



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



**MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER EN PHYSIQUE
ET APPLICATIONS**

Parcours : **Physique du Globe**

Spécialité : **Sismologie et infrason**

Intitulé :

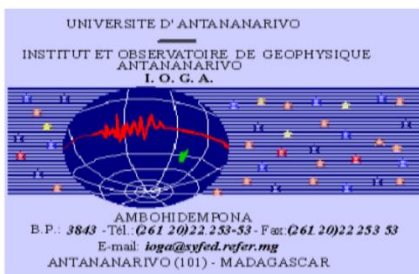
**ETUDE DE LA DETECTABILITE DE LA
STATION INFRASON I47ZA EN BASSE
FREQUENCE ENTRE 2007 ET 2011**

Présenté par

Diminarivo Jean Stéphan RASOLOFOARISON

Le 22 Janvier 2018, devant les membres du jury composés de :

Président :	RATSIMBAZAFY Jean Bruno	Professeur Titulaire
Rapporteur :	RAMBOLAMANANA Gérard	Professeur Titulaire
Examineur :	RASOLOMANANA Eddy Harilala	Professeur Titulaire



Laboratoire de Sismologie et Infrason

UNIVERSITE D'ANTANANARIVO



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



**MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME MASTER EN PHYSIQUE
ET APPLICATIONS**

Parcours : **Physique du Globe**
Spécialité : **Sismologie et infrason**

Intitulé :

**ETUDE DE LA DETECTABILITE DE LA
STATION INFRASON I47ZA EN BASSE
FREQUENCE ENTRE 2007 ET 2011**

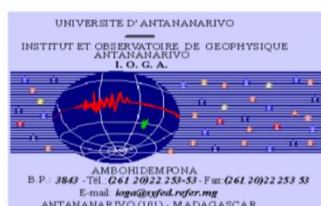
Présenté par

Diminarivo Jean Stéphan RASOLOFOARISON



Le 22 Janvier 2018, devant les membres du jury composés de :

Président :	RATSIMBAZAFY Jean Bruno	Professeur Titulaire
Rapporteur :	RAMBOLAMANANA Gérard	Professeur Titulaire
Examineur :	RASOLOMANANA Eddy Harilala	Professeur Titulaire



Laboratoire de Sismologie et Infrason

REMERCIEMENTS

Ce travail n'a pas abouti sans la collaboration des personnes suivantes.

Ma reconnaissance et ma gratitude s'adressent plus particulièrement à:

- RAHERIMANDIMBY Marson, Professeur Titulaire, Responsable du Domaine Sciences et Technologies de l'Université d'Antananarivo, de m'avoir accepté et de réaliser ce mémoire.
- RAKOTONDRAMIANANA Hery Tiana, Professeur, Responsable de la Mention Physique et Applications, qui a veillé à l'organisation et au bon déroulement de notre cursus Universitaire et de m'avoir accueilli au sein de cette Mention.
- RATSIMBAZAFY Jean Bruno, Professeur Titulaire au sein de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo, d'avoir accepté de présider le jury de ce mémoire.
- RAMBOLAMANANA Gérard, Professeur Titulaire, Directeur de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo (IOGA) et Responsable du Laboratoire de Sismologie et Infrasons (LSI), de m'avoir permis de travailler dans son Laboratoire en tant qu'étudiant chercheur, et surtout de m'avoir orienté et soutenu pendant la réalisation de ce travail.
- RASOLOMANANA Eddy Harilala, Professeur Titulaire au Département Mines de l'Ecole Supérieure Polytechnique d'Antananarivo, d'avoir accepté examinateur.

Un grand merci à tous mes collègues du Laboratoire de Sismologie et Infrasons pour leur aimable collaboration et leur soutien.

Enfin, je tiens à remercier toute ma famille pour leur soutien moral, financier et surtout spirituel durant ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION

Partie I : THEORIE DE L'INFRASON

- I.1. Ondes acoustiques
- I.2. Milieu de propagation de l'infrason : L'atmosphère
- I.3. Les sources d'infrason
- I.4. Propagation des ondes et phases infrasonores

Partie II : ACQUISITION DES DONNEES

- II.1. Historique
- II.2. La station I47ZA

Partie III : TRAITEMENTS DES DONNEES

- III.1. La méthode PMMC
- III.2. Exemple de traitement PMCC

Partie IV : RESULTATS ET INTERPRETATIONS

- IV.1. Résultats et interprétations (microbaroms)
- IV.2. Résultats et interprétations (MAW)
- IV.3. Effet de la variation de la température et du vent sur la détection

CONCLUSION

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : <i>Structure verticale de l'atmosphère</i>	9
Figure 2 : <i>Circulation troposphérique globale</i>	11
Figure 3 : <i>La gamme de fréquence des infrasons entre l'onde de gravité et onde sonore</i>	13
Figure 4: <i>Les différentes sources d'infrason[2]</i>	14
Figure 5: <i>Courants océaniques de surface [24]</i>	15
Figure 6: <i>Ondes de montagne [25]</i>	16
Figure 7: <i>Profils de température typiques en été et à différentes heures de la journée</i>	20
Figure 8 : <i>Comportement des rayons acoustiques en présence d'un gradient de température négatif (à gauche) et d'un gradient de température positif (à droite).</i>	21
Figure 9 : <i>Distribution géographique du SSI de l'infrason</i>	25
Figure 10: <i>Position de la station I47ZA de Boshof en Afrique du Sud</i>	26
Figure 11 : <i>Configuration des huit éléments de la station I47ZA</i>	27
Figure 12: <i>Le capteur MB2000</i>	28
Figure 13: <i>Réponse fréquentielle de la capteur MB2000</i>	29
Figure 14: <i>Système de réduction de bruit connecté au capteur MB2000</i>	30
Figure 15: <i>Diagramme de communication pour l'acquisition et transmission des données</i>	31
Figure 16: <i>Satellite VSAT pour la transmission des données en temps réel vers IDC</i>	32
Figure 17: <i>Principe de la fonction de corrélation (Cansi et Klinger, 1997)</i>	35
Figure 18: <i>Configuration standard des deux bandes basses et hautes fréquences (0.02-0.5 Hz et 0.1-4 Hz à gauche et au milieu respectivement) remplacé par une configuration unique (0.01-5 Hz) .</i>	37
Figure 19: <i>Organigramme de la méthode PMCC</i>	38
Figure 20: <i>Exemple de traitement de PMCC des microbaroms</i>	39
Figure 21: <i>Visualisation de diagramme polaire et alignement des signaux</i>	40
Figure 22 : <i>Détection de la station I47ZA de Janvier 2007 à Décembre 2011 en fonction de temps, azumits et fréquence</i>	42
Figure 23: <i>Détection de la station I47ZA suivant l'heure de la journée</i>	43
Figure 24: <i>Statistique de la détection en fonction de la fréquence (Hz)</i>	44
Figure 25 : <i>Histogramme polaire de la détection suivant l'azimut</i>	45
Figure 26: <i>Détection des microbaroms le 29/07/2007 d'azimut 220°</i>	46

Figure 27: Localisation des microbaroms d'azimut 220° le 29/07/2007	47
Figure 28: Localisation de la source des microbaroms d'azimut 220°	48
Figure 29: Détection des microbaroms dans l'azimut 180° le 11/09/2009.	49
Figure 30: Localisation des microbaroms dans l'azimut 180° le 11/09/2009.	50
Figure 31 : Localisation du source des microbaroms venant de l'azimut 180°	51
Figure 32: Détection des microbaroms dans l'azimut 130° le 30/01/2011.	52
Figure 33: Résultats de la localisation des microbaroms dans l'azimut 130°	53
Figure 34 : Localisation de la source des microbaroms venant de l'azimut 130°	54
Figure 35: Profil du vent zonal moyen pendant les 12 mois suivant la latitude 30°S.....	55
Figure 36 : Nombre d'évènements détectés suivant l'heure de la journée	56
Figure 37 : Détection de la station I47ZA du Janvier 2007 à Décembre 2011 en fonction du temps, azimut et fréquence.....	57
Figure 38 : Détection en fonction de la fréquence (Hz).....	58
Figure 39 : Statistique de la détection en fonction de l'amplitude	58
Figure 40 : Histogramme polaire de la détection suivant l'azimut	59
Figure 41 : Carte topographique aux alentours de la station I47ZA.....	60
Figure 42 : Représentation de la température au niveau de la station	61
Figure 43 : Variations de la vitesse du vent en fonction de l'heure	62

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Sources d'infrasons et leurs caractéristiques.....	17
Tableau 2 : Coordonné de chaque station I47ZA	27
Tableau 3: La vitesse moyenne des vents à la latitude 30° Sud	65

LISTE DES ABREVIATIONS

CTBTO: Comprehensive nuclear Test Ban Treaty Organisation

CIRA: Cospas International Reference Atmosphere

CRF: Central Recording Facility

CID : Centre International des Données

DASE : Département d'Analyse de Surveillance de l'Environnement

ECMWF: European Center for Medium-range Weather Forecasts

IMS: International Monitoring System

IDC: International Data Center

MAW: Mountain Associative Waves

PTS: Preparatory Technical Secretariat

PMCC : Progressive Multi-Channel Correlation

SSI : Système de Surveillance Internationale

TICE : Traité d'Interdiction Complète des essais nucléaires

TNT: Trinitrotoluène

VSAT: Very Small Aperture Terminal

ZCIT : Zone de Convergence Intertropicale

INTRODUCTION

L'infrason ou onde infrasonore est une onde acoustique dont la fréquence est inférieure à 20 Hz.

Plusieurs domaines se sont intéressés à l'infrason. A titre d'exemple, sur le plan militaire, pour localiser les pièces d'artillerie adverses pendant la première guerre mondiale [2]. Pour les scientifiques, l'étude du mécanisme de la propagation de l'infrason dans l'atmosphère est un sujet très intéressant puisqu'elle permet de contribuer à comprendre certains mécanismes et dynamismes de l'atmosphère. En médecine, le corps humain réagit aussi à cette onde et des études ont été faites sur ce point.

Infrasons, sismique, hydroacoustiques et radionucléides sont les quatre technologies de surveillance pour respecter le Traité d'Interdiction Complète des essais nucléaires (TICE) ou Comprehensive nuclear Test Ban Treaty (CTBT) en Anglais. Le système de surveillance international est composé de 321 stations distribuées dans le monde, pour détecter et localiser tout essai nucléaire supérieur à 1 kilotonne de TNT tel que :

- sismique, composé de 170 stations dont 50 primaires et 120 auxiliaires
- hydroacoustique, composé de 11 stations pour observer toute explosion sous-marine
- infrasons, composé de 60 stations microbaromètres pour détecter et localiser les explosions nucléaires dans l'atmosphère. L'Afrique du Sud dispose de ces stations depuis Décembre 2005.
- radionucléides, composé de 80 stations pour détecter les gaz nobles produits par les explosions nucléaires.

A part les explosions nucléaires, il y a d'autres sources d'infrasons, les sources naturelles telles que les éruptions volcaniques, les éclairs, les ondes de montagnes, la houle océanique ...les sources artificielles : avions supersoniques, tirs de carrières.... Les signaux générés par ces différentes sources peuvent masquer la détection des explosions nucléaires. Par conséquent il est nécessaire de connaître les caractéristiques de ces bruits telles que sa nature, sa position et sa fréquence en effectuant des études statistiques. L'objectif de ce travail est d'étudier la détectabilité de la station infrason I47ZA de Boshof installée en Afrique du Sud pour les basses fréquences de 0.01 à 0.5 Hz, entre les années 2007 et 2011.

Dans un premier temps, on va voir la théorie de l'infrason. Dans la seconde partie, nous procédons à l'acquisition des données. Vient ensuite la méthode PMCC ou *Progressive Multi-Channel Correlation* pour les traitements des données, constituant ainsi la troisième partie. Et l'illustration des résultats et interprétations feront l'objet de la quatrième partie. Et pour terminer, nous enchaînerons par une conclusion.

Partie I : THEORIE DE L'INFRASON

I.1. Ondes acoustiques

L'acoustique est la science du son. La discipline a étendu son domaine à l'étude des ondes mécaniques au sein des gaz, des liquides, mais également au sein des solides, et ce quelle que soit la plage des fréquences considérées [19]. Les ondes acoustiques sont des ondes élastiques qui se propagent dans les fluides (gaz ou liquide). Les ondes acoustiques la plus connue sont les ondes sonores, dans la gamme de fréquence comprise entre 20 Hz et 20 kHz et audible à l'oreille humaine. Cependant, il y a d'autres ondes acoustiques qui sont les ultrasons de fréquence supérieure à 20 kHz et l'infrason de fréquence inférieure à 20 Hz. Évidemment, c'est cette dernière qui nous intéresse.

Dans cette partie, nous allons décrire cette théorie par l'équation d'onde, la vitesse de son, le milieu de propagation de l'onde infrasonore et les sources d'infrasons.

I.1.1. Equation d'onde de l'acoustique linéaire

L'utilisation de la théorie linéaire implique que nous considérons les perturbations très faibles et que les termes correspondants à ces perturbations sont négligeables dans l'équation du mouvement.

Nous partons de l'expression de l'accélération d'un élément de fluide :

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} \quad (1)$$

Où $\mathbf{u}$ est le champ de vecteur vitesse

Dans cette expression le terme linéaire $\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t}$ représente la variation locale de $\mathbf{u}$ en un point donné et le terme non-linéaire $\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u}$, décrit comment la vitesse de l'élément de fluide varie suivant la variation dans l'espace, ce dernier terme est négligeable dans la théorie linéaire.

La nature inertielle d'un fluide de densité est exprimée en appliquant à l'élément de fluide la deuxième loi de mouvement de Newton: le produit de la masse par unité de volume ρ et l'accélération (1) est égal à la force, appliquée au fluide, par unité de volume. Quand les forces de viscosité sont négligeables, cette force par unité de volume est $-\nabla p$ avec p la pression appliquée au fluide, et on a:

$$\rho \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} \right) = -\nabla p \quad (2)$$

La compressibilité implique que la masse volumique d'une particule fluide, puisse varier, en accord avec l'équation de continuité de la masse

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{u}) = 0 \quad (3)$$

Le second terme se décompose en $\text{div}(\rho \mathbf{u}) = (\mathbf{u} \cdot \nabla) \rho + \rho (\nabla \cdot \mathbf{u})$. Le terme $(\mathbf{u} \cdot \nabla) \rho$ représente le taux

de changement total de masse volumique, tandis que $\rho(\nabla \cdot \mathbf{u})$ est celui d'accroissement du volume d'un élément en mouvement dans le champ de vitesse, rapporté au volume de l'élément.

En supposant de petites variations du milieu (l'approximation sera à valider par la suite), on linéarise les équations autour d'un état de repos ($\mathbf{u} = 0$) et de densité uniforme. En l'absence des forces extérieures, cela implique que la pression est uniforme à p_0 ,

$$\rho_0 \frac{\partial u}{\partial t} = -\nabla p \quad (4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\rho_0 \operatorname{div} \mathbf{u} \quad (5)$$

Il en résulte que les variations de la vitesse et de la masse volumique sont directement proportionnelles au gradient de pression et à la divergence de la vitesse, respectivement.

L'équation (4) implique

$$\frac{\partial}{\partial t} \operatorname{rot} \mathbf{u} = 0 \quad (6)$$

de sorte que la vorticité, $\omega = \operatorname{rot} \mathbf{u}$ se conserve. Ainsi la partie rotationnelle de la vitesse doit être indépendante du temps. La partie restante du champ de vitesse est *irrotationnelle* et peut être écrite en fonction d'un *potentiel des vitesses*,

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_\omega + \mathbf{u}_a, \quad \mathbf{u}_a = \nabla \Phi \quad (7)$$

Seule la composante $\mathbf{u}_a$ de la vitesse peut rendre compte des fluctuations associées à la propagation du son. A l'approximation linéaire, le champ de vitesse acoustique n'interagit jamais avec le champ d'écoulement rotationnel stationnaire. Les couplages existent en fait aux ordres supérieurs du développement en puissance de la perturbation. Mais même dans ce cas, lorsque la vitesse d'écoulement est très petite face à celle du son, l'interaction entre la contribution potentielle et rotationnelle évolue au plus par des changements graduels.

Les équations (4) et (7) donnent

$$p - p_0 = -\rho_0 \frac{\partial \Phi}{\partial t} \quad (8)$$

Car les gradients des deux côtés sont égaux et parce que les deux membres s'annulent dans les régions non perturbées du fluide, du moment que le potentiel Φ s'annule dans ces régions.

Les équations (5) et (7) expriment la variation de la masse volumique

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\rho_0 \Delta \Phi \quad (9)$$

la variation de la densité est $\Delta \Phi$, mais on peut résoudre d'avantage les équations (8) et (9) sans que les

propriétés de compressibilités du fluide n'aient été utilisées pour déduire une relation explicite entre les variations de pression et de densité. Les caractéristiques d'une telle relation est discutée au plus tard (section 1.2), mais nous pouvons assumer simplement la dépendance fonctionnelle $p = p(\rho)$. La linéarisation de cette fonction en séries de Taylor donne $\rho = \rho_0$ donne

$$p = p(\rho_0) + (\rho - \rho_0)p'(\rho_0) + \dots (10)$$

de sorte qu'en négligeant les ordres supérieures,

$$\frac{\partial p}{\partial t} = p'(\rho_0) \frac{\partial \rho}{\partial t} (11)$$

En substituant p et $\frac{\partial p}{\partial t}$ par leur expression respective,

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = c^2 \Delta \phi, (12)$$

Où la constante c (même dimension que la vitesse) est définie par l'équation

$$c^2 = p'(\rho_0) (13)$$

L'équation (12) exprime l'équation d'onde, c'est l'équation caractéristique du phénomène, avec la conservation de l'énergie, entraînant la propagation à travers un milieu homogène avec une vitesse c , indépendante de la forme d'onde ou la direction de propagation. Cette équation est satisfaite, par exemple, par les composantes du champ électromagnétique dans le vide avec la vitesse de la lumière dans le vide $3 \times 10^8 m.s^{-1}$.

Une solution simple de l'équation d'onde est une onde plane se propageant sans déformation dans la direction $x > 0$, soit

$$\phi(r, t) = f(x - ct) (14)$$

La fonction $f(x)$ donne la forme de la perturbation à l'instant $t = 0$, tandis que l'onde reste inchangée au cours du temps, simplement translatée de ct dans la direction des $x > 0$.

L'onde est *longitudinale* car le champ de vitesse $\mathbf{u} = (u, v, w)$, satisfaisant

$$u = f'(x - ct), \quad v = w = 0 (15)$$

est parallèle à la direction de propagation

Pour cette onde plane progressive, l'équation (8) donne

$$p - p_0 = \rho_0 c u, (16)$$

soit une proportionnalité entre l'excès de pression et la composante de vitesse du fluide dans la direction de propagation. Proportionnalité due à ce qu'en un point de l'onde où la pression augmente, le gradient de pression dans la direction de propagation prend la valeur négative $c^{-1}(\partial \rho / \partial t)$ et donc

accélère le fluide, dont la composante d'accélération correspondante, $\partial u / \partial t$, prend la valeur positive $(\rho_0 c)^{-1}(\partial p / \partial t)$

Les variations de pression induite par (17) sont sensiblement plus importante, pour une u donné, que n'en produirait $\rho_0 u^2 / 2$.

Une autre solution de l'équation d'onde, ne dépendant que de x et de t , est

$$\phi(r, t) = g(x + ct), (17)$$

qui représente cette fois une onde plane progressive selon les $x < 0$. Du fait de la linéarité de l'équation d'onde, et de son degré de dérivation, la solution générale de l'équation peut s'écrire sous la forme

$$\phi(r, t) = f(x - ct) + g(x + ct) (18)$$

Le champ de vitesse u satisfait

$$u = g'(x - ct), v = w = 0, (19)$$

et l'excès de pression est à nouveau

$$p - p_0 = -\rho_0 c u, (20)$$

le rapport de la pression à la vitesse ($-u$) étant toujours $+\rho_0 c$.

De manière générale, une onde plane s'écrit

$$\Phi(r, t) = h \pm (n \cdot r \pm ct), (21)$$

Si $|n| = 1$. Il en résulte, des équations (8) et (9)

$$u = \frac{p - p_0}{\rho_0 c} n. (22)$$

Et cela donne une onde longitudinale dont la vitesse a une composante $(\rho_0 c)^{-1}(p - p_0)$ dans la direction de propagation.

I.1.2 La vitesse de son

On a vu que $c^2 = p'(\rho_0)$. Il faut donc se donner une équation d'état reliant p et ρ . Si le milieu est l'air, on peut raisonnablement considérer l'air comme un gaz parfait, et écrire

$$p = \rho RT / M, (23)$$

Où M est la masse molaire moyenne de l'air et $R = 8134 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$. Si la transformation subie par l'élément fluide est isotherme, alors

$$c^2 = RT / M = p_0 / \rho_0. (24)$$

Dans l'air à 20° C, cela donne $c \approx 290 \text{ m/s}$, une valeur inférieure à la valeur observée de $340 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Il a fallu attendre un siècle pour que Laplace explique ce désaccord par l'hypothèse de transformation

isotherme. En effet, si un élément de fluide est comprimé, les éléments voisins exercent un travail sur celui-ci, qui augmente son énergie interne et accroît potentiellement sa température. Le premier principe de la thermodynamique impose que

$$dU = \delta Q + \delta W = c_v dT + (l - P)dV, (25)$$

Dans un gaz parfait, l'énergie interne par unité de masse, U , est en bonne approximation à une fonction de la température seule. U est en effet proportionnelle à l'énergie cinétique moyenne (de translation, de rotation, de vibration) d'une molécule isolée, associée aux forces intermoléculaires, parce que les contributions à l'énergie potentielle sont négligeables. Il en résulte $l = P$ et

$$dU = c_v dT, (26)$$

Et c_v est la chaleur spécifique massique du système à volume constant.

Lorsque le travail est la seule source de la variation de l'énergie interne ($\delta Q = 0$), comme c'est le cas pour les ondes sonores (en négligeant conduction thermique et dissipation de l'énergie mécanique), l'augmentation dT de température est alors

$$c_v dT = dU = -pdV/m = pd\rho/\rho^2. (27)$$

L'équation d'état des gaz parfaits donne

$$c_v dT = c_v \frac{M}{R} \left(\frac{dp}{\rho} + pd(1/\rho) \right), (28)$$

c'est-à-dire, au final,

$$p \frac{d\rho}{\rho^2} = c_v \frac{M}{R} \left(\frac{d\rho}{\rho} - p \frac{d\rho}{\rho^2} \right) (29)$$

Pour un gaz parfait, les chaleurs spécifiques molaires à volume constant et pression constante, c_v et c_p , sont liées par $c_p - c_v = R$. Par définition du coefficient d'adiabaticité, $\gamma = c_p/c_v$,

d'où vient

$$\gamma = (R + c_v)/c_v (30)$$

Les chaleurs spécifiques auxquelles nous nous intéressons, c_v et c_p , sont définies par unité de masse, c'est-à-dire pour $n = 1/M$ mole de gaz, de sorte que $\gamma = (R + Mc_v)/Mc_v \simeq 1.40$. Au final,

$$c^2 = \gamma p/\rho = \gamma RT (31)$$

avec, pour l'air considéré comme un gaz parfait diatomique, γ , la masse molaire de l'air,

$M=29.0$ g/mol, à $T= 293$ K, on obtient

$$c \simeq 340 \text{ m.s}^{-1}$$

qui est de l'ordre de grandeur effectivement attendu. Notons que pour les gaz parfaits, $\gamma = c_p/c_v$, où c_p , est la chaleur spécifique à pression constante. Les valeurs typiques de γ , vont de 5/3 au plus, pour les gaz monoatomique (par exemple l'Argon), dont l'énergie interne vient simplement de l'énergie de translation des molécules, en passant de 7/5 pour les gaz diatomiques (par exemple le diazote) et la valeur minimale est de 11/10 pour les gaz polyatomiques à haute température. Dans tous les cas cités auparavant, la valeur de la vitesse du son donnée par (31) reste supérieure à sa valeur Newtonienne par le facteur γ [5].

I.2. Milieu de propagation de l'infrason : L'atmosphère

Comme le milieu de propagation de l'infrason est l'atmosphère, donc on a besoin de connaître la structure de l'atmosphère et sa composition car la propagation de l'infrason dépend de la dynamique de l'atmosphère.

I.2.1. Structure de l'atmosphère

L'atmosphère est un mélange formé de différents gaz et de diverses particules. Ce mélange forme une enveloppe gazeuse entourant la Terre qui contient l'**air** que nous respirons. Les constituants de l'air sont principalement de l'Azote (N_2) à 78,08%, de l'oxygène (O_2) à 20,95%. Pour l'Argon de 0,93% et le reste 1% est composé d'autres gaz telle que le Dioxyde de carbone (CO_2), Néon (Ne), Krypton (Kr), Hélium (He), Méthane(CH_4) et d'Hydrogène.

Des gaz ionisés sont présents aussi en concentration élevée dans l'atmosphère. La couche d'ozone qui s'étend entre 30km et 50 km est la plus connue.

L'absorption du rayonnement solaire ultraviolet et du rayonnement terrestre par ces constituants chimiques contrôle la structure thermique de l'atmosphère qui peut être divisée en quatre (4) couches bien distinctes :

■ La troposphère

C'est la couche la plus basse dans l'atmosphère. Elle s'étend de 7 km à 18 km selon la latitude. La troposphère est plus épaisse à l'équateur où il se produit d'importants mouvements convectifs dans la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Alors que son épaisseur diminue brutalement entre les moyennes latitudes et les tropiques et atteint progressivement son minimum au niveau des pôles.

La troposphère contient près de 80% de la masse totale de l'atmosphère et 99% de la vapeur d'eau atmosphérique, à l'origine de la formation des nuages. Ce dernier est produit à la surface de la Terre principalement au niveau de la ZCIT. Ensuite, ils sont transportés par **convection** (circulation verticale) et **advection** (circulation horizontale) pour être détruits aux moyennes et hautes latitudes par condensation et par précipitation. Dans cette couche, la température décroît en moyenne 0.65°C par 100 m à partir de 3000 m d'altitude pour atteindre un minimum d'environ -58°C appelée "point froid" ou « cold point ». Cette température minimum constitue la limite supérieure de la troposphère appelée tropopause.

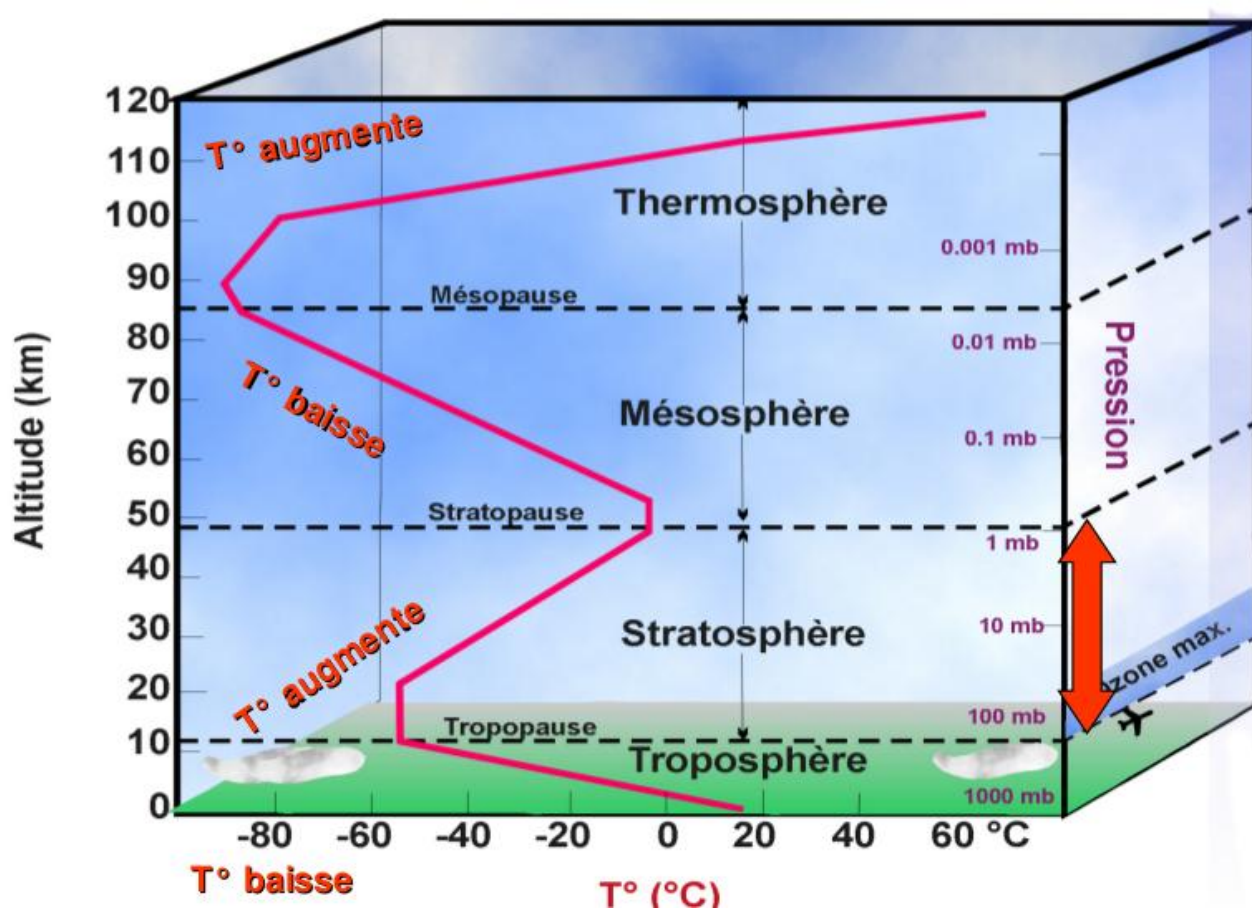


Figure 1 : *Structure verticale de l'atmosphère*

(Source : Laurent Stehly, Dynamique de l'atmosphère et des océans)

■ La stratosphère

La stratosphère est au-delà de la troposphère jusqu'à 50 km d'altitudes. Dans cette couche, le gradient de température est positif et augmente jusqu'au voisinage de 0°C à 50 Km. Le gradient positif de température dans cette couche résulte de l'absorption du rayonnement ultra-violet provenant du soleil par l'ozone (O₃). La stratosphère contient environ 90% de l'ozone atmosphérique et le maximum de concentration se situe aux alentours de 25 km. La stratopause sépare de la stratosphère à la mésosphère.

■ La mésosphère

La mésosphère se trouve au-dessus de la stratosphère environ entre 50 et 90 km d'altitude. La température dans cette couche décroît fortement jusqu'à -100°C et c'est la région la plus froide dans l'atmosphère. La limite supérieure de cette couche est appelée mésopause et qui sépare de la mésosphère à la thermosphère.

■ La thermosphère

La thermosphère se situe au-delà de 90 km d'altitudes et se caractérise notamment par un fort gradient de température provenant de l'énergie solaire. Cette augmentation est due à l'absorption des rayons ultra-violets par le dioxygène. Si la température baisse de -100° C près de la mésopause, elle est proche de 500°C à 160 km d'altitudes dans la thermosphère. La composition de l'air n'est pas uniforme dans cette région car le brassage de l'air n'est plus suffisant pour maintenir la distribution de mélange comme dans les couches inférieures.

I.2.2. Dynamique de l'atmosphère

Dans cette section, nous parlons les mouvements dans l'atmosphère et quelques phénomènes existants. Le système Terre-Océan-Atmosphère est un système dynamique dont l'énergie est fournie par le soleil. Bien que le bilan radiatif de ce système soit à l'équilibre dans sa globalité en une année, localement certaines régions du globe reçoivent plus d'énergie que d'autres. La distribution d'énergie reçue par les différentes régions du globe est due aux cycles diurnes et variations saisonnière de la Terre par rapport au soleil en raison d'inclinaison et rotation de la Terre. Les régions tropicales reçoivent un surplus d'énergie solaire tandis que les régions polaires sont en déficit. Des processus de transport tentent donc de ramener l'atmosphère à l'équilibre thermique mais les mécanismes de la circulation atmosphérique ne sont pas d'origine thermodynamique. Il existe un certain nombre de forces mécaniques fondamentales agissant sur la masse atmosphérique. Parmi ces forces, il y a la force de gravitation, la force de gradient de pression, la force de Coriolis et la force de friction. Ces différentes forces

interagissent avec les processus thermodynamiques pour contrôler la trajectoire des masses d'air [10]. D'une manière générale, des zones de basses pressions sont associées au mouvement ascendant des masses d'air provoqué par la convection. Au contraire, les zones de hautes pressions se développent dans les zones de subsidence des masses d'air c'est-à-dire les masses d'air se tassent par leur mouvement descendant.

Le phénomène de convection joue un rôle important dans la circulation troposphérique globale (figure 2). La circulation troposphérique s'articule autour du système convectif principal que sont les cellules de **Hadley**. Autour de l'équateur, l'air chauffé par le rayonnement solaire s'élève en altitude et une basse pression équatoriale se développe. Durant leur montée, les masses d'air chargées en vapeur d'eau par leur passage sur la mer ou les continents humides se refroidissent. La vapeur d'eau qu'elles contiennent se condense, constituant une épaisse couverture nuageuse et de fortes précipitations.

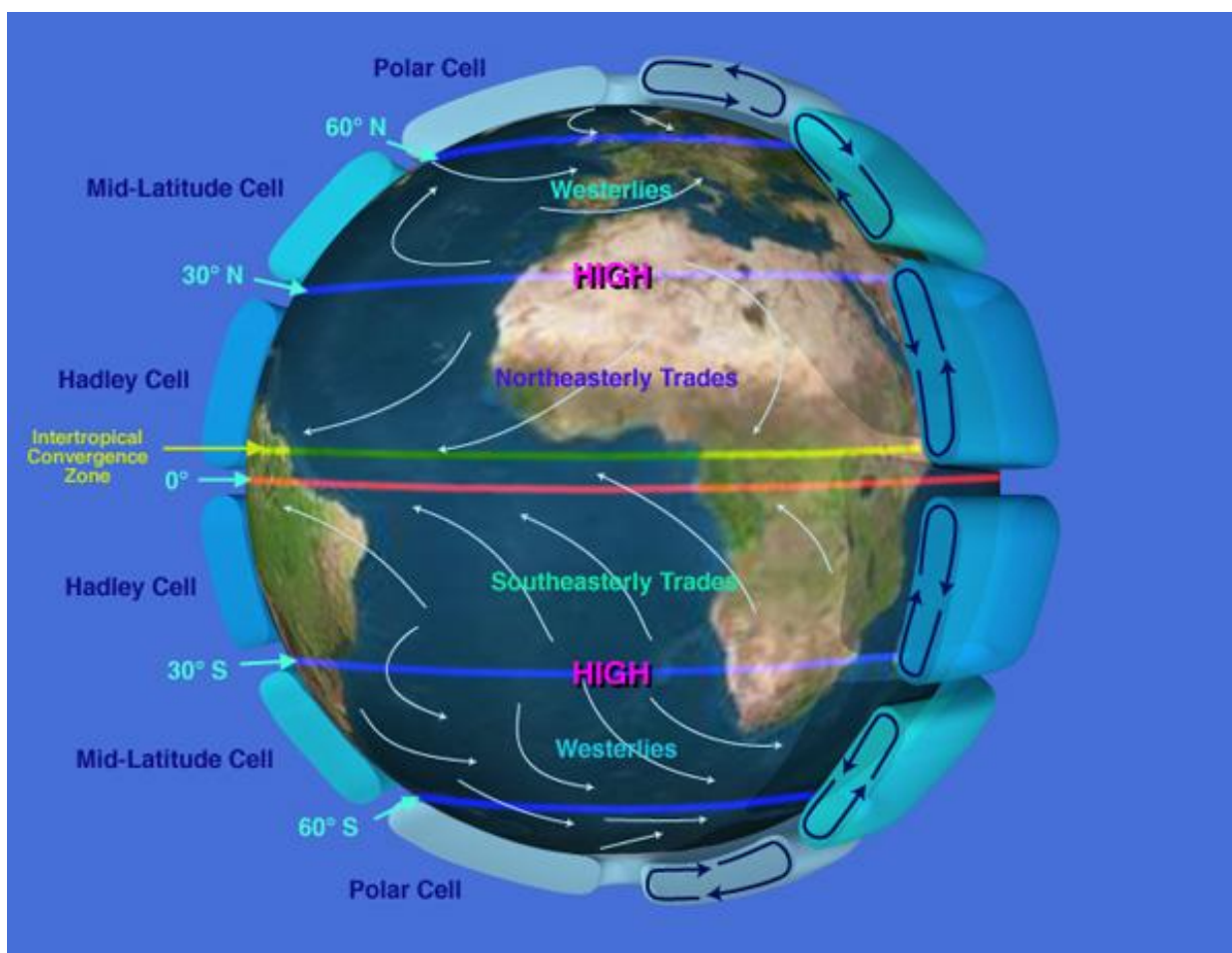


Figure 2: *Circulation troposphériques globale*

(Source : Courtesy NASA, The physical environment)

L'air asséché redescend ensuite au-dessus des deux tropiques et forme une ceinture anticyclonique tropicale.

Finalement les masses d'air se dirigent à nouveau vers l'équateur et termine ainsi le cycle de la circulation méridienne dans la cellule de Hadley.

Au niveau du sol, le mouvement de la masse d'air est dévié par la force de Coriolis. Les vents dominants qui proviennent de l'Est dans les deux hémisphères est l'Alizés. Ils se rencontrent dans la ZCIT.

Comme l'indique la figure 2, autour des cellules principales de Hadley, il y a deux autres cellules méridiennes dans chaque hémisphère : les cellules de **Ferrel** ou cellules de moyennes latitudes et les cellules **polaires**. Ces deux cellules sont associées en alternance de zone de haute et basse pression. Après les ceintures anticycloniques tropicales vers les pôles, on trouve successivement des zones de basse pression vers 60° de latitude où se forment les fronts polaires et des zones des hautes pressions aux pôles. Les branches ascendantes communes des cellules de Ferrel et polaires sont alimentées par les basses du front polaire. L'existence de la force de Coriolis fait apparaître le changement de direction de vents en surface et résultent des vents dominants d'Ouest aux moyennes latitudes et d'Est aux pôles. La position de la zone de convergence intertropicale varie autour de l'équateur à cause de l'inclinaison de l'axe de la Terre sur l'écliptique et aussi du fait du maximum d'ensoleillement qui se déplace entre les deux tropiques selon la saison [8].

A propos de la stratosphère, la circulation est marquée par la présence des vents violents appelés courants "jets" (Jet Stream). Dans la basse stratosphère, c'est-à-dire vers 30° N et 30° S, il y a des jets subtropicaux et le jet polaire dans la moyenne et haute stratosphère de l'hémisphère d'hiver. La circulation dans la basse stratosphère reflète celle dans la troposphère. La déviation vers l'ouest par la force de Coriolis du mouvement des masses d'air dans la branche de la cellule de Hadley est à l'origine des courants jets subtropicaux. La vitesse moyenne des vents y atteint d'environ 30m/s.

Dans la moyenne stratosphère (entre 30 km et 80 km d'altitude), le courant jet polaire est également un vent violent d'ouest dans l'hémisphère d'hiver. La vitesse des vents peut y atteindre de 100 m/s dans la stratosphère moyenne.

I.2.3. Les ondes dans l'atmosphère

Il existe plusieurs ondes dans l'atmosphère mais avant de les citer, il est nécessaire d'introduire l'expression des fréquences caractéristiques à savoir :

→ la fréquence de coupure acoustique définie par ω_A telle que

$$\omega_A = c_0 \sqrt{\frac{3}{4} \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right)^2 - \frac{1}{2\rho_0} \frac{\partial^2 \rho_0}{\partial z^2}} \quad (32)$$

→ la fréquence de Väisälä-Brunt définie par ω_B telle que

$$\omega_B = \sqrt{-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} - \frac{g^2}{c_0^2}} \quad (33)$$

Avec ρ_0 la masse volumique moyenne, c_0 la vitesse du son et g l'accélération de la gravité.

Ces deux fréquences sont de l'ordre de quelques milliHertz.

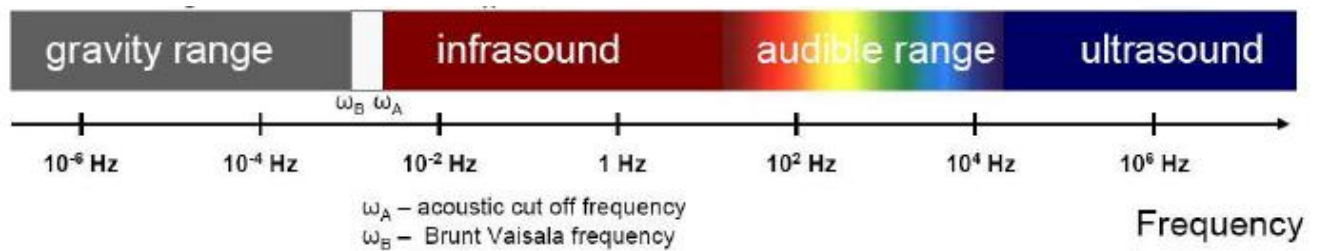


Figure 3 : La gamme de fréquence des infrasons entre l'onde de gravité et onde sonore

(Source : Research Gate)[20]

Par conséquent, les principales ondes dans l'atmosphère sont :

- ◆ **Les ondes acoustiques**, qui sont des ondes élastiques produites par la compressibilité du milieu et elles se propagent longitudinalement à la vitesse du son. L'onde infrasonore se trouve dans cette onde avec une fréquence inférieure à 20 Hz et supérieure à la fréquence de coupure acoustique $\omega_A = 0.0033 \text{ Hz}$.
- ◆ **Les ondes de gravité** sont dues à la force de rappel. Ces ondes agissent sur des molécules qui se déplacent verticalement et les ramènent à leur position d'origine dans une atmosphère stratifiée. Elles naissent lors du passage de masses d'air au-dessus d'un système de fronts ou d'un relief accidenté. Donc les ondes de gravité se propagent vers le haut et déferlent dans la mésosphère où elles engendrent un mélange tridimensionnel des constituants. Ces ondes ont une longueur d'onde de l'ordre de 10 à 100 km et une période de quelques dizaines de minutes à quelques heures.
- ◆ **Les ondes de Lamb**, qui sont des ondes externes et se propagent à la vitesse des ondes acoustiques mais uniquement dans les directions perpendiculaires à la stratification. Dans le cas de l'atmosphère, elles se propagent donc horizontalement et leur amplitude décroît

exponentiellement avec l'altitude.

- ◆ **Les ondes de Rossby**, qui sont des ondes inertielles au même titre que les vents et les courants géostrophiques. Elles correspondent à des mouvements ondulatoires de la circulation atmosphérique qui résultent de la variation du paramètre de Coriolis avec la latitude. Contrairement aux ondes précédentes, les ondes de Rossby affectent directement le mouvement général de l'atmosphère à basse latitude [12].

I.3. Les sources d'infrason

Le séisme, éruptions volcaniques, tonnerre, houle océanique, ondes associés aux reliefs et d'autres phénomènes naturels produisent des infrasons. Les infrasons les plus fréquents sont formés par l'effet des vents sur les montagnes et par la houle océanique. Ces deux ondes se propagent à grandes distances et permet de les observer par tous les stations de surveillance réparties dans le monde.

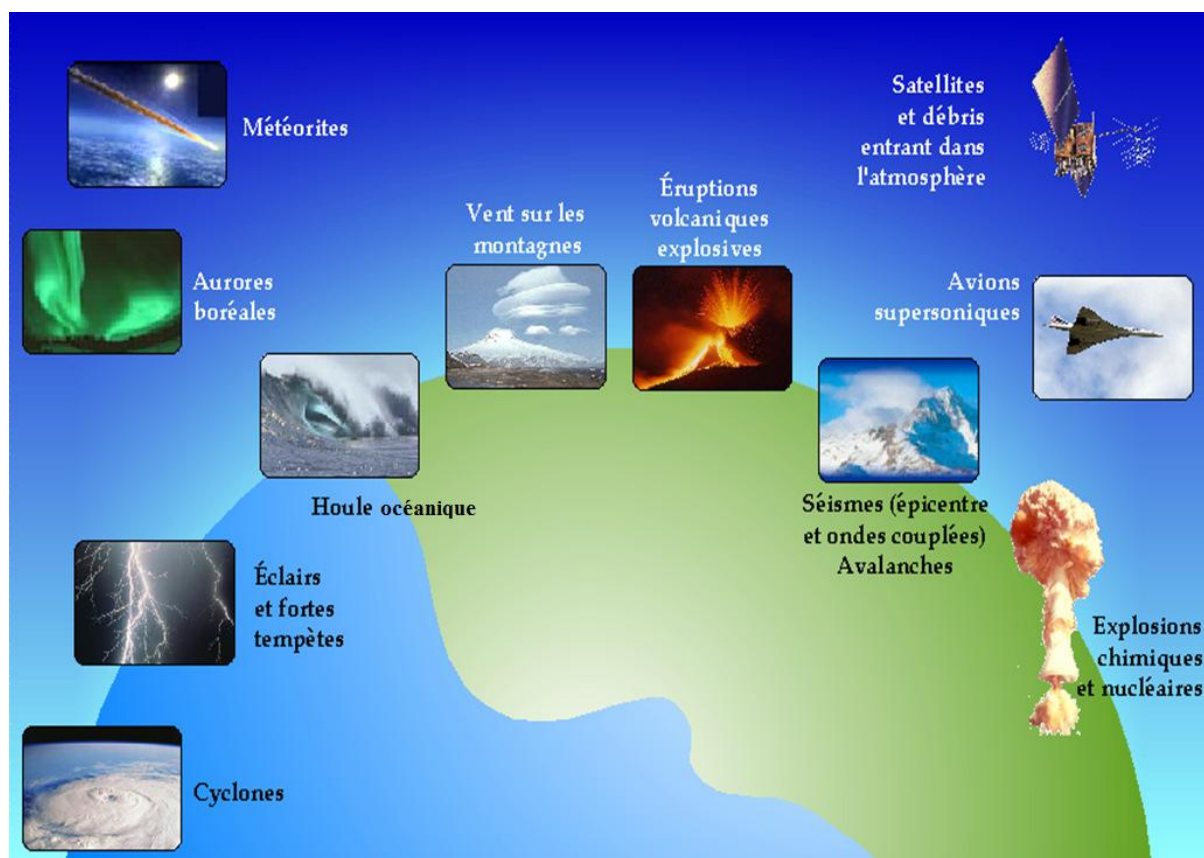


Figure 4: Les différentes sources d'infrason [2]

❖ Microbaroms

Les marées sont les montées et descentes du niveau des océans causés par les effets des combinaisons de forces de gravitation exercées par la lune, le soleil et la rotation de la Terre. Les océans sont soumis à la force d'attraction exercée par la lune (ou le soleil) [13]. Il y a aussi la force centrifuge, due au mouvement de rotation de la Terre, autour du centre de masse du couple Terre-lune. Par conséquent, la résultante de l'addition de ces deux forces (attraction et centrifuge) génère la force génératrice de la marée. Cette variation du niveau des océans produit des ondes de surfaces océaniques. De plus, l'interaction entre l'océan et l'atmosphère produit la circulation superficielle des océans et le vent atmosphérique influencent cette circulation. Par l'effet du frottement liquide, le courant de surface entraîne la couche d'eau sous-jacente et ce courant tourne en profondeur par la suite.

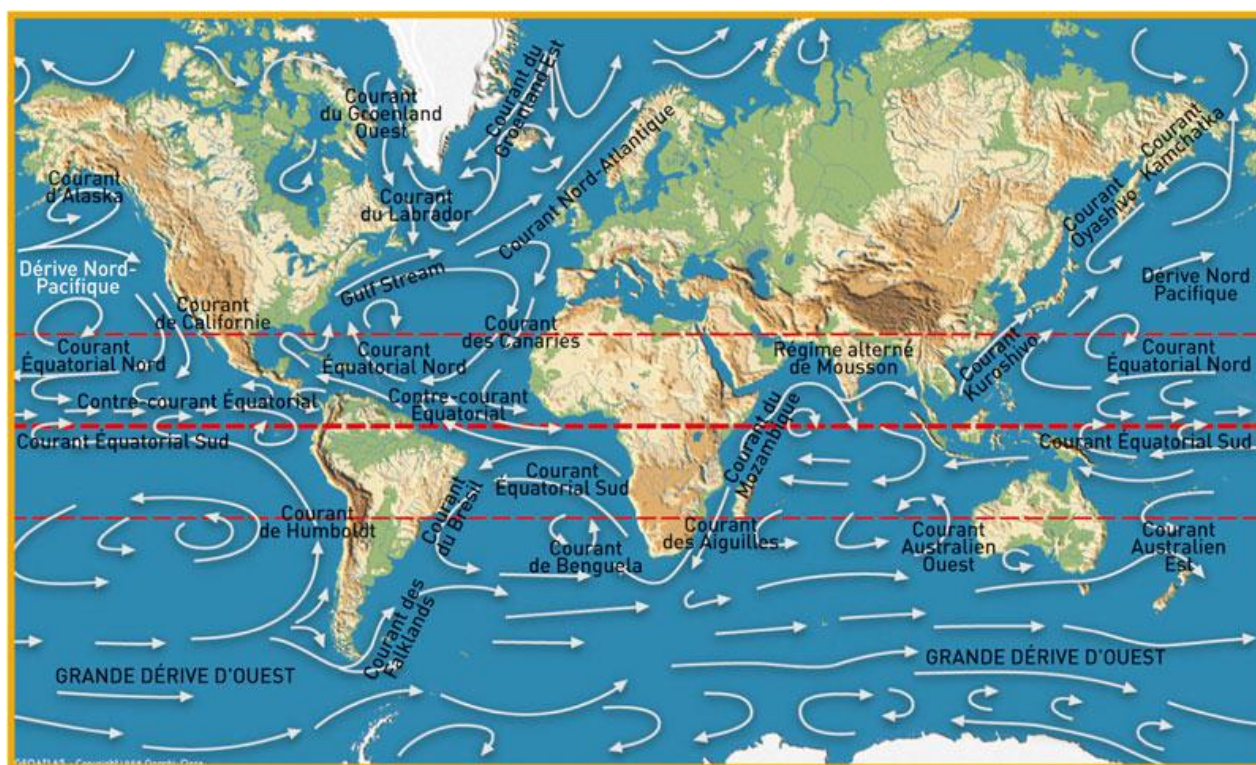


Figure 5: *Courants océaniques de surface* [24]

Comme la direction du courant n'est pas la même en tout point, alors certaines ondes de même période ou fréquence peuvent se rencontrer. Cette interaction entre deux ondes océaniques de directions opposées engendre les **microbaroms**[6]. Elles sont des ondes infrasonores ayant une période aux alentours de 3-8s et une amplitude de quelques microbars. Ces signaux sont présents toute l'année. En raison de basse fréquence, les microbaroms peuvent se propager à des milliers de kilomètres. Il

convient de mentionner que les microbaroms, signaux produits par la houle océanique et l'explosion nucléaire d'un Kilotonne de TNT admettant des caractéristiques similaires [17].

❖ **Les ondes associées aux reliefs ou MAW(MountainAssociatedWaves)**

Dans un relief montagneux, une parcelle d'air qui vient de passer au-dessus de ce relief est dotée de certain poids. Donc qui tend à attirer vers le bas. D'autre part, l'action de la poussée d'Archimède attire la masse d'air vers le haut lorsque l'air au-dessus est moins dense que l'air monté.

L'air est alors déplacé par rapport à son niveau d'équilibre original. Cette masse d'air continuera à s'élever avec ou sans oscillations. Donc la formation de forte ascendance en amont de la montagne associée à la présence des nuages convectifs peuvent provoquer des averses. Par conséquent, dans le cas où le gradient de température qui suit la parcelle est plus petit que le gradient adiabatique c'est-à-dire l'environnement est stable alors l'air redescendra et remontera en aval de l'obstacle et entrera en



Figure 6: *Ondes de montagne*[25]

oscillation autour d'une hauteur égale ou inférieure au sommet. Donc le vent va créer une onde, ce que l'on appelle une **onde de relief** ou **onde de montagne**.

Alors par définition, l'onde de relief est les mouvements oscillatoires de l'atmosphère induits par

l'écoulement de l'air au-dessus d'une montagne ou d'une chaîne de montagne et qui se forment en aval de la barrière. C'est pourquoi les ondes de montagnes se manifestent principalement pendant la nuit ou tôt le matin ou tard dans l'après-midi. L'interaction de trois paramètres : stabilité, écoulement du vent, topographie détermine en fin de compte les caractéristiques des ondes. L'amplitude de l'onde s'amortit au fur et à mesure où le flux d'air s'éloigne de l'obstacle. Elles peuvent néanmoins se manifester par un nombre généralement assez faible de “ventres” positifs, espacés horizontalement entre eux de 5 à 10 km parallèlement au relief [22].

Pour mieux comprendre les sources d'infrasons, voici un tableau qui caractérise ces différentes sources.

Tableau 1: *Sources d'infrasons et leurs caractéristiques*

(Source: Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies, p.187) [15]

Source d'infrason	Bande de fréquence (Hz)	Amplitude maximale (Pa)	Distance de détection (km)
Sources naturelles			
Aurores	0,008 – 20	~ 2	~ 4000
Ondes associées aux Montagnes	0,007 – 0,1	~5	>10 000
Eclairs	0,5 – 20	~2	~50
Eruptions volcaniques	0,005 – 10	>20	>20 000
Fortes tempêtes	0,01 – 0,1	~0.5	>1 500
Microbaroms	0,12 – 0,35	~5	~10 000
Météorites	0,01 – 20	>10	>20 000
Séismes	0,005 – 10	~4	>10 000
Tornades	0,5 – 20	~0,5	~300
Tsunamis	0,5 – 2	~0,1	~1 000
Sources artificielles			
Explosions nucléaires atmosphériques	0,002 – 20	>20	>20 000
Explosions minières	0,05 – 20	~5	>5 000
Explosions chimiques	0,05 – 20	~10	>5 000
Avions subsoniques	0,3 – 20	~2	<100
Avions supersoniques	0,3 – 20	~10	~5 000
Activités industrielles	1 – 20	~0,5	~1 000

Les ondes produites par les sources naturelles se propagent plus loin que celles engendrées par les sources artificielles. En général, les événements naturels, exceptés les éclairs sont de basses fréquences ; les événements artificiels et les éclairs sont de hautes fréquences [4].

I.4. Propagation des ondes et phases infrasonores

I.4.1. Guide d'ondes et phases infrasonores

Plusieurs facteurs ont influencés la propagation des infrasons dans l'atmosphère.

En raison des fréquences faibles qui les composent, ces ondes infrasonores peuvent se propager à des grandes distances dans l'atmosphère. Cette propagation est influencée par divers mécanismes générés par l'inhomogénéité à la grande échelle de la température et du profil du vent. L'évolution verticale de la température et du vent produisent des variations de vitesse du son effective C_{eff} avec l'altitude. Par conséquent la réfraction des infrasons est produite par ces variations de C_{eff} et entraîne la constitution des guides d'ondes qui piègent l'énergie acoustique. L'existence de ces guides d'ondes permet de propager à des grandes distances et d'observer directement les ondes qui y sont piégées.

Les trois principaux guides d'ondes sont :

-Le guide d'onde troposphérique : dépend directement de la direction de propagation. Son existence est conditionnée par la présence de vent intense dans la basse atmosphère.

-Le guide d'onde stratosphérique : cette guide d'onde est très sensible à la variation du vent. Le gradient thermique n'est pas suffisant pour réfracter de manière significative les ondes infrasons vers le sol. La direction de propagation de l'onde et le gradient positif portant du vent permettent l'existence de ce guide.

-Le guide d'onde thermosphérique : ce guide d'onde est formé par le fort gradient de température situé dans la thermosphère avec la réflexion sur le sol.

Il y a aussi d'autres guides d'ondes autour de la tropopause et de la mésopause mais ces types ne sont pas observés directement à la surface du sol.

Ces guides d'ondes entraînent donc la création de trajectoire variable lors de la propagation des infrasons dans l'atmosphère et ces trajectoires différentes sont appelées **phases infrasonores**.

Ces trois principaux guides d'onde sont associés à des phases de même nom :

-Les phases troposphériques, notées I_w , guidées entre le sol et d'altitude maximale environ 20 km. L'existence de ces phases est uniquement par la présence d'un fort vent dans la basse atmosphère et sa direction.

-**Les phases stratosphériques**, notées I_s , guidées entre le sol et la stratopause, environ 50 km. L'existence de ces phases est dominée par les directions des vents dans la stratosphère. Les phases I_s sont présents dans les moyennes et hautes latitudes mais rares dans les régions équatoriales à cause des vents faibles.

-**Les phases thermosphériques**, notées I_t , sont guidées entre le sol et la thermosphère. L'altitude de réfraction de ces phases est supérieure à 100 km. Parmi les phases I_t , on distingue que les phases I_{t_a} et I_{t_b} se réfractent respectivement dans la basse thermosphère, inférieure à 120 km et haute thermosphère, supérieure à 120 km.

Il existe d'autres types des phases, associées à la réflexion partielle sur les discontinuités de la vitesse de son effective C_{eff} ou à des phénomènes de diffraction.

-**Les phases mésosphériques**, notées I_m , sont formées par la réflexion partielle des infrasons sur des forts gradients locaux de la vitesse de son, située entre 50 et 100 km d'altitudes dans la mésosphère. Ces forts gradients procèdent soit d'une inversion brutale de température et soit d'une brutale de la direction des vents. Ces phases se sont distinguées des réflexions et réfractions partielles par leur signature temporelle, caractéristiques qui sont similaires à celles obtenues par la phase thermosphérique. Les réflexions et réfractions partielles **P** ont une origine proche de celle des phases mésosphériques. Elles sont dues aux petites structures verticales de C_{eff} en stratosphère et mésosphère. Ces structures sont induites par des variations locales de température ou du vent. Elles peuvent être dues aux structures turbulentes en feuillets. Ces multiples réflexions partielles créent au sol un signal aléatoire en temps. Elles ont néanmoins une cohérence spatiale qui souligne l'étendue des couches sur lesquelles elles sont réfléchies [12].

-**Ondes rampantes ou "Creeping waves"** : ce sont des ondes acoustiques qui longent la surface du sol et se propagent à très grande distance et pénètrent dans les zones d'ombres. Ces zones sont comprises entre le sol et le rayon limite qui tangente le sol. La fréquence de ces ondes est très basse, donc elles sont peu atténuées. Ces ondes jouent un rôle important sur l'évaluation du champ acoustique dans la zone d'ombre.

I.4.2. Effet de la température et du vent sur la propagation des infrasons dans l'atmosphère

On a la relation suivante, d'après l'équation (31), $c = \sqrt{\gamma \frac{p}{\rho}} = \sqrt{\gamma RT}$ qui dépend de la température. Or, la température n'est pas constante avec l'altitude (figure 1). En plus, son profil est variable suivant l'heure de la journée, de la saison ou topographie du paysage. Par exemple, un bel après-midi d'été,

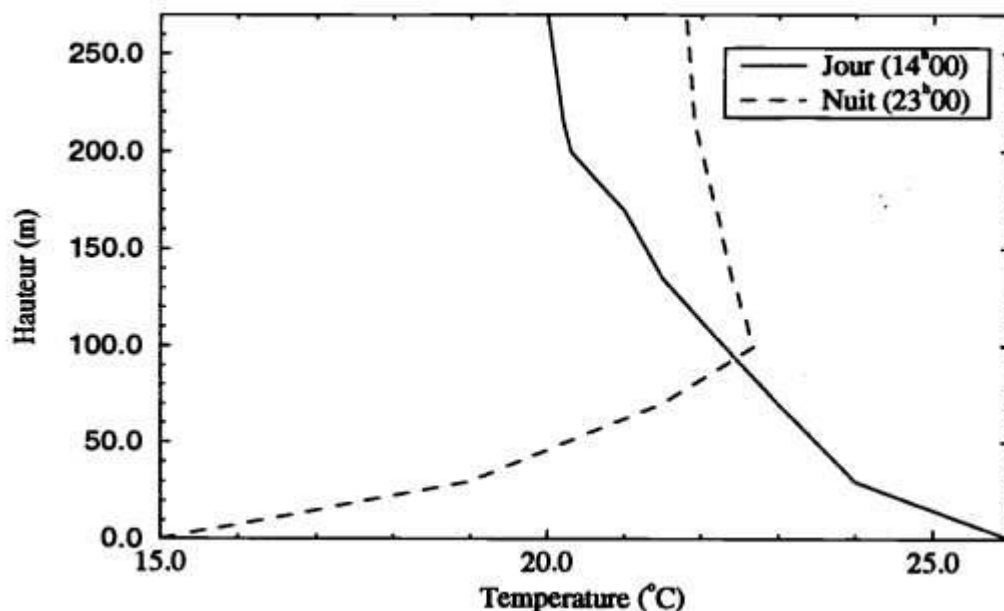


Figure 7: *Profils de température typiques en été et à différentes heures de la journée*

(Source : Piercy et al. 1997)

la température au sol est plus élevée qu'en altitude et de même pour le soir, ce profil est en général inversé car le sol refroidit (figure 7).

Alors cette variabilité du gradient de température a des conséquences très importantes en termes de réfraction. Comme la loi de Descartes stipule qu'un rayon issu d'un milieu d'indice de réfraction n_1 est dévié en entrant dans un milieu d'indice de réfraction n_2 , selon la relation 35:

$$n_1 \cos \theta_1 = n_2 \cos \theta_2 \quad (34)$$

Où θ_1 et θ_2 définissent l'angle d'incidence et l'angle de réfraction par rapport à l'interface séparant les deux milieux. En appliquant cette loi à une atmosphère stratifiée, les rayons acoustiques sont déviés dans la direction des plus faibles températures. Ainsi dans le cas d'un gradient de température positif,

les rayons sont déviés vers le sol et dans le cas le contraire, température négatif, les rayons sont déviés vers les couches supérieures de l'atmosphère (figure 8).

De plus, la réflexion des ondes infrasonores originaires de la surface se présente lorsque la vitesse du son à un certain niveau dans l'atmosphère excède la valeur au niveau de la surface [16].

Dans la limite géométrique, la vitesse de propagation des ondes acoustiques y compris l'infrason ou vitesse effective est la somme géométrique de la vitesse statique et de la vitesse du vent selon la normale au front d'onde définie par :

$$C_{\text{eff}} = c + \hat{n} \cdot \vec{v}, (35)$$

Où $c = \sqrt{\gamma RT}$ désigne la vitesse statique avec T la température absolue.

γR : le produit du rapport de la chaleur spécifique avec la constante de gaz parfait tel que

$$\gamma R = 402.8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$$

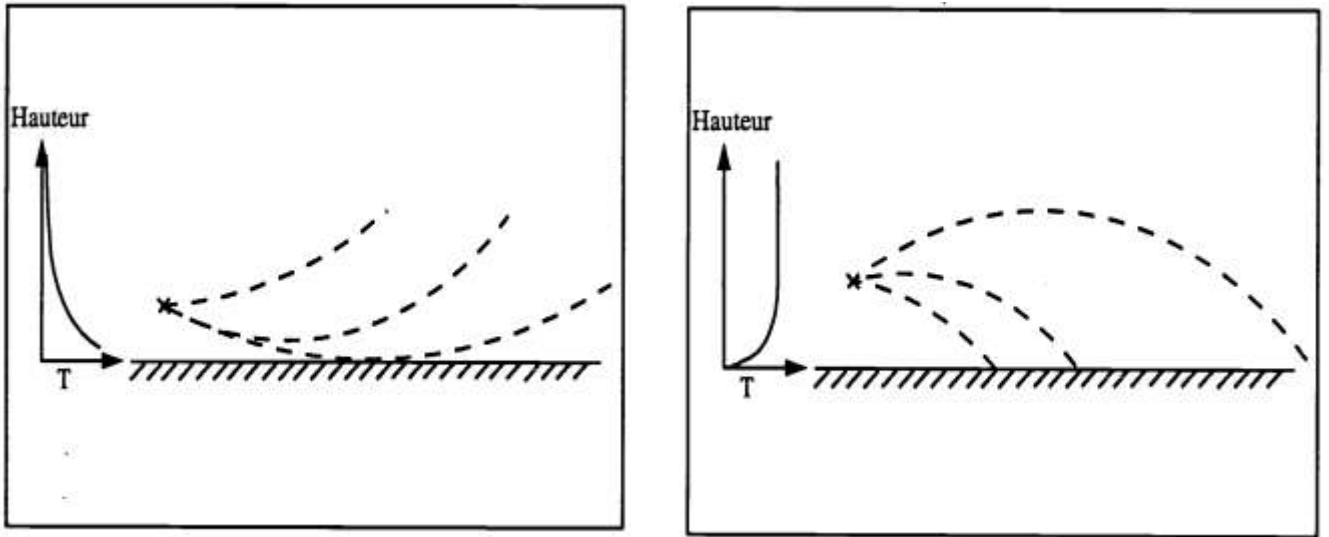


Figure 8: Comportement des rayons acoustiques en présence d'un gradient de température négatif (à gauche) et d'un gradient de température positif (à droite).

(Source : Chevret, 1994) [3]

$\hat{n} \cdot \vec{v}$: la projection de la vitesse du vent dans la direction de propagation de l'onde.

Les composantes normales au front d'onde dans le repère stationnaire sont définies par $\hat{n}$, tel que:

$$\hat{n} = n_x \vec{i} + n_y \vec{j} + n_z \vec{k}$$

La composante du vent verticale est négligeable devant les composantes horizontales donc

$\vec{v} = u(z) \vec{i} + v(z) \vec{j}$ avec $u(z)$ exprime **le vent zonal** c'est-à-dire le vent dans la direction Ouest-Est et

$v(z)$ le **vent méridional** de direction Nord-Sud.

De ce fait, lorsque le vent souffle dans la direction de propagation, on a $c_{eff} > c$ puisque $\hat{n} \cdot \vec{v} > 0$, alors l'énergie acoustique est canalisée vers le sol dans le cas de gradient de température positif. Au contraire, lorsque le vent souffle dans le sens opposé de la direction de propagation, il se forme une zone d'ombre au niveau du sol.

I.4.3. Absorption atmosphérique

L'absorption atmosphérique est directement proportionnelle à la fréquence de l'onde c'est-à-dire que le taux d'absorption d'énergie acoustique par l'atmosphère est en fonction de cette fréquence. Cette absorption intervient par différents mécanismes telle que la viscosité causée par les interactions moléculaires et sans résistance dans un milieu. Ensuite, la conductivité thermique qui s'oppose au gradient de la température créée par le passage d'une onde. Et enfin, les mécanismes de relaxation composés de deux processus physiques différents, tout d'abord une relaxation par transfert d'énergie entre les degrés de liberté en translation de la molécule et les degrés de liberté interne de la molécule et ensuite une relaxation par dissipation d'énergie faisant intervenir les réactions chimiques provoquées par un déséquilibre résultant d'un passage d'une onde sonore.

Partie II:

ACQUISITION DES

DONNEES

II.1. Historique

Des ondes provenant d'explosions très puissantes peuvent être détectées après avoir tourné autour de la Terre plusieurs fois. Le volcan de Krakatoa en 1883 et la Grande Météorite Sibérienne en 1909 ont été les deux pré-nucléaires célèbres [14]. Pour ces diverses raisons et observations, nous pouvons dire que les techniques infrasonores n'émergent pas simplement durant les négociations dans la CTBT.

En 1939, deux sismologues américains, Hugo Benioff et Beno Gutenberg, développaient pour la première fois un matériel pour détecter des infrasons. Cet instrument primitif consistait en une boîte en bois avec un haut-parleur basse fréquence montée en dessus. En tant que sismologues, ils connectaient leur appareil avec des équipements sismiques. Jusqu'à nos jours, ce détecteur primitif est très efficace, ayant un faible bruit électronique et mécanique et possédant une réponse qui s'adapte aux bruits générés par le vent.

Vingt ans après la deuxième guerre mondiale, l'infrason a été développé et utilisée pour surveiller les explosions nucléaires. Pendant cette période, les filtres du bruit causé par le vent ont été développés. Le microphone directionnel était développé et initié par Fred Daniels. Il était reconnu que ces microphones peuvent mesurer de grandes longueurs d'ondes et peuvent supprimer les variations de pression causées par le vent.

En 1963, le Limited Test Ban Treaty (LTBT ou PTBT) a été signé par l'Union Soviétique, les Etats-Unis et le Royaume Uni, en limitant les essais nucléaires. Pour marquer le développement, des séries d'articles ont été publiées dans le *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* en 1971. Ces séries d'articles ont été prises comme point de départ lorsque le CTBTO a été négocié en 1995 à 1996 et lorsque l'infrason deviendrait une des quatre techniques utilisées par le système de surveillance pour vérifier le traité (Haak et Evers, 2002).

L'Organisation du Traité d'Interdiction des essais nucléaires ou the Comprehensive Nuclear Test-Ban Treaty Organisation (CTBTO) est basée à Vienne (Autriche).

L'Afrique du Sud a signé ce traité le 24 Septembre 1996 et a ratifié le 30 Mars 1999. La construction de la station a commencé officiellement le 23 Août 2004 et a été achevée au cours du mois d'Octobre 2005. La certification de cette station a été faite le 12 Décembre 2005 par le Preparatory Technical Secretariat (PTS) du CTBTO. Cette station a été nommée **I47ZA**.

De plus, l'étude sur l'infrason s'élargit au-delà de ses limites de défense et est devenue une science propre.

III.2. La station I47ZA

II.2.1. Localisation de la station

La station infrason I47ZA en Afrique du Sud est l'une des 60 stations infrason dans le Système de Surveillance Internationale (SSI) ou International Monitoring System (IMS). La technologie de l'infrason est importante pour détecter des explosions nucléaires dans l'atmosphère.

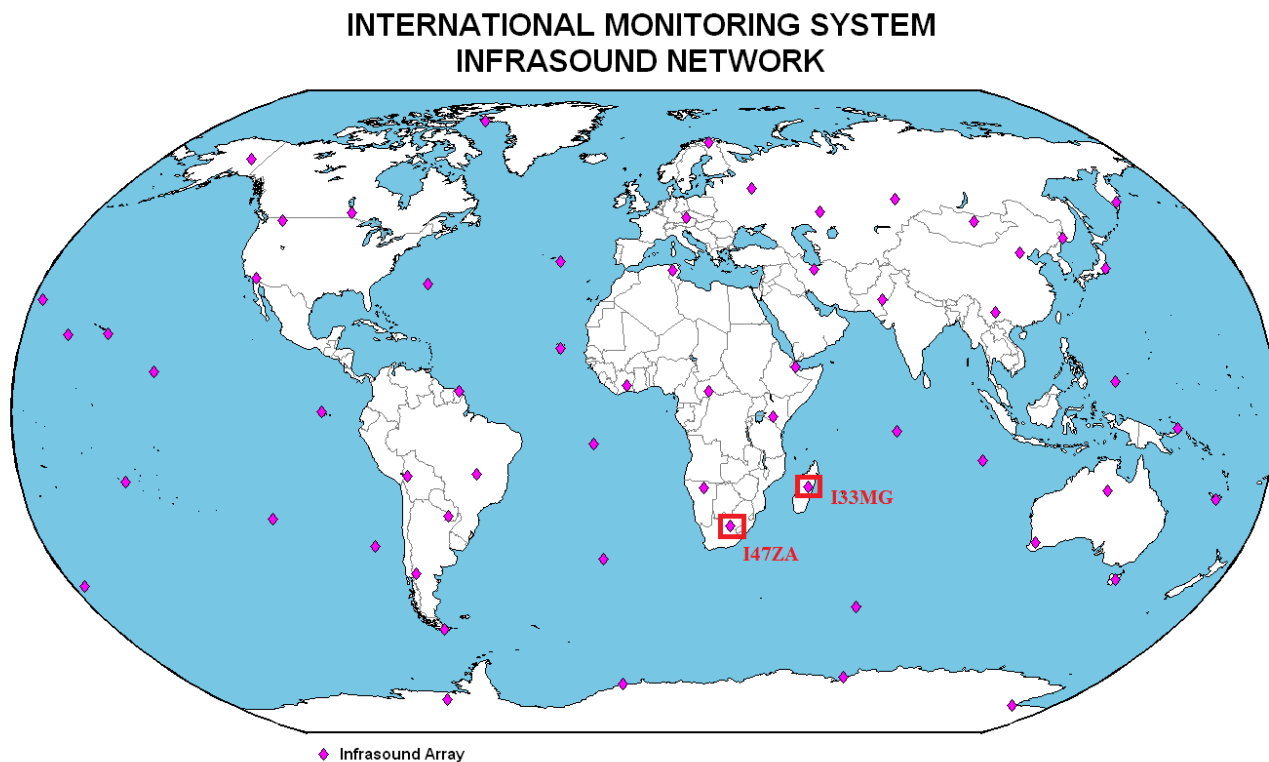


Figure 9: *Distribution géographique du SSI de l'infrason*

(Source : IMS infrasound network)[19]

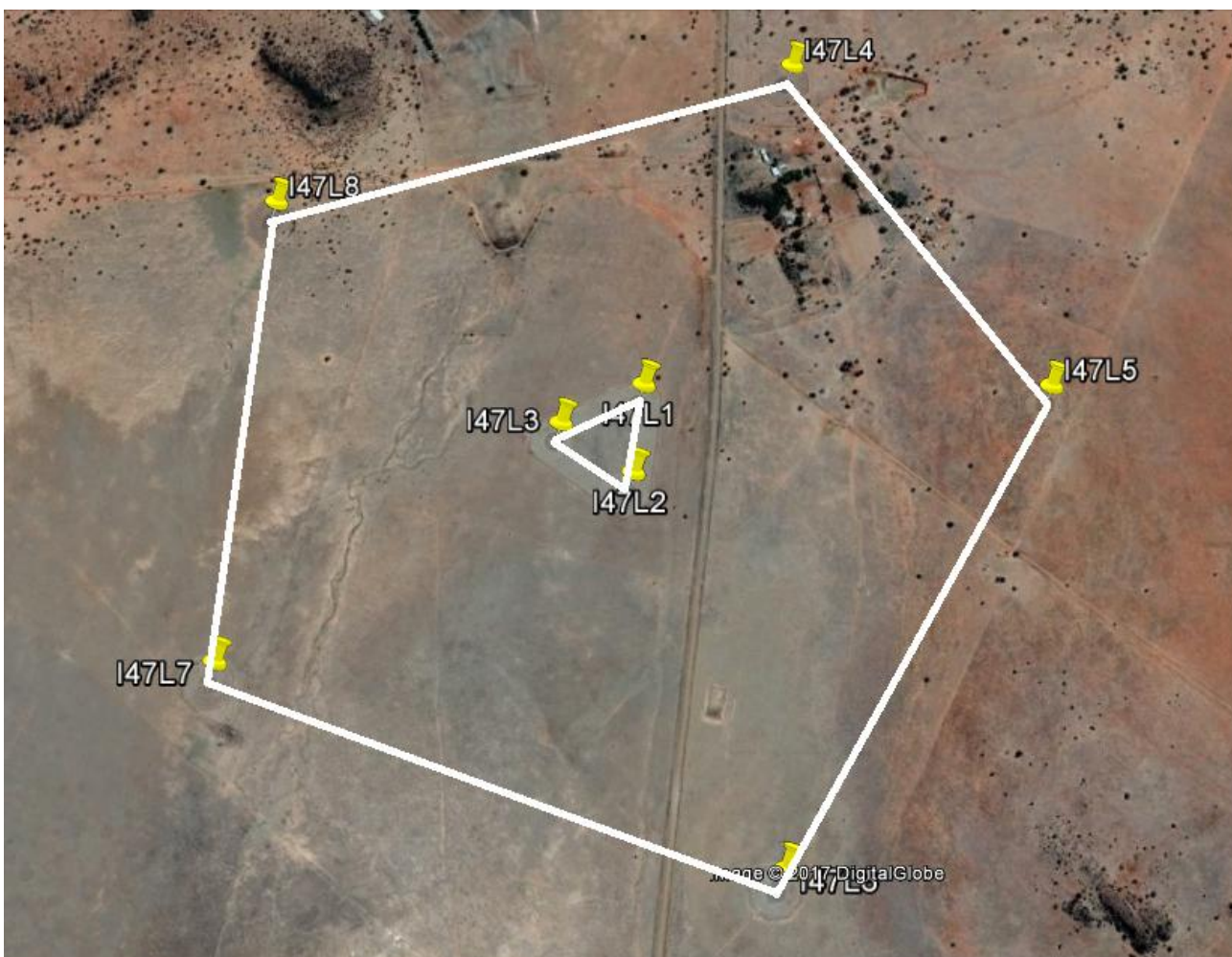


Figure 10: *Position de la station I47ZA de Boshof en Afrique du Sud*

(Source : Google Earth, 15/09/2016)

La station I47ZA est située à Boshof, Ouest dans la province d'Etat Libre ou “Free State”, l'un des neuf provinces de l'Afrique du Sud dont le capital est Bloemfontein. Cette station est installée dans des séries de montagnes de même altitude environ 1.3 km. Au Sud-Est de la station, on trouve la chaîne montagneuse du Drakensberg dont les sommets peuvent atteindre de 3 000 mètres mais son point culminant (3 482 m) se situe au Lesotho.

Les coordonnées relatives de chaque station sont données par le tableau suivant :

Tableau 2 : Coordonnée de chaque station I47ZA

Station	Latitude	Longitude	Height (km)
I47L1	-28.6211	25.2352	1.306
I47L2	-28.6227	25.2349	1.308
I47L3	-28.6217	25.2335	1.308
I47L4	-28.6151	25.2387	1.313
I47L5	-28.6217	25.2434	1.312
I47L6	-28.6297	25.2374	1.299
I47L7	-28.6255	25.2266	1.303
I47ZA	-28.6211	25.2352	1.306

II.2.2. Caractéristiques de la station

La station I47ZA est composée de 8 capteurs. Les cinq capteurs (I47L4, I47L5, I47L6, I47L7, I47L8) ont de forme de **pentagone** dont la distance de chaque élément est environ de 1 km (figure 11). Ainsi, les trois capteurs (I47L1, I47L2, I47L3) forment un triangle inscrit dans le pentagone.

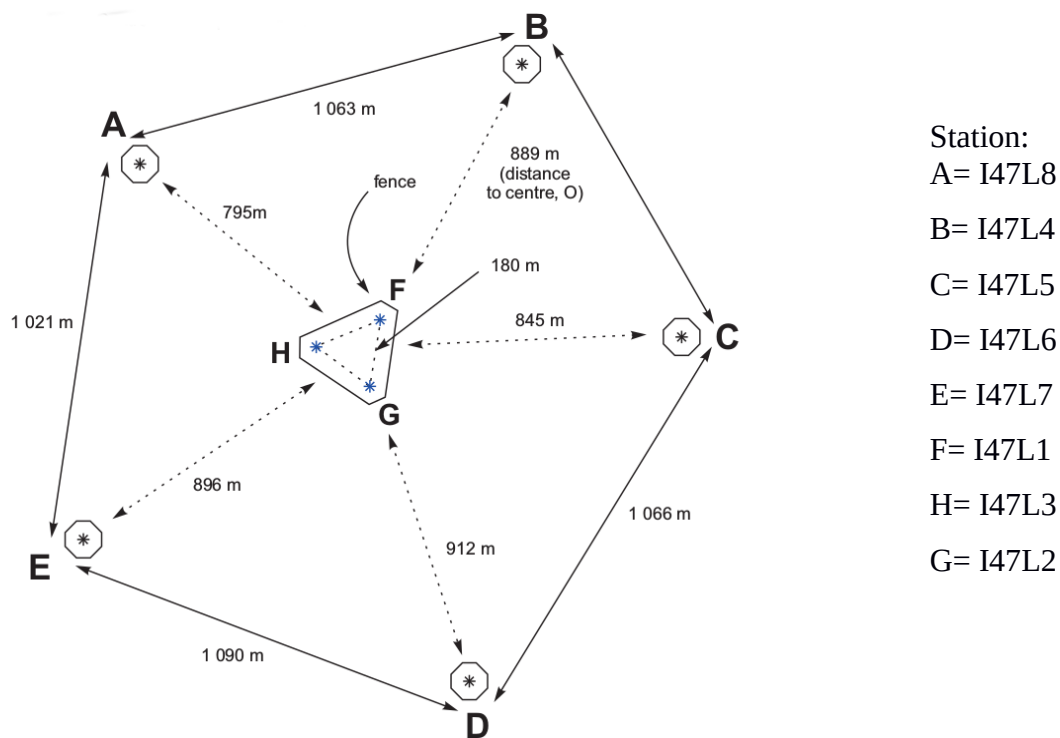


Figure 11: Configuration des huit éléments de la station I47ZA

(Source : Conseil for Geoscience, 2005)

II.2.3. Capteur utilisé

Pour la station I47ZA, on utilise le capteur microbarométrique, du model MB2000. Ce capteur est piezo-barométrique de type MB2000, qui a été construit par le DASE (figure 12). Ce capteur a été conçu pour mesurer les variations de pressions atmosphériques émises à une très grande distance. La sensibilité à la sortie est de 1mV/Pa avec une réponse fréquentielle de 0.001 à 40 Hz (figure 13). La gamme de fréquence du signal filtré est réduite à 0.001 à 27 Hz.

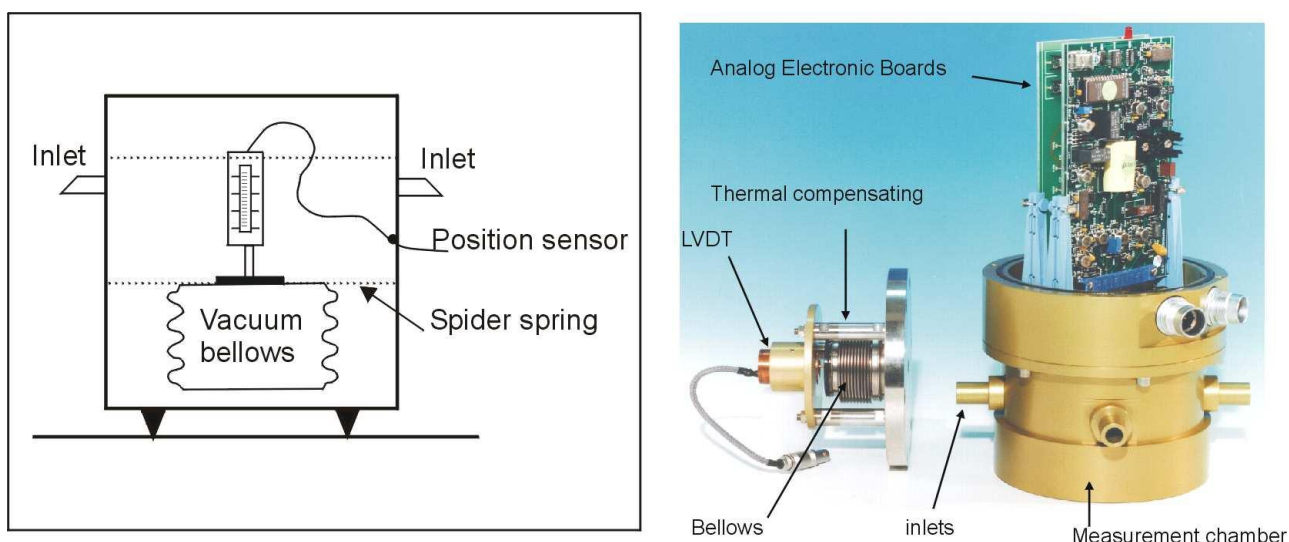


Figure 12: *Le capteur MB2000*

Le capteur MB2000 est constitué d'une capsule à soufflet qui se déforme sous la pression atmosphérique. Sa forme est un cylindre de 15 cm de diamètre et 32 cm de hauteur. Son poids est de 7 Kg. La chambre de mesure est dans la partie inférieure et elle contient la capsule et le capteur de déplacement (LVDT). La chambre est reliée à la pression atmosphérique par quatre buses. Et la partie supérieure est étanche et contenant deux cartes électroniques telles que carte de mesure et carte d'alimentation [4].

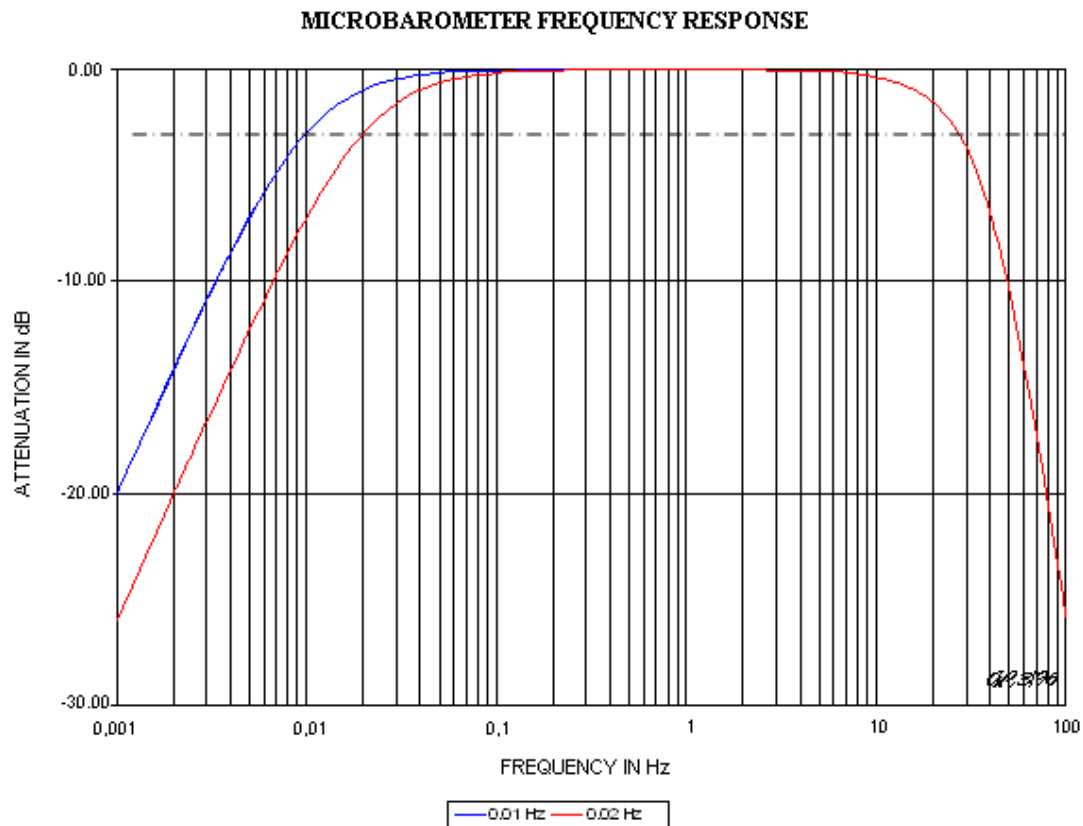


Figure 13: *Réponse fréquentielle du capteur MB2000*

Chaque capteur est connecté à un système de tuyau de 8 branches, composé de 18 crépines pour chaque branche. Donc chaque capteur est lié, au total, 144 crépines. La longueur de chaque tuyau est de 13,10 m (figure 14).

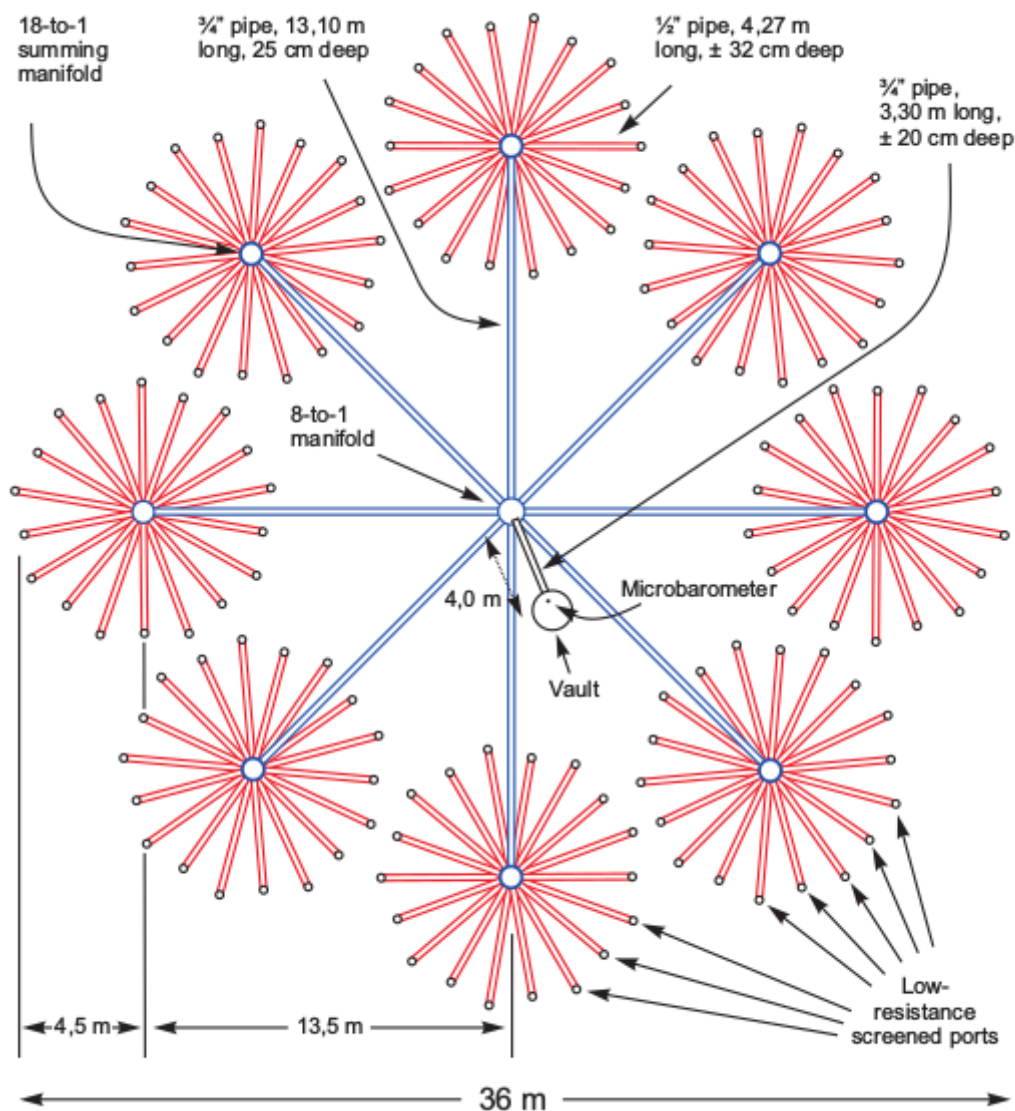


Figure 14: Système de réduction de bruit connecté au capteur MB2000

Le numériseur Aubrac est utilisé comme numériseur pour chaque station. La fréquence d'échantillonnage est de 20 Hz puisque le signal arrivé au niveau de numériseur est dans la gamme de fréquence entre 0.001 à 4 Hz.

La station I47L1 est une station météorologique pour mesurer la vitesse et la direction du vent ainsi que la température et l'humidité.

La station I47L5 est à la fois utilisée pour l'acquisition et transmission des données (figure 15).

La principale alimentation d'énergie est assurée par des panneaux solaires. Chaque station utilise trois

panneaux solaires pour charger les batteries, sauf la station I47L5, utilise quatre panneaux.

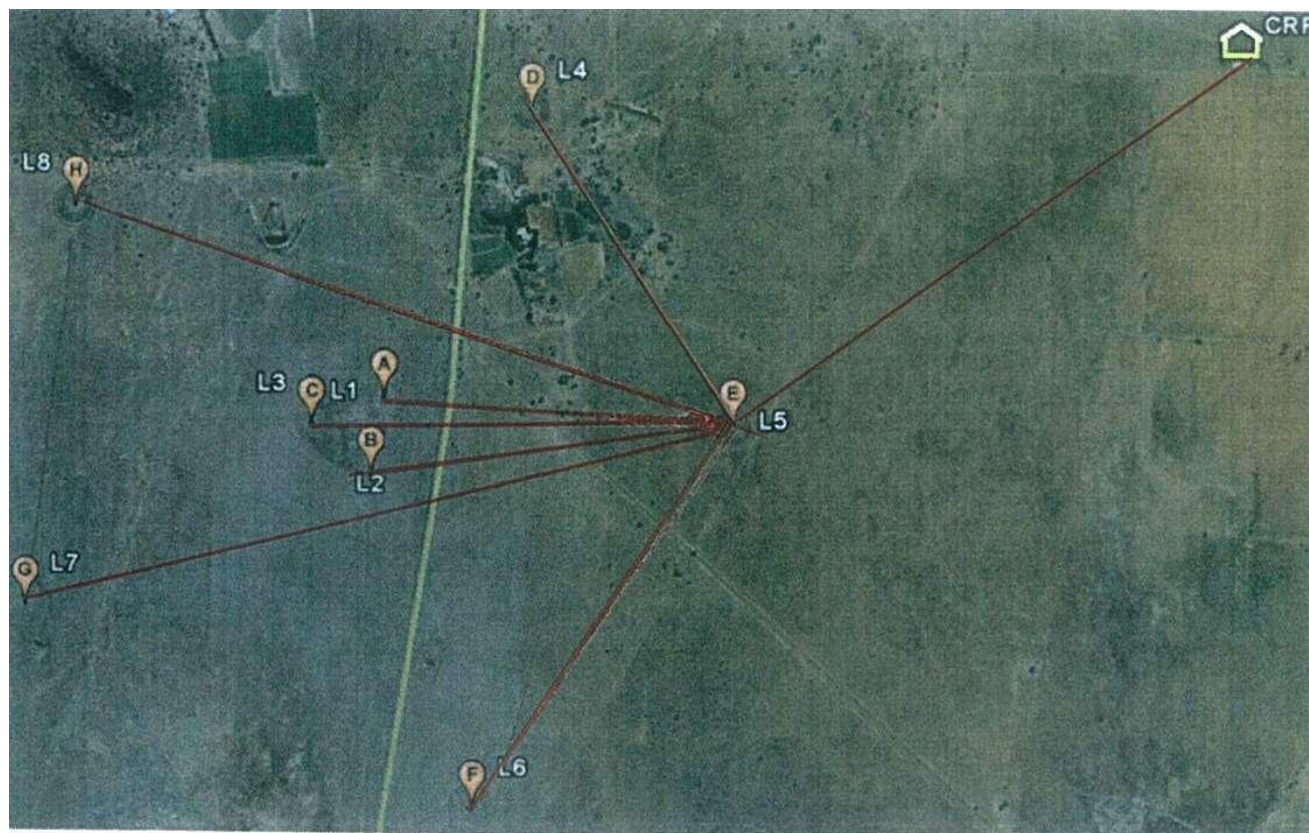


Figure 15: *Diagramme de communication pour l'acquisition et transmission des données*

Les variations infinitésimales de la pression atmosphérique sont produites par l'onde infrasonore, mesurées par des microbaromètres et ces informations sont transmises, en temps réel, par radio télémétrie vers le Central Recording Facility (CRF) à Boshof. Ensuite, les données sont transmises directement vers le Centre International des Données (CID) ou *International Data Center* (IDC) à Vienne (Autriche) par une Very Small Aperture Terminal (VSAT).



Figure 16: *Satellite VSAT pour la transmission des données en temps réel vers IDC*

(Source : Council for Geoscience, 2005)

Partie III:

TRAITEMENT DES

DONNEES

III.1. La méthode PMMC

III.1.1. But

Le but de ce traitement est de déterminer les différents paramètres essentiels et nécessaires pour l'onde infrasonique tels que :

- la vitesse apparente: vitesse de l'onde au niveau de la station qui correspond à la vitesse du déplacement du front d'onde.
- la fréquence: nombre d'oscillations complètes effectuées d'une onde par seconde.
- l'azimut : angle horizontal entre la direction d'une source et une direction de la station.

Par définition, l'azimut 0° correspond vers le Nord et 90° vers l'Est.

- l'amplitude : valeur maximale de la pression atmosphérique.

Dans ce traitement, on utilise le logiciel “ WinPMCC” basé sur la méthode PMCC.

III.1.2. La fonction de corrélation

Un signal $s(t)$ peut être représenté en toute rigueur en une infinité de sinusoïde. En utilisant la notation en exponentielles complexes, la transformation de Fourier s'écrit :

$$s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} A(i2\pi f) \exp(i2\pi f t) df \quad (36)$$

La transformée de Fourier $s(f)$ est donc

$$s(f) = A(f) \exp[i\varphi(f)] \quad (37)$$

Où $A(f)$ représente l'amplitude spectrale et $\varphi(f)$ est la phase.

Le bruit de fond, non négligeable dans les signaux est caractérisé par une rapide variation de $A(f)$ et de $\varphi(f)$ d'un capteur à l'autre.

Supposons maintenant qu'un signal traverse le réseau, et qu'aucune déformation de l'onde n'existe entre deux capteurs et que la seule différence est le délai dépendant de la position relative des capteurs, alors les relations suivantes sont valables :

$$A_2(f) = A_1(f) \quad (38)$$

$$\varphi_2(f) = \varphi_1(f) - \theta(\vec{r}_2 - \vec{r}_1) \quad (39) \text{ avec } \theta(\vec{r}_2 - \vec{r}_1) = \vec{k} \cdot (\vec{r}_2 - \vec{r}_1)$$

A partir de ces deux observations, un outil de traitement de signal peut être utilisé pour détecter un signal présent dans deux enregistrements $s_i(t)$ et $s_j(t)$ est la **fonction de corrélation** $corr_{ij}(\tau)$.

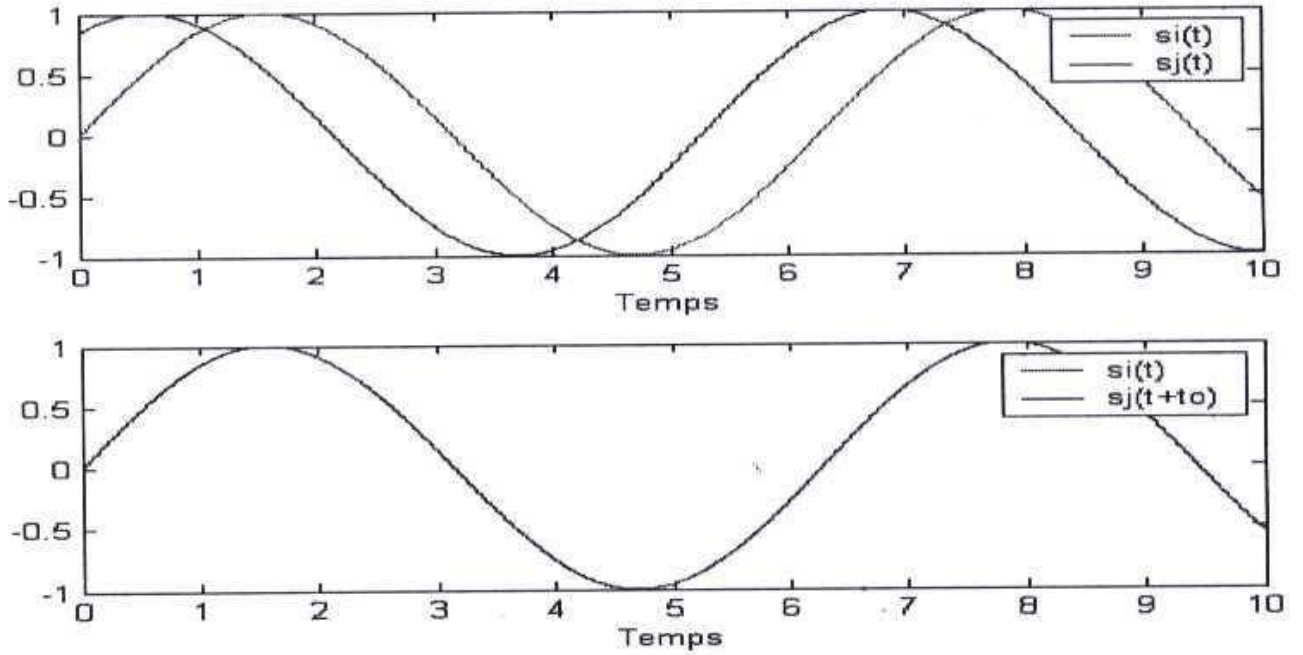


Figure 17: Principe de la fonction de corrélation (Cansi et Klinger, 1997)

Comme il est parfois difficile de distinguer un signal noyé dans un bruit de fond à partir d'un seul enregistrement, la corrélation a pour but de déterminer les similitudes entre deux enregistrements, sur un intervalle de temps et pour une fréquence donnée, à partir de la formule suivante dans domaine fréquentiel :

$$corr_{ij}(\tau) = \frac{TF^{-1}[S_i(\omega)S_j^*(\omega)]}{\sqrt{TF^{-1}[S_i(\omega)S_i^*(\omega)]TF^{-1}[S_j(\omega)S_j^*(\omega)]}} \quad (40)$$

Où $S_i(\omega)$ et $S_j(\omega)$ représentent les transformées de Fourier de $s_i(t)$ et $s_j(t + \tau)$

TF^{-1} est l'opérateur transformée de Fourier inverse.

La formule de corrélation dans le domaine temporel s'écrit :

$$corr_{ij}(\tau) = \int_{-T/2}^{T/2} s_i(t)s_j(t + \tau)dt \quad (41)$$

A priori, on ne connaît pas la valeur de τ qui définit le décalage de temps entre les enregistrements du signal car elle dépend à la fois de la vitesse de propagation de l'onde, mais également de son azimut. Il est donc nécessaire de calculer la valeur de la fonction de corrélation pour une série de valeurs de τ sur un intervalle prédéfini. La valeur de τ correspondant au bon décalage de temps est déterminée par la valeur maximale de la fonction de corrélation [1].

III.1.3. Description de la méthode PMCC

On peut déduire le décalage de temps ou “Delay time” à partir de la relation (38), c'est-à-dire décalage de temps entre l'arrivée de l'onde à une station i et j , notée Δt_{ij} tel que

$$\Delta t_{ij} = \frac{1}{2\pi f} [\varphi_j(f) - \varphi_i(f)] \quad (42)$$

Ainsi, on obtient le RMS des résidus r_{ijk} à partir de la relation triangulaire

$$r_{ijk} = \Delta t_{ij} + \Delta t_{jk} + \Delta t_{ki} \quad (43) \text{ [Cansi et Klinger, 1997]}$$

Où Δt_{ij} est le décalage de temps entre l'arrivée du signal au capteur i et j

Dans le cas d'une détection, c'est-à-dire que ce RMS tend vers zéro, ces Delay time sont utilisés pour localiser l'évènement (vitesse, azimuth, fréquence, amplitude). Cette relation est appelée aussi **relation de fermeture**.

Or l'analyse des signaux est réalisée par bande de fréquence et une succession de fenêtres temporelles, dont la méthode fournit de détections élémentaires cohérentes dans le domaine temps-fréquence. Ainsi, dans le domaine temporel, le décalage temporel est déduit en prenant le maximum de la fonction de corrélation.

$$\text{corr}_{ij}(\Delta t_{ij}) = \int_{-W/2}^{W/2} S_i(t) S_j(t + \Delta t_{ij}) dt \quad (44)$$

Où W désigne la longueur de la fenêtre de corrélation qui est proportionnelle à la bande de fréquence du signal selon le théorème de Shannon/Nyquist (la fréquence d'échantillonnage doit être au moins deux fois supérieure à la fréquence du signal).

En général, on considère trois bandes de fréquence :

- supérieure à 0.5 Hz, le domaine des hautes fréquences infrasonores.
- entre 0.1 et 0.5 Hz, le domaine des basses fréquences.
- inférieur à 0.1 Hz, bande concernant le domaine de fréquence MAW (Mountain Associated Waves) [10].

Du fait de la présence des bruits lors de l'enregistrement des signaux, le paramètre de résidus r_{ijk} ne prend pas la valeur nulle pendant la détection. De plus, pour les capteurs plus éloignés, il y a souvent une ambiguïté sur la position du maximum de la fonction de corrélation. Afin de prendre en compte ces

différents aspects, tous les éléments sont pris en compte progressivement et on calcule le paramètre de consistance C_n associé à un sous-réseau composé de n capteurs [10]. C_n est définie par la formule suivante:

$$C_n = \sqrt{\frac{1}{A} \sum_{i < j < k} (r^2_{ijk})_n} \quad (45)$$

Avec $A = C^3_n = \frac{n(n-1)(n-2)}{6}$ désigne le nombre de triplets possibles à partir de n antennes.

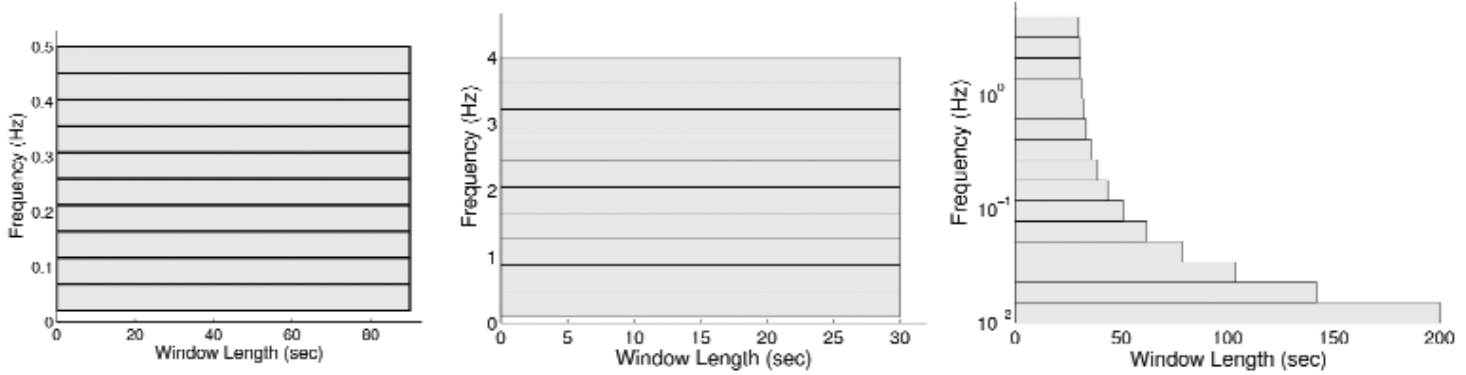


Figure 18: Configuration standard des deux bandes basses et hautes fréquences (0.02-0.5 Hz et 0.1-4 Hz à gauche et au milieu respectivement) remplacé par une configuration unique (0.01-5 Hz).

(Source : Le Pichon et al, 2010) [10]

Pour la station I47ZA, on a 8 capteurs c'est-à-dire 56 triplets possibles.

On observe une ou des détections lorsque le paramètre de consistance est inférieur à la consistance seuil ou “thresold consistency”.

Ensuite, l'algorithme recherche si d'autres capteurs permettent d'expliquer cette détection. La procédure débute à partir du sous-réseau d'ouverture minimale. A la fin du processus, une détection est caractérisée par son paramètre de consistance et par le nombre d'éléments utilisés lors de la détection. Les valeurs des paramètres obtenues à la sortie sont : azimuts, fréquence, amplitude, vitesse apparente. Le décalage de temps entre les capteurs i et j peut être assimilé par l'équation suivante

$$\Delta t_{ij} = (x_j - x_i)S_x + (y_j - y_i)S_y \quad (46)$$

Avec le couple $(x_i; y_i)$ qui définit les coordonnées de la station i et $(S_x; S_y)$ les composantes du vecteur lentur horizontal. Ce vecteur est déduit à partir de la résolution du système d'équations obtenues à partir des équations (45). Cette résolution fait appel à la méthode moindre carrée.

L'azimut de détection est exprimé par Φ et la vitesse apparente par v , tels que

$$\Phi = \tan^{-1} \left(\frac{s_x}{s_y} \right) \text{ et } v = \frac{1}{\sqrt{(s_x^2 + s_y^2)}}$$

La relation de Cramer-Rao permet d'obtenir analytiquement les écarts-types des mesures. La limite inférieure sur l'écart-type de l'estimateur statistique, défini par le système d'équations (45), est obtenue à partir de la relation de Cramer-Rao.

III.1.4. Algorithme de la méthode PMCC

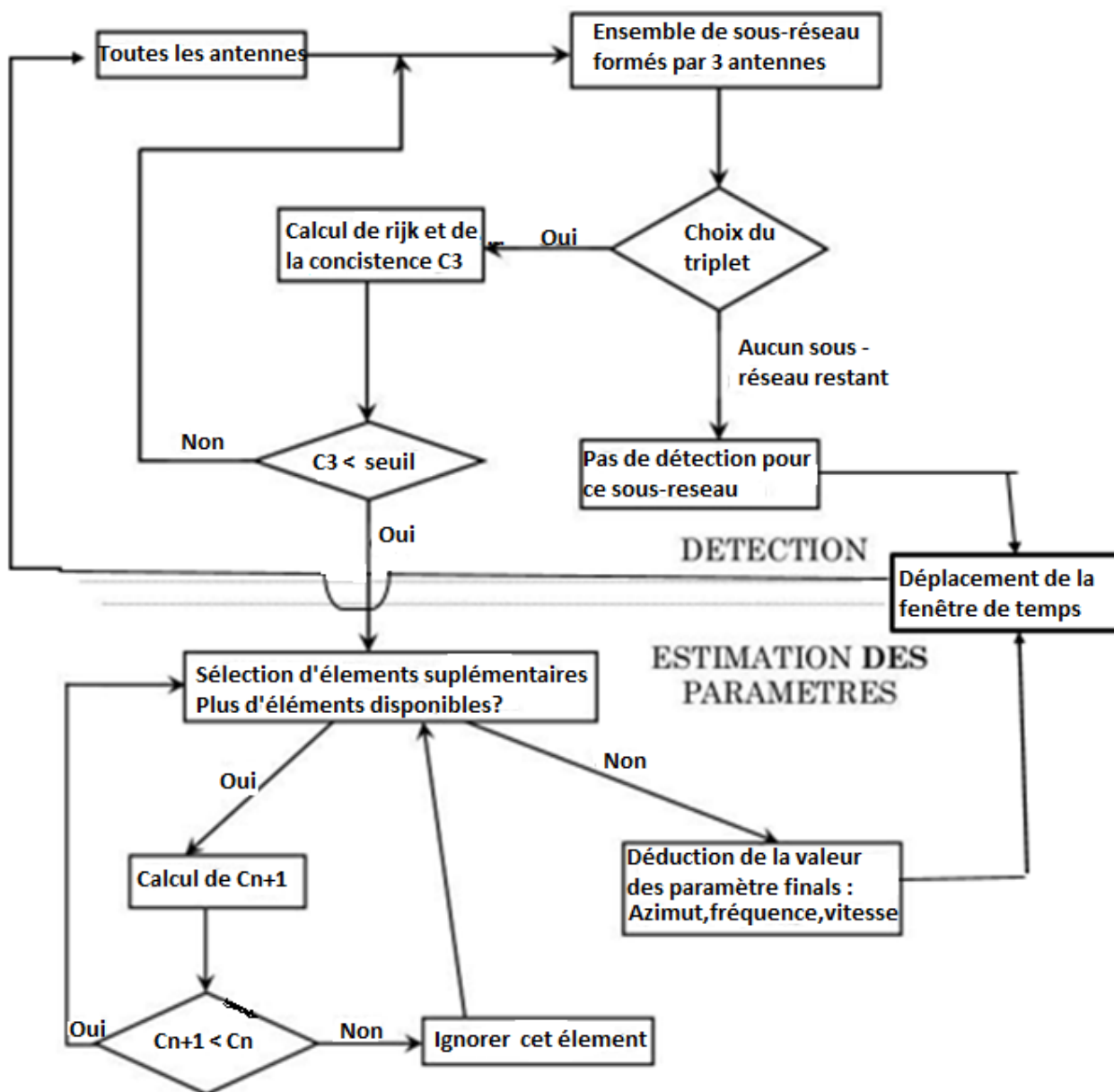


Figure 19: Organigramme de la méthode PMCC

III.2. Exemple de traitement PMCC

Dans cet exemple, les signaux infrasons sont des signaux générés par des microbaroms le 08/06/2009 (figure 20).

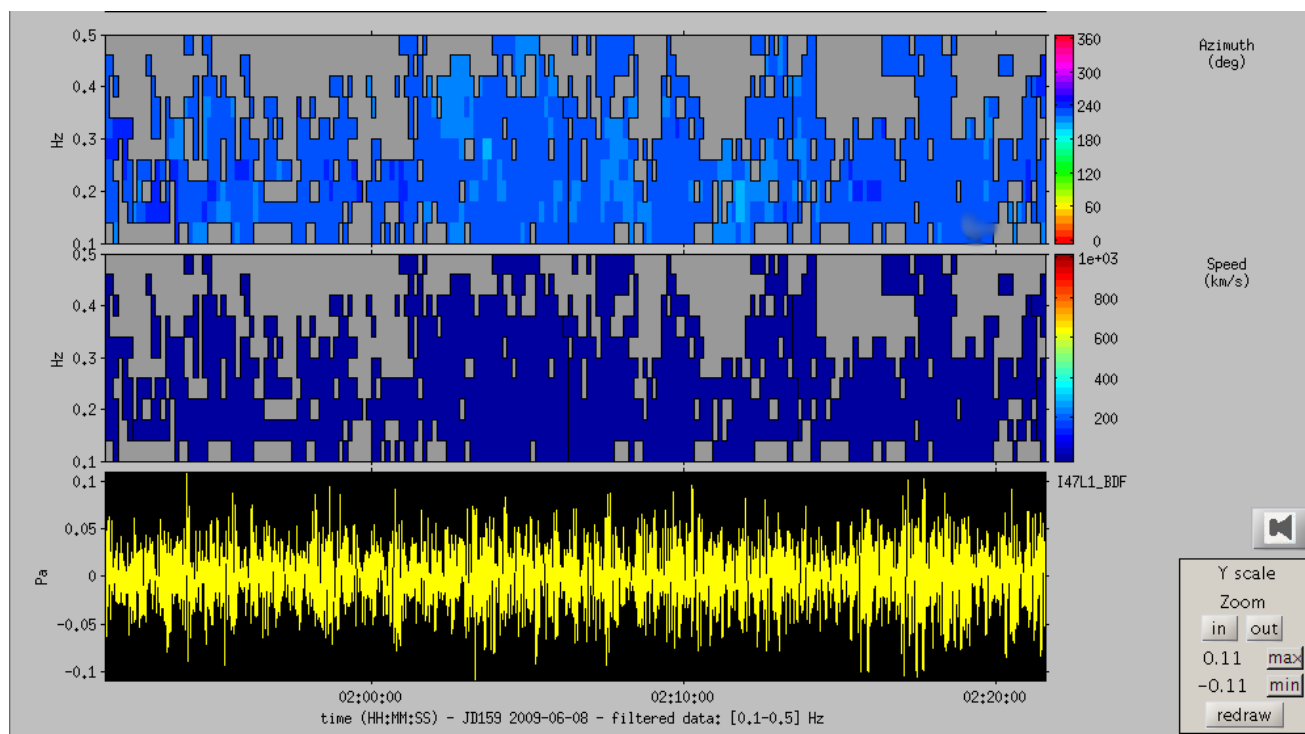


Figure 20: *Exemple de traitement de PMCC des microbaroms*

Sur cette figure, la fenêtre en haut correspond à l'azimut de détection (ici aux alentours de 220° et 230°). Rappelons que l'azimut 0° correspond à la direction Nord et 90° à l'Est.

Et celle de la fenêtre en bas correspond à la vitesse apparente de l'onde à la station (ici environ 353 m/s).

On peut visualiser d'autres résultats suivants les mesures effectuées.

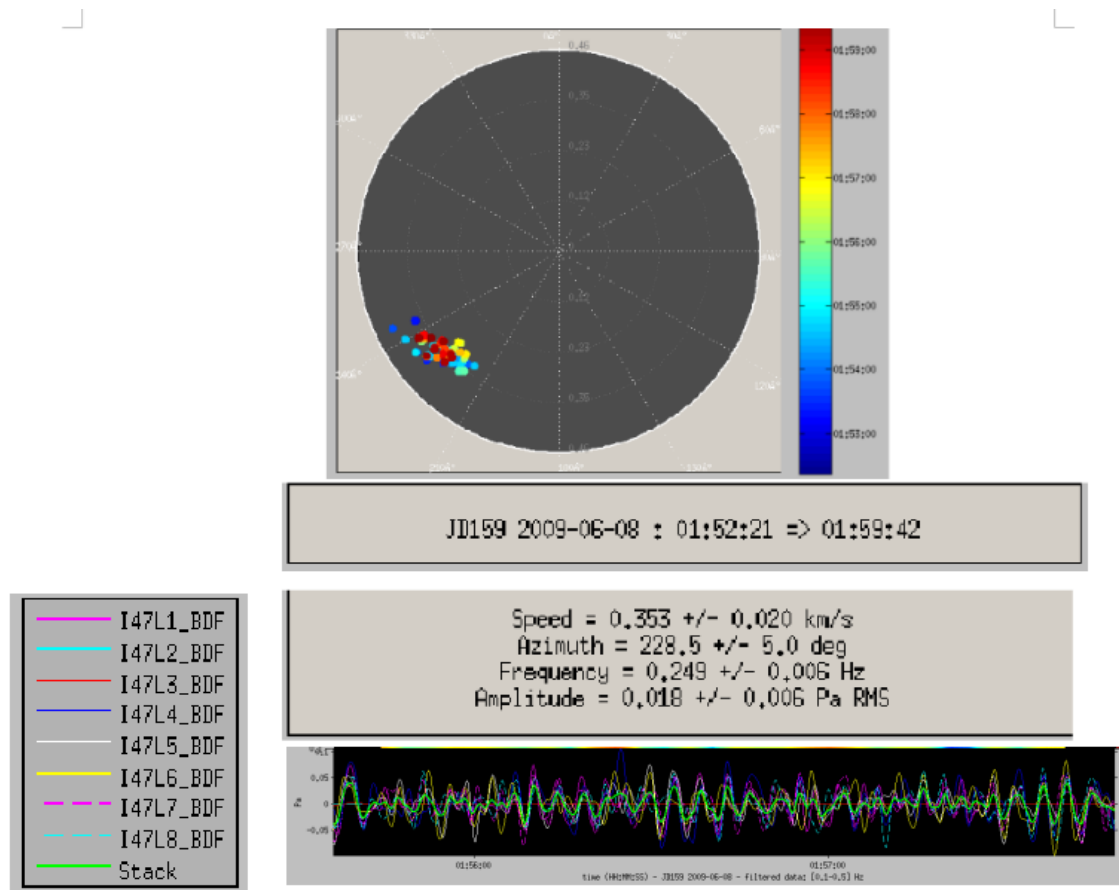


Figure 21: *Visualisation de diagramme polaire et alignement des signaux*

Ici, la source vient suivant l'azimut de $228.5^{\circ} \pm 5.0^{\circ}$. La fréquence du signal est environ 0.249 ± 0.006 Hz. L'amplitude de ce signal est de l'ordre 0.018 Pa

Partie IV :

RESULTATS ET

INTERPRETATIONS

IV.1. Résultats et interprétations (microbaroms)

Dans cette partie, nous détaillons les résultats du traitement du Janvier 2007 jusqu'à Décembre 2011 enregistrés par la station infrason I47ZA.

On remarque qu'il n'y a pas de données pendant le mois de Mai 2008 à mi-Janvier 2009, Mai à Juillet 2010 et Avril 2011. Par ailleurs il n'y a pas de détection pendant cette période.

Le résultat de traitement après sous WinPMCC est représenté sous forme de bulletins journaliers. Ensuite, ces bulletins sont lus par le logiciel DIVA.

IV.1.1. Microbaroms de fréquence 0.1 à 0.5 Hz

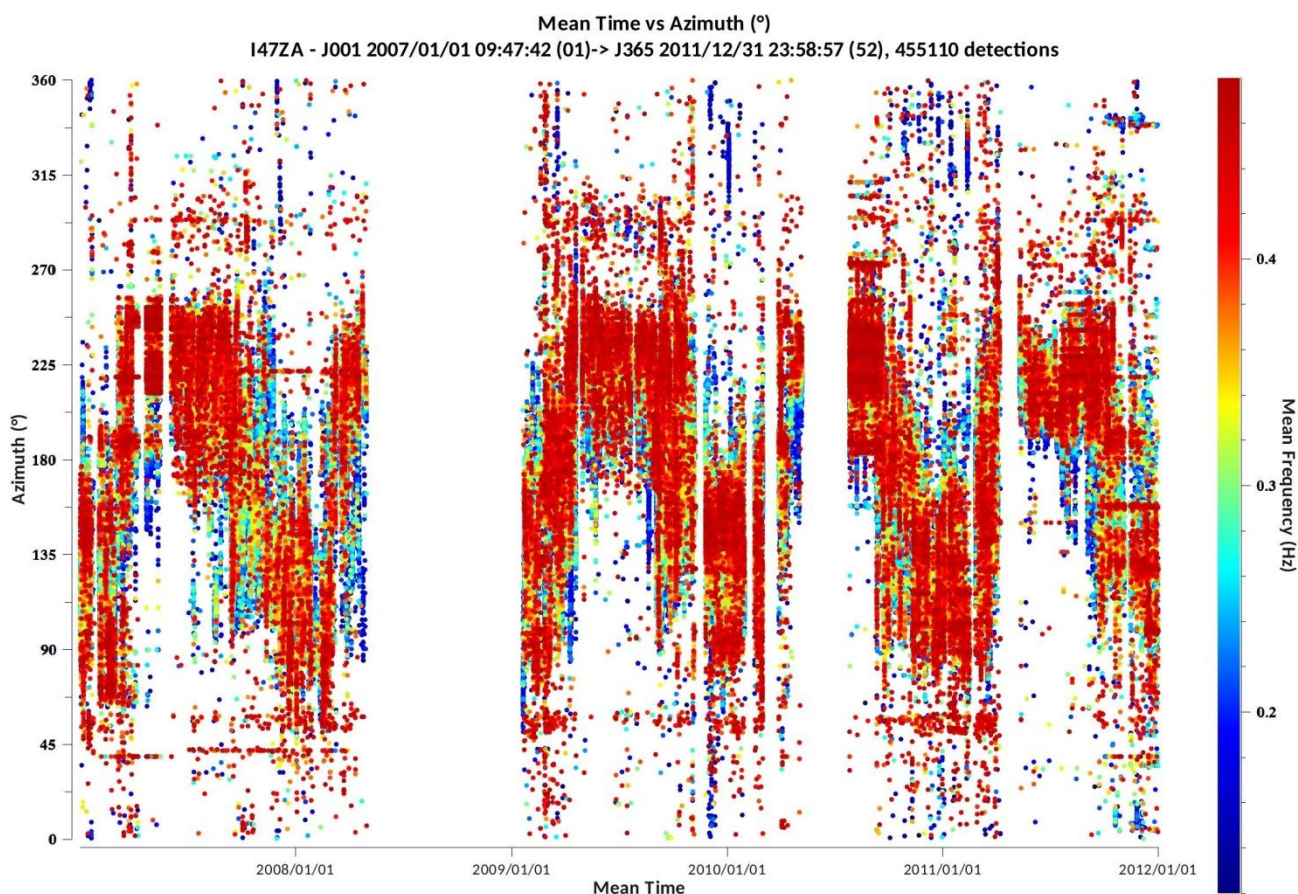


Figure 22 : Détection de la station I47ZA de Janvier 2007 à Décembre 2011 en fonction de temps, azimuts et fréquence

Cette figure montre la variation de la détection en fonction du temps, azimut et fréquence des signaux détectés.

D'après cette figure, on observe que la détection suit deux tendances principales. Le premier groupe

compris entre les azimuts 170 et 270° et le deuxième entre les azimuts 45 et 170°. Pour mieux comprendre ces observations, nous allons noter par azimut 210° le premier groupe et par azimut 100° le deuxième groupe.

On constate que la station détecte les signaux suivant la direction relative au groupe d'azimut 210° dès le début du mois d'Avril jusqu'à Août. Pour le groupe d'azimut 100°, on remarque que la station détecte les signaux à partir du Septembre jusqu'à Mars. De plus, il y a une légère détection pour l'azimut supérieur à 270° et pour l'azimut inférieur à 45°. Ce dernier est observé presque toute l'année.

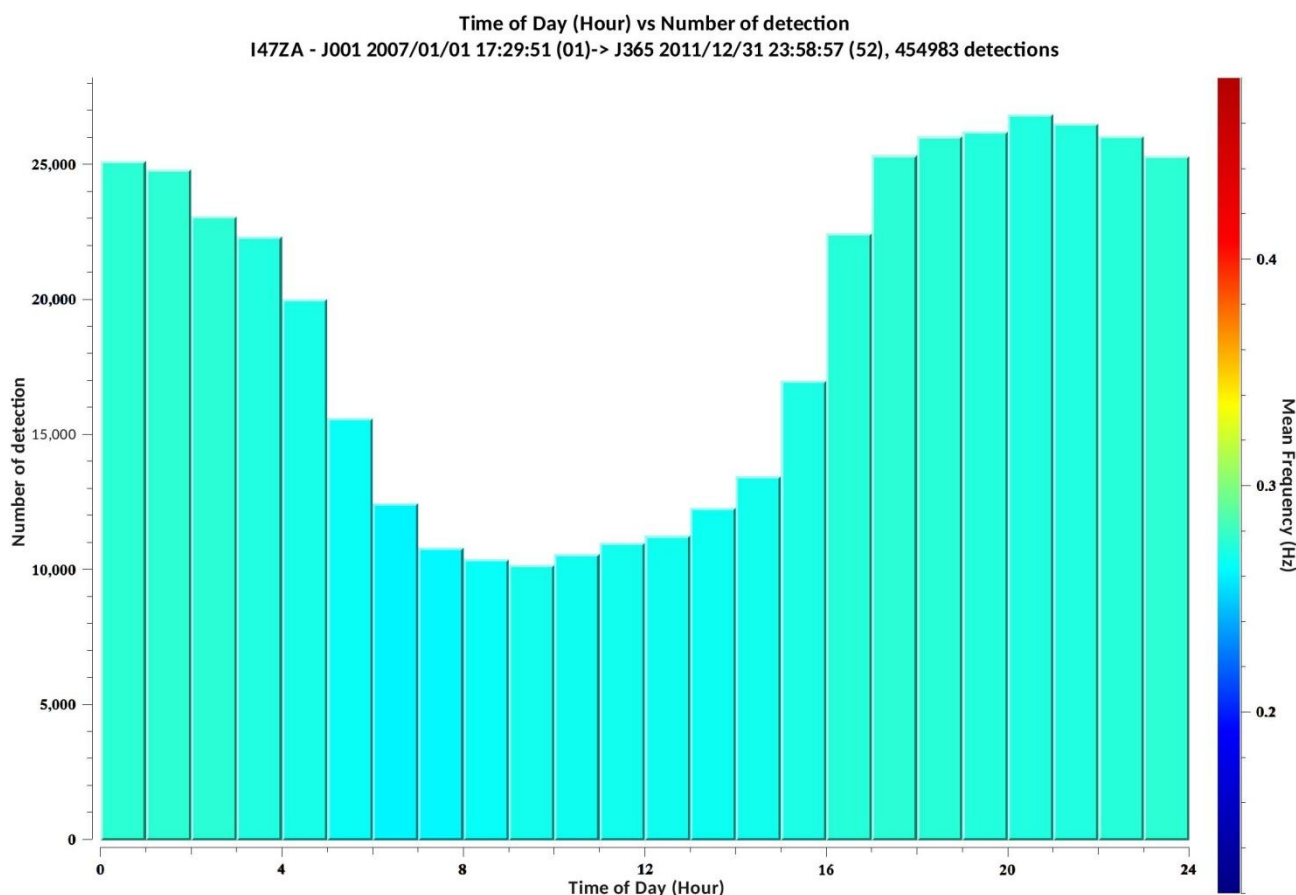


Figure 23: *Détection de la station I47ZA suivant l'heure de la journée*

La figure 23 montre la variation de la détection de la station suivant l'heure.

On observe que la détection commence à croître à partir de 15 h de la journée jusqu'à 7h du matin, c'est-à-dire au-delà de cette période, la détection diminue.

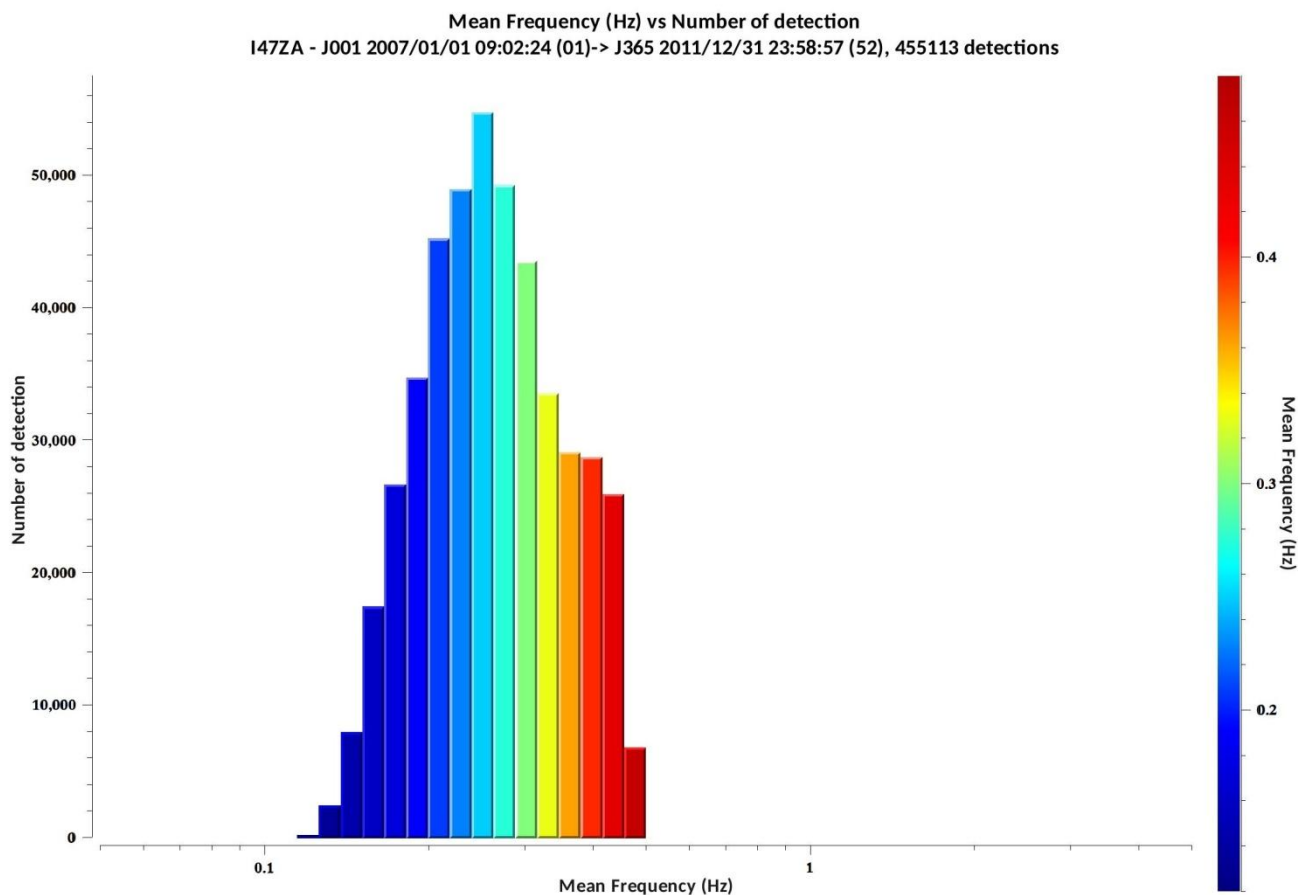


Figure 24: *Statistique de la détection en fonction de la fréquence (Hz)*

La bande de la basse fréquence est comprise entre 0.1 et 0.5 Hz. Ici, le maximum de détection est aux alentours de la fréquence 0.25Hz. Ces détections sont donc presque des microbaroms. La détection s'affaiblit à partir de 0.40 Hz et inférieure de 0.19Hz.

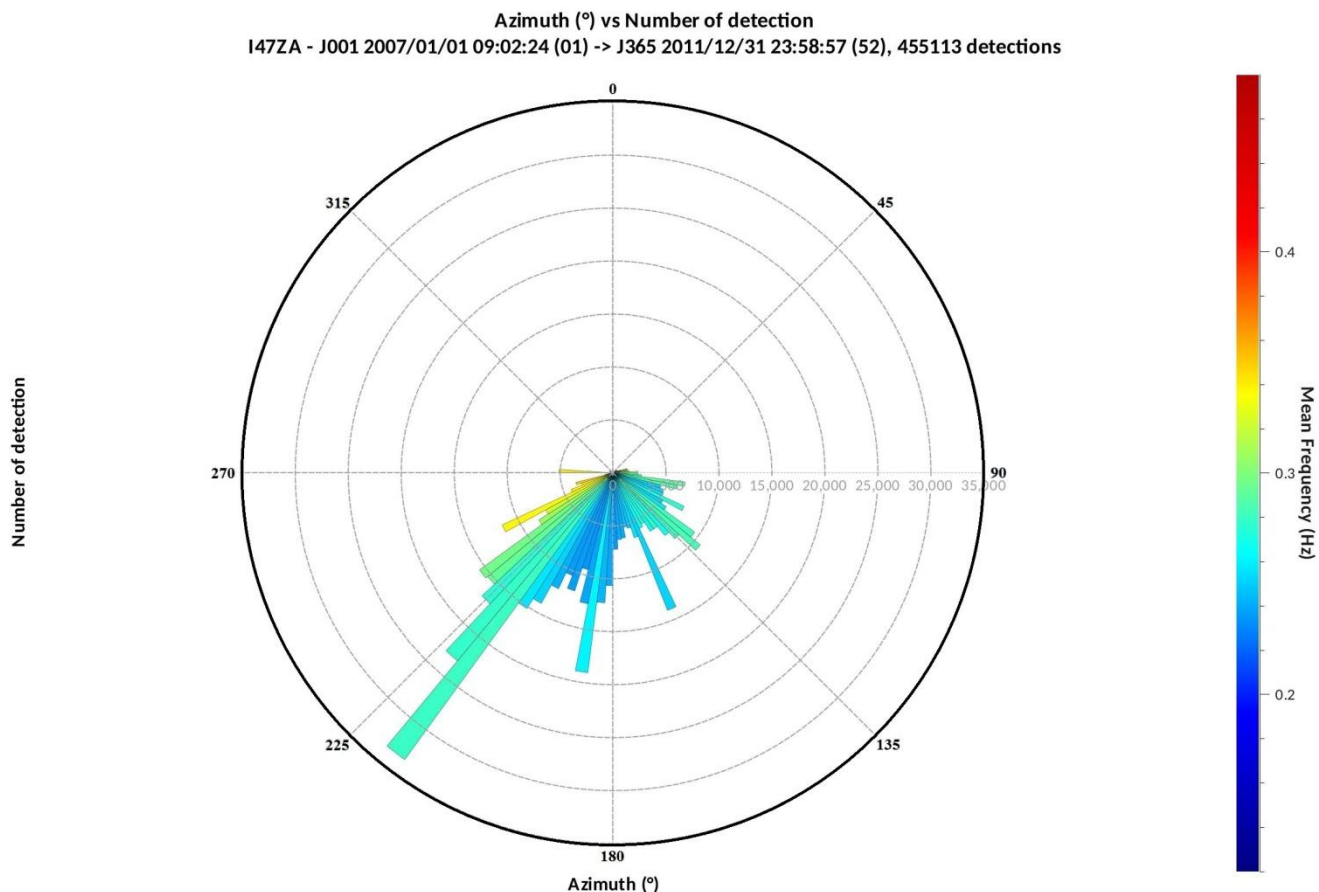


Figure 25 : *Histogramme polaire de la détection suivant l'azimut*

La figure 25 représente le nombre des événements détectés, classé selon l'azimut de détection. La barre de couleur à droite indique la fréquence suivant l'azimut de détection.

D'après cette figure, le nombre maximum de détection se concentre entre l'azimut 200 et 270°. La fréquence de ce maximum de détection est aux alentours de 0.28 Hz. Ensuite, on observe que la deuxième détection se concentre entre l'azimut 170 à 200°. La troisième détection des événements est entre l'azimut 90 à 170°. Le maximum des événements détectés peut atteindre jusqu'à 33460.

IV.1.2. Interprétations (microbaroms)

La propagation des ondes infrasonores dans l'atmosphère dépend essentiellement du profil de la température et également des composantes horizontales de la vitesse des vents.

La caractérisation et la localisation précises des sources d'infrasons sont conditionnées par la précision de l'estimation de l'état atmosphérique, utilisé par les modèles de propagation. Donc le modèle utilisé dans cette étude est le modèle du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen

Terme (CEPMMT) ou European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) qui est un modèle global pour toute la Terre, pour localiser et caractériser les sources d'infrasons.

Azimet 220° :

On prend des évènements détectés qui proviennent de cet azimet le 29/07/2007. D'après la figure 26, on observe que dans cet azimet il y a les grands nombres de détections. Les signaux venant de cet azimet se produisent pendant la saison sèche en Afrique du Sud.

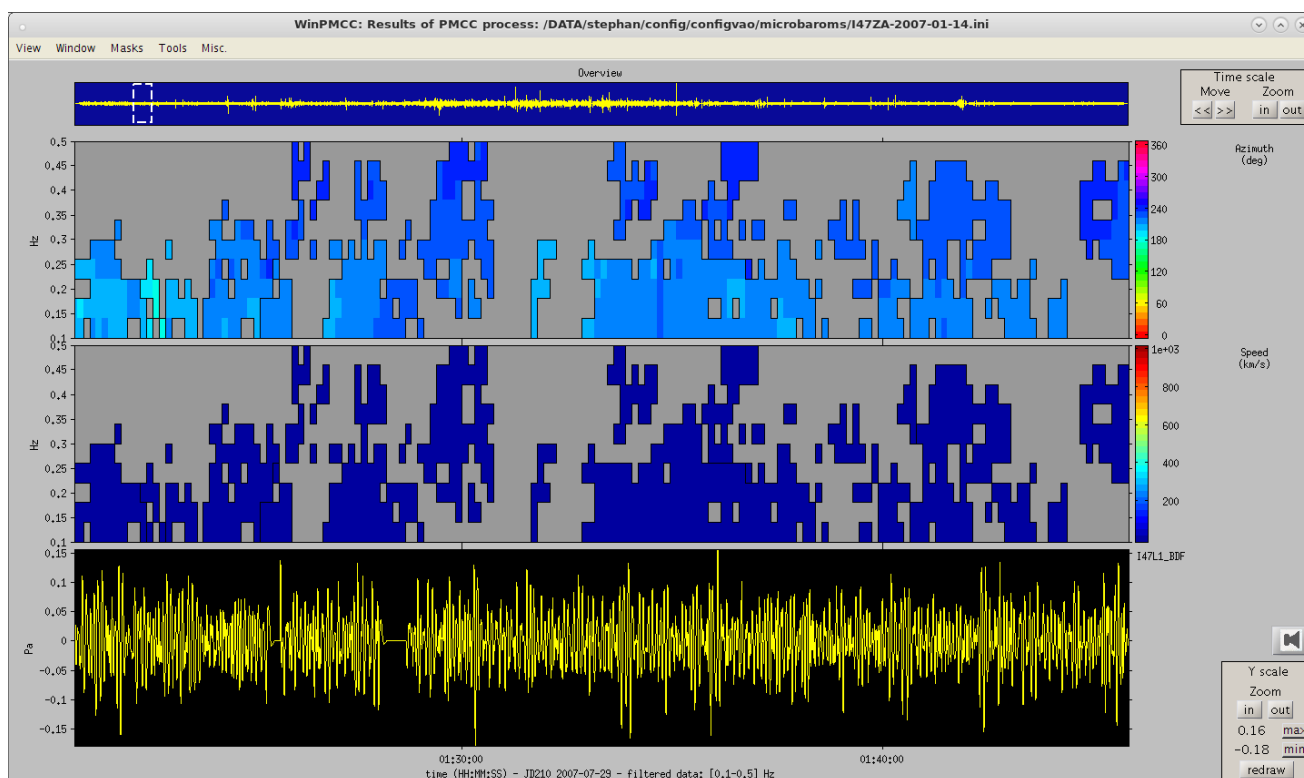


Figure 26: *Détection des microbaroms le 29/07/2007 d'azimet 220°*

Cette figure montre les détections dans l'azimet 220° le 29/07/2007. D'après cette figure aussi, l'azimet des ondes détectées se trouve dans l'intervalle entre 200° et 240° (en bleu).

Les détails de ces résultats sont obtenus en utilisant les fonctionnalités du logiciel WinPMCC comme le diagramme polaire, alignement interactif des phases...et ces résultats sont illustrés par la figure 27.

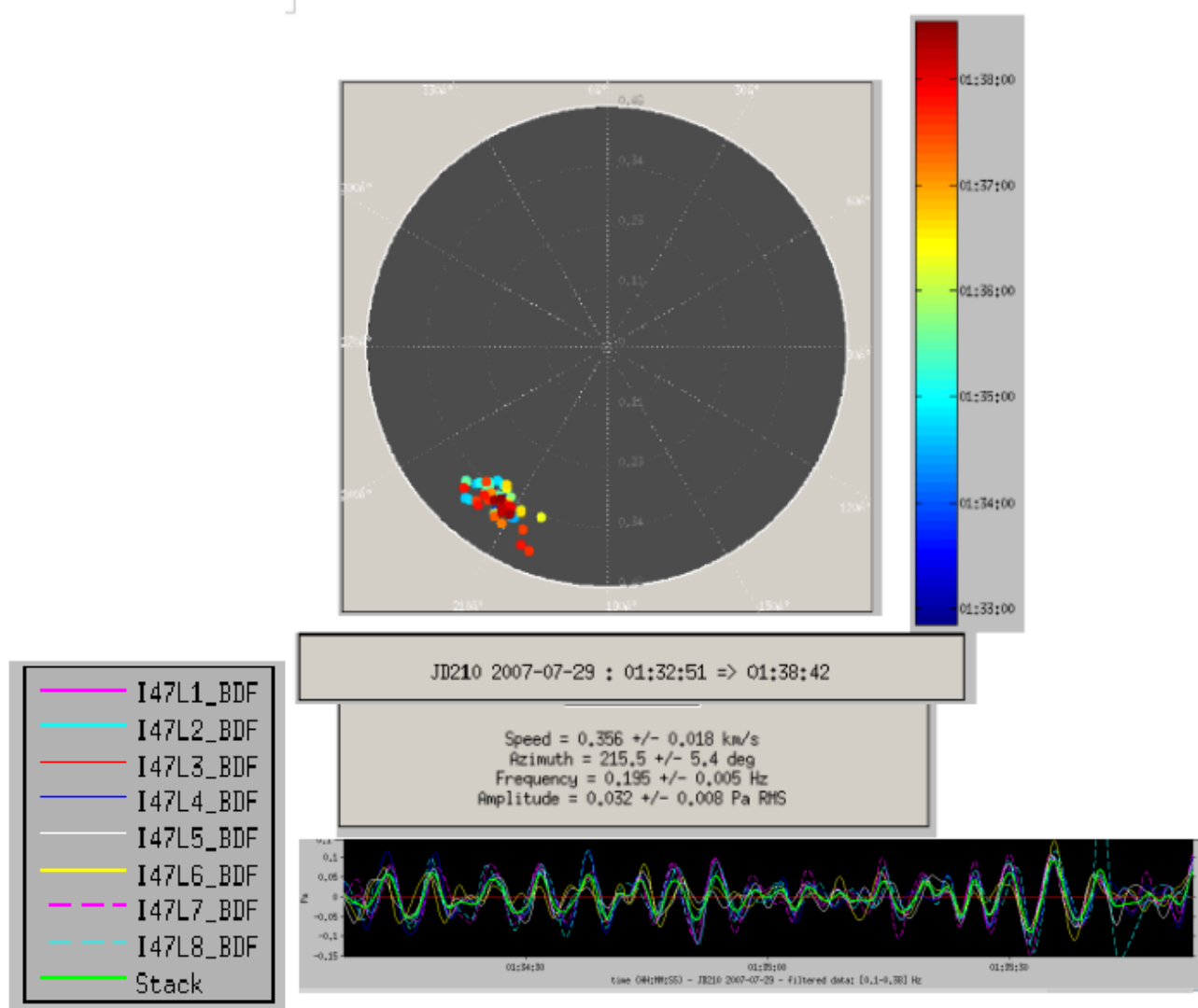


Figure 27: Localisation des microbaroms d'azimut 220° le 29/07/2007

D'autres résultats peuvent s'effectuer. La figure 27 représente la localisation de ces ondes. On a l'azimut, les valeurs de la vitesse, la fréquence et l'amplitude de ces signaux, dont voici les valeurs respectives 215.5°, 0.356 km/s, 0.195Hz, 0.032Pa.

On constate que la variation de ces paramètres est faible, telle que la vitesse varie de $\pm 0.018 \text{ km/s}$, l'azimut $\pm 5.4^\circ$, la fréquence $\pm 0.005 \text{ Hz}$, et l'amplitude $\pm 0.008 \text{ Pa RMS}$.

Pour localiser et identifier la source d'azimut 220°, on prend d'autres données telles que les données d'ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) qui peuvent valider :

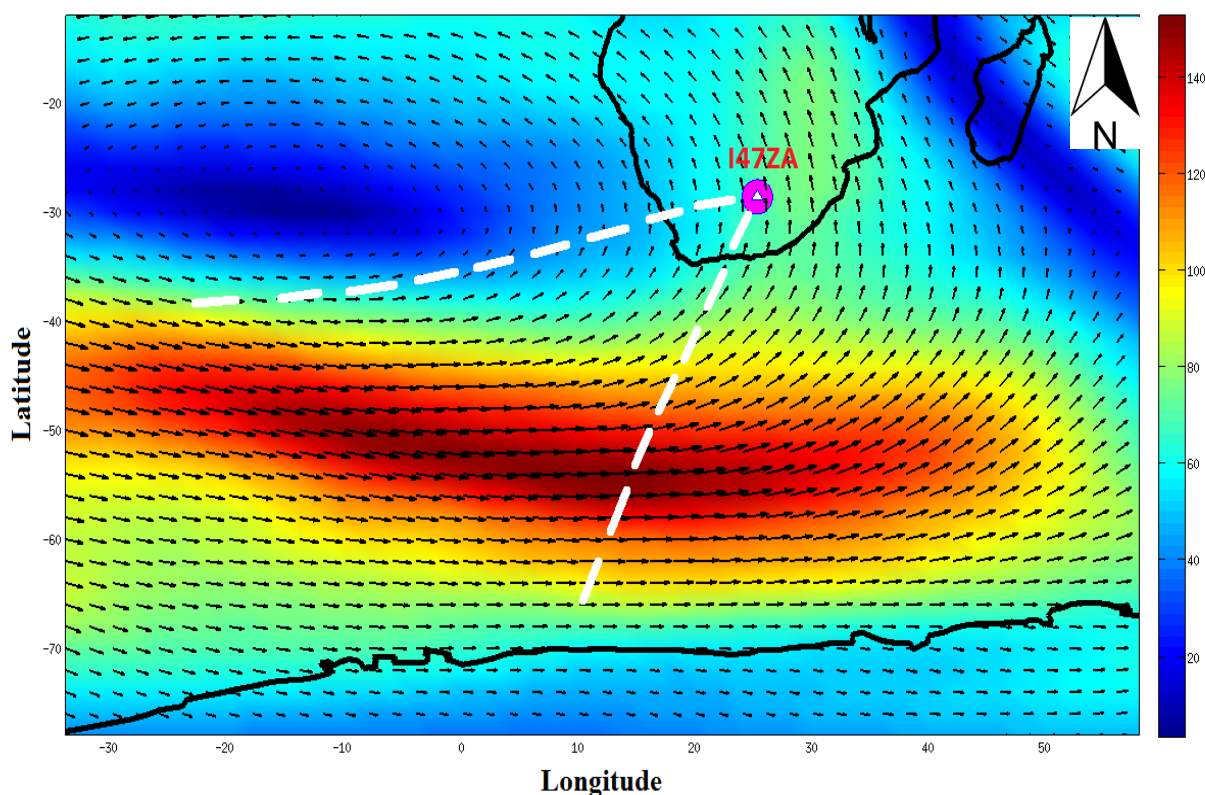


Figure 28: *Localisation de la source des microbaroms d'azimut 220°*

(Source : ECMWF) [18]

La figure 28 représente la localisation de la source des microbaroms correspond à l'azimut 220°. On observe que la source des microbaroms venant de cet azimut est le courant circumpolaire Antarctique au sud de l'Afrique. Cette source est corrélée au maximum de détection de la station (figure 24).

Azimut 180°:

Cet azimut contient la deuxième concentration de détection. La station détecte les signaux provenant l'azimut 180° pendant la saison des pluies. Les résultats après sous WinPMCC le 11/09/2009 sont représentés dans la figure suivante :

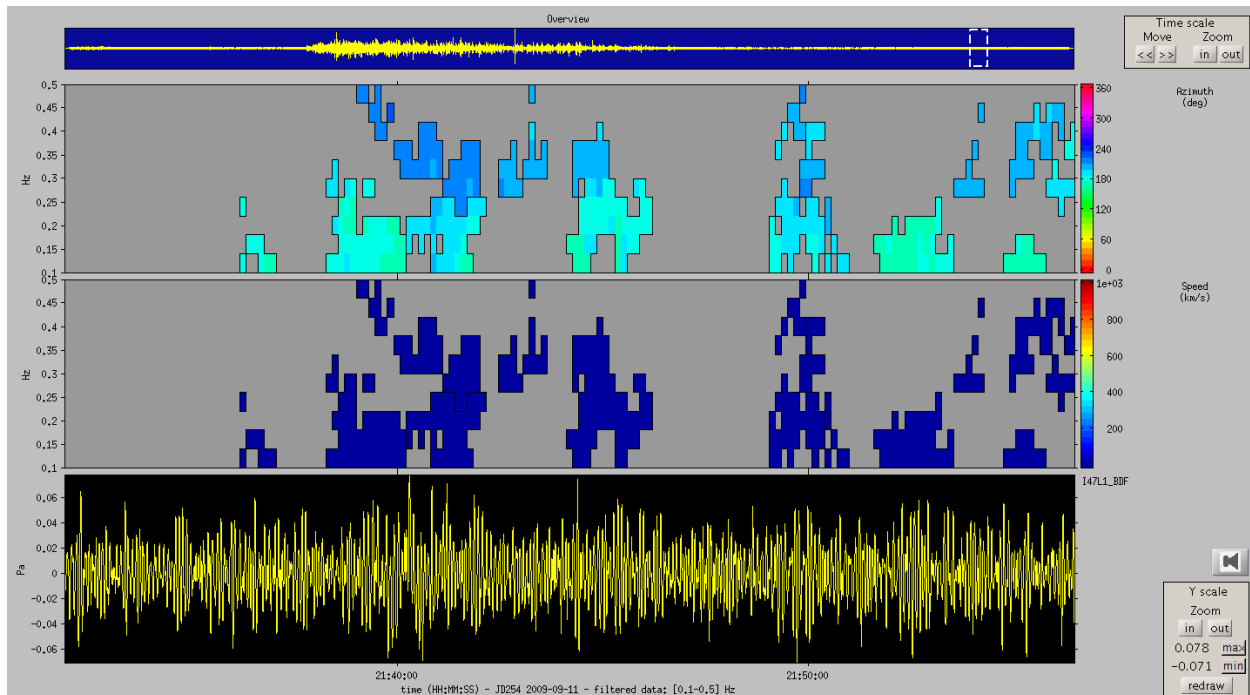


Figure 29: *Détection des microbaroms dans l'azimut 180° le 11/09/2009.*

D'après cette figure, l'intervalle de la détection est entre l'azimut 170° et 200°, bleu ciel selon la barre de couleur à droite.

La figure 30 montre les détails par la méthode Pmcc.

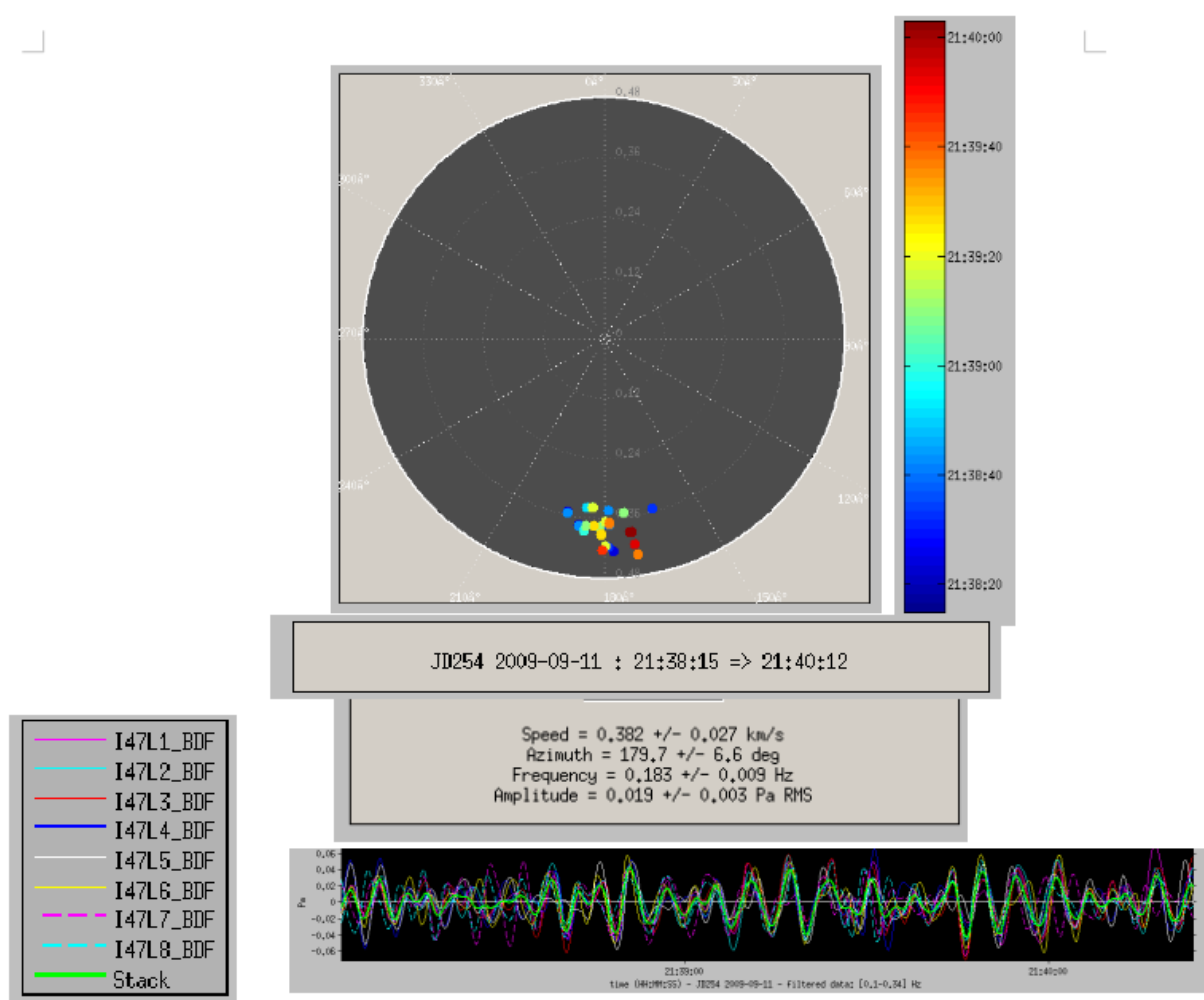


Figure 30: Localisation des microbaroms dans l'azimut 180° le 11/09/2009.

D'après cette figure, on observe les valeurs moyennes des paramètres, calculées par l'algorithme WinPMCC, telle que la valeur moyenne de l'azimut est 179.7°, la vitesse moyenne est de 0.382 km/s, de fréquence moyenne 0.183 Hz et d'amplitude 0.019 Pa. Le diagramme affiche aussi les valeurs des écart-type respectifs, pour l'azimut $179.7^\circ \pm 6.6^\circ$, pour la vitesse $0.382 \pm 0.027 \text{ km/s}$, pour la fréquence $0.183 \pm 0.009 \text{ Hz}$ et pour l'amplitude $0.019 \pm 0.003 \text{ Pa RMS}$. On constate que les variations de ces paramètres sont faibles.

La localisation de cette source par les données ECMWF est représentée par la figure suivante.

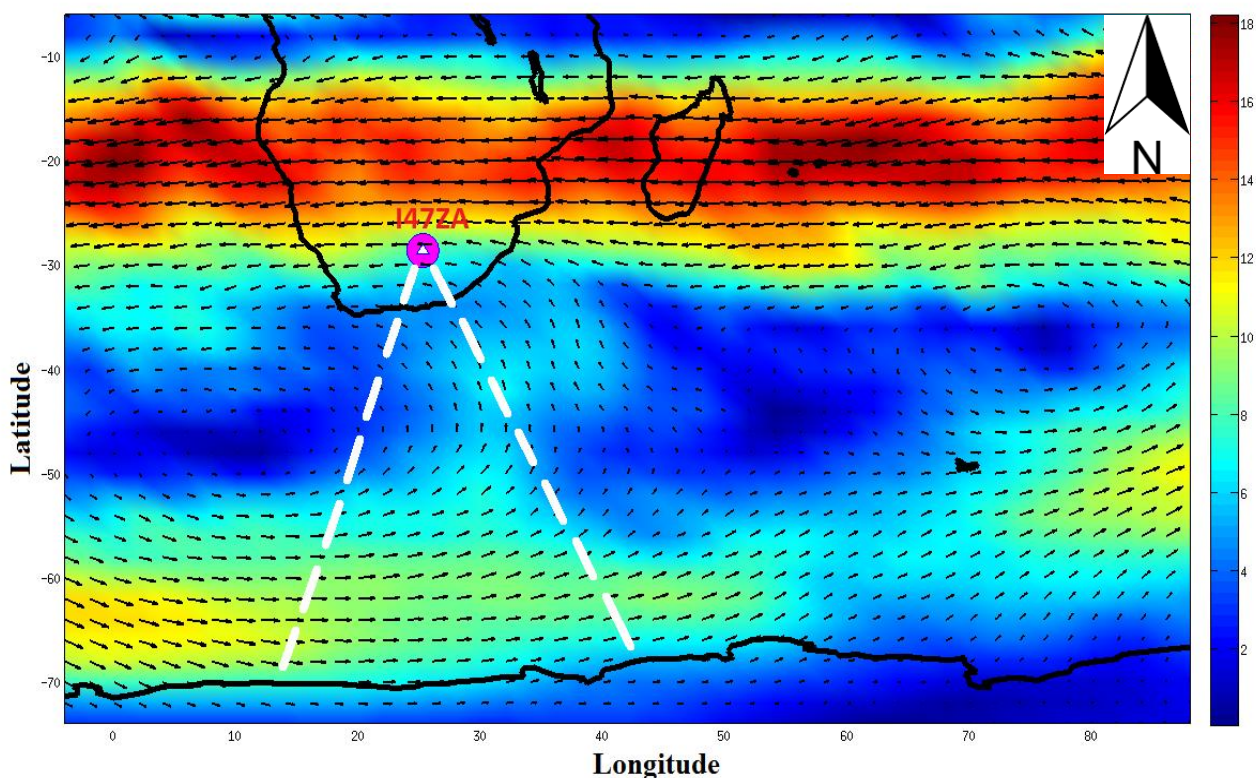


Figure 31 : Localisation de la source des microbaroms venant de l'azimut 180°

La figure 31 indique la source des microbaroms dans l'azimut 180°. La source venant de cet azimut se trouve dans les deux bassins océaniques, une partie est dans l'océan glacial Antarctique et l'autre partie dans l'océan Indien. La source fait partie du courant circumpolaire Antarctique comme dans l'azimut 220°.

Azimut 130°

C'est la troisième concentration de détection de la station I47ZA. La station détecte les signaux pendant la saison des pluies aussi en Afrique du Sud. Les résultats de la détection en utilisant le logiciel WinPMCC le 30/01/2011 est la suivante.

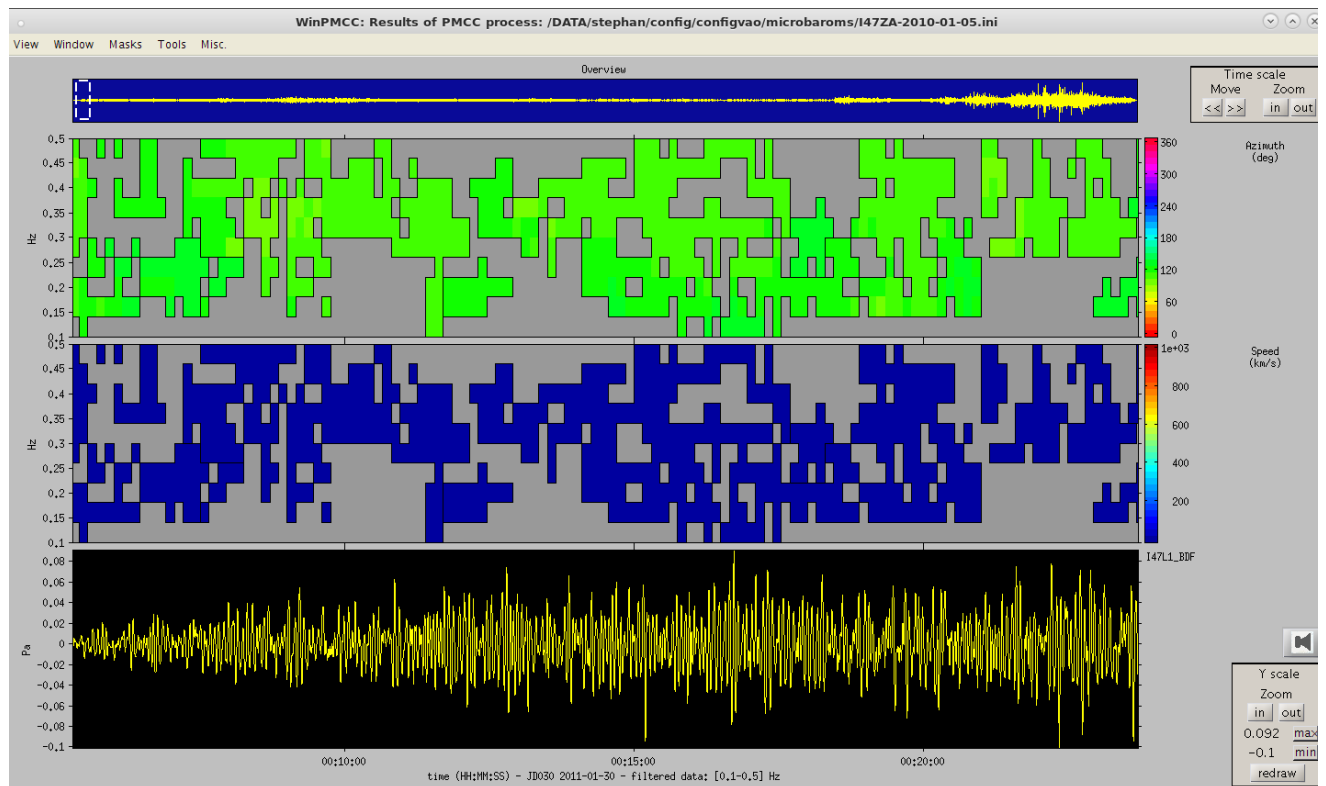


Figure 32: *Détection des microbaroms dans l'azimut 130° le 30/01/2011.*

Cette figure montre la détection des microbaroms dans l'azimut 130°. D'après cette figure aussi, on note l'intervalle de détection entre 90° et 170°, en vert comme l'indique la barre de couleur à droite.

Les détails de ces résultats sont représentés par la figure 33.

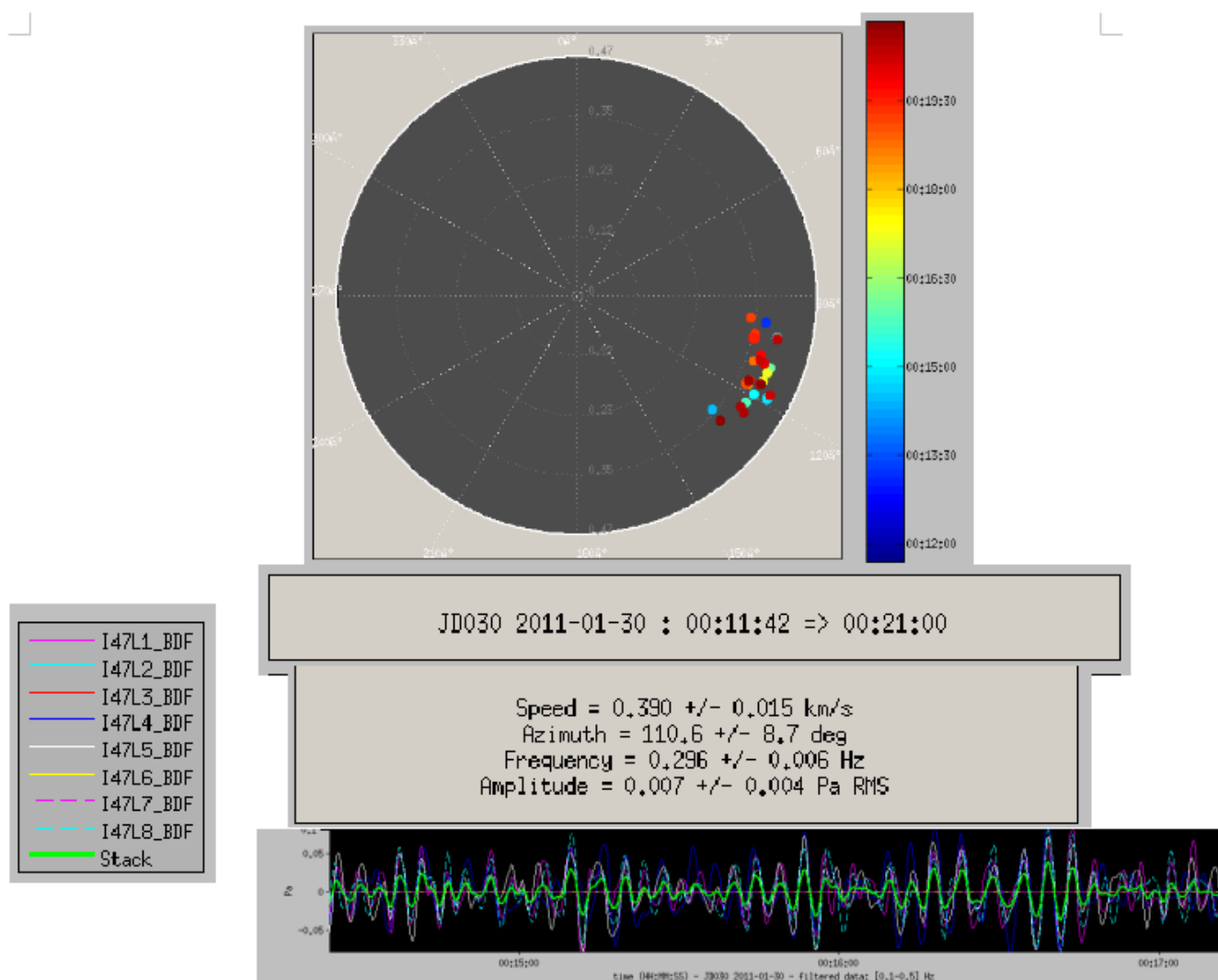


Figure 33: Résultats de la localisation des microbaroms dans l'azimut 130°

On observe les valeurs moyennes des paramètres : vitesse 0.390 km/s, azimut 110.6°, fréquence 0.296 Hz et amplitude 0.007 Pa.

L'alignement interactif des phases montre que la corrélation est correcte.

D'après ces résultats, l'écart-types varie faiblement, c'est-à-dire pour l'azimut $\pm 8.7^\circ$, pour la vitesse $\pm 0.015 \text{ km/s}$, pour la fréquence $\pm 0.006 \text{ Hz}$ et pour l'amplitude $\pm 0.004 \text{ Pa RMS}$.

Ainsi la localisation de cette source sur les données ECMWF est représentée par la figure 34.

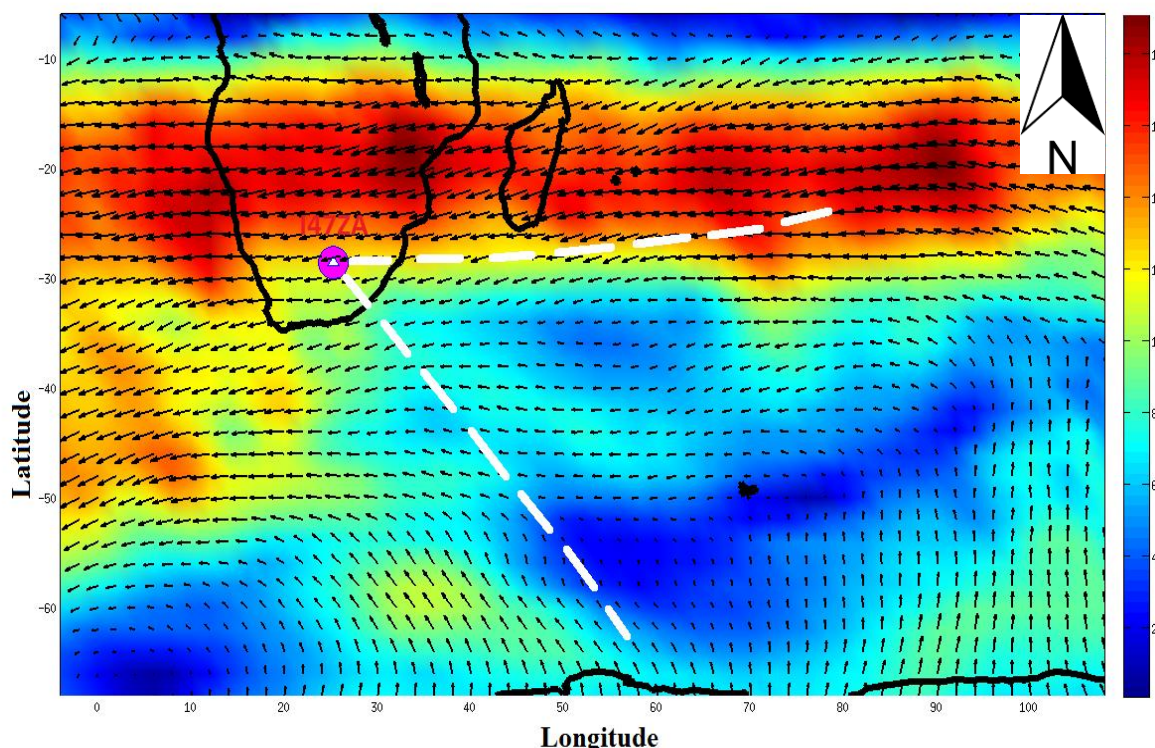


Figure 34 : Localisation de la source des microbaroms venant de l'azimut 130°

Sur cette figure, nous observons que la source des microbaroms correspondant à l'azimut 130° est localisée dans l'océan Indien.

En général, l'été sud-africain commence en Octobre et s'achève en Mars, c'est la saison des pluies. Du mois de Mai à Septembre, c'est la saison sèche. Comme on a déjà vu auparavant que la propagation de l'infrason dépend du vent, plus précisément sa direction. La figure 35 représente ce profil du vent zonal et met en évidence la variation saisonnière de la direction du vent. D'après cette figure 35, la valeur positive indiquée par la barre de couleur montre la direction du vent de l'Ouest vers l'Est et au contraire pour la valeur négative. En plus, l'onde infrasonore se propage dans la stratosphère, qui a l'altitude supérieure 20 km. Donc pendant le mois d'Avril à Septembre (saison sèche), la direction du vent zonal est vers l'Est, correspond aux azimuts entre 170 et 270° et c'est pourquoi les événements entre ces azimuts sont fréquents. Et pendant le mois d'Octobre à Mars (saison des pluies), le vent souffle vers l'Ouest et correspondant aux événements entre l'azimut 45 et 170°. Alors la variation de la direction du vent est corrélée à la détection (figure 22).

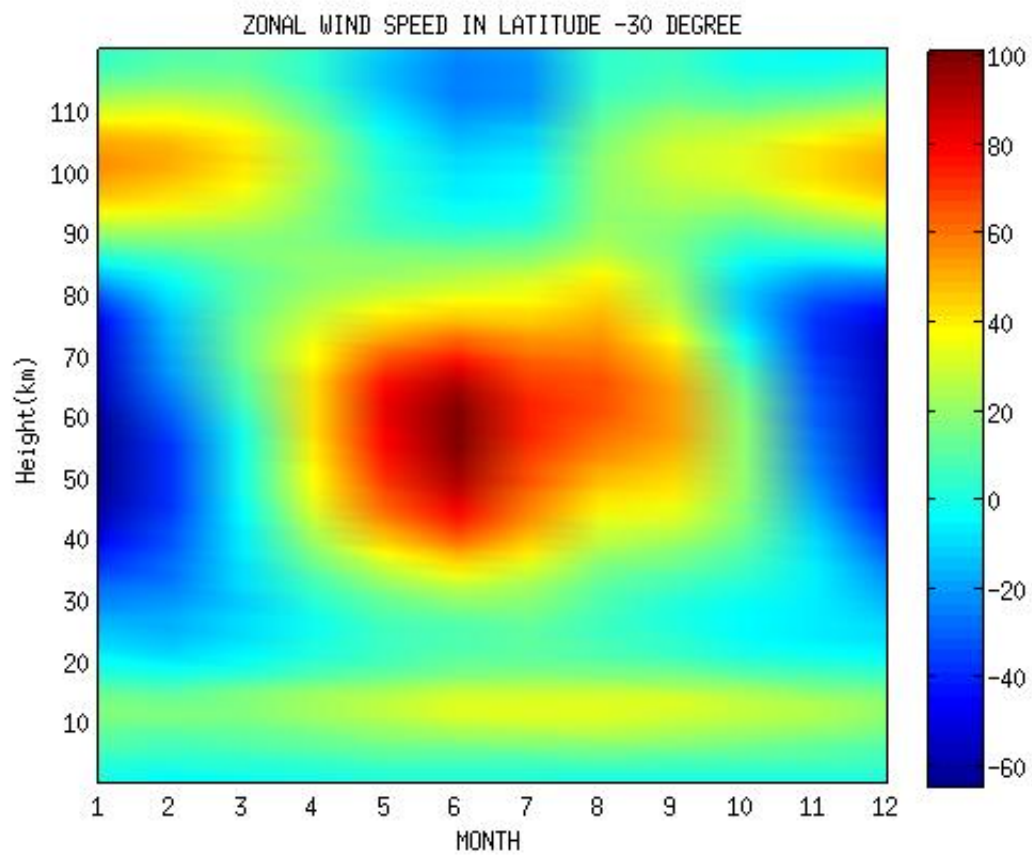


Figure 35: *Profil du vent zonal moyen pendant les 12 mois suivant la latitude 30°S*

(Source : CIRA) [23]

IV.2. Résultats et interprétations (MAW)

IV.2.1. MAW de fréquence 0.01 à 0.1Hz

On a noté auparavant que les résultats après sous WinPMCC sont représentés sous forme de bulletins journaliers. Après, ces bulletins sont lus par le logiciel DIVA.

D'après la figure 36, le nombre maximum d'évènements détectés est entre 17 à 18 h (TU) atteint jusqu'à 1163 événements. Selon cette figure aussi, la détection est élevée pendant la matinée et surtout toute la nuit, c'est-à-dire la détection varie suivant l'heure de la journée durant les années 2007 jusqu'à 2011. On observe qu'il y a diminution du nombre d'évènements détectés à partir du 7 h du matin jusqu'à 15 h.

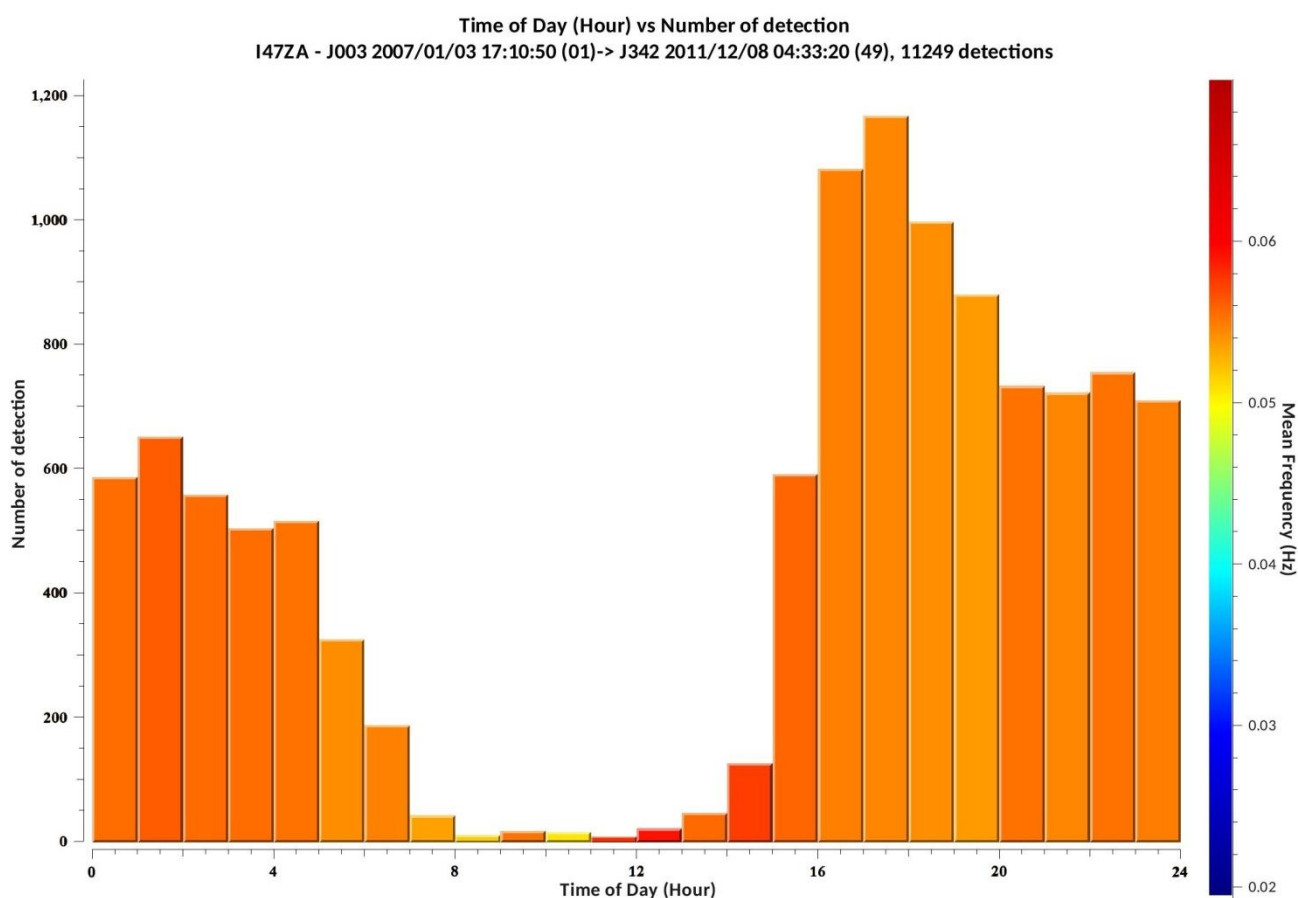


Figure 36 : Nombre d'évènements détectés suivant l'heure de la journée

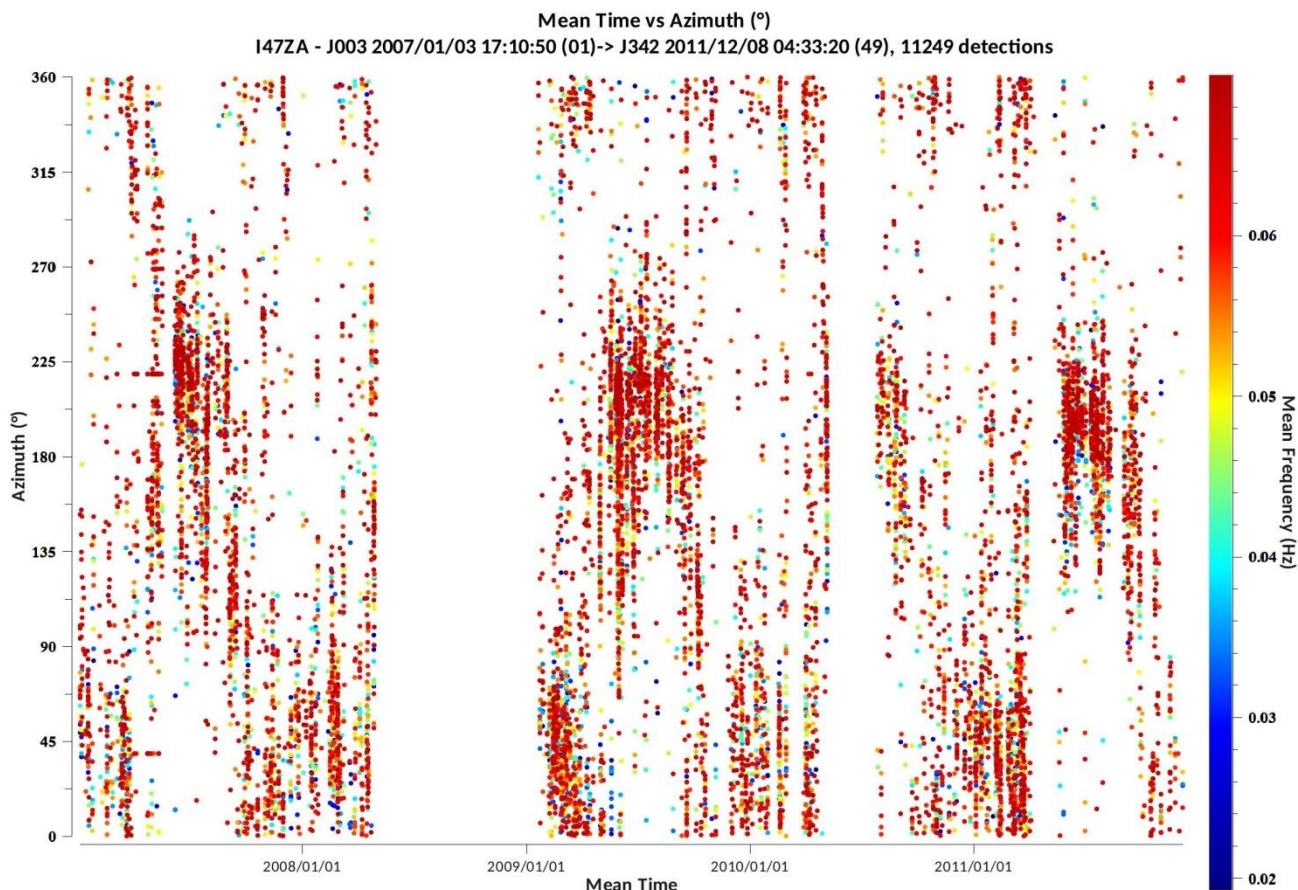


Figure 37 : Détection de la station I47ZA de Janvier 2007 à Décembre 2011 en fonction du temps, azimut et fréquence

Cette figure représente la variation de la détection en fonction du temps, azimut et fréquence. La barre de couleur à droite indique la variation de la fréquence des évènements détectés. En général, la fréquence de ces détections est inférieure à 0.1 Hz.

On constate, d'après ces résultats, qu'il y a 3 groupes d'azimut bien illustrés. Le premier est dans l'azimut inférieur à 90° . Cette détection est observée pendant le mois de Septembre jusqu'en Avril.

Le deuxième compris entre l'azimut 90° et 180° . On observe des ondes détectées dans ces azimuts, presque pendant toute l'année. Ensuite, le troisième groupe compris entre 180 et 270° et cette détection est observée durant le mois de Mai à Août. Pour les azimuts supérieurs à 270° , il y a un peu de détection mais dispersées.

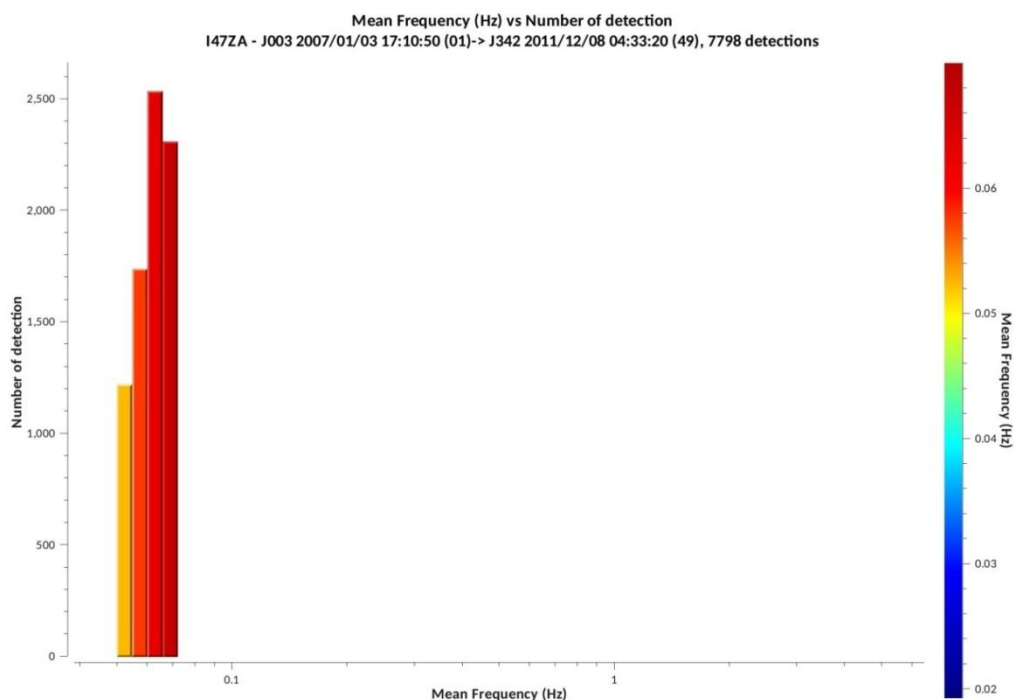


Figure 38 : *Détection en fonction de la fréquence (Hz)*

Cette figure 38 montre la statistique de la détection en fonction de la fréquence. Nous voyons que la concentration maximum de la détection est aux alentours de 0.05 Hz.

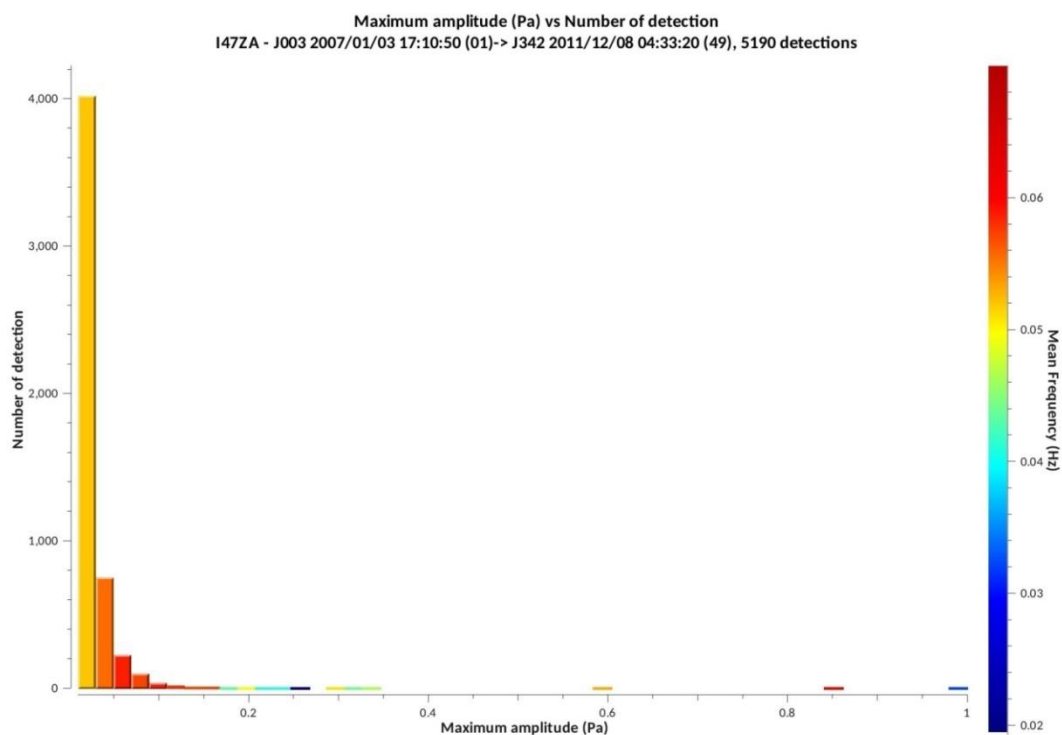


Figure 39 : *Statistique de la détection en fonction de l'amplitude*

On observe que le maximum des signaux détectés est compris entre l'amplitude 0.01 et 0.03 Pa. Comme la barre de couleur à droite l'indique, la fréquence de ces signaux entre cette amplitude est environ 0.05 Hz. Ensuite, entre l'amplitude 0.03 et 0.05 Pa, il y a des ondes détectées et la fréquence est aux alentours de 0.06 Hz.

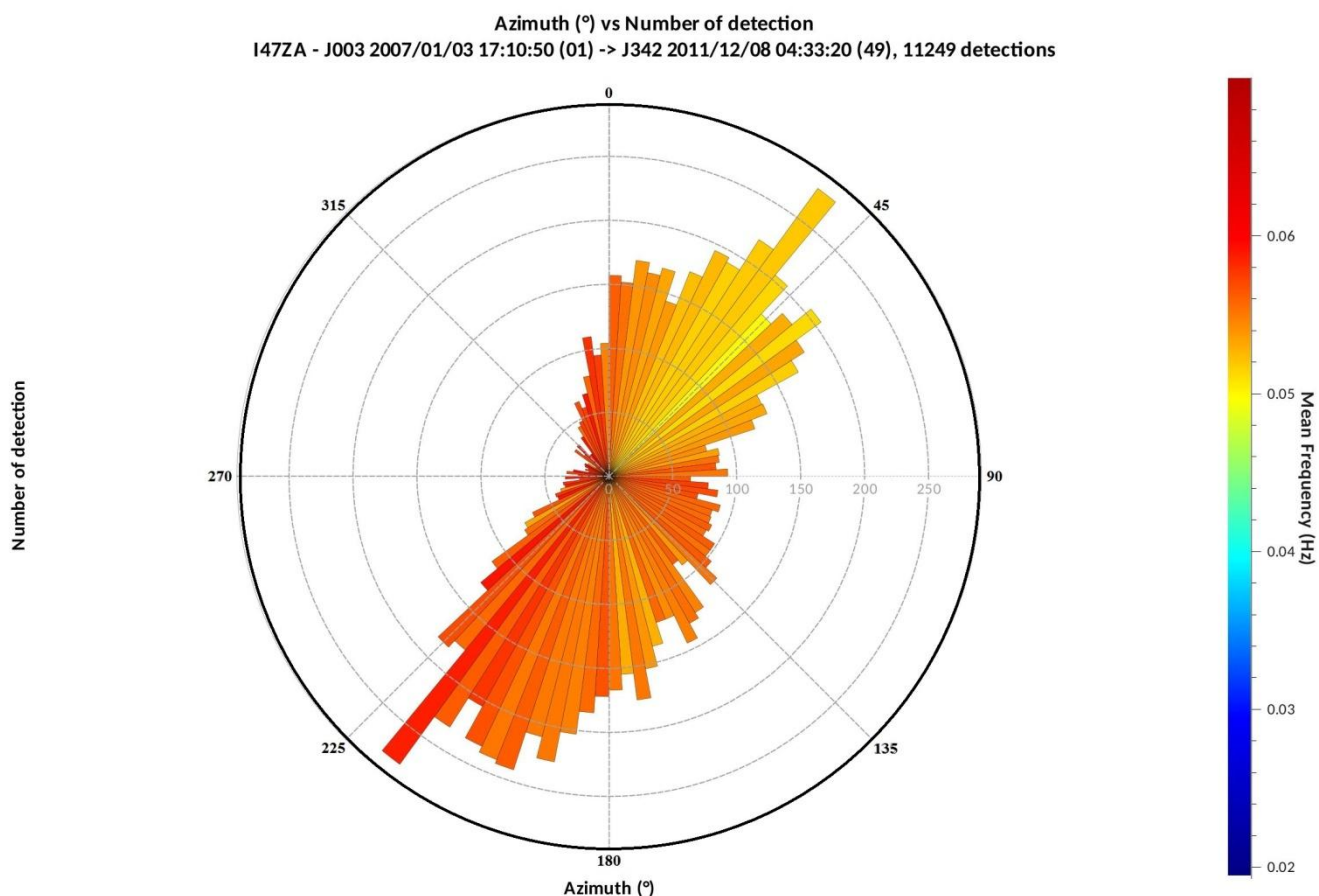


Figure 40 : *Histogramme polaire de la détection suivant l'azimut*

Pour mieux comprendre les résultats, la figure 40 montre l'histogramme polaire de la détection selon l'azimut.

Les trois groupes qu'on a déjà vus dans la figure 37 sont bien illustrés, d'après cette figure 40. Le premier groupe est dans l'azimut inférieur 90°. Dans ce groupe d'azimut, nous voyons le plus grand nombre de détections entre 36 et 39.6°. Les ondes détectées dans ce maximum de détection ont de fréquence 0.05 Hz, d'amplitude 0.0633 Pa et de vitesse apparente 0.818 km/s. Ensuite, le second correspond à l'azimut de 90° à 180°. Après, le troisième groupe est entre 180 et 270° qui suit le second grand nombre d'événements détectés entre l'azimut 216 à 219.6°. Les signaux détectés ont de fréquence 0.06 Hz, d'amplitude 0.031 Pa et de vitesse apparente 0.789 km/s.

IV.2.2. Interprétations (MAW)

On a déjà vu auparavant (figure 36) que les ondes de montagne sont formées pendant la nuit ou tôt le matin. En plus, la propagation des ondes infrasonores dépend du vent.

La formation de ces ondes MAW dépend principalement de l'existence des chaînes de montagnes. Plus la largeur de la chaîne de montagne est grande, plus la perturbation de la masse d'air est grande aussi. En effet, la variation de la détection est fonction de la position de la chaîne de montagne par rapport à la station. Donc il est nécessaire de connaître ces chaînes de montagnes.

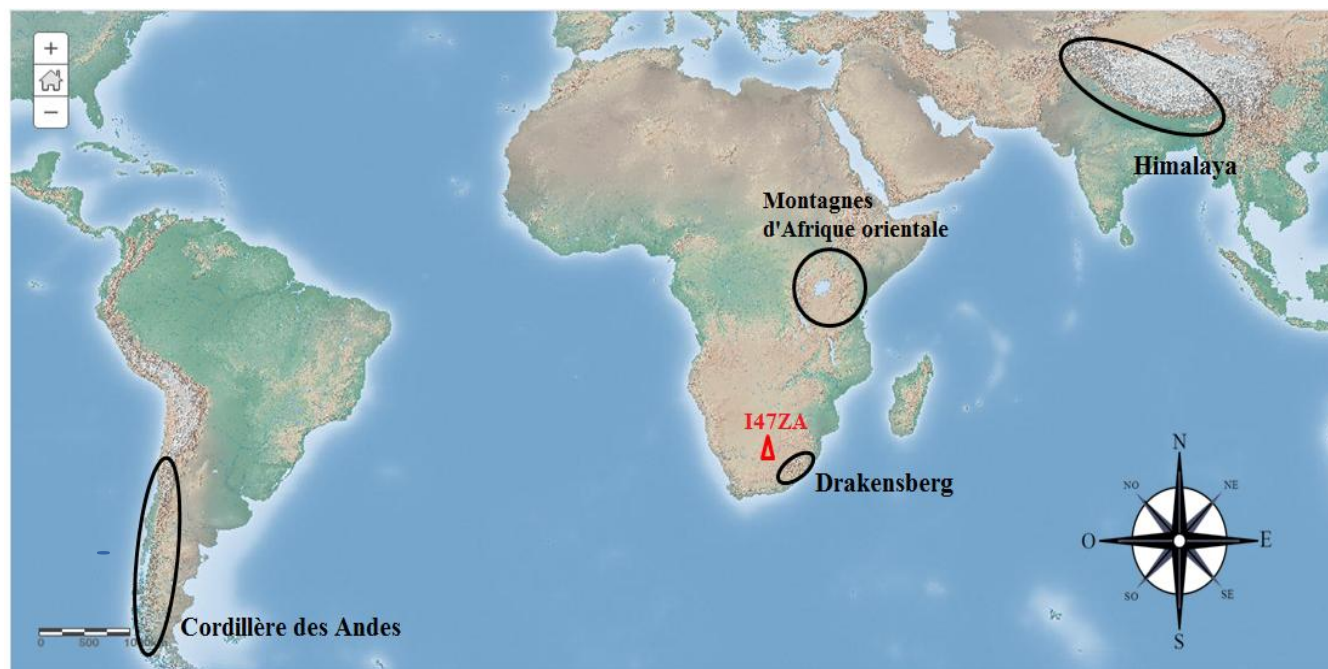


Figure 41 : Carte topographique aux alentours de la station I47ZA.

(Source : <http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html>)

Dans la partie Nord de la station, des séries de montagnes sont observées. Il y a le mont de Kenya (5199m) à 24°, le mont de Kilimanjaro (5895 m) à 26°, montagne de Karisimbi et mont de Bisoke à 9°, mont Elgon à 18°, mont Meru à 25° et Mulanje Massif. Ces séries de montagnes constituent la chaîne de montagne d'Afrique orientale. Ensuite, dans la partie Nord-Est de la station, entre l'azimut 30° et 90°, nous avons la chaîne de montagne d'Himalaya. Dans cette chaîne, il y a la montagne la plus haute du monde qui est le mont Everest (8848 m) à 51°. La chaîne d'Himalaya est composée de 50 montagnes et toutes ces montagnes ont l'altitude supérieure à 7200 m. Parmi ces montagnes, il y a le Kanchenjunga (8516 m) à 52°, Makalu (8462 m) à, Manaslu à 49°, le mont de Broad Peak à 40°, Nanga Parbat à 39°, Disteghil Sar, Trivor Sar et Shisparé Sar à 38°, BaturaSar, Kampire Dior à, Pik

Mayakovski à 36°, Mont Ismoil Somoni Peak à 35°.Après, on a la chaîne montagneuse de Drakensberg dans la Sud-Est de la station dont l'altitude moyenne est environ 3000 m. Thabana Ntlenyana (3482 m) est le plus haut sommet de la chaîne, à 104° par rapport à la station, Makheka (3461 m) et Mafadi (3450 m) à 100°, Makoaneng (3416 m) à 114°, Njesuthi (3408 m) à 101°, Champagne Castle (3377 m) à 98°, Giant's Castle (3315 m) à 103°, Popple Peak (3331 m). Et enfin, dans la partie Sud-Ouest, nous avons la Cordillères des Andes. Elle est la plus longue chaîne du monde, orientée tout le long de la côte occidentale de l'Amérique du Sud et qui a une altitude moyenne de 4000 m. Parmi ces montagnes, il y a le Monte San Valentin (4058 m) à 224°, Monte Fitz Roy (3405 m) à 222°, Monte de Sarmiento (218°), Cordon Mariano Moreno (222°), Monte de Cerro Paine Grande (220°), Monte Darwin, Cerro Roma,

IV.3. Effet de la variation de la température et du vent sur la détection.

On va expliquer les résultats précédents en analysant par d'autres données météorologiques (I47L1). D'après la figure 42, on observe que la température augmente à partir de 5 h du matin jusqu'à 16 h. Au-delà de cette période, la température diminue et atteint jusqu'à 1.33°.

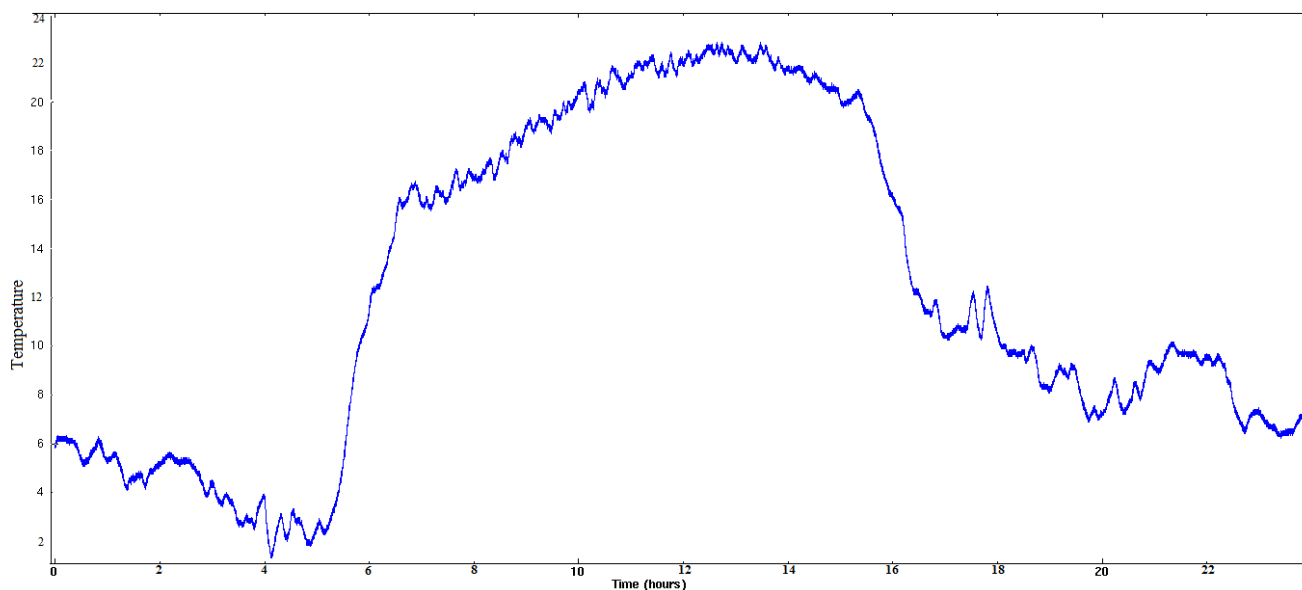


Figure 42 : Représentation de la température au niveau de la station

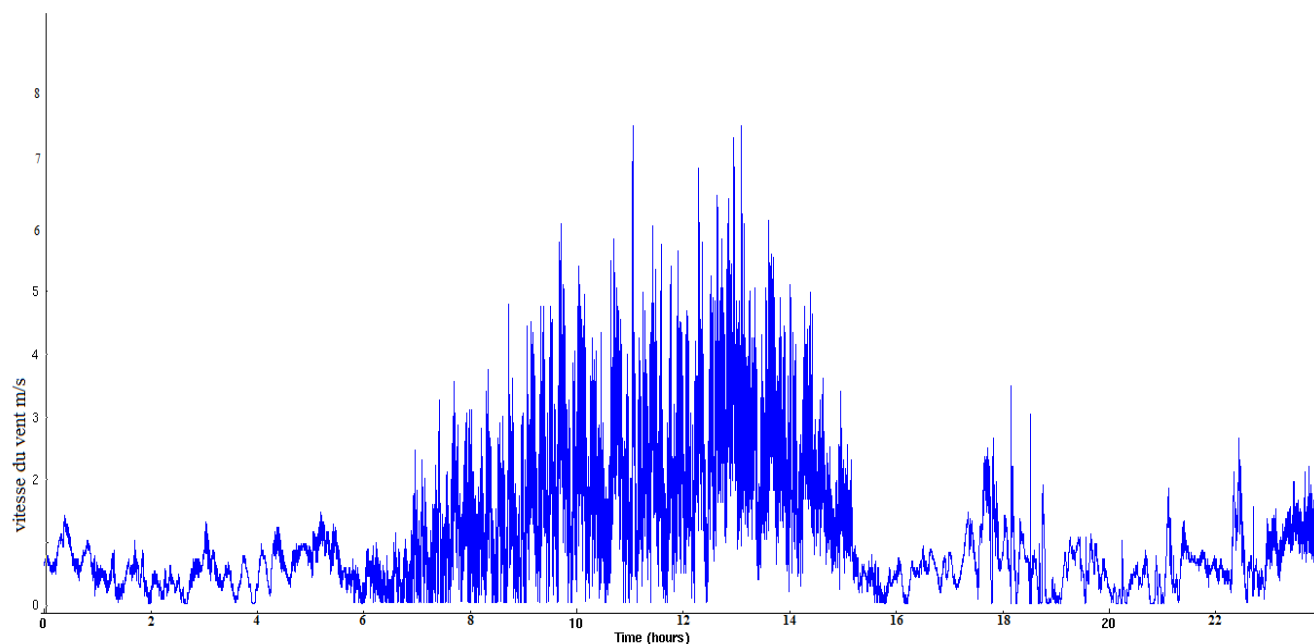


Figure 43 : Variations de la vitesse du vent en fonction de l'heure

La figure montre la variation de la vitesse du vent en fonction de l'heure. D'après cette figure, on observe que la vitesse du vent augmente à partir de 7 h du matin jusqu'à 15 h. Au-delà de cette période, ceci diminue.

En comparant ces figures avec la détectabilité de la station I47ZA (figure 23 et figure 36), on constate que lorsque la température et la vitesse du vent augmentent, le nombre de détection diminue. Ceci se passe entre 5 h du matin jusqu'à 16 h. Par contre, lorsque la température et la vitesse du vent diminuent, le nombre de détection augmente surtout pendant la nuit et tôt le matin. Ces variations sont expliquées par l'effet de la température et de la vitesse du son dans la propagation des ondes sonores.

On a cité auparavant que la réflexion des ondes originaires de la surface se présente lorsque la vitesse du son à un certain niveau de l'atmosphère excède la valeur au niveau de la surface. Or la vitesse du son est fonction de la température ambiante et la composante de la vitesse du vent dans la direction et propagation de l'onde.

$$V(i) = W\mathbf{i} + c$$

Avec W est la vitesse du vent, $\mathbf{i}$ le vecteur unitaire porté par la direction de propagation et c la célérité qui est fonction de la température [16].

Et lorsque la température et la vitesse du vent augmentent, les ondes ne réfléchissent qu'au niveau de la thermosphère c'est-à-dire que les ondes infrasonores se propagent dans un guide d'onde thermosphérique dans lequel l'atténuation est très élevée, ce qui diminue la quantité d'onde atteignant

le sol et diminuant ainsi le nombre de la détectabilité [17].

Donc on peut dire que la détectabilité de la station I47ZA présenté dans la figure 22 et figure 35 est corrélée avec le graphe de la température (figure 42) en fonction de l'heure et la variation de la vitesse du vent en fonction de l'heure (figure 43).

CONCLUSION

Les ondes infrasonores causent des variations infinitésimales de la pression atmosphérique qui sont mesurées par la station I47ZA de Boshof située en Afrique du Sud. Plusieurs sources ont été détectées sur cette station, qui sont classées en trois domaines suivant leur fréquence. Parmi ces sources, certaines peuvent masquer la détection des explosions nucléaires. Les caractéristiques de ces ondes sont obtenues, après traitement, en utilisant le logiciel WinPMCC, basé sur la fonction de corrélation.

On a vu que la détectabilité de la station infrason I47ZA suit deux tendances principales, pour la détection des microbaroms. La première est entre les azimuts 170 et 270° et on observe ces signaux dès le début du mois d'avril de l'année en cours jusqu'au mois d'Août de l'année suivante. La deuxième est entre les azimuts 45 et 170°, telle que celle-ci est observée du mois de Septembre de l'année en cours jusqu'au mois de Mars de l'année suivante. On a localisé aussi la source correspondante à chaque azimut, tel que pour l'azimut 220°, la source vient du courant circumpolaire Antarctique. Pour l'azimut 180°, la source provient de deux bassins océaniques, d'une part l'océan glacial Antarctique et d'autre part dans l'océan Indien. Et enfin, l'azimut 130° correspond à la source venant de l'océan Indien.

On a observé les ondes de montagne ou MAW détectées par la station infrason I47ZA suivant chaque azimut. Pour les azimuts entre 0 à 30°, la source correspond aux chaînes de montagne d'Afrique orientale. Ensuite dans la partie Nord-Est de la station c'est-à-dire, entre 30° et 90°, celle-ci correspond aux chaînes de montagnes de l'Himalaya. Après, la source venant de la chaîne de montagne de Drakensberg s'observe dans les azimuts entre 90 et 150°, partie Sud-Est de la station. Et enfin, une autre source provient de la Cordillères des Andes correspond aux azimuts dans la Sud-Ouest de la station.

ANNEXE

Tableau 3: *La vitesse moyenne des vents dans la latitude 30° Sud*

Altitude (km)	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
119.7	3.6	8.8	11.7	4.4	-11.2	-21.1	-18.8	4.5	6.3	-1.7	-3.2	-1.7
116.7	7.7	11.6	12.7	3.4	-13.8	-24.5	-21.7	2.6	6.0	-0.4	-0.2	2.4
114.2	14.2	17.1	16.3	4.8	-13.9	-25.3	-22.2	3.2	8.3	3.5	5.1	8.7
112.0	22.1	24.2	21.4	7.8	-12.2	-24.2	-20.9	5.4	12.2	9.0	11.8	16.3
110.0	30.4	31.7	27.1	11.7	-9.5	-21.9	-18.4	8.5	16.8	15.1	19.2	24.5
108.2	38.2	38.3	32.1	15.4	-6.6	-19.3	-15.7	11.5	21.0	20.9	26.5	32.5
106.5	44.9	43.9	36.4	18.7	-3.8	-16.5	-12.9	14.3	24.6	25.9	33.1	39.7
104.9	49.7	47.7	39.2	21.0	-1.6	-14.2	-10.5	16.4	27.1	29.5	38.0	45.0
103.3	52.9	50.1	40.9	22.5	0.2	-12.1	-8.5	18.0	28.7	31.9	41.4	48.7
101.8	54.4	51.0	41.5	23.2	1.5	-10.3	-6.8	18.9	29.3	32.9	43.0	50.6
100.4	54.4	50.6	41.1	23.3	2.4	-8.8	-5.5	19.4	29.2	32.7	43.1	50.9
98.9	53.0	49.0	39.7	22.8	2.9	-7.6	-4.5	19.5	28.4	31.5	42.0	49.8
97.5	50.4	46.4	37.6	21.9	3.2	-6.6	-3.6	19.4	27.0	29.4	39.7	47.5
96.1	46.8	43.0	35.1	20.6	3.4	-5.5	-2.7	19.2	25.2	26.6	36.5	44.0
94.7	42.4	38.9	32.2	19.3	3.8	-4.2	-1.6	19.0	23.3	23.2	32.4	39.6
93.3	37.2	34.4	29.1	18.2	4.5	-2.5	-0.1	19.2	21.5	19.5	27.6	34.4
92.0	31.3	29.5	26.0	17.3	5.6	-0.2	2.0	19.8	19.8	15.5	22.3	28.6
90.6	25.1	24.4	23.0	16.8	7.4	2.8	5.1	21.0	18.5	11.6	16.7	22.2
89.2	18.5	19.2	20.2	16.8	9.8	6.5	8.8	22.7	17.5	7.7	10.9	15.4
87.7	11.9	13.9	17.7	17.5	13.1	11.3	13.2	24.8	16.9	4.1	5.0	8.4

Etude de la détectabilité de la station infrason I47ZA en basse fréquence entre 2007 et 2011

Altitude (km)	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
86.3	4.7	9.0	15.6	18.3	16.4	16.2	17.9	27.7	17.0	0.6	-1.3	1.0
84.8	-3.8	5.0	13.8	18.1	18.3	20.2	22.8	32.2	18.5	-3.2	-8.4	-7.2
83.3	-12.5	1.2	12.4	18.2	20.3	24.1	27.4	36.7	20.4	-6.7	-15.5	-15.7
81.8	-20.6	-3.0	11.8	19.5	23.8	28.1	31.2	39.7	21.5	-9.5	-22.3	-24.1
80.2	-28.1	-6.9	11.8	21.4	27.9	32.4	34.8	42.2	22.7	-11.4	-28.2	-32.0
78.7	-34.5	-9.9	12.2	23.7	32.4	37.3	38.5	44.9	24.9	-11.7	-32.6	-38.6
77.1	-39.8	-12.3	12.9	26.2	37.2	42.8	42.3	47.7	27.6	-10.8	-35.7	-44.2
75.5	-44.0	-14.1	13.5	28.9	42.4	48.9	46.3	50.6	31.0	-8.5	-37.4	-48.6
73.9	-47.3	-15.4	14.0	31.6	47.9	55.5	50.5	53.6	34.7	-5.3	-38.1	-52.0
72.3	-49.7	-16.5	14.1	34.1	53.8	62.5	54.8	56.5	38.5	-1.9	-37.9	-54.3
70.7	-51.4	-17.6	13.8	36.5	59.7	69.6	59.0	59.3	42.2	1.7	-37.1	-55.6
69.1	-52.7	-18.9	13.0	38.7	65.6	76.9	63.0	61.8	45.4	4.9	-35.9	-56.1
67.4	-53.8	-20.4	11.8	40.5	70.9	83.8	66.6	63.9	48.1	8.0	-34.4	-56.2
65.8	-55.2	-22.5	10.3	41.8	75.2	89.8	69.6	65.4	50.4	10.9	-32.9	-56.1
64.0	-56.8	-24.9	8.40	42.5	78.5	94.6	71.9	66.2	52.1	13.5	-31.6	-56.0
62.3	-58.7	-27.7	6.10	42.7	80.3	97.8	73.2	66.0	53.1	15.6	-30.6	-56.2
60.5	-60.6	-30.5	3.8	42.5	81.1	99.8	73.6	65.0	53.4	17.3	-29.8	-56.5
58.7	-62.3	-33.0	1.6	42.1	81.0	100.8	73.3	63.3	53.0	18.5	-29.1	-56.8
56.9	-63.6	-35.1	-0.1	41.4	80.1	100.7	72.4	61.0	52.0	19.3	-28.2	-56.8
55.0	-64.4	-36.4	-1.0	40.3	78.4	99.6	70.9	58.0	50.3	19.7	-26.7	-56.0
53.1	-64.6	-37.2	-1.5	39.1	76.2	97.6	69.0	54.6	48.0	19.7	-24.9	-54.6
51.2	-64.1	-37.6	-1.7	38.1	73.6	94.9	67.0	50.9	45.4	19.5	-23.3	-53.0

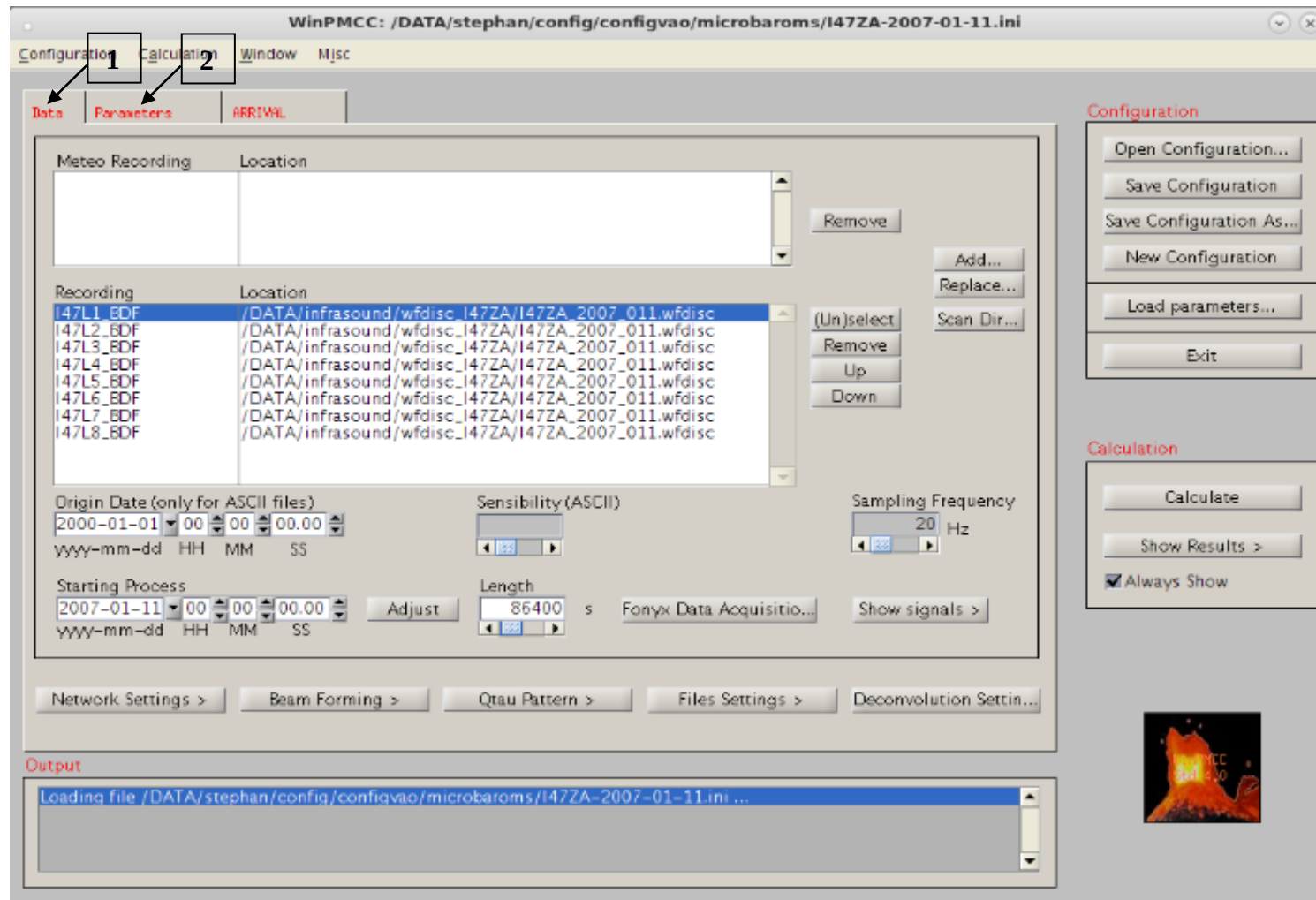
Etude de la détectabilité de la station infrason I47ZA en basse fréquence entre 2007 et 2011

Altitude (km)	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
49.2	-62.9	-37.6	-1.8	36.8	70.5	91.3	64.7	47.0	42.5	19.1	-21.6	-50.9
47.2	-60.8	-37.2	-2.3	35.0	66.8	87.0	62.0	43.0	39.1	18.3	-19.7	-48.1
45.2	-58.0	-36.3	-3.0	32.6	62.4	81.8	58.8	38.9	35.4	17.3	-17.6	-44.7
43.3	-54.4	-35.1	-4.0	29.4	57.1	75.6	54.9	34.6	31.2	16.0	-14.9	-40.6
41.3	-50.2	-33.5	-5.2	25.8	51.2	68.4	50.4	30.3	26.8	14.4	-12.2	-36.3
39.4	-45.5	-31.4	-6.4	21.8	44.5	60.1	45.1	26.0	22.1	12.5	-10.0	-32.3
37.6	-40.8	-29.3	-7.5	17.7	37.6	51.3	39.4	21.8	17.5	10.2	-8.2	-28.6
35.7	-36.5	-27.6	-8.5	13.9	30.9	42.3	33.5	17.8	13.1	7.5	-7.1	-25.2
33.9	-32.4	-25.9	-9.4	10.3	24.6	33.9	27.8	14.3	9.2	4.6	-6.6	-22.1
32.2	-28.4	-24.2	-10.1	7.0	19.1	26.8	23.0	11.5	5.8	1.5	-6.8	-19.2
30.5	-24.5	-22.4	-10.5	4.1	14.4	20.8	18.9	9.3	3.2	-1.4	-7.2	-16.5
28.8	-20.8	-20.2	-10.5	1.7	10.6	16.1	15.8	8.0	1.6	-3.6	-7.6	-14.2
27.1	-17.2	-17.9	-10.2	0	7.8	12.6	13.5	7.3	1.0	-4.8	-7.6	-12.0
25.5	-13.9	-15.6	-9.7	-0.8	6.0	10.3	12.0	7.1	1.5	-4.5	-6.8	-9.9
23.9	-10.8	-13.1	-8.6	-0.7	5.3	9.2	11.4	7.5	2.8	-3.2	-5.3	-7.8
22.3	-7.9	-10.7	-6.8	0.2	5.4	9.1	11.5	8.3	4.6	-1.1	-3.4	-5.5
20.7	-4.7	-7.8	-4.1	2.2	6.8	10.4	12.6	10.1	7.3	2.1	-0.7	-2.8
19.2	-0.9	-4.1	-0.2	5.6	9.8	13.4	15.2	13.3	11.2	6.4	3.2	0.9
17.6	3.5	0.2	4.6	9.9	14.1	17.7	19.0	17.6	16.2	11.7	8.1	5.3
16.1	9.2	5.6	10.6	15.7	20.1	24.2	25.0	23.9	23.1	18.8	14.7	11.2
14.6	14.2	10.0	15.7	20.8	25.3	29.9	30.5	29.6	29.1	25.0	20.6	16.5
13.1	16.7	14.3	17.9	22.7	27.3	32.1	33.2	32.6	31.1	27.5	23.7	19.7

Etude de la détectabilité de la station infrason I47ZA en basse fréquence entre 2007 et 2011

Altitude (km)	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
11.4	17.1	15.9	18.0	2.3	26.8	31.5	33.1	32.9	30.3	27.3	24.2	20.6
9.8	14.5	13.2	15.4	19.1	23.2	27.0	28.7	29.2	26.6	24.1	21.2	17.7
8.0	10.8	9.1	11.7	14.7	18.3	20.9	22.4	23.5	21.4	19.3	16.7	13.4
6.1	7.9	6.0	8.2	10.6	13.7	15.3	16.3	17.0	15.8	14.3	12.5	9.9
4.2	4.9	3.0	4.5	6.5	9.0	9.8	10.3	10.4	10.0	9.1	8.1	6.3
2.2	1.6	0	0.8	2.5	4.4	4.7	4.9	4.4	4.2	4.0	3.6	2.6
0.1	-2.3	-3.1	-2.9	-1.3	0.1	0.3	0.7	-0.3	-1.1	-0.6	-1.0	-1.2

Logiciel WinPMCC



Légende :

1. Donnée : configuration, chargement des données (replace), emplacement des résultats (File settings), ...

2. Paramètres : bande de fréquence, consistance seuil, Window length, ...

REFERENCE :

- [1] **Randrianarinosy F.N.**, 2007. Etude des houles océaniques.
- [2] **Mialle P.**, 2007. Contribution d'un modèle 3D de tracé de rayons dans un milieu complexe pour la localisation de sources infrasonores.
- [3] **Chevret P.**, 1994. Simulation numérique des effets de la turbulence sur la propagation du son dans l'atmosphère.
- [4] **Rakotoarisoa A.T., Rakotozafy C., Rambolamana G.**, 2010, Réflexion et réfraction à travers l'atmosphère d'infrasons dûs à des éclairs à Madagascar. In *Mada Géo* (15 ISSN 2074-4587), p.23-28
- [5] **Lighthill J.**, 1978, *Waves in fluids*. United Kingdom : Cambridge University Press, 3rd edition
- [6] **Hedlin M.A.H., Walker K., Drob D.P., de Groot-Hedlin C.D.**, 2012, Infrasound: Connecting the Solid Earth, Oceans and Atmosphere. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 327-354.
- [7] **Landès M., Le Pichon A., Shapiro N. M., Hillers G., Campillo M.**, 2014, Explaining global patterns of microbarom observations with wave action models. *Geophysical Journal International*, 199(3), 1328–1337.
- [8] **Le Treuh H.**, 2000. Les mouvements atmosphériques et les phénomènes de dispersion des polluants en relation avec ces mouvements.
- [9] **Lalande J.M.**, 2012, Caractérisation des vents dans la moyenne atmosphère et basse thermosphère à partir d'observations d'ondes infrasonores.
- [10] **Le Pichon A., R. Matoza, Brachet N., Cansi Y.**, 2010, Recent enhancements of the PMCC infrasound signal detector, *Inframatics*, 26, 5-8.
- [11] **Cansi Y., Klinger Y.**, 1997, An automated data processing method for mini-arrays. *Newsletter of the European-Mediterranean Seismological Center*, 11, 2-4.
- [12] **Hannique-Cockenpot G.**, 2011, Etude numérique de la propagation non linéaire des infrasons dans l'atmosphère.
- [13] **Kvale E.P.**, 2006, The origin of neap-spring tidal cycles. *International journal of marine geology, geochemistry, and geophysics*, 235(1), 5-18.
- [14] **Bedard A. Jr., Georges T.M.**, 2000, Infrasound Atmospheric, *ACOUSTICS AUSTRALIA* 53(3), pp 32-37.
- [15] **Le Pichon A., Blanc E., Hauchecorne A.** (Eds.), 2010, *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies*, Springer Science & Business Media
- [16] **Donn W., Rind D.**, 1975, Further Use of Natural Infrasound as a Continuous Monitor of the Upper Atmosphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 32, 1694-1704.

- [17] **Garcés M. A., Willis M., Hetzer C., Businger S.**, 2004, The hunt for leaky elevated infrasonic waveguides. *26th Seismic Research Review - Trends in Nuclear Explosion Monitoring*.
- [18] <http://apps.ecmwf.int/adtasets/data/interim-full-day>_Fevrier 2017
- [19] <http://fr.wikipedia.Org/wiki/Acoustique>_Juin 2017
- [20] <http://www.researchgate.net>_Juin 2017
- [21] <http://www.ctbto.org/infrasoundtechnology>_Août 2017
- [22] http://fr.wikipedia.org/wiki/Onde_orographique_Juillet 2017
- [23] <http://badc.nerc.ac.uk/data/cira/acquiring.html>_Avril 2017
- [24] <http://www.cea.fr/comprendre/PublishingImages/Pages/climat-environnement>_Juillet 2017
- [25] http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/mtnwave_fr_Juillet 2017

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
Chapitre I:THEORIE DE L'INFRASON	2
I.1. Ondes acoustiques	3
I.1.1. Equation d'onde de l'acoustique linéaire	3
I.1.2 La vitesse de son.....	6
I.2. Milieu de propagation de l'infrason: L'atmosphère	8
I.2.1. Structure de l'atmosphère.....	8
I.2.2. Dynamique de l'atmosphère.....	10
I.2.3. Les ondes dans l'atmosphère.....	12
I.3. Les sources d'infrason	14
I.4. Propagation des ondes et phases infrasonores	18
I.4.1. Guide d'ondes et phases infrasonores	18
I.4.2. Effet de la température et du vent sur la propagation des infrasons dans l'atmosphère.....	20
I.4.3. Absorption atmosphérique	22
Chapitre II: ACQUISITION DES DONNEES	23
II.1. Historique.....	24
II.2. La station I47ZA	25
II.2.1. Localisation de la station	25
II.2.2. Caractéristiques de la station	27
II.2.3. Capteur utilisé	28
Chapitre III: TRAITEMENT DES DONNEES	33
III.1. La méthode PMMC.....	34
III.1.1. But.....	34

III.1.2.	La fonction de corrélation.....	34
III.1.3.	Description de la méthode PMCC	36
III.1.4.	Algorithme de la méthode PMCC	38
Chapitre IV:RESULTATS ET INTERPRETATIONS.....		41
IV.1.	Résultatset interprétations (microbaroms)	42
IV.1.1.	Microbaroms de fréquence 0.1 à 0.5 Hz.....	42
IV.1.2.	Interprétations (microbaroms)	45
IV.2.	Résultats et interprétations (MAW)	56
IV.2.1.	MAW de fréquence 0.01 à 0.1Hz	56
IV.2.2.	Interprétations (MAW)	60
IV.3.	Effet de la variation de la température et du vent sur la détection.....	61
CONCLUSION		64

RESUME

Depuis Décembre 2005, la station infrason I47ZA de Boshof en Afrique du Sud enregistre toutes les perturbations atmosphériques engendrées par diverses sources, que ce soient naturelles ou artificielles. Puis ces données sont envoyées et stockées au Centre International des Données (CID) basé à Vienne, Autriche. La détection et la localisation de ces signaux sont obtenues, après traitement, en utilisant le logiciel WinPMCC basé sur la méthode PMCC.

Il y a des variations périodiques observées dans la détection des microbaroms, du mois d'Avril jusqu'au mois d'Août, on trouve ces détections entre l'azimut 170 et 270° et du mois de Septembre jusqu'au mois de Mars, l'azimut est entre 45 et 170°.

La formation des ondes de montagnes dépend de l'existence des chaînes de montagnes bien entendu. Les sources dans les azimuts compris entre 0 à 30° correspondent aux chaînes de montagnes d'Afrique de l'Est. Pour les azimuts entre 30 à 90°, elles correspondent à la chaîne de l'Himalaya et la chaîne de montagnes de Drakensberg dans le Sud-Est de la station. Et enfin dans la Sud-Ouest de la station, les sources sont conformes au Cordillères des Andes.

Mots clés : infrason, I47ZA, microbaroms, ondes de montagnes

ABSTRACT

Since December 2005, infrasound station I47ZA located at Boshof in South Africa recorded the atmospheric disturbances generated by various sources, whether natural or artificial. These data are sent and stored at the International Data Center (IDC) based in Vienna, Austria. The detection and localization of these signals are obtained, after processing, using WinPMCC software based on the PMCC method.

Periodic variations are observed in the detection of microbarom, from April to August, detections between azimuths 170 and 270° and from September to March are well observed, the observed azimuth is between 45 and 170°.

The mountain ranges determine the generation of these signals, of course. The sources in the azimuths between 0 and 30° correspond to the mountain ranges of East Africa. For azimuths between 30 and 90°, they correspond to the Himalaya range and the Drakensberg mountain range in the south-east of the station. And finally in the south-west of the station, the sources are in accordance with the Cordilleras of the Andes.

Key words: infrasound, I47ZA, microbaroms, Mountains Associated Waves

Encadreur:

Pr. RAMBOLAMANANA Gérard

Impétrant:

Nom: RASOLOFOARISON

Prénoms: Diminarivo Jean Stéphan

E-mail: jeanrasolofoarison@gmail.com

Tél : 0342731530