Réfraction pour deux couches horizontales [12]

La sismique réfraction est basée sur la détermination de temps de propagation des ondes réfractées (ondes P).

Considérons alors un modèle à deux couches horizontales donné sur la figure 11.

(Source : *Géophysique Appliquée II, CHOUTEAU M. et al, 2008*)

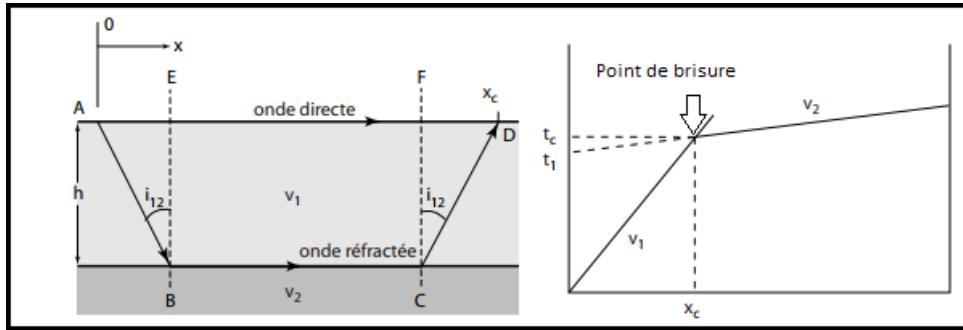


Figure 11: Réfraction pour un terrain à deux couches horizontales et l'hodochrone correspondant

Le point de tir est en A et le point de réception est en D. Considérons les rais sismiques suivant le trajet ABCD. On pose $AD = x$.

Le temps de propagation de l'onde directe est : $t_d = \frac{x}{v_1}$

On peut tirer à partir de cette équation la vitesse de propagation V_1 , donnée par

$$V_1 = \frac{x}{t_d}$$

Le temps de parcours pour l'onde réfractée est :

$$t_r = t_{AD} = t_{AB} + t_{CB} + t_{CD} = \frac{AB}{V_1} + \frac{CB}{V_2} + \frac{CD}{V_1} \quad \text{avec } AB = CD$$

$$t_r = \frac{2AB}{V_1} + \frac{BC}{V_2}$$

On a $x = AE + EF + FD$ et $BC = EF$

$$BC = x - 2AE \quad \text{et} \quad \tan i_{12} = \frac{AE}{h}$$

$$BC = x - 2h \tan i_{12} \quad \text{et} \quad \cos i_{12} = \frac{h}{AB}$$

$$t_r = \frac{2h}{V_1 \cos i_{12}} + \frac{(x - 2h \tan i_{12})}{V_2}$$

$$t_r = 2\left(\frac{h}{V_1 \cos i_c} - \frac{h \tan i_{12}}{V_2}\right) + \frac{x}{V_2}$$

$$t_r = \frac{x}{V_2} + \frac{2}{V_1} + \left(\frac{h}{\cos i_{12}} - \frac{h V_1 \tan i_{12}}{V_2}\right)$$

$$t_r = \frac{x}{V_2} + \frac{2h(1 - \sin^2 i_{12})}{V_1 \cos i_{12}}$$

D'où,
$$t_r = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \cos i_{12}}{V_1}$$

Cette expression est le temps de propagation de l'onde réfractée. L'hodochrone est une simple droite de pente $\frac{1}{V_2}$ et d'ordonnée à l'origine $\frac{2h \cos i_{12}}{V_1}$ qui ne dépend que de l'épaisseur de la couche et des vitesses de part et d'autre de l'interface. Si la pente est forte, la vitesse est faible et si faible, la vitesse est élevée.

- Pour la détermination de temps de propagation de l'onde réfractée pour le cas de n couches horizontales, on peut généraliser l'équation précédente [17]

$$t = \frac{x}{V_n} + 2 \sum_{i=1}^{n-1} h_i \frac{\sqrt{V_n^2 - V_i^2}}{V_n V_i}$$

Comme on sait déjà qu'au point de brisure x_C , on a : $t_{\text{onde directe}} = t_{\text{onde réfractée}}$

Le nombre de segments de droite qui présente sur l'hodochrone (**Figure 11**) indique le nombre de couches qui constitue le sous-sol.

L'épaisseur du terrain est donnée par l'équation :

$$h = \frac{x_C}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Le cas d'un modèle de terrain à deux couches inclinées sera détaillé dans l'**ANNEXE 3**.

II-3 METHODE ACTIVE D'ANALYSE EN MULTICANAUX DES ONDES DE SURFACE (MASW)

La méthode d'analyse multicanaux des ondes de surface (MASW), consiste à étudier les ondes de Rayleigh a été mise au point en 1996 par l'équipe du Dr Park C. B. au Kansas Geological Survey. La technique consiste à étudier la propagation des ondes de surface dans le sous-sol dans le but d'en déduire les variations de vitesses des ondes de cisaillement (Vs) [18]. Cette méthode est aussi une adaptation de la SASW à des enregistrements avec de nombreux géophones en profils : le dispositif d'acquisition est similaire à celui de la sismique réfraction en ondes P (ondes de compression) ou en ondes SH (ondes de Love). Différentes techniques de traitement du signal peuvent être appliquées pour transformer le signal de l'espace-temps - distance à l'espace de la courbe de dispersion : l'espace fréquence – vitesse [19].

La relation entre les ondes de Rayleigh et les ondes de cisaillement est donnée par :

$$V_R = \frac{1,12\sigma + 0,87}{1+\sigma} V_S$$

Où,

V_R : Vitesse des ondes de Rayleigh

V_S : Vitesse des ondes de cisaillement

σ : Coefficient de Poisson

En principe, on détermine directement les vitesses de phase à partir des données multicanaux des ondes de surface. Cette vitesse de phase est environ 92 pour cent de V_S [20]. Pour cela, il est possible d'estimer une courbe de dispersion des données résultant de tirs multiples (Multi-Shot) en transformant les données échantillonnées dans le domaine temps- distance en domaine fréquence-vitesse. La variation de la vitesse de propagation de cette onde est fonction de leur fréquence de vibration. Ici, les signaux de haute fréquence ont une faible vitesse tandis que les signaux de basse fréquence sont rapides [21]. En outre, cette intégration convertit directement les signaux du domaine temporel en une courbe de vitesse de phase en fonction de la fréquence en utilisant la technique de corrélation croisée des points milieux communs (CMPCC) pour la méthode MASW à source impulsive.

La profondeur de pénétration est de l'ordre de la longueur d'onde. La profondeur d'investigation maximale est déterminée par la longueur d'onde la plus élevée obtenue lors de l'acquisition de données. En général, cette profondeur augmente lorsqu'on utilise une source lourde [22].

Il existe deux types de méthodes en MASW : la méthode passive et la méthode active [23].

- **Méthode passive** : en utilisant comme source les vibrations environnantes. Elles sont produites par des diverses sources telles que le vent, l'océan, les usines utilisant des machines lourdes... Dans cette méthode, la construction de la courbe de dispersion est à l'aide de SPAC (Spatial Autocorrelation) ou l'autocorrélation spatiale.
- **Méthode active** : en utilisant des sources impulsives (comme le marteau). La technique de corrélation croisée des points milieux communs (CMPCC) a été utilisée pour générer la courbe de dispersion. Cette méthode permet d'obtenir une image 2D du profil de vitesses de cisaillement.

II-4 METHODE DES MODELISATIONS A 2D ET A 3D DE VITESSES SISMIQUES

On a utilisé ici les données de vitesses des ondes de compression (V_p), qu'on a obtenu pour la technique de sismique réfraction.

II-4-1 Modélisation à 2D de vitesses sismiques

Les cartes 2D de vitesses sismiques ont été élaborées en utilisant la forme des données en **ANNEXE 5** avec le logiciel Oasis Montaj. Ces cartes présentent la vue globale de la zone en termes de vitesses de propagation des ondes, ainsi que la délimitation de structure du sous-sol.

L'algorithme de calcul de l'Oasis Montaj utilise la technique de krigeage, outil d'interpolation très utilisé en géostatistique. Le krigeage est une modélisation spatiale permettant d'obtenir une représentation homogène des informations étudiées à partir de données dispersées. D'où, il va se baser sur l'autocorrélation spatiale des données. Le krigeage est un interpolateur exact (la valeur estimée sur un point de mesure est égale à la valeur du point de mesure).

Il faut alors :

- Combiner les données des plusieurs coupes de vitesses des ondes de compression
- Exporter, trier et arranger les données résultant de l'inversion sur chaque coupe à un niveau de profondeur donné avant de procéder au maillage

II-4-2 Modélisation à 3D de vitesses sismiques

Un modèle 2D est constitué de points (représentant des vitesses) avec de coordonnées XY. Cependant, un modèle 3D est constitué aussi de points (représentant des vitesses) avec des coordonnées XYZ. La modélisation 3D est basée sur la présentation en trois dimensions d'un corps et sur le calcul de volume des matériaux utiles. Le logiciel qu'on a utilisé pour la réalisation de ce modèle est le logiciel Oasis Montaj avec une type de donnée sous forme de donnée « **Collar** » (**ANNEXE 5**), le logiciel est sous la fonction d'interpolation des points de coordonnées XYZ en une surface.

On va superposer les données de vitesse avec celle de la topographie pour avoir le modèle de vitesse à 3D en fixant une profondeur.

CHAPITRE III : ACQUISITION ET TRAITEMENTS DES DONNEES

Il existe, en géophysique, plusieurs méthodes qui permettent de faire une exploration du sous-sol. Le critère du choix des méthodes utilisé est lié au contraste des paramètres physiques existante entre la cible et l'encaissant. On doit dans ce cas connaître en détail la caractéristique de la zone et de la structure cible. Dans notre cas, le paramètre physique à utiliser est la vitesse de propagation des ondes sismiques puisqu'il s'agit ici de la détection de roches. Ceci nous amène à faire appel à la méthode sismique pour évaluer, à la fois, l'extension latérale et la profondeur de la cible.

III-1 TECHNIQUE DE MESURE

III-1-1 Technique de mesure en sismique réfraction

Une prospection sismique de surface requiert aux moins trois unités principales : source sismique (poids 20 kg), dispositif récepteur (géophones) et un laboratoire d'enregistrement numérique des ondes (sismomètre). Les ondes de vibration générées au point d'impact du marteau, appelé source, sont transformées par le sismomètre en onde numérique et ensuite enregistrées par l'ordinateur de terrain. Notons que le logiciel vibroscope de Seismic Source fourni avec l'appareil est utilisé pour piloter l'interface.

On a mis en place un dispositif constitué d'une rangée linéaire de 24 géophones, implantés verticalement au sol avec une distance inter géophone 3 m. Ce dispositif a été adopté pour atteindre le toit de la roche saine. La longueur de chaque profil est alors 69 m. Les 24 géophones sont reliés au sismomètre DAQLink II qui sont reliées par l'intermédiaire des câbles nommées flûtes. Le coup de poids d'un marteau qui pèse 20 kg sur une plaque métallique ont provoquées des vibrations. Le premier tir, est à 7.5 m du premier géophone. Les tirs effectués sont symétriques par rapport au centre du profil. Tous les tirs ont été réalisés avec une distance de 6 m. Ces tirs sont constitués par deux (02) tirs sur chaque bout de profil (tir direct et tir inverse) et onze (11) tirs entre les deux bouts du profil, ce qui fait au total quinze (15) tirs sur chaque profil sismique. Généralement, les trois premiers tirs permettent de déterminer la vitesse qui correspond à chaque formation, et aussi sa profondeur sous les géophones ayant reçu l'onde réfractée. Les deux (02) tirs sur les deux extrémités du profil sismique (en offset) permettent de déterminer l'interface géologique.

Le GPS Garmin a été utilisé aussi pour déterminer les coordonnées des deux bouts du profil, le premier et le dernier géophone, et aussi de milieu du profil. On a aussi entrepris des levées topographiques dans le but de suivre avec précision la forme du terrain naturel.

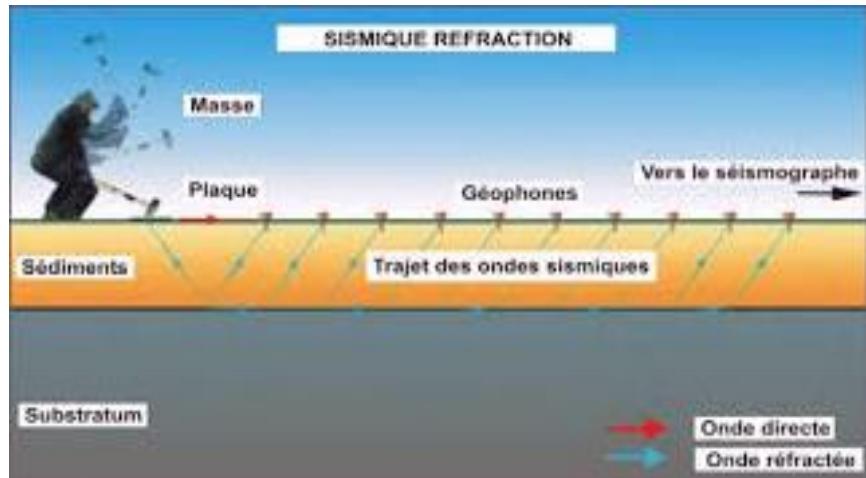


Figure 12: Acquisition pour la sismique réfraction

Les travaux sur terrain commencent par l'installation du dispositif de mesure sur le layon préalablement ouvert, si le lieu de passage de la ligne est couvert de végétale dense.

L'acquisition de données ne sera pas exécutée que si le test du rapport signal / bruit est satisfaisant (le signal d'arrivée des ondes est évident sur chaque canal) et que les différents réglages ont été bien mis au point.



Photo 3 : Ouverture de layon pour une ligne géophysique

III-1-2 Acquisition de données en MASW

L'acquisition de données en MASW est la même qu'en sismique réfraction. Les données acquises sont alors transférées pour analyse, en utilisant le logiciel SeisImager. La figure 13 illustre schématiquement l'acquisition en MASW.

La vibration provoquée sur la source sismique génère les ondes de surface qui sont captées par les enregistreurs (24 géophones). Les ondes ainsi enregistrées sont ensuite transférées à l'ordinateur.

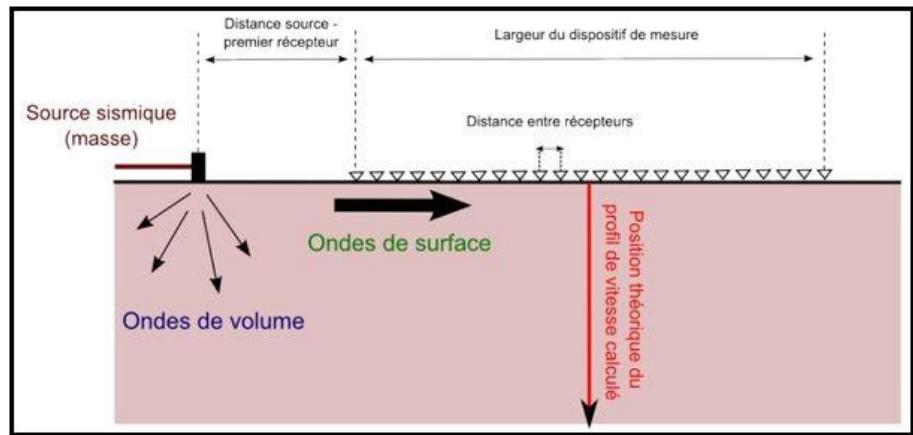


Figure 13 : Schéma d'une acquisition MASW

III-1-3 Matériels utilisés pour des mesures sur terrain

Durant la prospection sismique, de nombreux appareils ont été déployés : le sismomètre DAQLink II, le câble Ethernet reliant le sismomètre à l'ordinateur portable, l'ordinateur portable, les 24 géophones, la masse « marteau » pesant 20 kg, la plaque métallique, les deux flûtes reliant le sismomètre et les géophones, le décamètre, le GPS, le rouleau de fil électrique et la batterie de 12V.

La photo 4 présente l'appareil sismomètre DAQLINK II et ses accessoires que l'on a utilisés pour des mesures sur terrain.

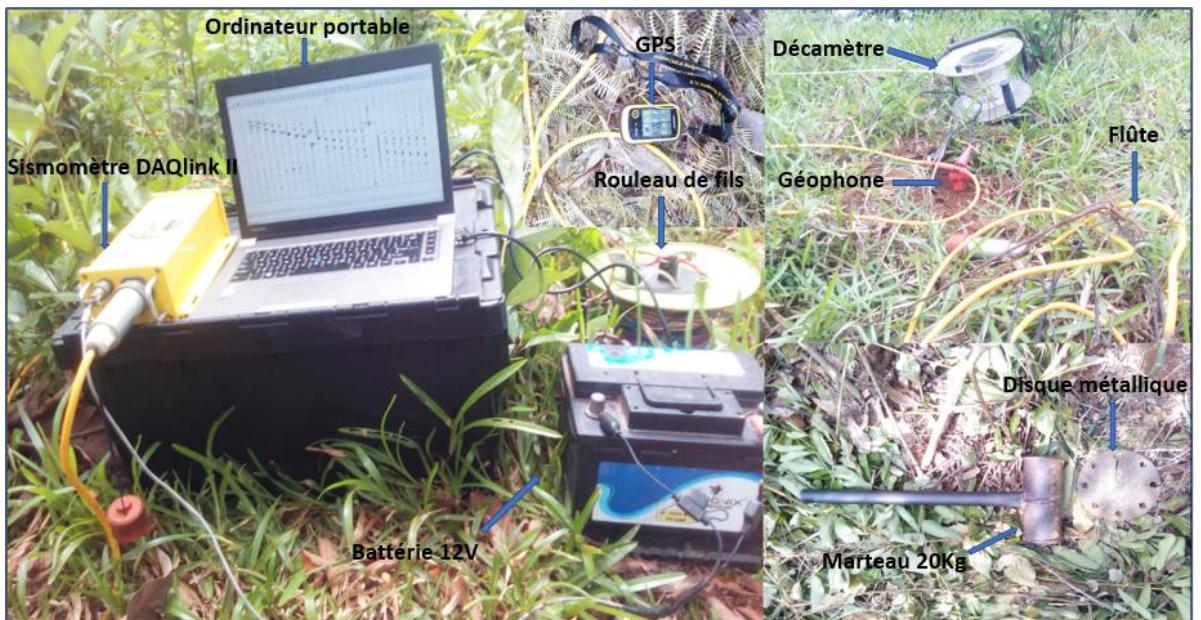


Photo 4 : Appareils et ces accessoires pour la prospection sismique

III-2 TRAITEMENTS DES DONNEES SISMIQUES

III-2-1 Sismique réfraction [22] [24] [25]

Les traitements des données en sismique réfraction se divisent généralement en deux étapes pour obtenir une coupe de vitesses : le pointage des premières arrivées des ondes et l'inversion de ces pointages en coupe de vitesses. Les résultats de la première étape sont les hodochrones ou dromochroniques. Après calcul, analyse et transformation de ces dromochroniques, on obtient une coupe de vitesses.

Les données ont été enregistrées par le biais du logiciel Vibrascope 2.4.59 de Seismic Source sous le format *.vsp. Ensuite, elles sont exportées sous le format *.sg2 (format requis par le logiciel de traitement) avec ce même logiciel.

Pour la sismique réfraction, les données ont été traitées avec le logiciel SeisImager/2DTM de OYO Corporation. Ce logiciel est utilisé pour lire les données *.sg2, contrôler l'affichage, faire des corrections, enregistrer, pointer les premières arrivées puis les sauvegarder, faire l'inversion des données en coupe de vitesses, obtenir les dromochroniques, et les coupes de vitesse. Ce logiciel comporte en trois modules Pickwin, Plotrefa et Geoplot. Le premier est utilisé comme les pointages des premières arrivées tandis que le second se consacre sur l'analyse et la modélisation de coupe de vitesses, et le dernier est ainsi utilisé pour finaliser la coupe sismique et exporter des données (x, y, vitesse) en usage d'établir des modèles 3D et 2D du sous-sol. Avant les pointages des premières ondes arrivées, on doit d'abord introduire les configurations géométriques c'est-à-dire configuration de l'abscisse des points de tir et des géophones, la distance inter-géophones de chaque profil.

Le pointage des premières arrivées des ondes avec PICKWIN est un procédé de traitement numérique des signaux enregistrés. Cette technique consiste à détecter et à pointer les premiers temps d'arrivés du signal au niveau de chaque capteur. Le signal à pointer est de type basse fréquence, forte amplitude ce qui le diffère des bruits naturels (signaux de haute fréquence). Il faut faire attention sur le pointage de bien distinguer l'onde de perturbation ou bruits et la première arrivée des ondes de compression pour avoir un bon pointage, la correction des erreurs sur le pointage des premières arrivées résulte la fiabilité des résultats sur les dromochroniques ainsi que sur les coupes de vitesses. Le **Figure 14** montre le pointage des premières arrivées des ondes de compression.

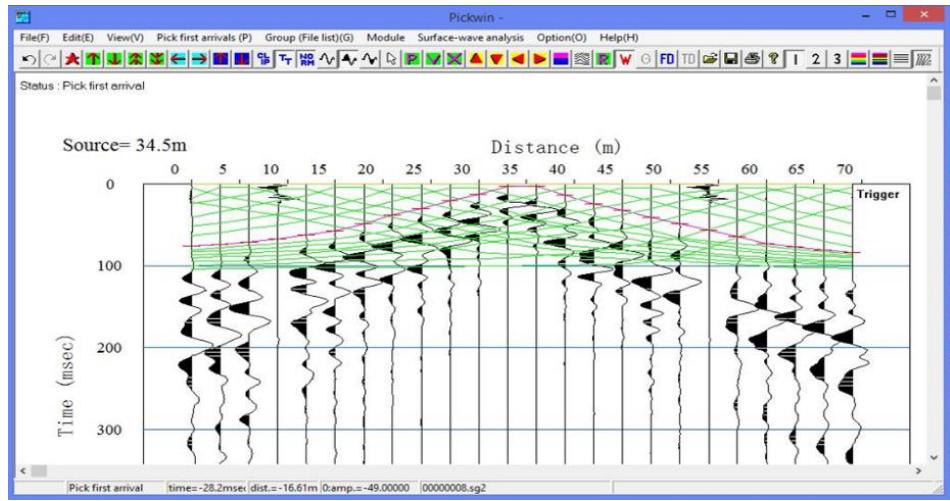


Figure 14 : Signal sismique avec pointage des ondes de premières arrivées sur Pickwin

Voici un diagramme qui résume les traitements des données sous le module Pickwin :

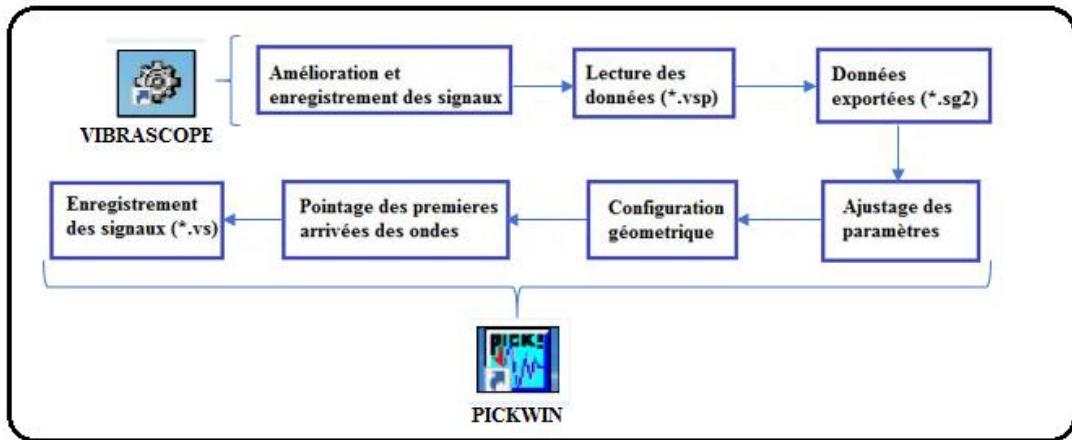


Figure 15 : Organigramme de traitement de données dans Pickwin

L'enregistrement de ces pointages est sous un fichier de type (*.vs) qui sera traité sous le module Plotrefa. Ce module prend la production de Pickwin comme type de données à traiter, et offre trois (03) techniques d'interprétation : « Time-term method » où la méthode en terme du temps, « Delay Time » où la méthode Inversion du temps et la méthode de tomographie, en fournissant une carte de section de vitesses. La méthode par tomographie a été, dans notre cas, 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.

Chaque tir correspond à un hodochrone. La représentation obtenue, pour chaque tir, des couples constitués du temps d'arrivé première (en ms) et de la position du géophone (en m) constitue une courbe dromochronique ou hodochrone. On effectue plusieurs tirs dans un profil, et on a plusieurs hodochrones qui sont spécifique en fonction du point de tirs comme illustre sur la

Figure 16. La pente de ces hodochrones permet de calculer la vitesse de chaque milieu. La pente des segments sur la représentation des dromochroniques correspond à l'inverse d'une vitesse et la position des « points de brisure » signifie la profondeur des réfracteurs.

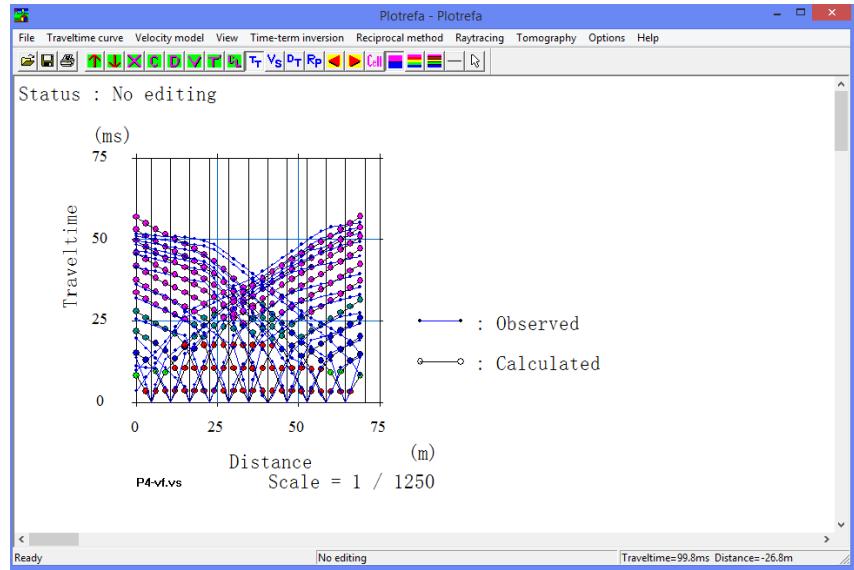


Figure 16: Hodochrone pour un profil sismique

Les hodochrones obtenus après le pointage seront traités numériquement par l'inversion du modèle de vitesses en couche tabulaire et le modèle obtenu est encore inversé pour avoir le vrai modèle du sous-sol. Puis, on ajoute les données topographiques à ce modèle afin de constituer le vrai modèle du terrain avec les variations du relief comme illustre sur la **Figure 17**.

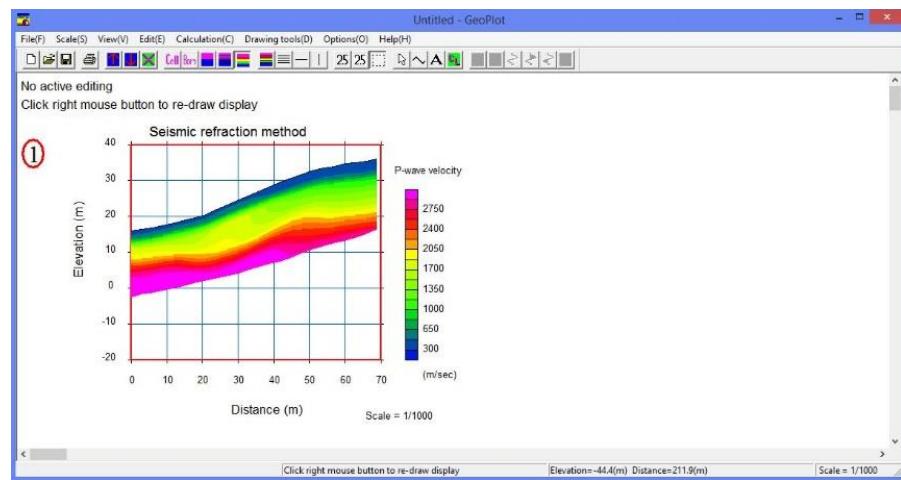


Figure 17 : Modèle 2D du sous-sol avec une variation topographique sous le module Geoplot

Ceci présente le résultat final pour la méthode sismique réfraction. Ce résultat est sous forme de coupe de vitesse des ondes P à des profondeurs des interfaces géologiques.

Pour avoir la coupe sismique, on continue alors le traitement des données sismiques sous le module Plotrefa et Geoplot. La **Figure 18** résume le processus des traitements des données dans ces modules :

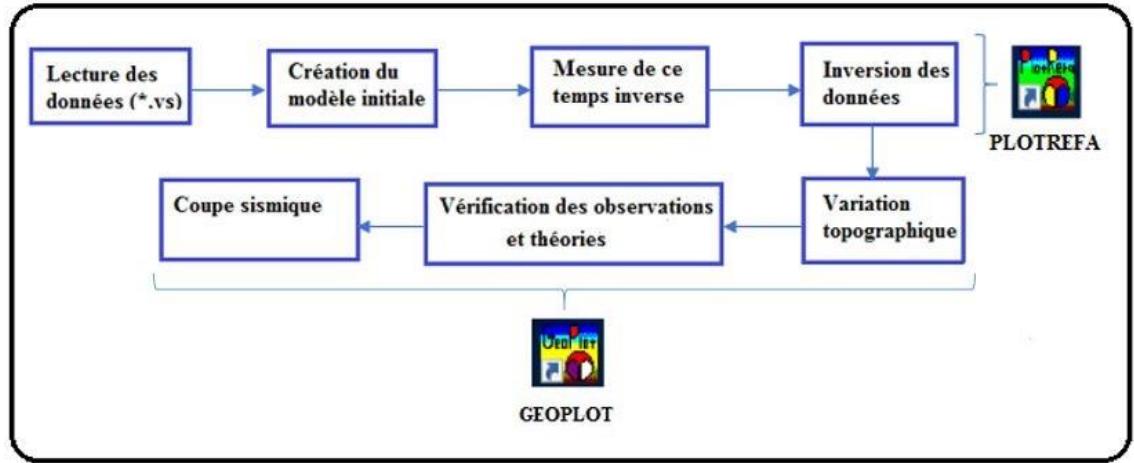


Figure 18 : Diagramme de l'inversion par tomographique

Ce diagramme indique la méthode d'inversion par tomographique. C'est une méthode d'interprétation en sismique réfraction pour l'imagerie du sous-sol. Elle est utilisée lorsque les contrastes de vitesses sont plus discrets, en présence des fortes variations de la vitesse horizontales.

III-2-2 Méthode active d'analyse en multicanaux des ondes de surface MASW [18][26][27]

Pour les traitements de données en méthode MASW, on a utilisé également comme le logiciel des traitements de données le logiciel SeisImager. En module Pickwin, les mêmes fichiers (*.sg2) dans la sismique réfraction ont utilisés, mais après ce module, on a utilisé le module WavesEq pour l'obtention de la coupe de vitesse 1D, puis le module GeoPlot (Visualize Data) pour avoir la coupe de vitesse 2D. Le schéma suivant montre la démarche à suivre lors du traitement des données : les différents modules de SeisImager sont placés dans la première colonne, le déroulement des différentes opérations au milieu et les résultats obtenus dans la 3ème colonne. Après avoir défini tous les paramètres géométriques sur terrain, le traitement commence par les collectes de la corrélation croisée des CMP.

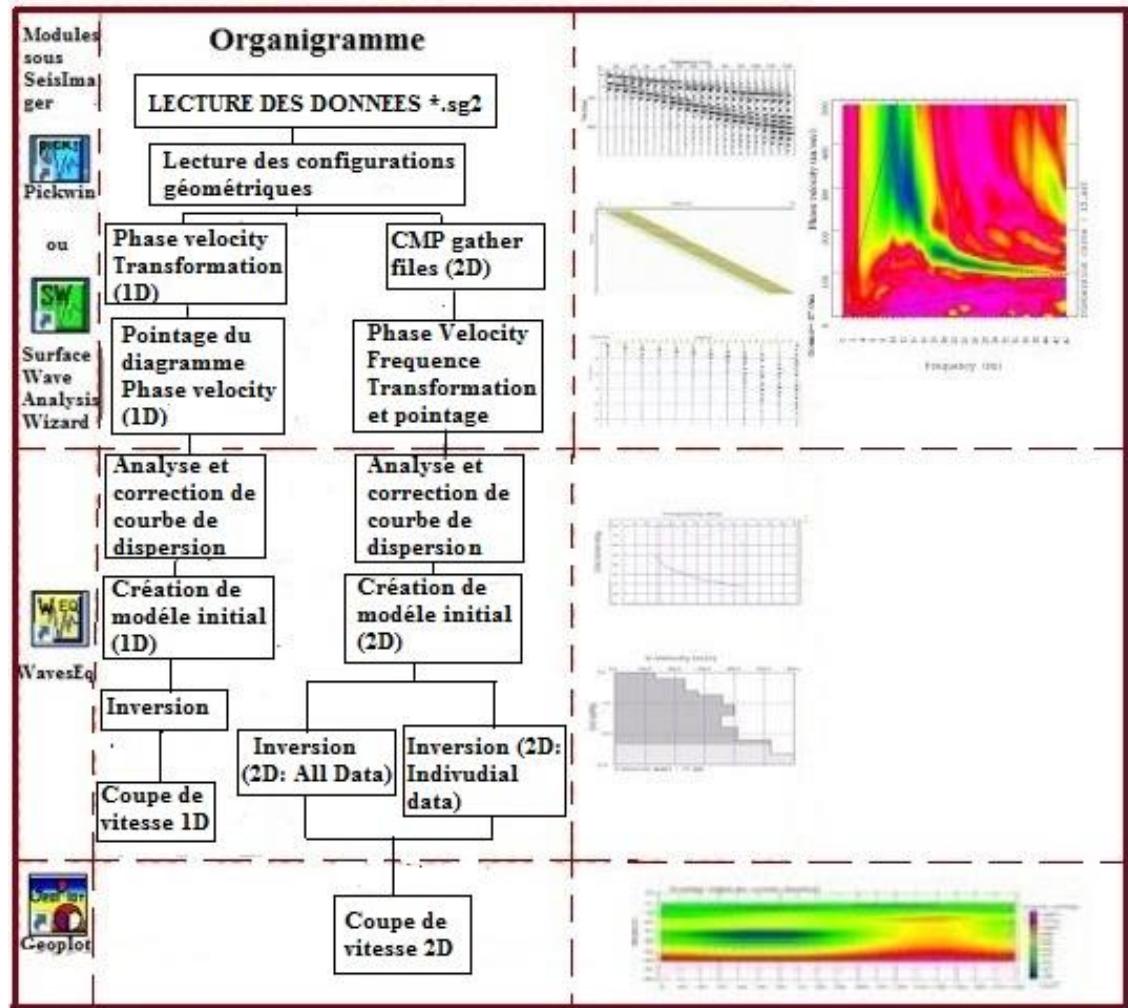


Figure 19 : Processus général de traitement de données en MASW [26]

La méthode utilisée par le module Pickwin est la corrélation croisée des points milieux communs pour deux ou plusieurs tirs différents (Common Mid-Points Cross Correlation ou CMPCC) pour générer la courbe de dispersion de vitesses de phase des ondes de surface en fonction de la fréquence [21]. La courbe de dispersion des ondes permet d'obtenir les coupes 2D de la vitesse de cisaillement V_S , du module de cisaillement μ et du module d'Young E . Mais dans notre cas, on s'intéresse seulement sur les coupes de vitesse V_S .

- **CMPCC (Common Mid-Points Cross Correlation) [21] [26]**

La corrélation croisée des points milieux communs (CMPCC) permet de déterminer les vitesses de phase et la fonction qui exprime la courbe de dispersion des données obtenues directement par des tirs multiples. On a quatre étapes à suivre : d'abord, les corrélations croisées sont calculées pour chaque paire de traces dans chaque ensemble de tir. Deuxièmement, des traces de corrélation ayant des points milieux communs sont recueillies, et des traces équidistantes (mêmes distances intergéophones) sont cumulées dans le domaine temporel. Les résultats de ces collectes de corrélation

croisée ressemblent à des collectes de tir et sont mentionnées pendant qu'on recueille la corrélation croisée de CMP. Troisièmement, une analyse en multicanaux est appliquée aux collectes de corrélation croisée de CMP en calculant les vitesses de phase des ondes de surface. Enfin, un profil 2D de vitesses des ondes S est construit après l'inversion par la méthode des moindres carrés non linéaire.

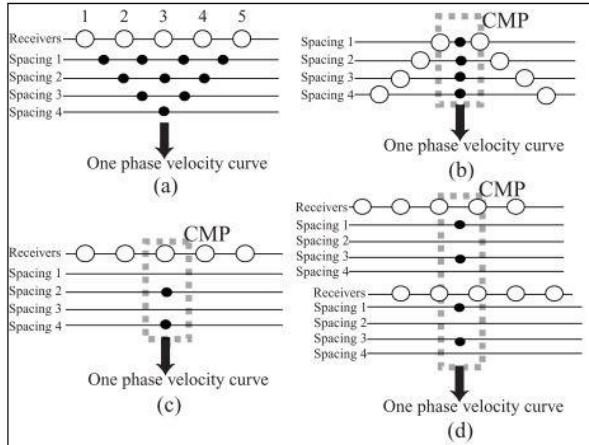


Figure 20 : La conception de l'analyse de CMP

- (a) Endroit des points d'observation, et la structure de vitesse estimée, dans l'analyse conventionnelle de MASW ; (b) Corrélation croisée qui a les mêmes endroits de CMP (CMPCC) ; (c) CMPCC pour un tir et (d) CMPCC pour les tirs multiples.

Les cercles ouverts expriment les emplacements des récepteurs et les cercles gras indiquent les points milieux des corrélations croisées. Les espacements (spacing) 1, 2, 3... se rapportent aux distances des récepteurs pour calculer la corrélation croisée ; par exemple, l'espacement 1 (spacing 1) correspond aux paires 1 –2, 2 –3, 3 –4, et 4 –5, tandis que l'espacement 2 correspond aux paires 1 –3, 2 –4 et 3 –5.

Pour le calcul de la corrélation croisée entre deux ondes définies par les fonctions $f(t)$ et $g(t)$

Soit Δx , la distance entre les deux ondes.

Premièrement, on fait les transformations de Fourier qui transforme $f(t)$ en $F(\omega)$ et $g(t)$ en $G(\omega)$.

Ainsi,

$$F(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \exp^{-i\omega t} dt \quad \text{et} \quad G(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} g(t) \exp^{-i\omega t} dt$$

$$= A_f(\omega) \cdot \exp^{-i\phi_f(\omega)} \quad \quad \quad = A_g(\omega) \cdot \exp^{-i\phi_g(\omega)}$$

Avec $A_f(\omega)$ et $A_g(\omega)$: amplitudes de $F(\omega)$ et $G(\omega)$

$\phi_f(\omega)$ et $\phi_g(\omega)$: phases de $F(\omega)$ et $G(\omega)$

Pour la différence de phase, on a $\Delta\phi(\omega) = \phi_f(\omega) - \phi_g(\omega)$

D'où la vitesse de phase $C(\omega)$ pour chaque fréquence est :

$$C(\omega) = \frac{\omega \Delta x}{\Delta \phi(\omega) + 2\pi n} \quad n \text{ est un entier naturel}$$

Pour la corrélation croisée, on a :

$$CC_{fg}(\omega) = F(\omega) \cdot \overline{G(\omega)} = A_f(\omega) A_g(\omega) \cdot \exp^{-i\Delta\phi(\omega)}$$

$$\text{Avec } \overline{G(\omega)} = A_g(\omega) \cdot \exp^{-i\phi_g(\omega)}$$

Des traces de corrélation ayant un point milieu commun sont maintenant recueillies, et des traces équidistantes sont cumulées dans le domaine temporel comme :

$$F(\tau, p) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, t + xp) dx \quad \text{avec } p = \frac{1}{c} \text{ et } \tau = t$$

x : distance entre deux traces

En faisant la transformation de Fourier, on obtient finallement :

$$F\left(\omega, \frac{1}{c}\right) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F\left(\tau, \frac{1}{c}\right) \cdot \exp^{-i\omega\tau} d\tau$$

Cette équation nous mène l' expression la courbe de dispersion, $F(c, \omega)$.

La CMPCC est une extension de la méthode MASW qui nous permet de déterminer les vitesses de phase et aussi la fonction $F(c, \omega)$ exprimant la courbe de dispersion des données obtenues directement par des tirs multiples. La méthode améliore non seulement l'exactitude et la résolution de la méthode de MASW, mais elle permet également, à la méthode de SASW, d'exécuter une pseudo-analyse multicanale afin de distinguer un mode fondamental des modes les plus élevés visuellement.

• La courbe de dispersion

Cette coupe montre la courbe de la vitesse de phase en fonction de la fréquence. La détermination du profil V_s est faite à partir de cette courbe. La détermination exacte des courbes de dispersion est aussi la partie la plus critique qui affecte la précision du profil de vitesses de cisaillement. L'onde à basse fréquence est rapidement transmise que l'onde à haute fréquence.

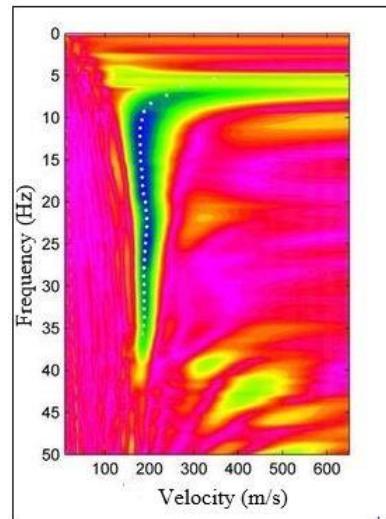


Figure 21 : Représentation graphique d'une courbe de dispersion (fréquence en fonction de la vitesse de phase)

La courbe de dispersion doit être lissée. Ci-après un exemple de modèle initial d'une coupe de vitesse de cisaillement en fonction de profondeur, obtenu à partir d'une courbe de dispersion.

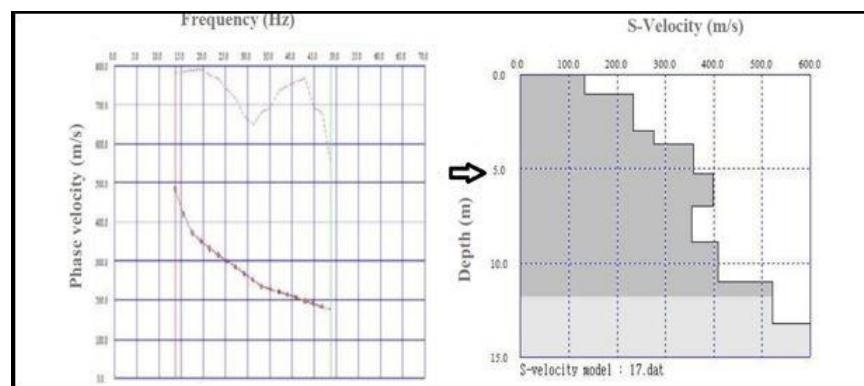


Figure 22 : Pointé de la courbe de dispersion et modèle de vitesse obtenu après inversion

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

Ce chapitre présente les résultats obtenus après les traitements des données avec le logiciel SeisImager/2DTM et développe l'interprétation.

IV-1 LOCALISATION DES LIGNES SISMIQUES

Lors de la réalisation de la prospection sismique réfraction, on a implanté sept (07) profils géophysiques dont trois (03) profils sont formés d'imbrication de plusieurs lignes. Ces profils ont été installés de façon à couvrir la totalité de la zone (**Figure 23**), ayant une superficie de 1.74 ha. On a adopté un dispositif de 24 géophones avec une distance inter-géophone 3 m.

Le tableau 3 montre les coordonnées des limites et la longueur de chaque ligne géophysique. Notons qu'on a utilisé le système de coordonnées WGS 84 UTM /UPS 38K dans l'acquisition et traitement des données.

Tableau 3 : Emplacement et longueur des lignes géophysiques

Profils sismiques	Début		Fin		Imbrication	Direction	Longueur (m)
	X(m)	Y(m)	X(m)	Y(m)			
PL1	324820	8005184	324998	8005275	4 géophones (3 lignes)	SO-NE	189
PL2	325011	8005271	324990	8005400	4 géophones (2 lignes)	S-N	129
PL3	324916	8005323	325005	8005293	12 géophones (2 lignes)	NO-SE	105
PL4	324798	8005259	324837	8005200		NO-SE	69
PL5	324879	8005257	324837	8005202		NE-SO	69
PL6	324885	8005266	324948	8005289		SO-NE	69
PL7	324924	8005355	324977	8005390		SO-NE	69

La zone d'étude est délimitée par deux collines : une grande colline située au Nord-Ouest et une petite colline au Sud-Ouest de la zone (**Figure 23**).

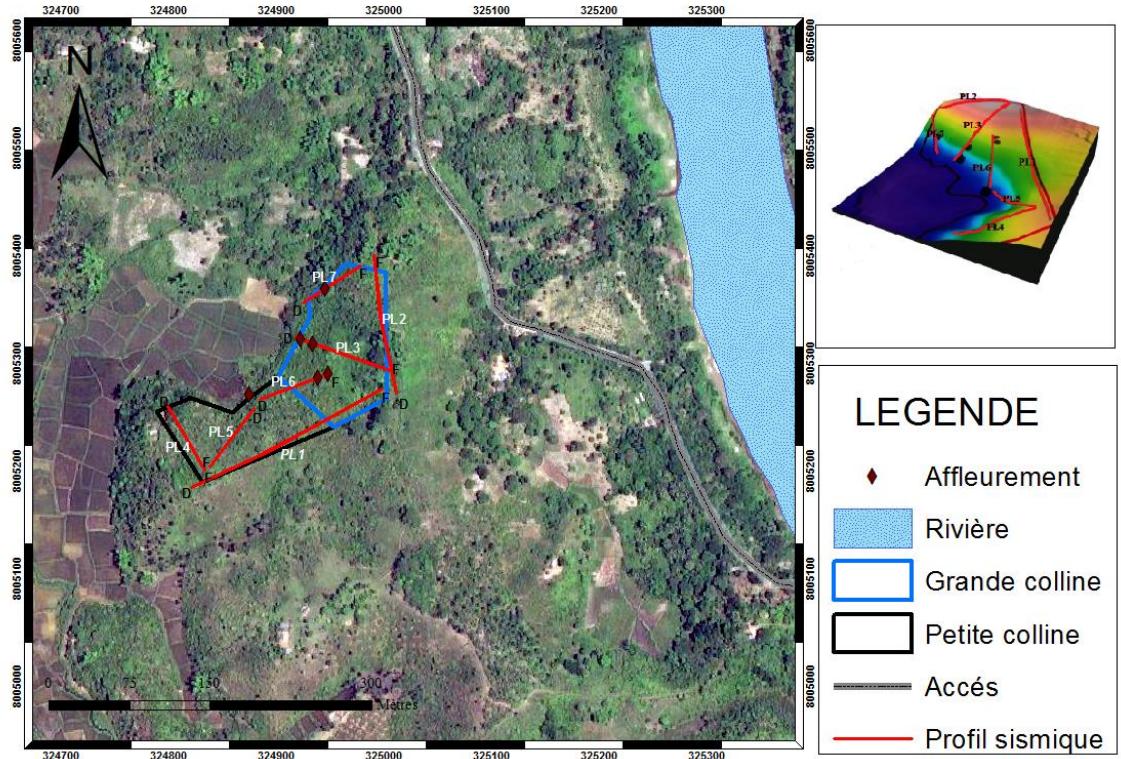


Figure 23: Emplacement des profils sismiques

IV-2 RESULTATS ET INTERPRETATION DE DONNEES DE SISMIQUE REFRACTION ET MASW

Les coupes sismiques présentées dans les résultats qui suivent, sont les résultats obtenus après traitement des hodochrones, pour la sismique réfraction et après analyses des ondes de surface, pour le MASW. Elles donnent la variation des vitesses de propagation des ondes, V_p et V_s en fonction de la profondeur. On a séparé les différentes couches selon la gamme de valeur de vitesses des ondes P et des ondes de surface.

IV-2-1 Sismique réfraction (modélisation de V_p)

Le traitement, après pointage des premières arrivées, a mis en évidence trois formations bien distinctes :

- une formation à faible vitesse, de valeur de vitesse V_p comprise entre 300 m/s et 700 m/s, elle est colorée en bleu ciel à bleu clair sur les figures de coupe de vitesse dessous, elle est constituée vraisemblablement de couverture latéritique
- une deuxième couche caractérisée par la valeur de vitesse modérée, de la valeur comprise entre 700 m/s et 1000 m/s, elle a la couleur verte sur la coupe de vitesse, elle est formée des roches plus ou moins fissurées

- le substratum rapide constitué essentiellement des roches saines ayant la valeur de vitesse supérieure à 1000 m/s (colorée à partir de jaune à rose)

Cinq (05) profils sismiques sont présentés dans cette partie pour bien distinguer les différentes formations citées ci-dessus. On a choisi les profils sismiques PL1, PL2, PL3, PL6 et PL7 pour illustrer l'interprétation.

- **Profils PL1 et PL2**

PL1 est formé de trois lignes sismiques imbriquées, les quatre derniers géophones ont été utilisés pour l'imbrication des lignes sismiques, il est implanté suivant la ligne de crête de la petite colline ayant une direction SO-NE de la zone. PL2 a constitué de deux lignes imbriquées avec quatre géophones superposés, il est implanté suivant la ligne de crête de la grande colline avec une direction S-N.

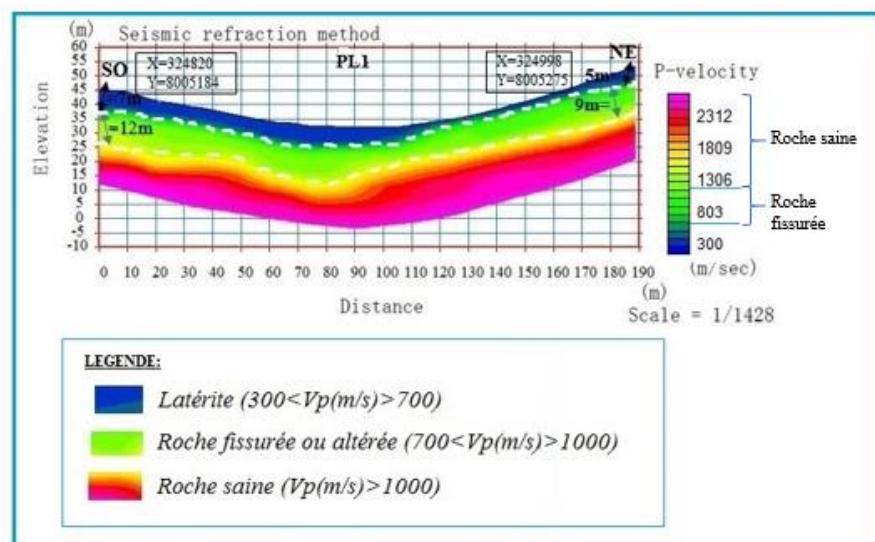


Figure 24 : Coupe 2D de V_p suivant PL1

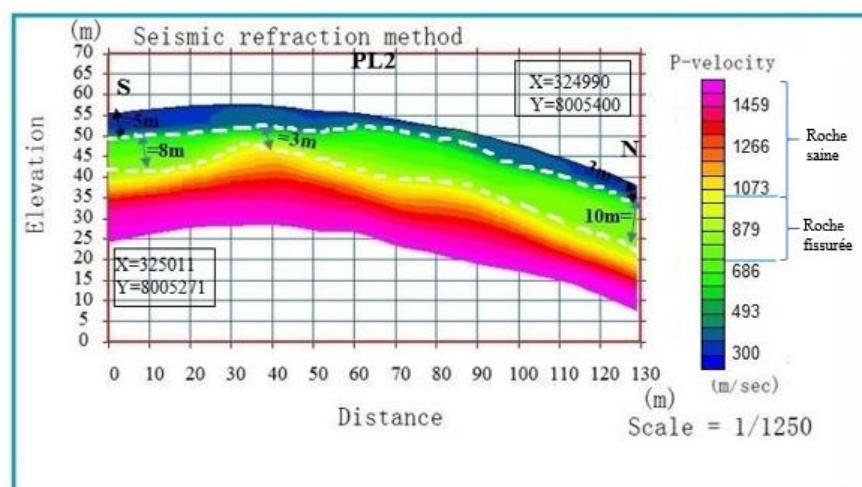


Figure 25 : Coupe 2D de V_p suivant PL2

Ces deux profils sont disposés successivement sur la ligne de crête de la petite colline et son versant Nord-Est, et du côté de versant Sud-Ouest de la grande colline. Les coupes de vitesses obtenues ont mis en évidence trois formations de vitesses différentes (**Figure 24, Figure 25**).

- L'épaisseur de la latérite est assez épaisse en amont de la petite colline (suivant la ligne de crête) et en traversant son versant Nord-Est. Pour PL1, cette formation varie de 7 m d'épaisseur en amont et 5 m en aval mais entre les abscisses 110 à 160 m, elle disparaît. Pour PL2, elle a 5 m d'épaisseur au Sud et diminue petit à petit jusqu'au Nord (3 m d'épaisseur).
- La deuxième formation est observée pour PL1 de 7 à 5 m environ de profondeur, avec un 12 m d'épaisseur au début de profil et s'amincit un peu jusqu'à la fin de profil (9 m d'épaisseur). Elle est suffisamment près de la surface entre les abscisses 30 à 50 m. Au Sud jusqu'au Nord suivant PL2, cette formation atteint de 5 à 3 m de profondeur moyennement épaisse le long de ce profil (8 à 10 m d'épaisseur) mais entre les abscisses 30 à 50 m, elles ont de 3 m environ.
- Un substratum profond à roche saine est visible sur la coupe sismique pour PL2 à partir de 13 m de profondeur environ au début et à la fin de ce profil. Au Sud-Ouest et au Nord-Est suivant PL1, la roche saine a respectivement de 18 et 14 m de profondeur.

- **Profils PL3, PL6 et PL7**

Ces trois profils sismiques ont été implantés sur le flanc du versant Ouest de la grande colline. Ils ont été orientés successivement suivant la direction NO-SE, SO-NE et SO-NE (**Figure 26, Figure 27, Figure 28**).

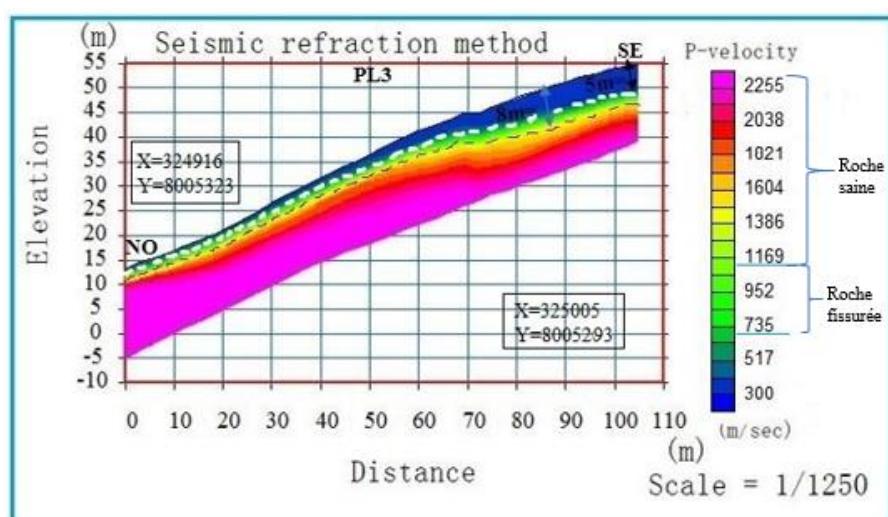


Figure 26 : Coupe 2D de V_p suivant PL3

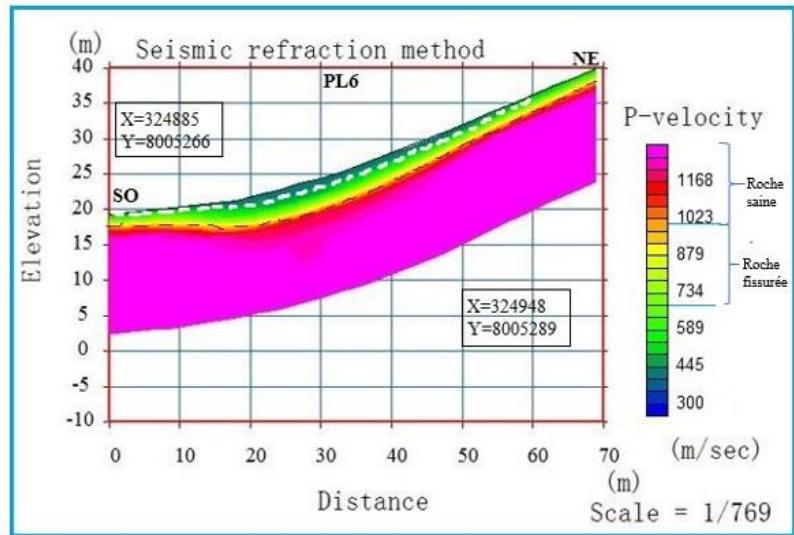


Figure 27 : Coupe 2D de V_P suivant PL6

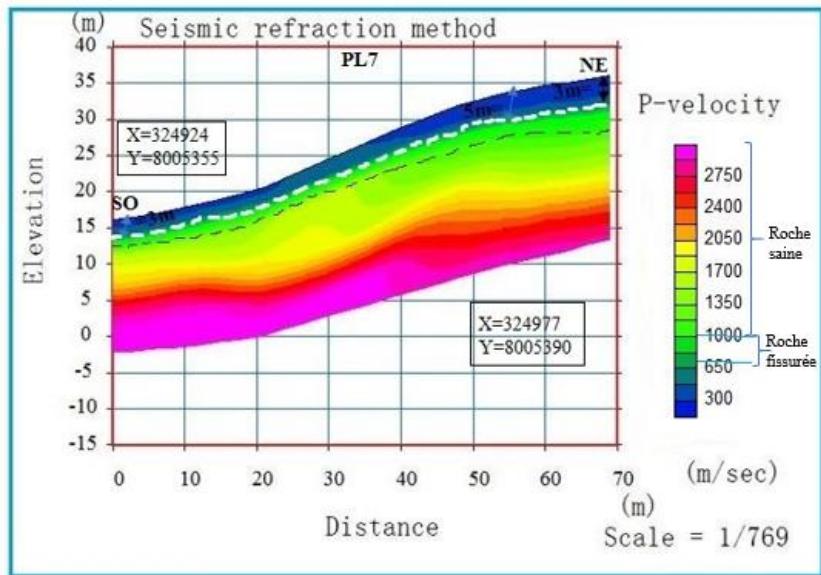


Figure 28 : Coupe 2D de V_P suivant PL7

On observe que la couverture latéritique est presque mince au niveau de ce versant, leur épaisseur varie de 1 à 5 m. Suivant le profil PL3 (**Figure 26**), l'épaisseur est de l'ordre de 1 m au début jusqu'à l'abscisse $X= 50$ m et augmente jusqu'à 5 m à la fin de ce profil. De même pour le profil PL7 (**Figure 28**), mais l'épaisseur de la latérite au $X= 40$ m jusqu'à la fin de ce profil est de 3 m environ. Elle est très mince sinon n'existe même pas suivant le profil PL6 (**Figure 27**).

La deuxième formation (roche fissurée ou altérée) est près de la surface dans la partie Nord-Ouest de PL3 jusqu'à l'abscisse $X= 50$ m et de 8 m d'épaisseur sur le reste. Concernant la coupe sismique suivant PL7, les roches fissurées ou altérées ont une épaisseur de 3 m environ dans la partie Sud-Ouest et augmente plus de 2 m à $X= 40$ m jusqu'à la partie Nord-Est. Et la coupe suivant

PL6 présente que cette formation a une épaisseur de l'ordre de 2 à 5 m au long de ce profil sismique.

La roche saine est visible sur ces coupes un peu profondes.

IV-2-2 MASW (modélisation de V_s)

On va prendre comme exemple le profil PL2 pour bien illustrer l'utilisation conjointe de l'interprétation des premières arrivées, en réfraction, et l'interprétation utilisant l'analyse des ondes de surface. Rappelons que PL2 est implanté suivant la ligne de crête de la grande colline, de direction S-N (**Figure 29**).

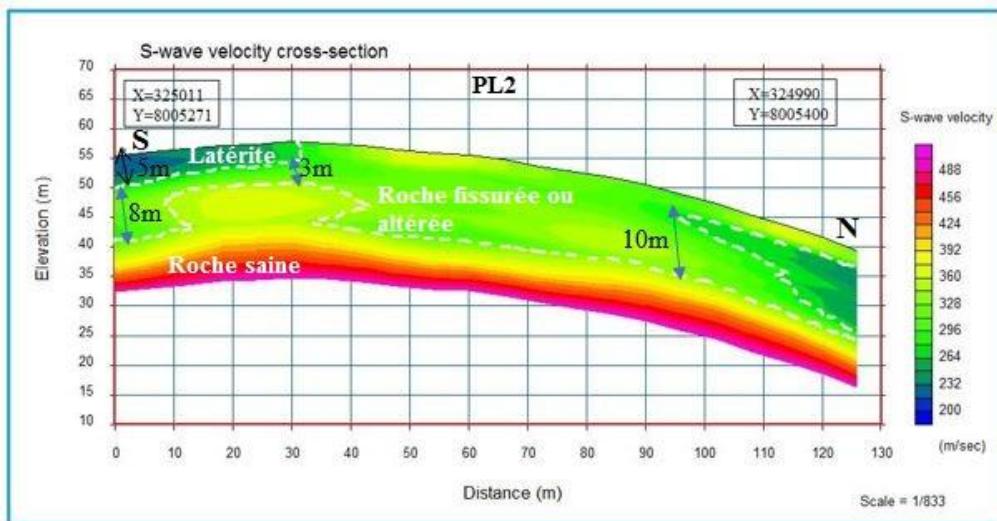


Figure 29 : Coupe 2D de V_s suivant PL2

La coupe montre la présence des trois terrains à formation de vitesse différente :

- une formation à faible vitesse, de valeur de vitesse de transversale connue sous le nom de V_s inférieure à 260 m/s. Cette formation représente la couverture latéritique ayant une épaisseur de 5 m environ dans la partie Sud et elle n'est pas rencontrée dans le Nord
- une formation à vitesse intermédiaire (260 m/s < V_s > 360 m/s), constituée par des roches fissurées ou altérées qui est couverte de la première formation. Elle a une épaisseur de l'ordre de 8 m dans la partie Sud et atteint jusqu'à 10 m dans la partie Nord
- une dernière formation de vitesse supérieure à 360 m/s, qui se trouve à 8 m environ de profondeur dans la zone comprise entre $X= 10$ m à $X= 40$ m, et à une profondeur de 13 m environ au bout de profil et au Nord de $X = 40$ m

IV-2-3 Cartes d'isobathes 2D de vitesses sismiques

La carte 2D de vitesses donne la variation latérale de vitesses à une profondeur donnée. On a choisi pour notre cas les trois niveaux 1 m, 5 m et 8 m en tenant compte des roches qui apparaissent déjà à la surface du sol et qui peuvent s'enraciner.

On présente la carte de vitesses de structure du sous-sol de profondeur 1 m (**Figure 30**). Les couleurs bleu ciel et claire représentent les latérites couvrantes presque toute la partie de la zone. La couleur verte, apparaît au Sud-Ouest, c'est les roches altérées ou fissurées. On voit alors que les latérites couvrent presque la totalité de la zone à 1 m de profondeur.

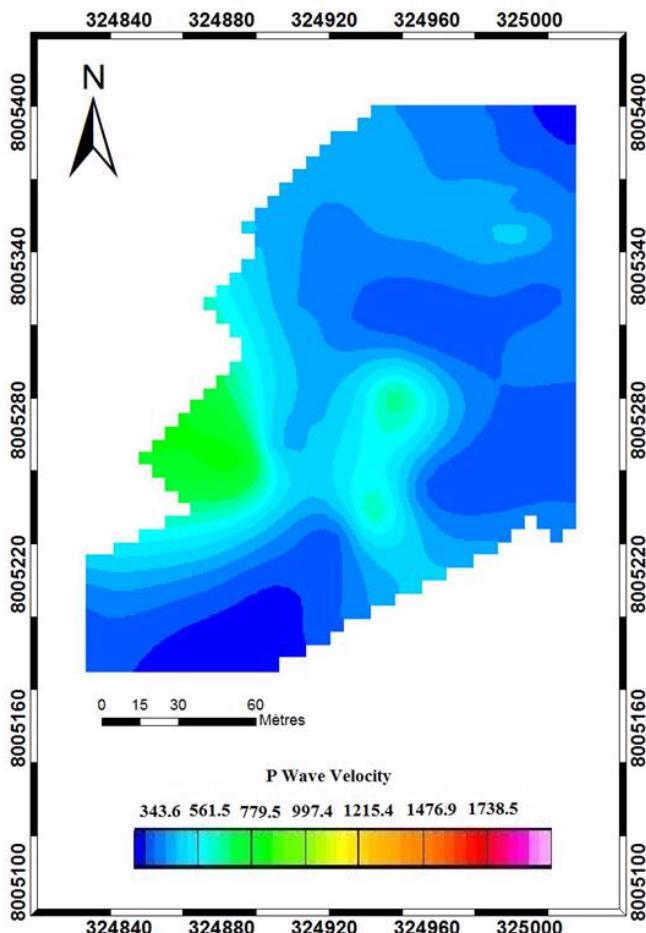
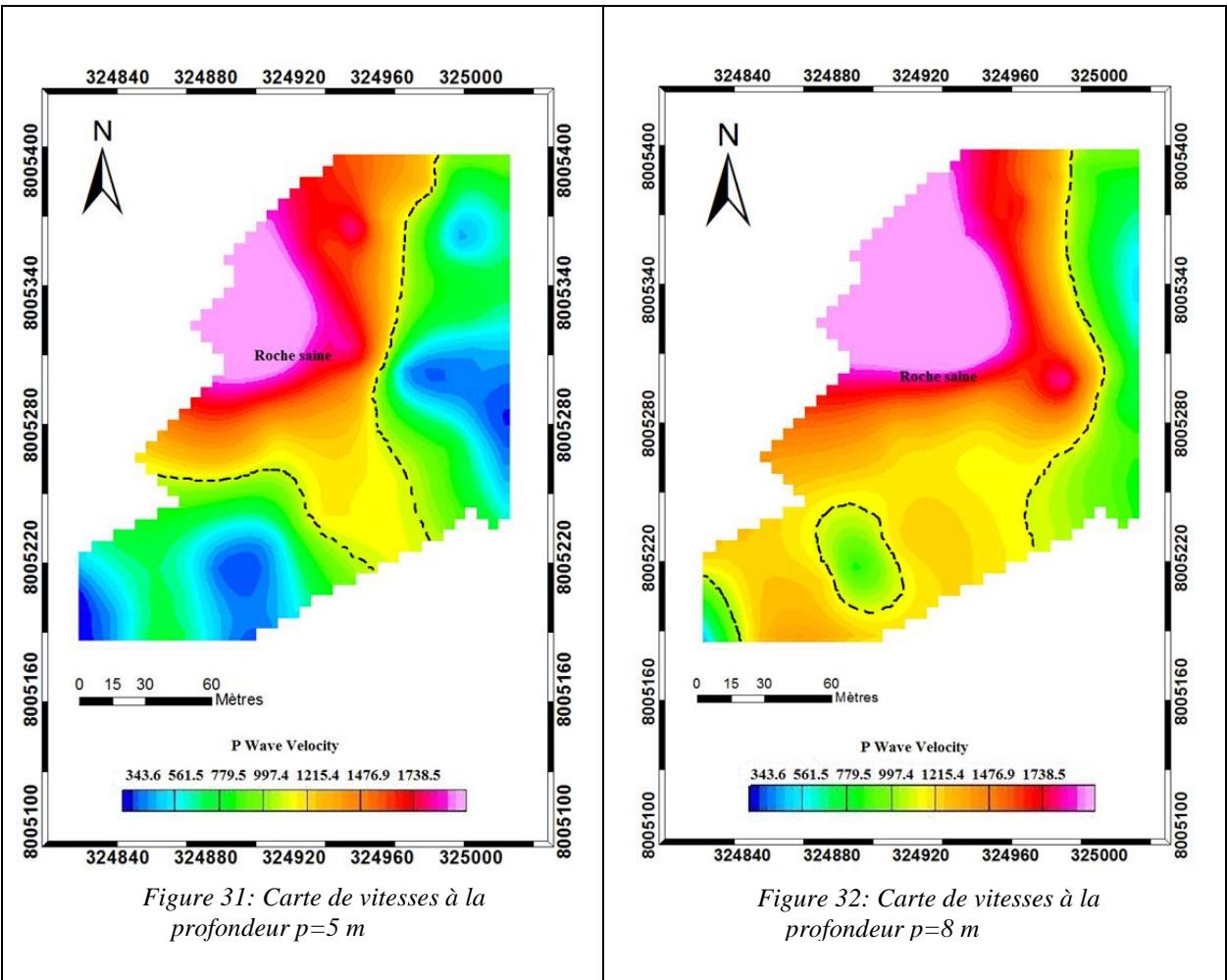


Figure 30: Carte de vitesses à la profondeur $p=1$ m

Les deux figures (**Figure 31**, **Figure 32**) confirment que lorsqu'on descend de plus en plus en profondeur, les roches altérées ou fissurées en couleur vert sont de plus en plus dominantes (de vue de l'extension), aussi le toit de la roche saine qui a la couleur jaune à violet claire commence à être perceptible.



Les sols latéritiques existent encore à 5 m de profondeur au Sud-Ouest et à l'Est de la zone (**Figure 31**), cette formation est donc moyennement épaisse dans ces parties. A une profondeur de 8 m, la roche saine occupe presque la totalité de la zone, la partie Nord jusqu'au Sud et à l'Est de la zone (**Figure 32**).

IV-2-4 Modèle sismique à 3D

Après la superposition de données de vitesses avec celle de la topographie, on obtient un modèle de vitesse à 3D (5 m de profondeur) (**Figure 33**).

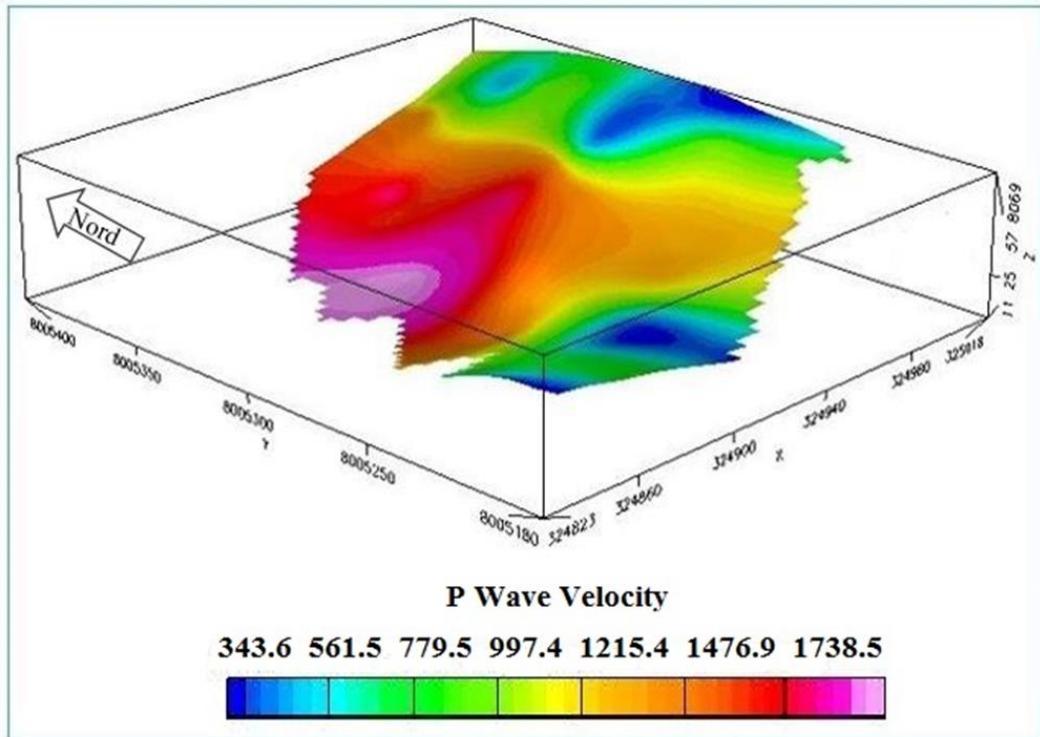


Figure 33: Modèle sismique à 3D à une profondeur $p=5$ m

On revoit dans ce modèle la même remarque que l'on trouve dans la carte 2D de vitesses des ondes sismiques. La zone altérée est importante dans la partie élevée, zone Est, proche de la ligne de crête. Le toit de la roche saine est à moins de 5 m de profondeur au Nord, son extension suit généralement l'allongement de la ligne de crête.

La délimitation de la couverture latéritique, le structure fissurée ou altérée ainsi que la roche saine est très important pour le calcul de cubature. On rappelle que ce calcul se rapporte à un plan horizontal, à chaque fois, de la disposition des profils à lever.

On présente les profils sismiques réalisés (en rouge) en superposant sur le modèle numérique de terrain courbe de niveau d'après le levé topographique sur terrain (en vert et bleu) (**Figure 34**).

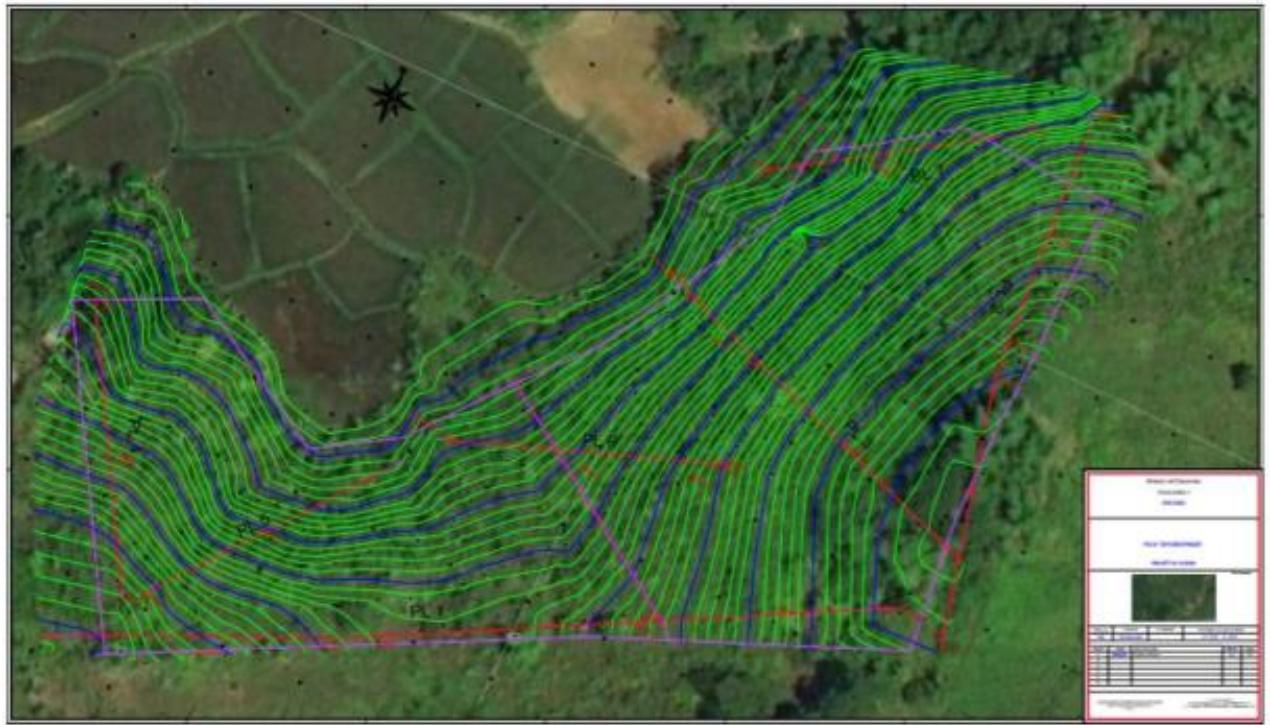


Figure 34 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone et les profils sismiques

Un modèle numérique de terrain (MNT) correspond à une représentation sous forme numérique du relief d'une zone géographique. Ce modèle peut être composé d'entités vectorielles ponctuelles, linéaires (courbes de niveau), surfaciques.

Le modèle à 3D et un MNT ont comme avantage de calculer le volume total de la roche en place puis celui de la couverture latéritique après avoir connue la profondeur du toit de la roche en place à partir des résultats des coupes sismiques réalisées dans cette zone.

IV-3 DISCUSSION

Les coupes de vitesses, que ce soit celle des ondes P (V_p) de compression ou celle de cisaillement (V_s), reflètent la structure géomécanique du terrain, elles séparent les différents horizons entre la couverture latéritique, les roches fissurées ou altérées et la roche saine. La connaissance de ces vitesses permet également de calculer les différents paramètres géotechniques du sous-sol. On remarque que la méthode MASW donne des résultats bien détaillés par rapport à la sismique réfraction. D'après les résultats obtenus, on peut dire que ces deux techniques de prospection sismique sont complémentaires pour la reconnaissance des formations du sous-sol.

On constate que la vitesse des ondes P croît avec la profondeur. Cette propriété est bien vérifiée sur les coupes sismiques à 2D ainsi que sur le modèle à 3D de vitesses.

Le choix de la direction du profil à mettre en place est nécessaire lors de la prospection, soit suivant la ligne de crête qui indique le prolongement de la roche, soit perpendiculaire à celle-ci pour suivre la variation de la couverture dans les versants.

Pour l'inversion des données utilisant le SeisImager, plus le nombre d'itération augmente, plus l'erreur est minimale. Pour cela il est recommandé de faire 10 itérations afin d'avoir un bon résultat.

Pour aller en profondeur à partir de la surface, la vitesse V_s s'accroît de façon plus lente que celle de la vitesse V_p . La longueur de la ligne ou la distance inter-géophone est un des paramètres les plus importants en méthode sismiques pour avoir une profondeur d'investigation importante. L'amplitude d'une onde de surface diminue exponentiellement en profondeur sur une distance qui dépend de la longueur d'onde. Lorsqu'il y a présence de plusieurs couches de différentes vitesses, l'amplitude de l'onde de surface n'est plus significative que pour une profondeur égale à environ une longueur d'onde. Un aspect important de la technique du MASW est la fréquence naturelle des géophones, comme les basses fréquences sont nécessaires pour obtenir des vitesses en profondeur. L'utilisation de la CMPCC améliore l'exactitude et la résolution de la méthode MASW sur la conception de la courbe de dispersion.

Le tableau 4 résume les différences entre la sismique réfraction et le MASW.

Tableau 4 : Comparaison de la sismique réfraction et MASW

	SISMIQUE REFRACTION	MASW
ONDES UTILISEE	Ondes de volume	Ondes de surface
BASE D'INTERPRETATION	Dromochroniques	Courbe de dispersion
AVANTAGES	<ul style="list-style-type: none"> -Bonne résolution verticale et horizontal -Profondeur d'investigation élevée -Permet d'estimer l'épaisseur de chaque couche et le toit du substratum 	<ul style="list-style-type: none"> -Efficace dans les environnements avec bruit sismique de fond élevé -Obtention des paramètres mécaniques du sol à l'aide de vitesses des ondes -Avoir une coupe de Vs 1D ou 2D
LIMITES	<ul style="list-style-type: none"> -Profondeur limitée par la longueur de ligne et la source d'énergie utilisée -Assez difficile à mettre en œuvre dans certain cas (bruits de surface) - Exige un contraste élevé de vitesse sismique 	<ul style="list-style-type: none"> -Profondeur d'investigation faible -Les ondes de Rayleigh ne se propagent pas dans les vides

CONCLUSION

En guise de conclusion, on savait que l'objectif principal de l'étude consistait d'évaluer l'extension latérale et la profondeur de la roche saine dans la zone Sarahimbolo, Fokontany Ambonivato, District de Toamasina II en utilisant la technique de prospection sismique, en tenant compte la géologie et la morphologie de la zone. On a choisi cette technique grâce à la distinction de deux ou plusieurs couches superposées du sous-sol présentant des contrastes de vitesses d'ondes sismiques. La zone d'étude se trouve géologiquement sur la roche cristalline au domaine d'Antananarivo. On rencontre dans cette zone deux principaux types de roches : la roche filonienne et la roche métamorphiques. La roche éruptive récente, dolérite constitue l'excellent matériaux d'empierrement et de construction dans cette région.

La représentation de la formation géologique du sous-sol a été fait en utilisant les deux techniques de prospection sismique : sismique réfraction et MASW. Le premier se porte sur l'utilisation et la manipulation des ondes de compression (ondes P) ayant comme but l'interprétation des dromochroniques et le deuxième utilise les ondes de surface (ondes de Rayleigh) de but d'obtenir la courbe de dispersion. On a conduit de faire une interpretation conjointe entre elles pour bien illustrer la structure géologique du sous-sol. On peut dire qu'elles sont complémentaires.

Selon les coupes 2D, les cartes 2D ainsi que le modèle à 3D de vitesses sismiques, la structure du sous-sol est constituée de trois formations bien distinctes : la couverture latéritique affleurant plus ou moins sur toute la surface avec une épaisseur moyenne de 1 m à 5 m environ. Puis les roches fissurées ou altérées qui apparaissent à partir de cette profondeur. Et le substratum profond à roche saine commence à être perceptible à partir de 5 m à 8 m environ de profondeur.

Cette étude a démontré encore une fois que la combinaison de deux techniques sismiques choisies est vraiment efficace pour suivre le toit des roches dures et saines sous la couverture latéritique en profondeur. En connaissant le modèle en V_p et V_s du sous-sol, on peut également déduire les caractéristiques géomécaniques de celui-ci.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] : **MAGNIN O., BERTRAND Y., et al., 2005.** Guide Sismique réfraction. Les cahiers de l'AGAP n°2. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC), ISBN : 2-7208-0385-4, 91p.
- [2] : **MARI J.L., ARENS D., CHAPELLIER D., GAUDIANI P., 1998.** Géophysique de gisement et de Génie civil, Paris. Edition TECHNIP, 76p.
- [3] : **R. COJEAN, M. AUDIGUIER, 2011**, Géologie de l'Ingénieur, CFGI (Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement), ISBN978-2-911256-58-5. Transvalor6 Presses des Mines, 32p.
- [4] : **TUCKER, R.D., PETERS, S.G., ROIG, J.Y., THEVENIAUT, H., DELOR, C., 2012.** Cartes Géologique et Métallogéniques de la République de Madagascar à 1/1 000 000, Notice Explicative, BRGM, 261p.
- [5] : **ADEME/IFSTTAR/AGAP QUALITE, 2016.** Guide des méthodes géophysiques pour la détection d'objets enfouis sur les sites pollués, 122p.
- [6] : **DJEDDI MABROUK., 2017.** Sismique réfraction : Principe, Acquisition, Traitement et Interprétation. Département de Géophysique- FHC- Université M'Hamed Boumerdes. Algérie. Mémoire de fin d'étude, 54p.
- [8] : **MATHIEU J., 2005.** Etude des processus d'instabilités des versants rocheux par prospection géophysique - Apport du radar géologique. Thèse à Université Joseph – Fourier - Grenoble I, 248p.
- [11] : **PAULUS C., 2006.** Filtrage de données sismiques multicomposantes et estimation de la polarisation. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Grenoble – INPG, 157p.
- [12] : **CHOUTEAU M., GIROUX B., 2005.** Géophysique appliquée II GLQ 3202, Méthodes sismiques. Notes de cours, Ecole Polytechnique, 44p.
- [13] : **GABRIEL FABIEN-OUELLET, 2014.** Mesures sismiques à faible profondeur : Une approche intégrée, Québec, Canada, maîtrise en sciences de la Terre, 172p.
- [14] : **RIX G.J., LEIPSKI E.A., 1991.** Accuracy and resolution of surface wave inversion in Geotechnical special. Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics, **29**, 17-32.
- [15] : **CYRILLE FAUCHARD, PATRICE MÉRIAUX, 2004.** Méthodes géophysiques et géotechniques pour le diagnostic des digues de protection contre les crues Guide pour la mise en œuvre et l'interprétation, 88p.
- [16] : **CAROLIE PAULUS, 2006.** Filtrage de données sismiques multicomposantes et estimation de la polarisation. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Grenoble – INPG P24.

- [17] : **ZEYEN H., 2013.** La Sismique : méthodes, Interprétation et Applications. Note de cours, Université Paris-Sud.
- [18] : **PARK C.B., MILLER R.D., XIA J., 1999.** Multichannel analysis of surface waves: Geophysics, 64: 800-808.
- [19] : **FLORENCE RENALIER, 2010.** Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives : variations latérales et temporelles. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier – Grenoble I, P18.
- [20] : **STOKOE et al., 1994.** Characterization of geotechnical sites by MASW method in Geophysical characterization of sites, ISSMFE Technical Committee.
- [21] : **KOICHI H. and SUZUKI H., 2004.** CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, Exploration Geophysics, 35: 7–13.
- [22] : **SEISMAGER/2DTM MANUAL Version 3.3, 2009.** Pickwin v. 4.0.1.5 Plotrefa v. 2.9.1.6, 257p.
- [23] : **M. WATHELET, C. CORNOU, P.-Y. BARD, 2007.** Mesure et inversion de l'ellipticité des ondes de surface : Amélioration des méthodes de type MASW. **6^{ème} colloque GEOFCAN**, 47-50.
- [24] : **RALAIROSITIANARIVO S. H, 2018.** Modélisation 2D et 3D du sous-sol d'un massif rocheux du Sud d'Antananarivo par méthodes sismique et électrique. Mémoire de MASTER, 78p.
- [25] : **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 DEA à l'ESPA, 90p.
- [26] : **RAMANOTOLO R. T., 2011.** Application de la sismique MASW dans la localisation d'une couche d'argile organique dans le Sud-Est de Madagascar. Mémoire DEA en Physique, 77p.
- [27] : **ANAND JOSHI and PARUL BHARDWAJ , 2018.** Site characterisation using Multi-channel Analysis of Surface Waves at various locations in Kumaon Himalayas, India, J. Ind. Geophys. Union, v.22, no.3, pp: 265-278.

REFERENCES WEBOGRAPHIQUES

http1: [7]: <http://www.efreidoc.fr/L1%20...XX...sismique/20XX-XX.TAI.prospection-sismique.vi.pdf> (Juin 2019)

http2: [9]: https://fr.wikipedia.org/wiki/Onde_sismique (Juin 2019)

http3: [10]: www.auvergne-rhone-alpes.developpement-durable.gouv.fr (Juin 2019)

ANNEXES

ANNEXE 1: EXPRESSION DE LA LOI DE HOOKE

Le principe de la loi de Hooke est caractérisé par la relation entre la contrainte et la déformation pour un objet élastique, homogène, et isotrope. Pour le cas d'un parallélépipède (**Figure 35**). Cette relation permet d'obtenir les équations de déplacement et décrit le comportement des ondes sismiques. Dans le cas d'une déformation linéaire à une direction, la contrainte X_x et la déformation $\frac{\partial u}{\partial x}$ sont reliée par :

$$E = \frac{X_x}{\frac{\partial u}{\partial x}} \quad \text{d'où} \quad X_x = E \frac{\partial u}{\partial x}$$

Où E désigne le module d'Young.

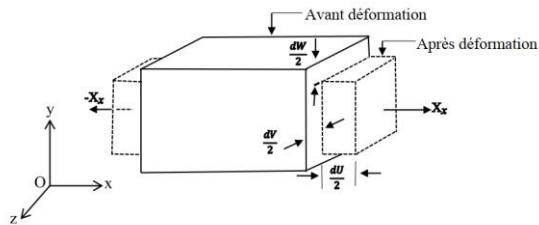


Figure 35 : Relation entre contrainte et déformation

Comme ε_{yy} et ε_{zz} sont plus petites que ε_{xx} , il faut les reliées par la même constante de proportionnalité σ .

Donc,

$$E \frac{\partial u}{\partial x} = X_x; \quad E \frac{\partial v}{\partial x} = -\sigma X_x; \quad E \frac{\partial w}{\partial x} = -\sigma X_x$$

Considérons alors un corps soumis à une déformation décomposé par une succession de déformations infinitésimales. Pour un corps de volume V soumis à une surpression p isotrope, on définit la variation infinitésimale du travail des forces de pression par unité de volume par :

$$\delta W_{ext} = -p \frac{\delta V}{V}$$

Le travail par unité de volume des contraintes à exercer pour déformer le corps est :

$$\delta W_{ext} = \sigma_{ik} \delta \varepsilon_{ik}$$

Le corps déformé est en équilibre avec un thermostat. La variable thermodynamique appropriée est l'énergie libre. La variation de l'énergie libre par unité de volume est donnée par :

$$dF = d(U - TS) = -SdT + \sigma_{ik} d\varepsilon_{ik}$$

U : l'énergie interne par unité de volume du corps considéré.

Le tenseur des contraintes peut être écrit comme une dérivée de l'énergie libre :

$$\sigma_{ik} = \left(\frac{\partial F}{\partial \varepsilon_{ik}} \right)_T$$

Il faut d'abord écrire l'énergie libre F du corps en fonction du tenseur des déformations pour la résolution d'un cas de déformation. La déformation d'équilibre est alors celle qui minimise F . Si le corps est isotrope, et que la déformation est petite et sans changement de température, on peut écrire F comme un développement en série des puissances de ε_{ik} .

$$F = F_0 + \frac{\lambda}{2} (\varepsilon_{ll})^2 + \mu \sum_{i,k} \varepsilon_{ik}^2$$

Jusqu'à l'ordre 2 en ε_{ik} . λ et μ sont les coefficients de Lamé. Pour que la déformation s'accompagne d'une augmentation de l'énergie libre par rapport à l'état non déformé, il faut : λ et μ soient positifs.

On a alors :

$$\begin{aligned} dF &= \lambda \varepsilon_{ll} d\varepsilon_{ll} + 2\mu \varepsilon_{ik} d\varepsilon_{ik} \\ &= \lambda \varepsilon_{ll} \delta_{ik} d\varepsilon_{ik} + 2\mu \varepsilon_{ik} d\varepsilon_{ik} \\ &= (\lambda \varepsilon_{ll} \delta_{ik} + 2\mu \varepsilon_{ik}) d\varepsilon_{ik} \end{aligned}$$

Finalement, la loi de Hooke s'écrit :

$$\boxed{\sigma_{ik} = \lambda \varepsilon_{ll} \delta_{ik} + 2\mu \varepsilon_{ik}} \quad (8)$$

Où

σ_{ik} : Contrainte appliquée

ε_{ik} : Déformation associée au matériau

δ_{ik} : Symbole de Kronecker ($\delta_{ik} = 1$ si $i = j$ et $\delta_{ik} = 0$ si $i \neq k$)

ε_{ll} : Dilatation

Cette loi modélise le comportement des solides élastiques soumis à des contraintes. Elle exprime que la déformation élastique est une fonction linéaire des contraintes.

ANNEXE 2: LES RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES ELASTIQUES ET LES VITESSES SISMIQUES

(Source : Mari J-L et al, 1998[2])

Tableau 5 : Relations entre les paramètres élastique et les vitesses sismiques

	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	$\rho(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2)$	$\rho V_s^2 \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2}$	$\rho(V_p^2 - 2V_s^2)$	$\frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$		

Où

K : Module d'incompressibilité volumique (Pa)

E : Module d'Young (Pa)

λ : Constante de Lamé (Pa)

σ : Coefficient de Poisson

μ : Module de cisaillement (Pa)

ρ : Masse volumique (Kg/m3)

Vp : Vitesse des ondes P (m/s) dans un matériel qui dépend de sa résistance à la compression. Si cette vitesse est connue, l'expérience nous permet de deviner les propriétés d'un matériel.

Vs : Vitesse des ondes de cisaillement (m/s) nous indique beaucoup plus au sujet du caractère du matériel in situ. Si nous savons cette vitesse, ajoutant la connaissance géologique, nous pouvons en savoir beaucoup plus sur le matériau in situ

ANNEXE 3 : SISMIQUE REFRACTION POUR UN CAS DE MODELE DE TERRAIN A DEUX COUCHES INCLINEES

Considérons un cas (Figure 36) qui montre un modèle de terrains inclinés dont l'épaisseur varie en fonction de la distance $FA = x$.

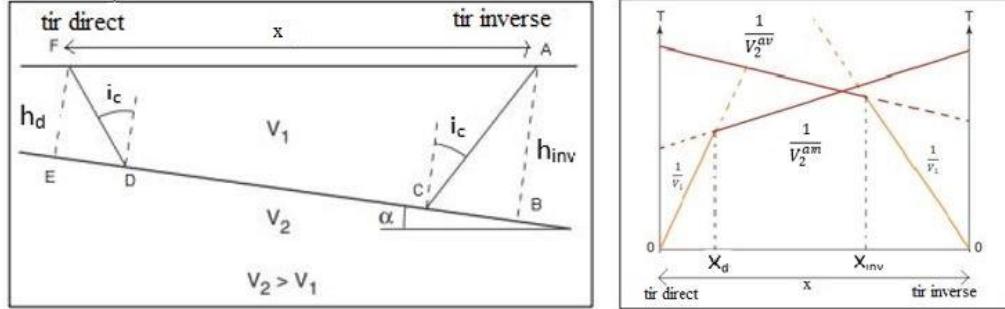


Figure 36 : Modèle de terrain à deux couches inclinées avec l'hodochrone correspondante

De la même que le cas de réfraction pour deux couches horizontales, le temps de propagation de l'onde réfractée pour le tir inverse en A est donné par :

$$t_{inv} = \frac{x}{V_2^{av}} + \frac{2h_{inv} \cos i_c}{V_1} \quad \text{où} \quad V_2^{av} = \frac{V_2 \sin i_c}{\sin(i_c - \alpha)}$$

On a,

$$\begin{aligned} t_{inv} &= \frac{\overline{AC}}{V_1} + \frac{\overline{CD}}{V_2} + \frac{\overline{DF}}{V_1} \\ t_{inv} &= \frac{h_{inv}}{V_1 \cos i_c} + \frac{x \cos \alpha - 2h_{inv} \tan i_c + x \sin \alpha \tan i_c}{V_2} + \frac{h_{inv} - x \sin \alpha}{V_1 \cos i_c} \\ t_{inv} &= \frac{2h_{inv}}{V_1 \cos i_c} + \frac{x \cos \alpha}{V_2} + \frac{x \sin \alpha \tan i_c}{V_2} - \frac{x \sin \alpha}{V_1 \cos i_c} - \frac{2h_{inv} \tan i_c}{V_2} \\ t_{inv} &= \frac{x}{V_2} \left(\cos \alpha + \sin \alpha \frac{\sin i_c}{\cos i_c} - \frac{\sin \alpha V_2}{\cos i_c V_1} \right) + \frac{2h_{inv}}{V_1} \left(\frac{1}{\cos i_c} - \frac{\sin i_c V_1}{\cos i_c V_2} \right) \end{aligned}$$

$$\text{avec } \sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

On sait qu'aux points de brisures x_d et x_{inv} : $\mathbf{t}^{amont}_{(onde direct)} = \mathbf{t}^{aval}_{(onde réfracté)}$

$$\text{avec } t = \frac{x}{V}$$

On obtient des expressions des profondeurs sous les tirs en aval et en amont :

$$\begin{cases} h_d = \frac{x_d}{2 \cos i_c} (1 - \sin(i_c + \alpha)) & (9) \\ h_{inv} = \frac{x_{inv}}{2 \cos i_c} (1 - \sin(i_c - \alpha)) & (10) \end{cases}$$

$$\begin{aligned}
\text{donc } t_{inv} &= \frac{x}{V_2} \left(\frac{\cos \alpha \cos i_c \sin i_c + \sin \alpha \sin^2 i_c - \sin \alpha}{\cos i_c \sin i_c} \right) + \frac{2h_{inv} \cos i_c}{V_1} \\
t_{inv} &= \frac{x}{V_2} \left(\frac{\sin c(i_c - \alpha)}{\sin i_c} \right) + \frac{2h_{inv} \cos i_c}{V_1} \\
t_{inv} &= \frac{x}{V_2 \frac{\sin i_c}{\sin(i_c - \alpha)}} + \frac{2h_{inv} \cos i_c}{V_1}
\end{aligned}$$

On trouve finalement,

$$t_{inv} = \frac{x}{V_2^{av}} + \frac{2h_{inv} \cos i_c}{V_1} \quad \text{où} \quad V_2^{av} = \frac{V_2 \sin i_c}{\sin(i_c - \alpha)} \quad (11)$$

De même pour la détermination du temps de propagation de l'onde réfractée pour l'interface incliné par un tir direct en F noté t_d .

$$t_d = \frac{x}{V_2^{am}} + \frac{2h_d \cos i_c}{V_1} \quad \text{où} \quad V_2^{am} = \frac{V_2 \sin i_c}{\sin(i_c - \alpha)}$$

En effet,

$$\begin{aligned}
t_d &= \frac{x}{V_2} \left(\frac{\cos \alpha \sin i_c \cos i_c + \sin \alpha (1 - \sin^2 i_c)}{\cos i_c \sin i_c} \right) + \frac{2h_d \cos i_c}{V_1} \\
t_d &= \frac{x}{V_2} \left(\frac{\cos \alpha \sin i_c + \sin \alpha \cos i_c}{\sin i_c} \right) + \frac{2h_d \cos i_c}{V_1} \\
t_d &= \frac{x}{V_2} \frac{\sin(\alpha + i_c)}{\sin i_c} + \frac{2h_d \cos i_c}{V_1} \\
t_d &= \frac{x}{V_2 \frac{\sin i_c}{\sin(i_c + \alpha)}} + \frac{2h_d \cos i_c}{V_1}
\end{aligned}$$

On trouve également que,

$$t_d = \frac{x}{V_2^{am}} + \frac{2h_d \cos i_c}{V_1} \quad \text{où} \quad V_2^{am} = \frac{V_2 \sin i_c}{\sin(i_c + \alpha)} \quad (12)$$

- En utilisant la loi de Snell-Descartes, la pente du terrain α est donnée par

$$\alpha = \frac{\text{Arcsin}(V1b1) - \text{Arcsin}(V1b2)}{2} \quad (13)$$

Où $b_1 = \frac{1}{V_2^{am}}$ et $b_2 = \frac{1}{V_2^{av}}$

- La vitesse de propagation V_2 est donnée par :

$$V_2 = \frac{2V_2^{am}V_2^{av} \cos \alpha}{V_2^{am} + V_2^{av}} \quad (14)$$

ANNEXE 4: RESULTATS ET INTERPRETATION DES COUPES SISMIQUES REFRACTION SUIVANT PL4 ET PL5

Les deux coupes sismiques (PL4, PL5) suivantes sont localisés sur le versant Nord-Ouest et Nord de la petite colline (**Figure 37, Figure 38**).

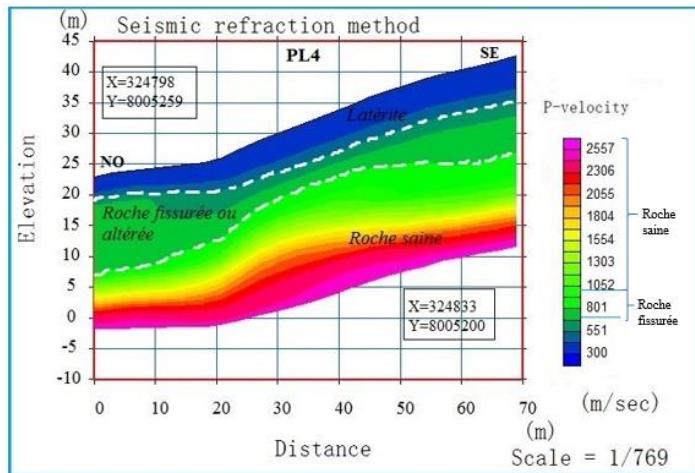


Figure 37: Coupe 2D de V_p suivant PL4

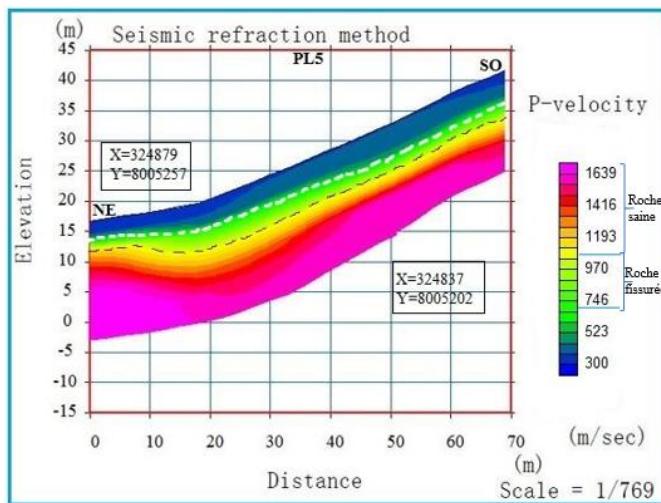


Figure 38: Coupe 2D de V_p suivant PL5

L'épaisseur de la latérite est un peu épaisse car elle atteint de 9.5m et 7m en amont et sur le flanc du versant, mais elle se diminue à 5m environ en aval de ce versant.

La deuxième formation ayant une vitesse de 700m/s à 1000m/s est observée à partir d'une profondeur 4m en amont et à 8m en aval et ayant une épaisseur de l'ordre de 10m dans la partie Nord-Ouest et diminue un peu à 8m dans la partie Sud-Est suivant le profil PL4. Par contre suivant la ligne PL5 cette formation est presque mince qui a une épaisseur de 2m.

La roche saine est estimée observable à partir de 13m environ de profondeur dans la partie NO et SE sur le profile PL4. Le profil PL5 montre que la profondeur de cette roche est moins profonde que celle de PL4 de 5 à 7m environ.

ANNEXE 5 : TYPE DE DONNEES TRAITEES AVEC LE LOGICIEL OASIS MONTAJ

On va présenter ici le type des données sous forme des données « Collar » qu'on a utilisée pour tracer les modèles 2D et 3D sur le logiciel Oasis Montaj.

- **DONNEE « COLLAR » - HOLE ID :**

DH_Hole	DH_East	DH_North	DH_RL	DH_Top	DH_Bottom	DH_Dip	DH_Azimuth	Mask
PL1-1	324828.881	8005187.97	45.279	0	48.958332			
PL1-2	324831.595	8005189.23	45.062	0	48.958332			
PL1-3	324834.308	8005190.49	44.845	0	48.958332			
PL1-4	324837.022	8005191.75	44.628	0	48.958332			
PL1-5	324839.615	8005192.96	43.942	0	48.958332			
PL1-6	324842.187	8005194.15	42.964	0	48.958332			
PL1-7	324844.717	8005195.33	41.862	0	48.958332			
PL1-8	324847.362	8005196.56	41.233	0	48.958332			
PL1-9	324850.053	8005197.81	40.789	0	48.958332			
PL1-10	324852.744	8005199.06	40.346	0	48.958332			
PL1-11	324855.434	8005200.31	39.902	0	48.958332			
PL1-12	324858.092	8005201.54	39.293	0	48.958332			
PL1-13	324860.774	8005202.79	38.841	0	48.958332			
PL1-14	324863.453	8005204.04	38.337	0	48.958332			

- **DONNEE « COLLAR » DE PROFONDEUR DE 5 m :**

Hole_ID	Depth	Velocity
PL1-1	5.208333	365.469009
PL1-2	5.208333	373.376012
PL1-3	5.208333	391.788989
PL1-4	5.208333	421.916008
PL1-5	5.208333	463.025987
PL1-6	5.208333	510.568023
PL1-7	5.208333	559.919
PL1-8	5.208333	608.366013
PL1-9	5.208333	652.949989
PL1-10	5.208333	687.232018
PL1-11	5.208333	705.780029
PL1-12	5.208333	710.376024
PL1-13	5.208333	705.758989
PL1-14	5.208333	695.312977

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	i
SOMMAIRE.....	ii
LISTE DES ABREVIATIONS ET DES ACRONYMES.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	iv
LISTE DES PHOTOS.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	v
LISTE DES ANNEXES.....	v
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE	
I-1 Localisation de la zone d'étude.....	2
I-2 Contexte climatique.....	3
I-3 Contexte géologique.....	4
I-3-1 Géologie régionale et locale.....	5
I-3-2 Géomorphologie.....	7
CHAPITRE II : RAPPELS METHODOLOGIQUES	
II-1 Méthode sismique.....	9
II-1-1 Les ondes sismique.....	9
II-1-2 Théorie d'élasticité.....	10
II-1-3 Vitesse des ondes sismiques.....	13
II-2 Méthode sismique réfraction.....	14
II-2-1 Principe de la sismique réfraction.....	14
II-2-2 Réfraction pour deux couches horizontales.....	16
II-3 Méthode active d'analyse en multicanaux des ondes de surface (MASW).....	17
II-4 Méthode des modélisations à 2D et à 3D de vitesses sismiques.....	19
II-4-1 Modélisation à 2D de vitesses sismiques.....	19
II-4-2 Modélisation à 3D de vitesses sismiques.....	19

CHAPITRE III : ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES

III-1 Technique de mesure.....	20
III-1-1 Technique de mesure en sismique réfraction.....	20
III-1-2 Acquisition de données en MASW.....	21
III-1-3 Matériels utilisés pour des mesures sur terrain.....	22
III-2 Traitements des données sismiques.....	23
III-2-1 Sismique réfraction.....	23
III-2-2 Méthode active d'analyse en multicanaux des ondes de surface MASW.....	26

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

IV-1 Localisation des lignes sismiques.....	31
IV-2 Résultats et interprétation de données de sismique réfraction et MASW.....	32
IV-2-1 Sismique réfraction (modélisation de V_P).....	32
IV-2-2 MASW (modélisation de V_S).....	36
IV-2-3 Cartes d'isobathes 2D de vitesses sismiques.....	37
IV-2-4 Modèle sismique à 3D.....	39
IV-3 Discussion.....	41
CONCLUSION.....	43
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	44
REFERENCES WEBOGRAPHIQUES.....	46
ANNEXES.....	I
TABLE DES MATIERES.....	VIII

<u>Encadreur:</u> Dr HDR RAKOTO Heritiana A. Tél : +261 34 14 286 89 E-mail : rakotoheritina@moov.mg	<u>Impétrante:</u> RABARIHARILALA Santatra Hasiniaina. H.O. Tél : +261 33 17 730 08 E-mail : iharilalasantatra@gmail.com
---	--

MODELISATIONS 2D ET 3D DE DONNEES SISMIQUES, APPLICATION A LA DETECTION DE ROCHES A SARAHIMBOLO, DISCTRRICT DE TOAMASINA II

RESUME:

La prospection géophysique permet d'établir l'imagerie de la structure géologique du sous-sol. La méthode de prospection sismique a été utilisée pour estimer la profondeur du toit des roches saines sous couverture latéritique à Sarahimbolo, Fokontany d'Ambonivato, District de Toamasina II.

La sismique réfraction et la technique d'analyse multicanaux des ondes de surfaces (MASW) ont été adoptées pour délimiter les différentes couches (latérite, roche fissurée et roche saine) constituant le sous-sol, en utilisant le logiciel SeisImager/2DTM.

Les résultats sont présentés sous forme de modèles 2D (coupe sismique et carte de vitesses sismiques), et le modèle 3D pour la superposition de la topographie de la zone et la vitesse sismique à une certaine profondeur. Le résultat a mis en évidence une couverture latéritique de 1 m à 5 m d'épaisseur existant encore à 5 m de profondeur au Sud-Ouest et à l'Est de la zone, un niveau intermédiaire de roches fissurées ou altérées situé au-dessus de la roche saine et enfin la roche saine dont le toit se trouve à 5 m de profondeur.

Cette étude a montré que la méthode choisie est fiable pour les analyses géotechniques.

Mots-clés : Modélisations 2D et 3D, prospection sismique, roche, Sarahimbolo

ABSTRACT:

The geophysical survey determines the imagery of the geological subsurface structure. The seismic surveying method was used to estimate the depth of the bed-rocks set up under lateritic cover at Sarahimbolo, Fokontany Ambonivato, and District of Toamasina II.

The seismic refraction and the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method were adopted to delimit the different layers (laterite, rock fissured and bed-rock) constituting the under-ground, by using SeisImager/2DTM.

The results are presented as a 2D models (seismic section and seismic velocity map), and the 3D model for superposition of the area's topography with the seismic wave velocity at some depth. The result showed a lateritic cover 3 m to 5 m thick as it still exists at 5 m depth in the South-West and East of the zone, an intermediate level of fissured or altered rock located on the bed-rock, and finally the bed-rock located at 5 m deep.

This study showed the chosen method is reliable for geotechnical analysis.

Key words: 2D and 3D modeling, seismic survey, rock, Sarahimbolo