

STRUCTURES DE VITESSE A L'OUEST ET A L'EST DE MADAGASCAR, PAR INVERSION D'ONDES DE RAYLEIGH

ANDRIAMPENOMANANA NY ONY FENTRA SY TANJONA¹, RAMBOLAMANANA GERARD¹,
RAKOTOZAFY CLAUDINE

¹LABORATOIRE DE SISMOLOGIE ET INFRASON, INSTITUT ET OBSERVATOIRE DE GEOPHYSIQUE D'ANTANANARIVO

Résumé : Pour Madagascar, la vitesse des ondes sismiques augmente avec la profondeur. Nous avons déterminé la structure de la croûte à partir de 13 trajectoires sismiques issus de 11 événements enregistrés en deux stations sismiques malgaches large bande : ABPO et FOMA. Les événements étudiés se sont produits à l'Ouest et l'Est de Madagascar entre 2007 et 2009. Nous avons appliqué la technique du multifiltre sur des modes fondamentaux des ondes de Rayleigh, pour les périodes comprises entre 10 s et 60 s. Les modèles de vitesse montrent trois couches dont les caractéristiques sont comparables à celles obtenues dans les études antérieures.

Mots clés : Ondes de Rayleigh, mode fondamental, technique de multifiltre, courbe de dispersion, vitesse, Madagascar.

Abstract : In Madagascar, the velocity of seismic waves increases with the depth. We have determined the structure of the crust from 13 paths obtained from 11 events registered in two seismic broadband stations ABPO and FOMA. The studied events occurred in western and eastern parts of Madagascar, between 2007 and 2009. We applied the multifilter technique on fundamental modes of Rayleigh waves, for periods from 10 s to 60 s. The velocity models show three layers which characteristics are comparable to those obtained in previous results.

Key words: Rayleigh waves, fundamental mode, multifilter technique, dispersion curve, velocity, Madagascar.

INTRODUCTION

La nature des ondes de surface, onde de Love ou onde de Rayleigh, enregistrées en une station est déterminée à la fois par la structure et la source. La dispersion des ondes le long de leur trajectoire est la base des traitements pour aboutir à un modèle de structure de la Terre entre la source et la station. Les ondes de surface de longue période se propagent plus en profondeur que les ondes de courte période et ont une plus grande vitesse. L'analyse du mode fondamental permet une investigation à des profondeurs pouvant atteindre la centaine de kilomètres.

La densité des formations qui constituent la croûte de Madagascar augmente en profondeur, il en est de même pour la vitesse des ondes (**figure 1**).

En effet, la croûte supérieure de Madagascar, d'une épaisseur moyenne de 18 km est de densité 2.65 g.cm^{-3} ; la vitesse des ondes S est comprise entre 3.40 et 3.60 km.s^{-1} . La croûte inférieure, est de densité 2.9 g.cm^{-3} ; la vitesse des ondes comprises entre 3.60 km.s^{-1} et 3.90 km.s^{-1} [1, 2]

La discontinuité de Mohorovicic pour Madagascar a été estimée entre 34 km et 42 km de profondeur [3, 4].

Dans la troisième formation, le manteau lithosphérique, de densité 3.25 g.cm^{-3} , les ondes S se propagent à des vitesses comprises entre 4.50 km.s^{-1} et 4.80 km.s^{-1} [1, 3,4].

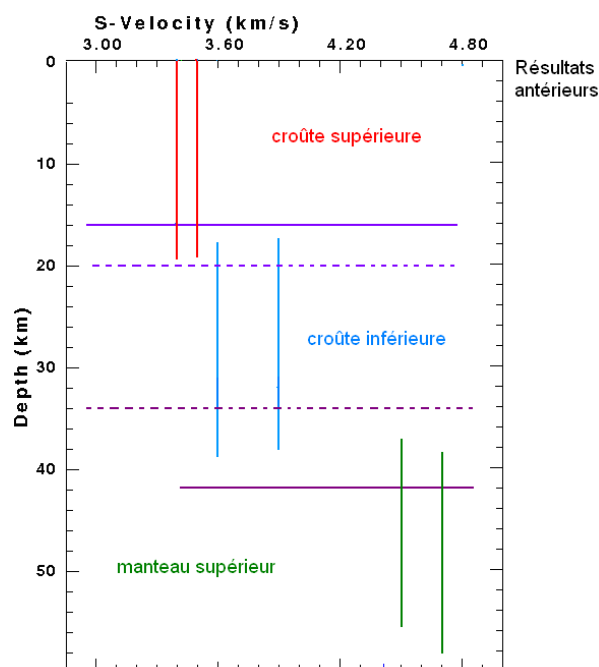


Figure 1 : figure récapitulative des résultats antérieurs

TRAITEMENT DES DONNEES

Les traitements préliminaires des données ont été effectués avec les logiciels *Seismic Analysis Code*, SAC [5] et le *Computer Programs in Seismology ou CPS* [6]; nous avons utilisé la Technique de Multifiltre, MFT [7] pour déterminer les modes fondamentaux et les courbes de dispersion.

Sélection des ondes de surface sur les sismogrammes [8]

Les temps de début et de fin de l'enregistrement d'une onde sismique sur un sismogramme sont donnés par :

$$t_{début} = t_0 + \frac{\Delta}{V_{\max}} \text{ et}$$

$$t_{fin} = t_0 + \frac{\Delta}{V_{\min}} \quad (1)$$

avec t_0 , instant de l'événement, Δ , distance station-événement, V_{\min} et V_{\max} vitesses de groupe minimale et maximale.

Dans cette étude, nous avons sélectionné les ondes de surface dont les vitesses sont comprises entre 2.5 km.s⁻¹ et 6.0 km.s⁻¹ [9].

Suppression de la réponse instrumentale et filtrage des signaux

Le signal $y(t)$ enregistré sur une station est le produit de convolution dans le domaine temporel, des signaux provenant de la source et la réponse de la structure $x(t)$ avec ceux générés par l'appareil de mesure $h(t)$ [10]. Dans le domaine fréquentiel : $Y(\omega) = X(\omega).H(\omega)$

où Y , X et H sont respectivement les transformées de Fourier de y , x , et h .

La déconvolution permet d'éliminer les effets liés à l'appareil de mesure et un filtre passe-bande permet d'atténuer les signaux de haute et basse fréquences.

Rotation des sismogrammes [11]

Sur les trois composantes enregistrées sur les sismogrammes, la composante verticale Z comporte les ondes de Rayleigh et les composantes horizontales E et N comportent à la fois les ondes de Rayleigh et les ondes de Love. Ces ondes peuvent être isolées en procédant à une rotation des composantes, pour obtenir les composantes dans un système de coordonnées cylindriques ; en effet après la rotation, les ondes de Love se trouvent sur la composante tangentielle T et les ondes de Rayleigh sur la composante radiale R . Dans ce qui suit, nous étudierons les ondes de Rayleigh.

Rappels théoriques

Le signal dispersif de m modes des ondes de surface est modélisé mathématiquement [12] par la relation :

$$f(t, r) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega, r) e^{i\omega t} d\omega$$

$$= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \sum_{j=0}^m A_j(\omega, r) e^{i(\alpha\omega - k_j r)} d\omega \quad (4)$$

Pour avoir la courbe de dispersion, nous calculons la vitesse de groupe des ondes par application sur le signal d'un multifiltre, MFT, [7] : filtre passe-bande étroit et gaussien $H(\omega)$, caractérisé par le paramètre α :

$$H(\omega) = \begin{cases} e^{-\frac{\alpha\omega^2}{\omega_0^2}} & |\omega| \leq \omega_c \\ 0 & |\omega| > \omega_c \end{cases} \quad (5),$$

Alors :

$$g(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} H(\omega) A(\omega) e^{i(\omega t - kr + \phi)} d\omega \quad (6)$$

Où $V^{(1)}$, $V^{(2)}$ et $V^{(3)}$ sont les fonctions propres des ondes S (horizontale S_H et verticale S_V) en coordonnées cylindriques, μ et λ sont le coefficient de Lamé et ρ est la densité.

Le paramètre α du filtre gaussien est choisi en considération des résultats de Levshin *et al.* (tableau I) [13].

Tableau I : paramètre α en fonction de Δ

Distance épacentrale (km), Δ	Paramètre α
1000	25
2000	50
4000	100

Inversion de la courbe de dispersion [14, 15]

Le programme CPS 3.30 dispose d'une fonction (*surf96*) pour effectuer l'inversion de la courbe de dispersion, de la vitesse de phase et de la vitesse de groupe, des ondes de surface. Cette fonction évalue les dérivées partielles de la vitesse de groupe ou de phase et puis utilise la méthode des moindres carrés pour l'inversion de la courbe obtenue.

Le principe de calcul de cette fonction est basé sur la résolution du système d'équation :

$\mathbf{Gm} = \mathbf{d}$ où \mathbf{G} est la matrice contenant les dérivées partielles, \mathbf{d} est un vecteur contenant les observations et \mathbf{m} est le modèle à estimer.

En minimisant la fonction $\mathbf{S} = \|\mathbf{d} - \mathbf{Gm}\|$, le modèle estimé \mathbf{m}' est donné par la relation :

$$\mathbf{m}' = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{d} \quad (10)$$

où \mathbf{G}^T est la transposée de la matrice \mathbf{G} .

On a un résultat qui approche la réalité si la matrice $\mathbf{G}^T \mathbf{G}$ est égale à la matrice identité \mathbf{I} .

Les données sismiques

Les stations sismiques malgaches que nous avons considérées dans cette étude sont ABPO et FOMA (tableau II). Nous avons choisi deux groupes de données relatives à onze événements téléseismiques : tableaux III et IV, de magnitude supérieure à 5.5, de rapport signal/bruit supérieur ou égal à 1.20 et de distance épacentrale comprise entre 1500 km et 3500 km par rapport aux stations ABPO et FOMA. Le premier groupe contient les données de téléseismes qui se sont produits dans le continent africain et le deuxième regroupe celles relatives à l'Océan Indien. Nous avons 13 trajectoires d'ondes sismiques pour l'étude.

Pour le modèle de départ, les résultats antérieurs suggèrent un modèle qui représente une couche jusqu'à 60 km de profondeur dont les caractéristiques sont données dans le **tableau V**.

La dispersion des modes fondamentaux des ondes de Rayleigh a été étudiée pour les fréquences comprises entre 0.020 Hz et 0.100 Hz.

Tableau II : coordonnées des stations sismiques ABPO et FOMA

Stations	Latitude	Longitude	Altitude
ABPO	-19.0180 °	47.2290 °	1528 m
FOMA	-24.9756 °	46.9788 °	26 m

Tableau III : Liste des événements qui se sont produits au Nord-Ouest de Madagascar, groupe A d'événements

Événement	Date	Heure UT	Latitude	Longitude	Magnitude
1	08/12/2007	19:55:20.8	-07.52°	37.56°	5.7
2	27/08/2008	06:46:19.8	-10.68°	41.37°	5.6
3	06/12/2009	17:36:35.2	-10.16°	33.82°	5.6
4	08/12/2009	03:08:57.2	-09.95°	33.80°	5.9
5	19/12/2009	23:19:15.5	-10.11°	33.82°	6.0

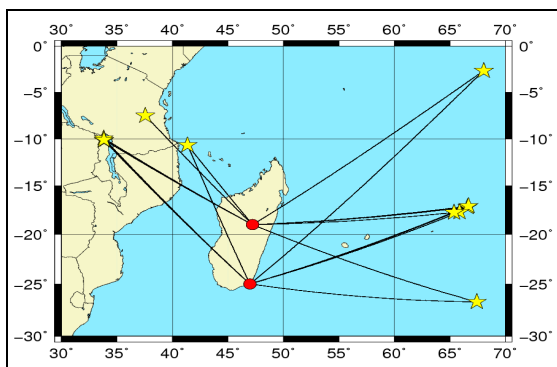


Figure 2 : Emplacement des événements (étoile jaune) par rapport aux stations sismiques ABPO et FOMA (point rouge).

Tableau IV : Liste des événements qui se sont produits à l'Est de Madagascar, groupe B d'événements

Événement	Date	Heure UT	Latitude	Longitude	Magnitude
1	12/08/2008	07:47:39.5	-17.77°	65.39°	6.0
2	07/07/2009	16:31:40.4	-26.74°	67.44°	5.6
3	12/10/2009	03:15:46.5	-17.10°	66.69°	6.1
4	12/10/2009	03:15:47.2	-10.13°	33.86°	5.8
5	18/10/2009	07:32:59.6	-17.73°	65.87°	5.8
6	03/12/2009	23:06:48.0	-02.66°	68.05°	5.6

Tableau V : Modèle de vitesse de départ

Epaisseur	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Densité (g/cm ³)
80	9.0	4.5	3.5

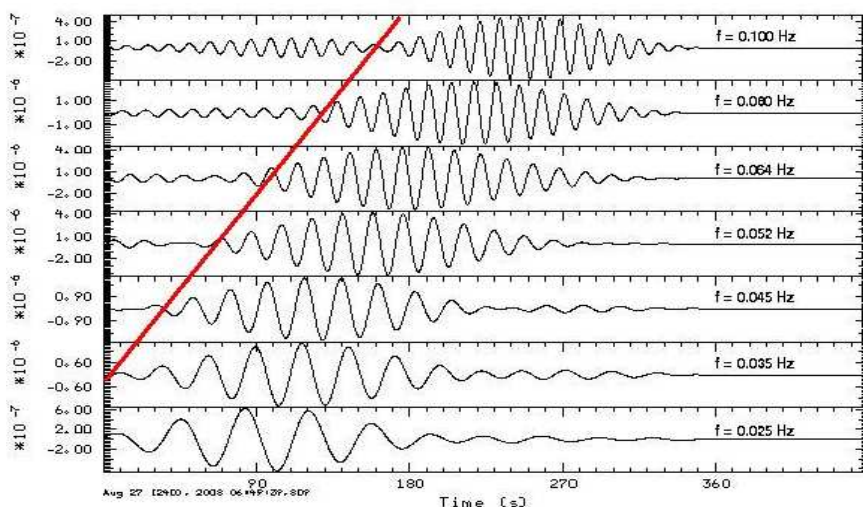


Figure 3 : Temps d'arrivée des groupes d'onde de Rayleigh en fonction des fréquences

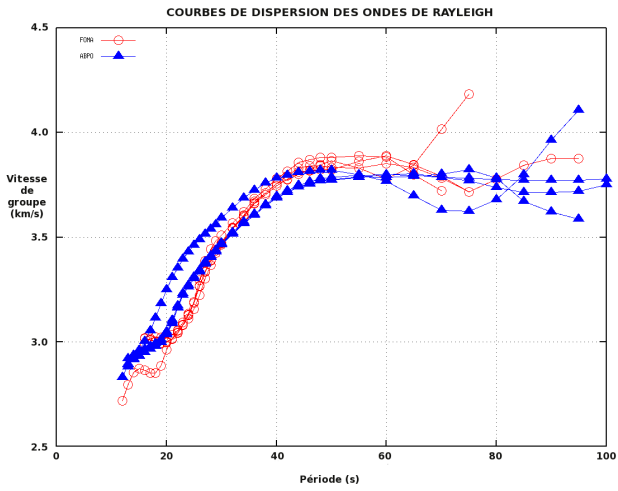


Figure 4 : Courbes de dispersion des ondes relatives aux événements du groupe A.

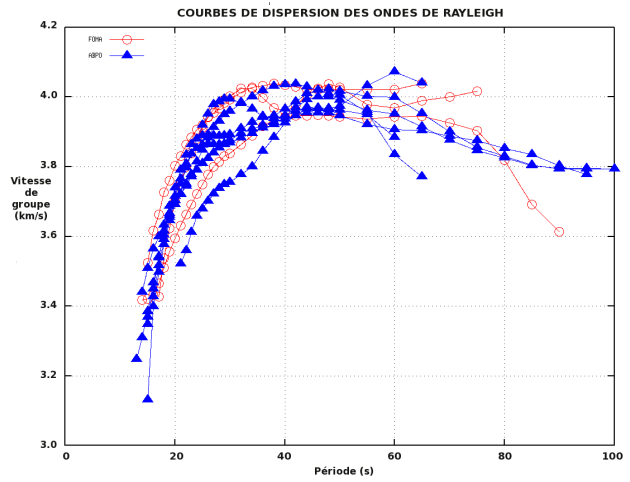


Figure 5 : Courbes de dispersion des ondes relatives aux événements du groupe B.

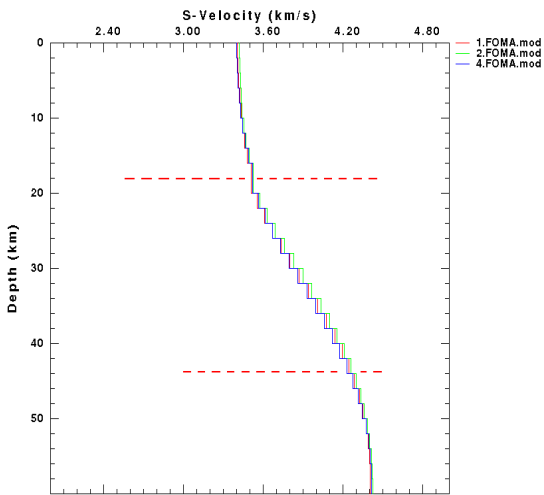


Figure 6 : Modèle moyen de structure de vitesse relative au groupe A et la station FOMA.

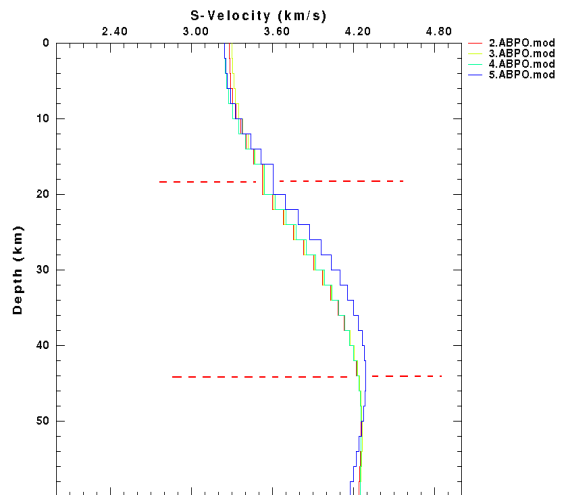


Figure 7 : Modèle moyen de structure de vitesse relative au groupe A et la station ABPO

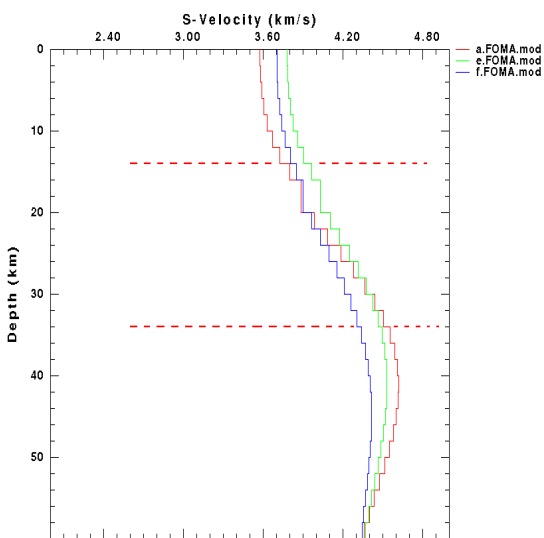


Figure 8 : Modèle moyen de structure de vitesse relative au groupe B et la station FOMA.

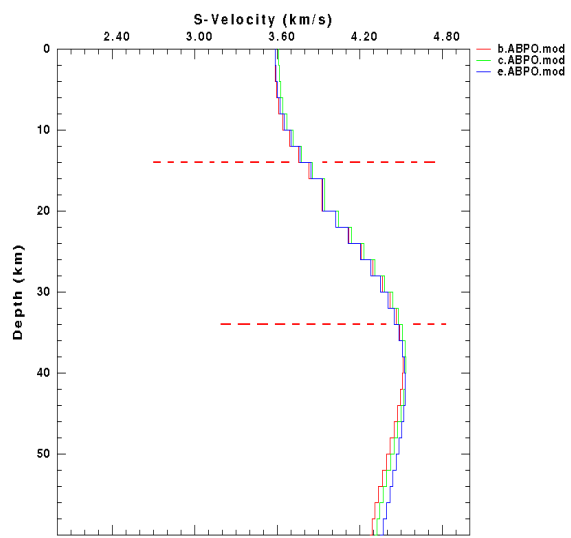


Figure 9 : Modèle moyen de structure de vitesse relative au groupe B et la station ABPO

RESULTATS

1) Temps d'arrivée des groupes d'ondes S en une station

Un exemple de détermination de temps d'arrivée des groupes d'onde en fonction des fréquences est représenté sur la **figure 3** : événement n°2 du **tableau II**.

2) Les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh

Les dispersions des ondes de Rayleigh contenues dans les événements des groupes A et B sont représentées sur les **figures 4 et 5**.

Dans l'étape suivante, nous nous sommes limités aux périodes des modes fondamentaux comprises entre 10s et 60s pour les groupes A et B ; dans ces intervalles, les courbes de dispersion sont proches les unes des autres.

3) Le modèle de vitesse obtenu par inversion

L'inversion des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh a été effectuée tous les 2 km jusqu'à 60 km de profondeur.

L'inversion des courbes de dispersion fournit le modèle moyen de structure de la vitesse le long des trajectoires épacentres-stations. Les modèles moyens de vitesse des ondes S sont représentés sur les **figures 6, 7, 8 et 9** pour les groupes A et B d'événements.

DISCUSSIONS

La **figure 3** montre que les fréquence, amplitude et phase du mode fondamental des groupes d'onde, dépendent de la valeur de la période de l'onde S ; par ailleurs, les temps d'arrivée des groupes augmentent linéairement avec la fréquence (droite rouge).

Pour les courbes de dispersion des **figures 4 et 5**, les vitesses de groupe augmentent avec la période. Pour le groupe B, les vitesses augmentent plus rapidement que celles du groupe A ; ceci peut être dû au passage des ondes dans une couche de densité plus élevée, couche qui représenterait le manteau lithosphérique de l'Océan Indien.

Sur les **figures 6, 7, 8 et 9**, nous observons des similitudes des vitesses en fonction de la profondeur ; les modèles obtenus pour les groupe A et station ABPO et groupe B, station FOMA, présentent plus de dispersion par rapport à ceux de groupe A, station FOMA et groupe B, station ABPO, avec des écarts pouvant atteindre 0.20 km/s.

Les traits en pointillés (rouges) correspondent à des changements de pente et représentent des passages d'une couche à une autre, de densités différentes. Les valeurs correspondantes à ces traits permettent de dresser les **tableaux VI et VII**, vitesse en fonction de la profondeur.

Tableau VI : caractéristiques des couches pour le groupe A

station	Vitesse (km/s)	Epaisseur (km)	profondeur (km)
FOMA	3.40	18	0-18
	$3.40 < V_S < 4.40$	26	18-44
	4.40	-	>44
ABPO	3.40	14	0-14
	$3.40 < V_S < 4.30$	20	14-44
	4.30	-	>44

Tableau VII : caractéristiques des couches pour le groupe B

station	Vitesse (km/s)	Epaisseur (km)	profondeur (km)
FOMA	3.60	14	0-14
	$3.60 < V_S < 4.40$	20	14-34
	4.40	-	>50
ABPO	3.70	14	0-14
	$3.70 < V_S < 4.40$	20	14-34
	4.40	-	>34

Les événements du groupe A sont des séismes produits sur le continent africain et les trajectoires des ondes sismiques sont plutôt continentales que maritimes ; les modèles de structure obtenus reflètent davantage le modèle de structure de vitesse d'une croûte continentale ; la discontinuité de Mohorovicic est localisée entre 14 et 44 km de profondeur.

Les événements de groupe B sont des séismes localisés dans l'Océan Indien, où la croûte est moins épaisse et plus dense que la croûte continentale.

Les vitesses des ondes pour la croûte continentale, plus dense, sont supérieures à celles relatives à la croûte océanique ; les épaisseurs des croûtes supérieure et inférieure continentales sont plus petites que celles des croûtes océaniques.

Les vitesses et profondeurs obtenues dans cette étude ne sont pas éloignées des valeurs mentionnées dans les résultats d'autres auteurs [2, 3, 4] et montrent les différences entre croûte continentale et croûte océanique.

Références

- [1] RANDRIANASOLO E. B., *Nouvelles méthodes de cartographie du socle protérozoïque du Sud de Madagascar, 2009, p 116.*
 [2] RAMBOLAMANANA G., *Détermination de la partie centrale de Madagascar par la sismologie, Thèse d'Etat, Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo.*

- [3] **RAKOTONDRAINIBE**, *Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar, 1977, Thèse d'Etat, Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo.*
- [4] **RAMBOLAMANANA G, SUHADOLC P, PANZA G.F.**, *Simultaneous inversion of hypocentral parameters and structure velocity of the central region of Madagascar as a premise for the mitigation of seismic hazard in Antananarivo, 1997, PAGEOPH. 149, 707-730.*
- [5] **TAIPLEY W.C., TULL J.E.**, *SAC-Seismic Analysis Code, 1992, Regent of the University of California.*
- [6] **HERRMANN R.B.**, *Surface waves inversion program, 1994, p 42-44.*
- [7] **DZIEWONSKI A., BLOCH S., LANDISMAN M.**, *A technique for the analysis of transient seismic signals, 1969, Bull. Seism. Soc. Am., Vol 59, N°1, p 427-444*
- [8] **AMMON J.C.**, *Notes on seismic surface wave processing – Group velocity estimation, 2005, p. 1 à 10.*
- [9] <http://eqseis.geosc.psu.edu> [10] **STEIN S., WYSESSION M.**, *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, 2003, p 379.*
- [10] **STEIN S., WYSESSION M.**, *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure, 2003, p379*
- [11] **AMMON J.C.**, *The Rotation of Vectors and Tensors, 2001, Level 1, p 1.*
- [12] **HERRMANN R.B.**, *Some aspects of band-pass filtering of surface-waves, 1973, Bull. Seism. Soc. Am., Vol 63, No 2, p 663-671.*
- [13] **LEVSHIN A.L., RITZWOLLER M. H.**, 1995, *Characteristics of surface waves generated by events on and near the Chinese test site, Geophys.J.Int. 123, pp 131-148.*
- [14] **PEI D.**, *Modeling and Inversion of Dispersion Curves of Surface Waves in Shallow Site Investigations, 2007, Ph D, p. 61 - 66.*