



HAL
open science

Signal acoustique et activité thermique dans les lacs de cratère de volcans actifs. Réalisation d'une station de mesure hydroacoustique au Taal (Philippines)

Nicolas Poussielgue

► **To cite this version:**

Nicolas Poussielgue. Signal acoustique et activité thermique dans les lacs de cratère de volcans actifs. Réalisation d'une station de mesure hydroacoustique au Taal (Philippines). *Volcanologie*. Université de Savoie, 1998. Français. NNT: . tel-00811782

HAL Id: tel-00811782

<https://theses.hal.science/tel-00811782>

Submitted on 11 Apr 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LABORATOIRE D'INSTRUMENTATION GÉOPHYSIQUE
DE CHAMBÉRY

TA. 1059.1998/3 Bis

THÈSE

Présentée par

Nicolas **POUSSELGUE**

pour obtenir le titre de DOCTEUR de

L'UNIVERSITÉ DE SAVOIE

Mention: Physique

Spécialité: **Géophysique**

**SIGNAL ACOUSTIQUE ET ACTIVITÉ THERMIQUE DANS
LES LACS DE CRATÈRE DE VOLCANS ACTIFS.
RÉALISATION D'UNE STATION DE MESURE
HYDROACOUSTIQUE AU TAAL (PHILIPPINES).**

Thèse soutenue le 23 Février 1998.



Composition du Jury :

M. C. JAUPART	Rapporteur
M. A. BERNARD	Rapporteur
M. M. HALBWACHS	Directeur de Thèse
M. F. CORNET	Examineur
M. J. VANDEMEULEBROUCK	Examineur
M. J.C. SABROUX	Examineur

Nicolas **POUSSIELGUE**

Thèse de Géophysique

Laboratoire d'Instrumentation Géophysique. Université de Savoie

Signal acoustique et activité thermique dans les lacs de cratère de volcans actifs. Réalisation d'une station de mesure hydroacoustique au Taal (Philippines).

Résumé :

Afin d'étudier les variations temporelles du signal acoustique dans un lac de cratère nous avons réalisé une station de mesure permanente et l'avons installée en novembre 1994 dans le lac de cratère du volcan Taal (Philippines). Cette station acquiert tous les quarts d'heure des échantillons temporels du signal acoustique (à 40 mètres de profondeur) dans trois bandes de fréquences différentes: BF(<500hz), MF (<12,5 kHz) et HF(<500kHz). Le traitement des données permet la représentation d'un sonogramme.

Une variation importante du signal acoustique a été induite par le séisme de Mindoro (magnitude 7.1) du 15 Novembre 1994 situé à 46 km du Taal. La puissance thermique apportée au lac chute brutalement de 50%, le débit gazeux est ralenti de $1/10^{\text{ème}}$. Les flux liquide et gazeux ne reviennent à leur état initial que 5 jours après. On assiste à un phénomène transitoire qui touche tous les paramètres mesurés : déformations, acoustique, thermique.

A partir des données de la température du lac de cratère du Taal et des valeurs météorologiques, un calcul de l'apport énergétique de l'édifice volcanique au lac de cratère de 1990 à 1995 permet de mettre en évidence la reprise d'activité du volcan Taal depuis 1990, la puissance thermique mesurée passant de 50MW à 250MW. Le flux gazeux mesuré ne suffisant pas pour apporter une telle puissance, que ce soit au Taal ou au Ruapehu, nous concluons que la chaleur est apportée majoritairement par des échanges liquides. Nous montrons par ailleurs que les variations de l'inclinaison du volcan sont fortement corrélées avec les variations de la puissance thermique.

La mesure du signal acoustique en milieu volcanique est donc une méthode prometteuse qui mérite d'être mise en œuvre dans d'autres édifices volcaniques.

Acoustic signal and thermal activity in active volcanoes crater lakes. Elaboration of an hydroacoustic measuring station in the Taal (Philippines).

Abstract :

To study the acoustic signal precisely in a crater lake we carried out an acoustic measuring remote station and installed it in November 1994 in the crater lake of the Taal volcano (Philippines). This station acquires every fifteen minutes temporal samples of the acoustic signal (at a 40 meters depth) in three different frequency bands: low frequencies (<500hz), intermediate frequency (<12,5 kHz) and high frequencies (<500kHz). Data processing allow the representation of a sonogramme.

An important variation of the acoustic signal was induced by the earthquake of Mindoro (magnitude 7.1) of 15 November 1994 located at 46 km of Taal. The thermal power brought to the lake falls rapidly of 50%, the gas flow is slowed down a tenth. Liquid and gas flows return in their initial state only 5 days afterwards. A transient phenomenon is observed in all the measured parameters: tiltmeters, acoustics, thermal power.

From the temperature measurement of the Taal crater lake and weather values, we made a calculation of the energy contribution of the volcanic system to the crater lake from 1990 to 1995, this shows a renewal of the activity of the Taal volcano since 1990, the calculated thermal power was increasing from 50MW to 250MW. Gas flow measured are too low to bring such a power, that it is in Taal or Ruapehu, we conclude that heat is brought mainly by liquid exchanges. We in addition show that the variations of the slope of the volcano are strongly correlated with the variations of the thermal power.

The measurement of acoustic signal in a volcanic medium is thus a promising method which deserves to be implemented in other volcanoes.

Mots Clés :

Débit gazeux - Déformations - Fumerolles - HydroAcoustique -Lacs de cratère - Taal - Transferts thermiques - Surveillance volcanique - Système hydrothermal.

A mes parents,
mes beaux-parents
et à ma femme,

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont aidé directement ou indirectement pour sa réalisation.

Je pense tout d'abord à Mr Jean VANDEMEULEBROUCK qui m'a accueilli dans son laboratoire et a suivi mon travail avec beaucoup d'intérêt, je le remercie pour les nombreuses corrections de mes manuscrits et toutes les suggestions qui m'ont permis d'avancer.

Je remercie Mr Michel HALBWACHS d'avoir bien voulu être mon directeur de thèse, ainsi que Mr Jacques GRANGEON, technicien du laboratoire, qui a réalisé une partie des éléments techniques de la station acoustique et qui m'a donné de nombreux conseils pour sa réalisation.

Je remercie aussi les autres chercheurs du laboratoire, Mrs Jean-Luc GOT et Philippe LESAGE, avec lesquels les relations étaient agréables et sympathiques.

Je voudrais ensuite remercier Mr Roland MACHENBAUM qui a conçu un réseau de communication permettant à la station acoustique d'exister, ainsi que pour son aide lors de l'installation.

J'ai apprécié le contact avec les étudiants qui ont travaillé dans le laboratoire, Mrs Bertin SIBEUWOU, Allan CHING, Jean-Philippe METAXIAN et Stéphane MOUSSIERE.

Je remercie Mr Tony HURST, chercheur à l'institut des sciences nucléaire et géologiques de Nouvelle-Zélande qui m'a donné de nombreux éclaircissements et apporté son expérience pour me permettre de mener à bien le calcul du bilan thermique.

Je remercie les membres du PHIVOLCS qui m'ont aidé à l'installation sur le terrain de la station acoustique et en assure actuellement la maintenance, je pense à Mr Arnold MELOSANTOS. Je remercie aussi Mr Demujin ANTIPORDA pour m'avoir mis à disposition les données météorologiques enregistrées par le PHIVOLCS.

Je voudrais enfin remercier tous ceux qui m'ont permis d'éviter le découragement par leur aides et leur soutien sans faille, je pense à mes parents, beaux-parents, à José et Lalao et surtout à ma femme qui a su trop souvent s'oublier.

Résumé

La mesure du niveau de bruit acoustique dans un lac de cratère avec un hydrophone est une méthode originale et récente en volcanologie. Les campagnes de mesures acoustiques ponctuelles comme celles réalisées dans le lac de cratère du volcan Ruapehu (Nouvelle-Zélande) permettent d'apprécier les différents modes d'échange thermique par leur signature acoustique.

Pour étudier les variations temporelles du signal acoustique nous avons réalisé une station de mesure permanente et l'avons installée en novembre 1994 dans le lac de cratère du volcan Taal (Philippines). Cette station acquiert tous les quarts d'heure des échantillons temporels du signal acoustique (à 40 mètres de profondeur) dans trois bandes de fréquences différentes : basses fréquences (<500hz), moyennes fréquences (<12,5 kHz) et hautes fréquences (<500kHz), les données sont ensuite transmises par réseau radio jusqu'à Manille. Leur traitement permet l'étude spectrale du signal acoustique par la représentation d'un sonogramme.

Une variation importante du signal acoustique a été induite par le séisme de Mindoro (magnitude 7.1) du 15 Novembre 1994 situé à 46 km du Taal. La puissance thermique apportée au lac chute brutalement de 50%, le débit gazeux est ralenti de $1/10^{\text{ème}}$. Les flux liquide et gazeux ne reviennent à leur état initial que 5 jours après. On assiste à un phénomène transitoire, qui touche tous les paramètres mesurés : déformations, acoustique, thermique.

Nous concluons que lors de cet événement, les variations des flux liquides correspondent aux caractéristiques d'un milieu poreux qui a subi une chute de pression alors que les variations des flux gazeux correspondent aux caractéristiques d'un milieu fracturé dont la perméabilité a varié.

A partir des données de mesure de la température du lac de cratère du Taal et des valeurs météorologiques, nous calculons l'apport énergétique de l'édifice volcanique au lac de cratère de 1990 à 1995. On peut ainsi mettre en évidence la reprise d'activité du volcan Taal depuis 1990, la puissance thermique mesurée passant de 50MW à 250MW soit une multiplication par un facteur 5 en 5 ans. Le flux gazeux mesuré ne suffisant pas pour apporter une telle puissance, que ce soit au Taal ou au Ruapehu, nous concluons que la chaleur est apportée majoritairement par des échanges liquides. Nous montrons par ailleurs que les variations de l'inclinaison du volcan sont fortement corrélées avec les variations de la puissance thermique.

La mesure du signal acoustique en milieu volcanique montre donc une grande potentialité d'informations, c'est donc une méthode prometteuse qui mérite d'être mise en œuvre dans d'autres édifices volcaniques.

Abstract

The measurement of the acoustic noise level in a crater lake with a hydrophone is an original and recent method in Volcanology. A series of acoustic measurements is carried out in crater lake of the volcano Ruapehu (New Zealand).

To study the acoustic signal precisely we carried out an acoustic measuring remote station and installed it in November 1994 in the crater lake of the Taal volcano(Philippines). This station acquires every fifteen minutes temporal samples of the acoustic signal (at a 40 meters depth) in three different frequency bands: low frequencies (<500hz), intermediate frequency (<12,5 kHz) and high frequencies (<500kHz). The data are then transmitted by a radio telemetry network to Manila. Their processing allows the spectral study of the acoustic signal by the representation of a sonogramme.

An important variation of the acoustic signal was induced by the earthquake of Mindoro (magnitude 7.1) of 15 November 1994 located at 46 km of Taal. The thermal power brought to the lake falls rapidly of 50%, the gas flow is slowed down a tenth. Liquid and gas flows return in their initial state only 5 days afterwards. A transient phenomenon is observed in all the measured parameters: tiltmeters, acoustics, thermal power.

We conclude that at the time of this event, the variations of liquid flows correspond to the characteristics of a porous environment which underwent a fall of pressure whereas the variations of gas flows correspond to the characteristics of a fractured medium of which the permeability varied.

From the temperature measurement of the Taal crater lake and weather values, we calculate the energy contribution of the volcanic system to the crater lake from 1990 to 1995. One can thus highlight the renewal of activity of the Taal volcano since 1990, the calculated thermal power was increasing from 50MW to 250MW, that is a multiplication by a factor 5 in 5 years. Gas flow measured are too low to bring such a power, that it is in Taal or Ruapehu, we conclude that heat is brought mainly by liquid exchanges. We in addition show that the variations of the slope of the volcano are strongly correlated with the variations of the thermal power.

The measurement of acoustic signal in a volcanic medium thus shows a great potentiality of information, it is thus a promising method which deserves to be implemented in other volcanoes.

SOMMAIRE

Introduction générale	15
I. Généralités sur les phénomènes acoustiques.....	17
1. L'onde sonore	19
2. Couplage solide/liquide.....	20
3. Les différentes sources sonores en milieu volcanique.....	20
a) Turbulence.....	20
b) Jet fluide	22
c) Cavitation	22
d) Bullage	23
e) Bruit thermique.....	23
f) Emission acoustique ultrasonore	24
II. Mesures acoustiques dans le lac de cratère du volcan Ruapehu.....	27
1. Introduction	29
2. Method.....	31
3. Measurements	31
Acoustic Spectra.....	31
Attenuation	33
Thermal Power Input	34
4. Noise sources in Crater Lake.....	35
Bubble Formation and Collapse.....	35
Turbulence and vents	36
5. Conclusions.....	37
6. Appendix.....	38
Sound produced by bubble formation	38
Sound produced by bubble collapse.....	40
III. Présentation du volcan Taal.....	49
1. Introduction	51
2. Cadre géologique	51
3. Ile volcanique	52
4. Activité récente	53
IV. Réalisation d'une station de mesure acoustique au Taal.....	61
1. Introduction	63
2. Objectifs.....	65
a) Basses & Moyennes Fréquences ($f < 20\text{kHz}$).....	66
b) Hautes Fréquences ($20\text{kHz} < f < 1\text{Mhz}$).....	66

c) Température.....	66
3. Réalisation.....	67
a) Capteur acoustique.....	67
b) Capteurs de température.....	69
c) Calcul des valeurs d'amplification et de filtrage.....	69
d) Module de filtrage principal.....	73
e) Système de mesure.....	76
f) Système de transmission.....	77
g) Emplacement des différents éléments.....	77
4. Installation.....	79
5. Fonctionnement.....	82
a) Acquisitions.....	82
b) Réglage des paramètres de l'acquisition:.....	82
c) Stockage des données.....	85
d) Visualisation des données de contrôle.....	85
6. Données temporelles.....	86
a) Basses fréquences.....	86
b) Moyennes fréquences.....	86
7. Traitement des données.....	91
a) Transformée de Fourier.....	91
b) Spectres Basses fréquences.....	91
c) Spectres Moyennes Fréquences.....	92
d) Spectres Hautes fréquences.....	92
e) Spectre complet.....	92
8. Visualisation des données.....	96
9. Conclusion.....	97

V. Etude des effets induits au Taal par le séisme de Mindoro du 15 Novembre 1994..... 111

1. Caractéristiques du séisme.....	111
a) Présentation.....	111
b) Répliques.....	111
c) Effets du séisme.....	113
2. Mesures Acoustiques.....	113
a) Représentation des données sous forme d'un sonogramme.....	113
b) Observations générales.....	114
c) Variations du niveau moyen.....	117
d) Etude Spectrale.....	119

e) Etude détaillée des charnières.....	119
f) Conclusion.....	124
3. Calcul du débit gazeux.....	124
a) Principe.....	124
b) Résultats.....	125
4. Variations thermiques.....	126
a) Principe.....	126
b) Résultats.....	127
c) Comparaison avec les données acoustiques.....	128
5. Déformations.....	131
a) Introduction.....	131
b) Méthode.....	133
c) Observations.....	134
d) directions des déformations.....	138
e) Conclusions.....	143
6. Modifications du champ de contraintes.....	144
a) Méthode.....	144
b) Résultats.....	147
7. Conclusions.....	148

VI. Bullage et débit gazeux..... 155

1. Bullage.....	157
2. Débit gazeux.....	160
3. Comparaison de spectres acoustiques de lacs de cratère.....	161
a) Volcan Kelut.....	161
b) Volcan Ruapehu.....	162
c) Volcan Taal.....	162
4. Atténuation.....	166
a) Kelut.....	166
b) Ruapehu.....	167
c) Cas du lac Taal.....	167
5. Calcul du débit gazeux.....	170
a) Volcan Ruapehu.....	170
b) Volcan Kelut.....	170
c) Volcan Taal.....	170
d) Conclusion.....	171

VII. Bilan thermique du lac de cratère du Taal..... 173

1. Introduction.....	175
2. Modes d'échange thermique.....	175

a) Rayonnement thermique de l'eau	175
b) Convection de l'air	176
c) Evaporation de l'eau	177
d) Pluie	178
e) Rayonnement Solaire.....	179
f) Récapitulatif	180
3. Méthode de calcul du bilan thermique.....	181
4. Caractéristiques Climatiques	183
a) Température de l'air	184
b) Vitesse du vent	184
c) Ensoleillement.....	184
d) Humidité de l'air.....	185
e) Pluviométrie.....	185
f)Effet de la hauteur pluviométrique sur la variation du niveau du lac.....	189
g) Pertes en eau et évaporation.....	190
6. Calcul du bilan thermique	194
6.1. Evolution de la température.....	194
6.2. Validité du calcul de bilan.....	198
7. Analyse des résultats.....	200
a)Bilan thermique du lac de cratère.....	200
b)Variation des déformations	203
c)Effets de la pluviométrie.....	207
d)Comparaisons avec le Ruapehu	210
8. Modes de transfert thermique	212
a) Convection de liquide.....	212
b) Convection gazeuse	215
c) Discussion.....	216
9. Conclusion	217
Conclusion générale.....	221
Références bibliographiques	225
Annexe I : Description technique de la station acoustique du	
Taal	233
1. Description des éléments	235
a) Hydrophone.....	235
b) Filtres	236
c) Scopemeter.....	236
d) Détail des commandes par la liaison série	236
e) Consommation électrique.....	237

2. Connectique	238
3. Fréquences d'échantillonnage du Scopemeter	240
4. Correspondance des numéros des filtres.....	240
Annexe II : Paramètres physiques	241
1. Définition du niveau de Pression Acoustique, conversions.....	243
2. Unités de mesure	243
3. Tension superficielle de l'eau.....	244
4. Pression de vapeur saturante.....	244
5. Extrait des tables de vapeur	245
6. Vitesse du son dans différents milieux.....	246
7. Volvanic explosivity Index (VEI).....	246

Introduction générale

Le milieu volcanique est un milieu très complexe qui transmet son activité par différents phénomènes physiques. De nombreuses méthodes ont été mises en oeuvre pour permettre l'étude et la surveillance des paramètres physiques reliés à l'activité volcanique : sismologie, déformations, méthodes électriques, géochimie etc ...

L'étude des ondes élastiques de "haute fréquence", c'est-à-dire $>20\text{Hz}$, liée à l'activité volcanique n'a été pour l'instant que très peu faite. La plupart des signaux acoustiques d'origine volcanique dont la fréquence est supérieure à 20Hz proviennent d'enregistrements de volcans sous-marins. La propagation de telles ondes est très bonne dans le milieu liquide mais s'avère beaucoup plus difficile dès que le milieu est rocheux. Le couplage des capteurs "hautes fréquences" est par ailleurs difficile à réaliser avec le sol.

Toutes ces différentes caractéristiques ont donné l'idée à C. Bercy et J.C. Sabroux en 1978 d'étudier les signaux acoustiques hautes fréquences dans les lacs de cratère des volcans actifs. De tels lacs ont l'avantage de rendre possible le couplage acoustique et mécanique entre liquide et solide. Le bruit acoustique enregistrable couvre une large gamme de fréquence allant de 0.1Hz à 100000kHz et permettrait de rendre compte de plusieurs mécanismes physiques (activité sismique, dégazage, bullage, micro-rupture des roches).

C'est en 1989, qu'une première expérience de surveillance continue du signal acoustique est tentée dans le lac de cratère du volcan Kelut en Indonésie. L'éruption du Kelut de février 1990 à permis d'obtenir des résultats intéressants (Suroño, 1992).

Dans ce travail nous nous proposons de continuer l'étude des signaux acoustiques enregistrés dans les lacs de cratère de volcans actifs. Après avoir détaillés les différents bruits émis dans un lac de cratère actif : turbulence, cavitation, bullage, bruit thermique et émission acoustique, nous présenterons, sous forme d'un article qui a été publié dans le *Bulletin of Volcanology* du mois de décembre 1994, une étude sur les signaux acoustiques enregistrés lors d'une campagne ponctuelle effectuée dans le cratère du Ruapehu en Nouvelle-Zélande en 1991.

Le nombre important de paramètres que nous avons pu extraire de ces spectres large bande, nous amènera ensuite à réfléchir à la mise en place d'une méthode d'enregistrement permettant d'acquérir de pareils spectres en continu et non plus ponctuellement. Une station de mesure RMS en continu a déjà existé au volcan Kelut (Indonésie) et au Taal (Philippines). Nous avons donc souhaité améliorer ce type de station de surveillance et avons choisi de travailler sur le volcan Taal car sa périodicité éruptive était courte. Nous présenterons brièvement les caractéristiques géologiques et l'activité récente du volcan Taal.

Après avoir défini les objectifs d'une nouvelle station de mesure acoustique, nous détaillerons sa réalisation et son installation. Il nous faudra ensuite définir une méthode de traitement et de visualisation.

Quinze jours après l'installation de cette station, un important séisme est survenu (le 15 novembre 1994) à une distance d'environ 50 km du Taal, des variations acoustiques ont été ressenties dans le lac de cratère. Nous nous proposons donc d'étudier les données extraites de la station acoustique en parallèle avec les données de déformation, de contraintes et d'échange thermique enregistrées à proximité du lac de cratère.

Le débit gazeux est un paramètre très intéressant pour la surveillance de l'activité volcanique car il permet de quantifier l'état de pression interne de l'édifice. Le niveau acoustique dans la bande audiométrique est lié au bruit de bullage et donc au dégazage des fumerolles sublacustre. Nous nous proposons ensuite de regarder dans quelle mesure nous pouvons relier le bullage avec le débit gazeux. Cette étude sera réalisée sur les volcans Kelut, Ruapehu et Taal.

Les apports de gaz peuvent contribuer au réchauffement du lac de cratère, mais aussi les apports liquides. Nous nous proposons d'essayer d'estimer la puissance thermique transférée au lac de cratère par le système volcanique hydrothermal à partir des données de température du lac et de météorologie, en utilisant une méthode de calcul dérivée du travail de Hurst (1991). Les résultats obtenus nous permettront enfin de réfléchir à l'importance relative des échanges gazeux par rapport aux échanges liquides dans l'apport thermique.

I. Généralités sur les phénomènes acoustiques

1. L'onde sonore

Le son consiste en un déplacement régulier de particules dans une substance élastique. Le milieu étant élastique, une particule en mouvement communique son déplacement à une particule adjacente.

L'onde sonore est donc propagée depuis la source à la vitesse du son. Dans un fluide, le mouvement des particules consiste en un va-et-vient de direction parallèle à la direction de propagation.

Ce va-et-vient dans le fluide qui est compressible crée des variations de pression. Ce sont ces variations de pression qui sont détectées par un hydrophone.

Dans une onde plane sonore, la pression p est reliée à la vitesse de la particule du fluide u par la relation :

$$p = \rho c u \quad (1.1)$$

Avec :

- ρ : densité du fluide (kg/m³)
- c : Vitesse de propagation de l'onde (m/s)

$Z = \rho c$ est appelée impédance acoustique, l'unité est le Rayl.

La Vitesse du son dans l'eau est égale à : $c = \sqrt{\frac{K}{\rho}}$

K étant le module de compressibilité (2.2 10⁹ Pascal pour l'eau). Ce qui donne comme vitesse c et impédance Z :

- Pour l'eau : $c = 1500 \text{ m.s}^{-1} \Rightarrow Z = 1.5 \text{ MRayl}$
- Pour l'air : $c = 340 \text{ m.s}^{-1} \Rightarrow Z = 415 \text{ Rayl}$

Une onde sonore qui se propage emporte de l'énergie mécanique, cette énergie mécanique est égale à l'énergie cinétique des particules en mouvement. Au cours de cette propagation, une certaine quantité d'énergie par seconde traverse une surface d'aire unité normale à la direction de propagation. Cette quantité d'énergie par seconde est appelée l'intensité de l'onde. Pour une onde plane, l'intensité instantanée I est reliée au Niveau de Pression acoustique instantané P par : $I = \frac{p^2}{\rho c}$ en W/m²

L'intensité moyenne, plus utilisée est donné par : $I = \frac{\overline{p^2}}{\rho c} \quad (1.2)$

L'onde acoustique est une onde de pression dont le niveau est mesuré en Pascal. La définition standard est faite en décibels référence $1\mu\text{Pa}$ (pour l'eau). Si la valeur de pression acoustique est égale à p , elle sera équivalente à :

$$L = 20 \log \frac{p}{10^{-6}} = 120 + 20 \log p \text{ en dB réf } 1\mu\text{Pa}$$

Niveau d'un spectre

Le Niveau de pression acoustique dans une bande limitée du spectre (NB) doit être rapportée à une bande large de 1Hz. Si la bande est large de W Hz, Le niveau NPA dans une bande de 1Hz (en dB ref $1\mu\text{Pa} / \sqrt{\text{Hz}}$) sera égal à:

$$\text{NPA} = \text{NB} - 10 \log W$$

2. Couplage solide/liquide

La propagation des ondes sismiques au travers d'un terrain solide s'accompagne d'une modification du spectre avec atténuation rapide des composantes hautes fréquences. La majeure partie de l'énergie acoustique au dessus de 50Hz est très atténuée par le milieu rocheux. Par contre, le milieu liquide atténue faiblement les ondes sonores et a une impédance intermédiaire entre le milieu rocheux et l'air. Le couplage d'un capteur acoustique avec le milieu rocheux permet la réception des basses fréquences uniquement. La mesure des manifestations acoustiques d'un volcan à travers le milieu liquide a l'avantage de créer un excellent couplage acoustique et mécanique entre le sol et le capteur acoustique (hydrophone) et permet de conserver l'ensemble du spectre de fréquence en réalisant de plus une intégration de tout le signal provenant du fond du lac.

3. Les différentes sources sonores en milieu volcanique

Nous nous proposons d'étudier l'importance des différentes sources sonores dans un lac de cratère de volcan actif.

a) Turbulence

La turbulence se produit lorsque les différentes parties d'un fluide se déplacent à des vitesses différentes. Le fluide subit des mouvements irréguliers et aléatoires.

Dans les lacs de cratère, la turbulence provient des courants : Ces courants sont en général provoqués par un mouvement rotatif de convection dû au réchauffement du fond du lac. Le passage de ce courant le long d'obstacles rocheux peut générer de la turbulence.

On distingue différents types d'effets de la turbulence sur le capteur hydroacoustique :

1) Si le capteur est dans la zone de turbulence :

- Les déplacements de l'eau secouent l'hydrophone et son système d'accrochage, cela génère un bruit-propre.

- les variations locales de pression sont directement captées par l'hydrophone qui est sensible aux différences de pression. **Ce phénomène est celui qui crée le niveau le plus important.**

2) Si le capteur est en dehors de la zone de turbulence :

- Les variations associées à la turbulence sont propagées depuis la source jusqu'au capteur. Le bruit de la turbulence est rapidement atténué avec la distance.

En conclusion, la turbulence crée une perturbation importante lorsque le capteur se trouve dans la zone turbulente, l'effet est en revanche plus négligeable si le capteur est éloigné de la zone de turbulence. Wenz(1962), a estimé théoriquement et expérimentalement le spectre de la turbulence (figure I.3.1)

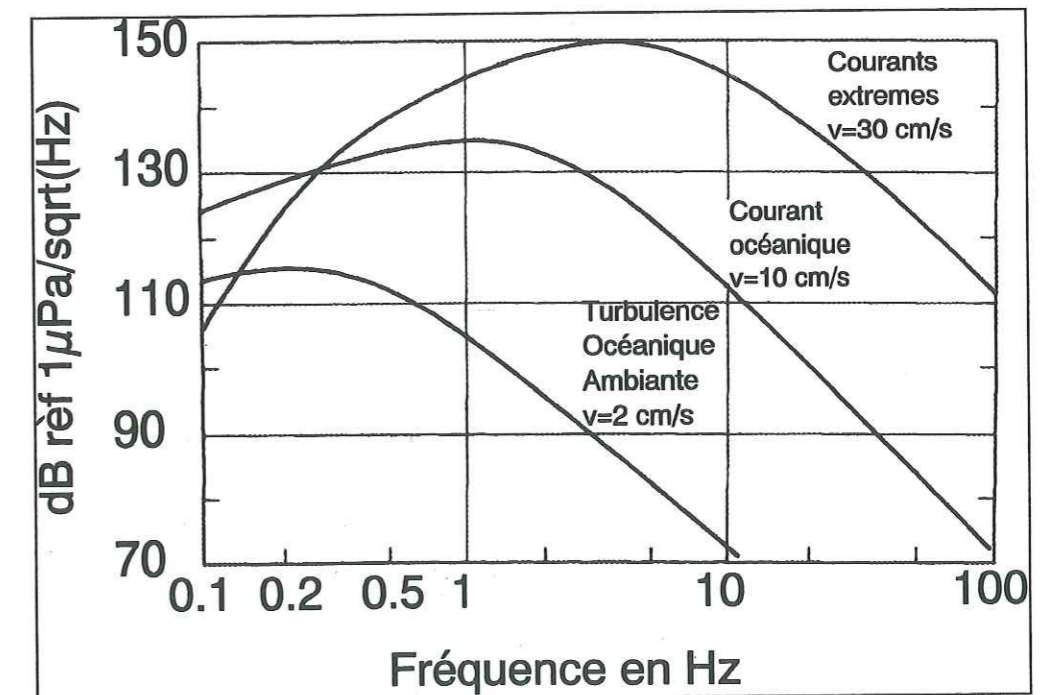
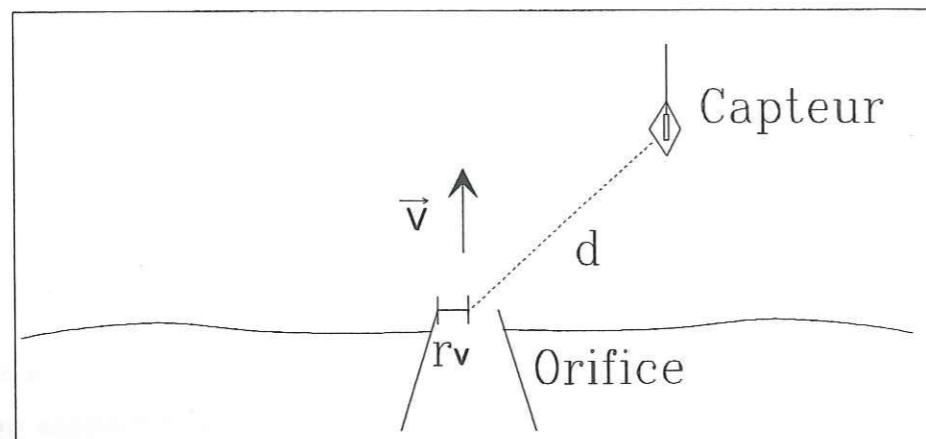


Figure I.3.1 : Spectre des niveaux de pression acoustique pour la turbulence océanique (Wenz, 1962).

b) Jet fluide



Un bruit est généré lors de la sortie d'un fluide par un trou, pour une entrée souterraine d'eau dans le lac par exemple. Little et al. (1990) ont étudié le phénomène et donnent une valeur de niveau de pression acoustique RMS correspondante au débit liquide, soit:

$$P_{rms} = \frac{0.6\pi r_v \rho V^2}{16d} \quad (1.3)$$

Avec:

- r_v : Rayon de l'orifice.
- ρ : densité du liquide.
- V : vitesse de sortie du liquide en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.
- d : distance entre la mesure acoustique et le trou.

Le débit liquide étant égal à $D = V\pi r_v^2$ en $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, on a :

$$P_{rms} = \frac{0.6\rho D^2}{16\pi d r_v^3} \quad (1.4)$$

Pour le même débit, un plus petit orifice produira un niveau sonore plus élevé. La contribution sonore de plusieurs petits orifices de surface totale S est sensiblement identique à la contribution d'un seul orifice de surface S .

Pour un orifice de rayon égal à 40cm, et un débit de 400l/s, le niveau de pression acoustique mesuré à 100 mètres est de 0.3Pa soit 110dB réf 1 μ Pa.

c) Cavitation

Le phénomène de cavitation est dû à l'apparition ou la disparition brutale de bulles de gaz. Leur disparition s'accompagne d'une implosion, leur apparition se produit à partir de

germes (particules solides) ou de microbulles, lors de rapides variations de pression. Une onde sonore de niveau très élevé (>220dB réf 1 μ Pa) peu provoquer une telle variation de pression et engendrer un nuage de cavitation, c'est ce que l'on appelle la cavitation induite. Les phénomènes acoustiques enregistrables dans les lacs de cratère de volcans actifs ont un niveau sonore trop faible en moyenne pour provoquer de la cavitation. Par contre, il peut se produire des explosions générant un pic de pression acoustique supérieur à 220dB et induisant alors de la cavitation. La source la plus probable de cavitation dans un lac de cratère provient de l'ébullition. En effet, le réchauffement brutal de l'eau lors de l'ébullition crée une variation brutale de pression et provoque la formation rapide de bulles. Le spectre correspondant au phénomène d'ébullition a été étudié par Saxe et al. (1970), il s'étend jusqu'à 20kHz, la majeure partie de l'énergie se situant entre 500Hz et 2kHz.

d) Bullage

Voir au chapitre VI : "Bullage et débit gazeux"

e) Bruit thermique

Le bruit thermique correspond à l'onde sonore générée par l'agitation thermique moléculaire, son intensité augmente avec la température de l'eau et croît en fonction de la fréquence, soit:

$$L = 120 + 20\log\left(\sqrt{\frac{4k\pi\rho T}{c}} f\right) \quad (1.5)$$

Avec:

- k : Constante=1.37 10⁻²³ J.K⁻¹
- ρ : Densité de l'eau (1000 kg.m⁻³)
- c : Vitesse du son dans l'eau (1500 m.s⁻¹)
- T : Température en K
- f : Fréquence en Hz.

L'intensité du bruit thermique n'est significative qu'à partir de 50kHz, elle conditionne la limite inférieure du bruit ambiant pour toute mesure acoustique dans l'eau (fig. I.3.2).

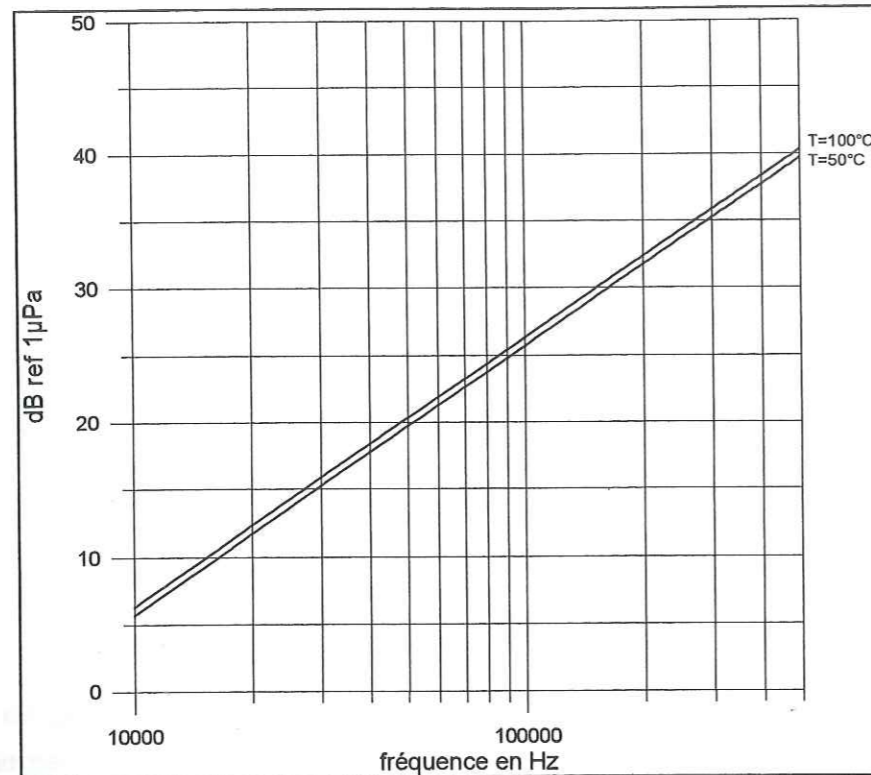


Figure I.3.2: Niveau de pression acoustique du bruit thermique dans l'eau.

f) Emission acoustique ultrasonore

L'émission acoustique ultrasonore est générée par des roches qui sont soumises à une forte pression. Cette pression amène un réarrangement de la structure du matériau, par une relaxation locale de contrainte. Les sources de l'émission acoustique sont diverses : déformations plastiques, transformations de phases, mouvements de dislocation, micro fissuration, etc..

Les roches étant des matériaux polycristallins, ils émettent des signaux qui, à une petite échelle, correspondent aux dislocations, à une échelle supérieure, aux mouvements aux joints des grains formant la roche et, à un niveau encore supérieur, de la fracturation et de la rupture de parties importantes (à une fréquence plus basse). Plus la longueur de la rupture augmente, plus la fréquence de l'émission diminue. On peut relier la fréquence du pic observé avec la longueur de la source émettrice $f = \frac{c}{L}$ (Sala, 1982), Avec:

c: Vitesse de propagation du son dans les roches ($c_{\text{moyen}} = 5000 \text{ m.s}^{-1}$)

L: Longueur de la source en mètres.

Les signaux émis dans les ultrasons sont d'énergie importante et de courte durée et correspondent à la propagation de microfissures. Des essais de compression de roche en

laboratoire montrent l'apparition de deux domaines de fréquence d'émission : un premier domaine situé entre 100kHz et 500kHz où les amplitudes sont les plus élevées et un autre de 800kHz à 1.2MHz avec des amplitudes plus faibles, la limite supérieure du spectre se situant vers 1.7MHz (Sala, 1982).

L'émission acoustique est donc un phénomène qui est précurseur d'une plus grande fracturation, son étude est menée dans les mines afin de prévenir les effondrements. Dans notre cas, on peut penser que la bonne propagation des signaux ultrasonore dans le milieu liquide nous permet d'enregistrer des événements d'émission acoustique. Les dimensions importantes de l'édifice volcanique intégrant les différentes sources d'émission, il est probable que l'enregistrement dans les lacs de cratère actifs corresponde à un bruit continu.

**II. Mesures acoustiques dans le lac de cratère du
volcan Ruapehu.**

Une campagne de mesures acoustiques a été effectuée dans le lac de cratère du volcan Ruapehu en janvier 1991. J'ai participé au dépouillement des spectres et à leur analyse pendant l'année 1993. Nous présentons ce chapitre sous la forme d'un article qui a été publié dans le *Bulletin of Volcanology*, vol.56, Number 6-7, pp493-501, Décembre 1994.

Implications for the thermal regime of acoustic noise measurements in Crater Lake, Mount Ruapehu, New-Zealand

J. Vandemeulebrouck¹, A. W. Hurst², N. Poussielgue¹

¹ Laboratoire d'Instrumentation Géophysique, Université de Savoie, 73376 Le Bourget du Lac, France, Fax n° +33 79758742

² Kelburn Centre, Institute of Geological and Nuclear Sciences, New Zealand.

Abstract. Hydrophone measurements of acoustic noise levels in the Crater Lake of Mount Ruapehu, New Zealand were made on 18 January 1991, from an inflatable rubber boat on the lake. The greatest sound pressures were recorded in the 1 to 10 Hz band, with sound levels generally decreasing about 20 dB per decade from 10 Hz to 80 kHz. The low-frequency noise did not have an obvious relationship to the tremor observed at a seismic station within 1 km of the lake. The comparatively low levels of middle and high-frequency sound meant that at the time of measurement, direct steam input did not make a significant contribution to the heating of Crater Lake. This is consistent with the conclusion of Hurst et al (1991), that during the last decade a major part of the heat input of Crater Lake has come from lake water that was heated below the lake and recycled back into the lake.

Key words: acoustic noise - steam - crater lake - volcano - Ruapehu

1. Introduction

Measurements of the acoustic noise in the Crater Lake of Ruapehu were made in January 1991 as part of a continuing study of the processes within Ruapehu volcano. There have been very few measurements made of natural acoustic signals in Ruapehu Crater Lake, although a hydrophone was tested in the lake in April 1990 (R.R. Dibble, pers. comm.). All current activity of Ruapehu is sourced under Crater Lake, and variations in the thermal output of the volcano have been reflected in changes in the lake temperature. Studies of the lake by Dibble

(1974), and Hurst & Dibble (1981), assumed that the primary source of heat for the lake was steam ascending from inside the volcano. The last major eruption of Ruapehu was in 1975, and the level of activity has been generally low since then, especially since 1982. Crater Lake temperatures have fluctuated between about 10°C and 50°C, often with rapid heating phases and slower cooling phases with total cycle periods of about six months to a year. Hurst et al (1991), found that in the period 1982-1989, water balance calculations showed that only about 50% of the heat input to Crater Lake could be explained by the direct entry of magmatic steam, with the remainder of the heat input being due to lake water descending beneath the lake and being heated by magmatic steam in a "heat pipe" process (Eastman 1968).

One aim of the acoustic measurements was to improve our understanding of this process, as well as testing acoustic measurements as possible eruption precursors. Bercy et al. (1983), made the suggestion, seemingly for the first time, that noise measurement by means of a hydrophone in a crater lake, throughout a broad frequency band, could be used as a tool for monitoring volcanic activity. This was later substantiated by the February 1990 Kelut eruption (Vandemeulebrouck et al, in prep.). For a volcano with a crater lake, the state of the lake, and its underwater inflows, can provide crucial indicators of any impending activity of the volcano. The thermal mass of the lake often produces a delay between input changes and the resulting changes at the lake surface, so acoustic measurements have the potential to give an earlier indication of activity. Shallow seismicity is a well-known precursor of Ruapehu eruptions (Dibble, 1974), but "After mid-1975, large volcanic earthquakes were rarely accompanied by explosions" (Latter, in prep), possibly because the earthquakes were not immediately below Crater Lake. This means that there is now a greater necessity to look for precursors directly related to the vent region under the lake, and acoustic signals are one possibility.

High-frequency (above 3 kHz) acoustic noise can be the result of small bubbles entering the bottom of the lake, or it can be caused by cracking of the rocks under the lake. Noise in the 0.3 - 3kHz band is the result of larger bubbles, which might be produced by discrete vents in the bottom of the lake.

Low frequency (below 20 Hz) noise is also of interest because of the possible relationship between the sound waves in water, and the sound (seismic) waves in the surrounding rock. One of the aims of this survey was to relate acoustic signals to the volcanic tremor that is often recorded at the DRZ (Dome Shelter) seismograph, 500 m north of the lake. This tremor usually has a dominant frequency in the range of 2 - 3 Hz. Leet (1988), proposed that volcanic tremor was sometimes caused by the formation and collapse of gas bubbles within a water environment, with a frequency spectrum dependent on acoustic resonances in the lake. If volcanic tremor was produced in this fashion, one would expect that the tremor level would be significantly higher in the acoustic waves in the crater lake than in the seismic waves in the surrounding rock.

2. Method

A Bruel & Kjaer type 8101 hydrophone was used to record the acoustic signals in Crater Lake. The frequency response of this model, in terms of output voltage as a function of pressure, is essentially flat between 4 Hz and 10 kHz, with a useful response between 1 Hz and at least 100 kHz. The spectra shown later are all corrected for the hydrophone response.

The hydrophone was suspended by its connecting cable from an inflatable rubber boat. The crew of the boat consisted of a navigator, a rower, and a technical officer, who operated sharp-cutoff analog filters and a wide band tape recorder. Because of the decrease in acoustic power with frequency, it was necessary to filter out lower frequency energy, and then apply extra amplification, before recording middle and high frequency data.

Recordings were mainly done over the two vents of Crater Lake, the Main Vent and the North Vent (see Fig 1), where sound levels were highest, particularly at high frequencies. Rising bubbles made the location of the North Vent obvious, whilst the Main Vent was approximately located by using the hydrophone cable as a depth measuring device, and searching for depths greater than 50 metres. These two vents are the deepest sections of Crater Lake, and the usual sources of rising gas bubbles, water upwellings and sulphur slicks.

Position location by compass bearings was difficult for a considerable part of the day because of fog on the lake surface. On the other hand, the lack of wind and rain made it a good day for recording acoustic noise. During measurements, the boat was normally allowed to drift, so the only artificial noise would have been a small amount produced by movement of the hydrophone and its cable in the water.

3. Measurements

Acoustic Spectra

As previously mentioned, at each site there were usually several measurements made with different band-pass filters. Typically, spectra for frequencies 0-20 Hz, 0-100 Hz, 0-1 kHz and 0-5 kHz were recorded without filtering, whilst 0-20 kHz spectra were recorded with a 6 kHz high-pass filter, and 0-100 kHz with a 20 kHz high-pass filter. Spectra from Main Vent have M numbers, those from the North Vent have N numbers.

Fig 2 shows a segmented powerspectrum, produced by combining five separate measurements made at a depth of 65 metres in the North Vent. In this combined spectrum, the power values

are expressed in terms of the "equivalent spectrum level" of Ross (1987), by normalising all powers to represent the power in a 1 Hz band, relative to $1 \mu\text{Pa}/\text{Hz}^{0.5}$. Nearly all the energy is at frequencies below 10 Hz, and the power falls off smoothly from about 130 dB at 5 Hz to about 50 dB at 80 kHz, an average rate of nearly 20 dB per decade. The figure also shows the noise spectrum recorded in Lake Taupo, a large cold lake, and theoretical turbulence spectra from Wenz (1962). It can be seen that Crater Lake shows a fairly high level of noise over a broad band of frequencies. The rest of this section will discuss the broad features observed in spectra for the different frequency ranges, commencing with the lowest frequency range, with quantitative analysis of these features in later sections.

By comparing the spectra at different positions in the lake, it is possible to identify some of the sources of noise that are seen in these spectra. Fig 3 shows the low-frequency portion of the Fig 2 spectrum from a depth of 65 metres in the North Vent (record N13), compared to a spectrum recorded at the same site at a depth of 20 metres (record N19), and to a spectrum recorded at a depth of 100 metres in the Main Vent (record M7). For records from a depth of 20 metres, there were no significant differences between the Main Vent and North Vent spectra.

A typical spectrum of the seismic tremor recorded at DRZ is also shown in Fig 3. The seismic power is on an arbitrary decibel scale, but making likely assumptions on velocities for a source near Crater Lake gives powers of 100 W or so for the 3 Hz peak. The acoustic spectra do not agree in shape with the seismic spectrum, and the acoustic energy at these frequencies would be no more than 1 W, assuming that the source was in the lake, and the hydrophone was within 50-100 metres of it. The M7 record shows a definite peak at 2 Hz, but no other spectrum showed this feature. This may be the result of a burst of 2 Hz energy, although the dominant tremor frequency at DRZ was 3 Hz throughout the acoustic recording. The acoustic energy levels in Crater Lake are far too low to explain the seismic tremor signals, but it may well be that some seismic signals give rise to acoustic signals. Preliminary results from an acoustic monitoring system, installed in Crater Lake in March 1993, have shown a correlation between seismic tremor and acoustic power levels.

The other interesting feature is the high level of acoustic power for frequencies of 4 Hz and above in the deep North Vent record N13. The probable cause of this was turbulent flow in the deeper parts of Crater Lake, especially since the amplitude decreased so much from a depth of 65 metres (N13) to 20 metres (N19). As discussed in a later section, turbulence is a very inefficient method for the production of radiated sound, but hydrophones in a region of turbulent flow will detect the pressure changes produced by the turbulence (Wenz 1962).

Fig 4 shows the 0 - 1 kHz range, with the deep North Vent spectra showing higher power up to about 400 Hz with strong multiple peaks, especially in the range 75 - 225 Hz. The peaks are close to multiples of 25 Hz, but it is difficult to confirm a harmonic relationship. The

postulated fundamental, second and third harmonics cannot be easily identified, and it is the 4th (about 97 Hz) to 7th (about 174 Hz) harmonics that can be seen best. These peaks, which were also observed at 50 metres depth, may have been caused by some kind of acoustic resonance, either in the vent, or in the channels from which the gas bubbles were coming. One possibility is that the bubble-rich region is resonating as a whole, in the manner described by Lu et al. (1990). Both N15 and the Main Vent record M10 showed considerable energy in the 400 - 1000 Hz region, with the N15 spectrum being nearly flat, whereas the M15 spectrum had a broad peak at about 500 Hz. A likely cause is the resonant vibration of bubbles as they are formed. The 500 Hz peak corresponds to a mean bubble radius of about 17 millimetres. (Bubble resonant frequency and power calculations are in the Appendix.) There was little or no sign of these bubbles at the surface at the Main Vent, although bubbles could be seen rising above the North Vent.

The North Vent also showed the highest levels of high-frequency energy. Fig 5 shows the high-frequency spectra recorded at a depth of 65 metres (N12 and N17), that recorded at a depth of 20 metres (N22), and a Main Vent record from a depth of 100 metres (M22). The power was greater at the deeper North Vent site, and the power difference increased with frequency. This is consistent with a deep source, and with frequency-dependent attenuation being significant above 10 kHz.

Attenuation

The attenuation of sound by fresh or sea water is very low at audio frequencies, although as it increases approximately with (Frequency)^{1.8}, the attenuation of ultrasonic waves is much larger (Marsh & Schulkin, 1962). For a distance of 100 metres, at 20 kHz the attenuation is 0.2 dB, at 50 kHz the attenuation is 3.2 dB. Two chemical species that potentially could produce stronger attenuation in Crater Lake are magnesium sulphate (MgSO_4), which gives increased attenuation below about 300 kHz, and boric acid (H_3BO_3), which gives increased attenuation below about 10 KHz (Brekhovskikh and Lysanov, 1991). The attenuation due to MgSO_4 in Crater Lake is probably less than in sea water, due to the lower Mg concentration (Christenson et al, 1992), whilst any attenuation due to H_3BO_3 is negligible at less than kilometre distances.

Two other factors which could produce higher attenuation in Crater Lake are the presence of solid particles or the presence of gas bubbles. Previous attempts to conduct acoustic depth-soundings in Crater Lake (Hurst & Dibble, 1981, Dawson & Sorrell, 1985), have shown that it is the presence of gas bubbles which correlates with the loss of a return signal, so the main source of abnormal attenuation at depth sounder frequencies (50-100 kHz) is gas bubbles. Gibson (1970), discussed the rapid decrease in acoustic velocity, and the increase in

attenuation, caused by a small percentage of air bubbles in water. The particularly high attenuation is due to the pressure wave promoting local boiling and evaporation around the bubbles, and so losing energy. It is naturally the case that the bubbles will have most absorption at their main vibration frequencies, so that in a cloud of monodispersed bubbles, much of the sound produced by the bubbles will be absorbed by other bubbles. The attenuation spectrum of bubbles is asymmetric, with considerable absorption at all frequencies above their resonant frequency, so the attenuation at depth sounder frequencies is not necessarily due to very small bubbles.

In Fig 5, there is about 7 dB difference between the sound levels at N17 and N22 at 10 kHz, and about 18 dB at 70 kHz, in both cases over a distance of about 45 metres. (The measurements were taken at approximately the same location, at different depths.) The 10 kHz figure represents about 16 dB per 100 m, very much higher than the figure for pure water. Since a likely cause of the high-frequency sound is the presence of small bubbles, it is likely that they also are the cause of this anomalously high attenuation. The selective attenuation between the North Vent source area at about 80 metres depth, and N17 at a depth of 65 metres within the area of upwelling, is likely to be only a few decibels, so attenuation will not significantly affect the later calculations of the volume of bubbles entering the lake.

Thermal Power Input

When these acoustic measurements were made on 18 January 1991, the near-surface temperature of Crater Lake, as recorded by the Temtrac logger (Scott, 1992), was stable at approximately 26 °C. A stable temperature meant that the heat input into Crater Lake at least equalled the thermal loss of about 175 MW (Appendix 1, Hurst & Dibble 1981), as there would also have been a significant cooling effect from meltwater at this time of year.

If we assume that 175 MW heat was supplied by 200°C steam with an enthalpy of 2.8 MJ.kg⁻¹, this required an input of 62 kg.s⁻¹ of steam, with a volume flow of 8000 l.s⁻¹. On the other hand, if we assume that the heat was brought in by water at 160° C, (water at this temperature will not boil as long as the pressure is at least 6 Bar, i.e. at depths greater than 50 metres), with an effective enthalpy of 675 kJ.kg⁻¹, an inflow of 260 kg.s⁻¹ would have been needed, with a volume flow of 290 l.s⁻¹. Hurst et al (1991), discussed these options as they affected the mass balance of Crater Lake, especially if the water was heated lake water, rather than new magmatic water. It should be noted that a much smaller volume of water is required, compared to the volume of steam providing the same heat.

4. Noise sources in Crater Lake

Bubble Formation and Collapse

A well known mechanism for sound generation within fluids is the sound produced by gas bubbles entering the fluid from a nozzle or orifice. In the case of Crater Lake, it is presumed that the areas of bubbling gas visible in acoustic depth-soundings (Hurst & Dibble, 1981), are formed at a multitude of vents on the lake bottom. As each bubble breaks off from its gas supply and establishes its stable spherical shape, there is a damped vibration of the bubble. The dominant mode is a volume pulsation without change of shape, and has a resonant frequency inversely proportional to the radius. (see Equation 1 in the Appendix). For instance, a bubble of 10 mm radius, at a depth of 50 metres, will have a resonant frequency of approximately 860 Hz. The total radiated sound power is proportional to the volume flow rate of the bubbles (Eq 2 in Appendix), and assuming that the sound is radiated equally in all directions we can calculate the RMS sound pressure (p_{RMS}), at a distance r from the region of bubble formation as in Equation 3 of the Appendix.

From these expressions for the sound pressure produced by the formation of bubbles, and the acoustic spectra we have obtained, we can estimate the number of bubbles of each size required to be formed each second to explain the observed spectrum. This analysis can be applied to the broad peak with values close to 90 dB (relative to 1 µPa) around 500 Hz seen in record M10 (Fig 4). The integrated power intensity between 300 and 1000 Hz in this record is 0.22 µW.m⁻². For 17 mm radius bubbles, with a resonant frequency of 500 Hz, the orifice radius will be 5 mm, for a minimum ΔP of 28 Pa (N.m⁻²). A gas flow of 0.0012 m³.s⁻¹ (or 1.2 l.s⁻¹) will produce an acoustic power of 0.027 W, which equals this value of sound intensity over a spherical volume of radius 100 metres. Bubbles with a radius of 17 mm have a volume of about 20 millilitres, so it requires about 25 bubbles per second being produced from a few orifices.

A similar volume of bubbles explains the North Vent spectrum. Bubbles were seen at the surface in the North Vent, but not at the Main Vent. A possibility is that they were composed of gases whose solubility in water was sufficient for gradual and quiet dissolution into the water during their ascent, so bubbles were observed only over the shallower vent.

Fig 6 shows the rate of bubble production, and the total flow rate (bubble rate times bubble volume) that match the segmented North Vent powerspectrum for frequencies from 200 to 80000 Hz. The number of bubbles is calculated for each 1 Hz band of reference frequency, so

total bubble numbers and volumes are obtained by integrating with respect to frequency. The calculation assumed a pressure of 7.5 Bar, equivalent to a depth of about 65 metres. It can be seen that bubble rate is fairly constant with increasing frequency, so there are thousands of small bubbles produced every second, but the volume discharge and acoustic power are dominated by the bigger bubbles. The production of a large number of small bubbles may be the result of there being a 'fluidised bed' of fine material releasing small bubbles at its surface. Integrating the volume flow shown here gives a total bubble production rate of $0.014 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), if all the sound energy at frequencies above 100 Hz is due to bubble formation.

If steam bubbles are entering Crater Lake, then they will collapse as soon as they reach a region where the lake temperature is significantly below the local boiling temperature. At the time of these measurements, this would have been immediately on their entry into the lake, based on the February 1991 temperature measurements by Christenson et al (1992). They found a maximum lake temperature of 57.7°C at 133 metres in the Main Vent, just above a pool of liquid sulphur with a temperature of $164\text{--}177^\circ\text{C}$. Even this sulphur temperature is considerably below 196°C , the boiling point of water at this depth.

As described in the Appendix, under the conditions in Crater Lake about 2% of the total potential energy of a bubble is released as sound when it collapses. The acoustic spectra show that most of the volume of bubble is represented by bubbles greater than 10 mm radius, and the collapse of these bubbles produces over 10 times as much noise energy as their formation.

This means that the sound energy recorded in Crater Lake is consistent with either an inflow of gas bubbles of the order of $14 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, or a flow of steam bubbles of the order of $1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ or some intermediate combination, given that these steam bubbles will collapse much more noisily than the former will vibrate in the lake. Steam bubble collapse noise would also have a significant component in the kilohertz range, for which all Crater Lake records showed fairly low values. The low levels of acoustic noise at both middle and high audio frequencies make it clear that the steam input into the lake on 18 January 1991 was an insignificant fraction of the $8000 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ that would have been required to maintain the lake temperature by steam flow alone. Steam bubbles may have been formed and then collapsed into groundwater under the lake, but this cannot have been acoustically connected to the lake.

Turbulence and vents

If Crater Lake is being kept warm by the inflow of hot water, an appreciable inflow volume is required, and this may produce identifiable sound. Turbulent motion of a fluid occurs whenever different parts of the fluid are moving at different velocities, or when fluid is moving past a solid boundary. The radiation efficiency of fluid turbulence with velocities small

compared to the velocity of sound in the fluid is extremely low, as it is proportional to the 5th power of the Mach number, the ratio of these velocities (Ross, 1987). However, within turbulent streams, local velocity variations are typically 5% of the flow velocity, and these variations produce local pressure variations, which are detected by hydrophones within the stream as "pseudosound".

The turbulence spectra shown in Fig 2 are derived from Wenz (1962), and show the acoustic spectra expected from a hydrophone within flows with average velocities of 2 and $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, with average turbulent velocity variations of 10 and $30 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ respectively. The hydrophone and its cable was not observed to be strongly affected by any currents in the lake, so this is probably not the cause of the low-frequency sound.

However, if significant volumes of water are entering the lake through vents, then this can act as a more effective sound generator. In this case, the main noise source will be the point of input to the lake, and some results on fluid input from a vent apply. Little et al (1990), derived the formula

$$p_{\text{RMS}} = 0.6\pi r_v \rho v^2 / 16r$$

for the sound pressure produced at a distance r from an orifice of radius r_v with fluid of density ρ leaving with velocity v , assuming the RMS fluctuation in pressure is 10% of the static flow pressure. Since the volume flow is $\rho v \pi r_v^2$, a narrow orifice will produce much more sound per volume of fluid than a wide orifice.

For a water flow of $260 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$, or $0.29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (see previous section *Thermal Power Input*) from a vent with $r_v = 0.15$ metres, the velocity v is $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. The sound pressure from this vent at a distance of 50 metres is then 6 Pa (135 dB). A number of small vents, with the same total area, will produce a similar pressure, but larger vents, or multiple vents with a greater total area, will produce less noise. Little et al (1990), did not discuss the spectra of this noise, but it is likely to be in a similar range to that expected from turbulent flow of a similar velocity, of the order of tens of Hz (Wenz, 1962). The turbulence associated with hot water flow into the lake from a single vent would produce low frequency noise of the same order of magnitude as was recorded in Crater Lake (Fig 2 and Fig 3) so making it a possible cause of the low frequency sound.

5. Conclusions

The low level of acoustic power in Ruapehu Crater lake, compared to the seismic power of volcanic tremor on the day of recording, strongly suggests that any connection between the two arises from seismic energy entering the lake as acoustic energy, rather than the other way round.

The low sound level can also be related to the source of heat input into the lake on the day the measurements were made. Hurst et al (1991), proposed that heated recycled lake water contributed significantly to the heat input into Crater Lake during the last decade. The acoustic results show that during a period of low to moderate heat input, practically the entire heat input is carried by hot water, rather than by steam. Virtually all the acoustic power was at low frequencies, and is explainable by turbulence variations in the flow into the lake, and in convective flows forced by these inflows. The volume of gas bubbles entering Crater Lake, as estimated from the acoustic records, is of the order of a few litres per second, negligible in comparison with the 8000 litres per second of steam that would be required to maintain the lake temperature if it was heated by steam alone. There was also very little energy in the high-frequency range that would be expected from collapsing steam bubbles. Any significant steam input would have produced a much higher sound level at high frequencies than was actually observed, both from the steam entering the lake, and from the steam bubbles collapsing (Leet 1988). The observed sound levels in the middle and high-frequency ranges are likely to have been caused by quite small amounts of the less soluble permanent gases entering Crater Lake as gas bubbles, with most of the permanent gases entering the lake dissolved in the recycled water.

Acknowledgments. Thanks to the French Ministry of Foreign Affairs and to the N.Z. Department of Conservation for their co-operation in this project, and to Lindsay Hall, Ian Nairn, and Jean Christophe Sabroux for helpful reviews of this paper. This research was supported by the Foundation for Research, Science and Technology. Institute of Geological & Nuclear Sciences Contribution 267.

6. Appendix

Sound produced by bubble formation

A well known mechanism for sound generation within fluids is the sound produced by bubbles entering the fluid from a nozzle or vent. As each bubble breaks off from its gas supply and establishes its stable spherical shape, there is a damped vibration of the bubble. The zeroth mode, of pulsing volume maintaining a spherical shape, is dominant as far as sound production is concerned. A gas bubble will have a zeroth mode resonant frequency of

$$f_0 = (2\pi r)^{-1}(3\gamma P/\rho)^{0.5} \quad (\text{Strasberg, 1956}) \quad (1)$$

where γ is the ratio of specific heats of gas in bubble (1.3 for permanent gases), P the static pressure (Pa), ρ the density of water (kg.m^{-3}), r the radius of bubble (m).

For instance, a bubble of 10 mm radius, under a pressure of 6 Bars (6×10^5 Pascals), the pressure at a depth of 50 metres, will have a resonant frequency of approximately 860 Hz. The frequency is only slightly affected by what gases are in the bubble.

Strasberg (1956), also obtained a formula for the total radiated sound energy from a bubble

$$E = \Delta P V_0 (\delta_s/\delta)$$

where V_0 is the bubble volume (m^3). Hence the radiated sound power (W) is proportional to the volume flow rate (V'), i.e.

$$W = \Delta P V' (\delta_s/\delta) \quad (2)$$

In these formulae, δ is the total dissipation constant, and δ_s is the acoustic dissipation constant. For air bubbles larger than about 3 mm radius in water, acoustic dissipation is dominant and δ_s/δ is close to 1, decreasing to about 0.5 for bubbles of 1.4 mm radius and 6 kHz resonant frequency (at 6 Bar pressure), and decreasing further for smaller bubbles. (Devin, 1959 used for Fig 4.4 of Ross, 1987), ΔP is the excess pressure inside the bubble. The smaller the vent the greater this pressure differential must be to form a bubble against surface tension, according to the relation

$$\Delta P = 2\sigma/r_v$$

where σ is the surface tension of water (0.07 N.m^{-1} at 40°C) and r_v is the vent radius. Typically, the vent radius is 30% of the bubble radius (Strasberg, 1956). For a 10 mm radius bubble, r_v is 3 mm, and ΔP is 46 Pa.

For symmetric propagation, the total power equals $4\pi r^2 I(r)$, at any distance r , where $I(r)$ is the sound intensity at that distance. From the relation

$$I(r) = \frac{1}{\rho_0 c_0} \int_f p^2(f) df$$

where $p(f)$ is the sound pressure at frequency f , with ρ_0 (Density) of 1000 kg.m^{-3} and c_0 (Sound Velocity) of 1500 m.s^{-1} , we can calculate the RMS sound pressure (p_{RMS}), at a distance r from the region of bubble formation as

$$P_{\text{RMS}} = (\rho_0 c_0 W / \pi)^{1/2} / 2r \quad (\text{Eq 2.89 in Ross (1987)})$$

so

$$P_{\text{RMS}} = (\rho_0 c_0 \Delta P V (\delta_s / \delta) / \pi)^{1/2} / 2r \quad (3)$$

Sound produced by bubble collapse

This calculation of the acoustic radiation produced by collapsing steam bubbles in water follows the work of Ross (1987), as used by Leet (1988), in his discussion of collapsing bubbles as an energy source for volcanic tremor. The potential energy E_p of a bubble is given by $\Delta P V$, where ΔP is the pressure difference between the bubble and the surroundings, and V is the initial size of the bubble. For collapsing steam bubbles, a reasonable value of ΔP is 5% of the ambient pressure, in other words we assume that the steam bubble condenses fairly quickly on reaching a region below the boiling temperature. At 50 metres depth, the pressure is 6 Bar, so ΔP is 0.3 Bar (3×10^4 Pa). The bubble collapse is damped and produces less sound as the permanent gas content of the bubble increases. Based on the assumed composition of the Crater Lake input gases (Hurst & Dibble, 1981), we assume a 10% gas content. From Fig 7.8 of Ross (1987), under these conditions about 2% of the total potential energy is released as sound.

In other words, the total power output produced by collapsing bubbles is approximately

$$W = 0.02 \Delta P V \quad (4)$$

This has a similar form to (2), but because of the much greater pressure differential, bubble collapse is much noisier than bubble formation, especially for large bubbles. For 10 mm radius bubbles, collapse is 13 times noisier than formation with the values given above, and this factor is proportional to bubble radius.

References

- Bercy, C., Sabroux, J.C. and Suparwoto, G., 1983. Underwater noise survey in the Crater Lake of Kelut volcano, In: H. Tazieff & J.C. Sabroux (eds) *Forecasting Volcanic Events*. Elsevier, Amsterdam, 529-543
- Brekhovskikh, L.M. and Lysanov, Yu.P., 1991. *Fundamentals of Ocean Acoustics*. Springer-Verlag, Berlin. 270pp.
- Christenson, B.W., Blick, G.H. and Crump, M.E., 1992. Ruapehu Crater Lake bathymetry, temperature profile and water column chemistry, February 1991. In Scott, B.J. and Sherburn, S. (compilers) *Volcano and geothermal observations 1991*. New Zealand Volcanological Record 20. Institute of Geological & Nuclear Sciences Science Report 92/7. p75-81
- Dawson, G.B. and Sorrell, G.K., 1985. Construction and operation of a remotely controlled catamaran for measuring the depth of Crater Lake on Mt Ruapehu. Wellington. DSIR Geophysics Division Technical Note 96. 36pp.
- Devin, C., Jr., 1959. Survey of thermal, radiation and viscous damping of pulsating air bubbles in water. *J. Acoust. Soc. Am.* 31: 1654-1667
- Dibble, R.R. 1974. Volcanic seismology and accompanying activity of Ruapehu Volcano, New Zealand. In: L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla (eds) *Physical Volcanology*. Elsevier, Amsterdam, 49-85
- Eastman, G. Y., 1968. The Heat Pipe. *Scientific American* 218: 38-46
- Gibson, F. W., 1970. Measurement of the effect of air bubbles on the speed of sound in water. *J. Acoust. Soc. Am.* 48: 1195-1197
- Hurst, A.W. and Dibble, R.R., 1981. Bathymetry, heat output and convection in Ruapehu Crater Lake, New Zealand. *J. Volcanol Geotherm. Res.* 9: 215-236
- Hurst, A.W. Bibby, H.M., Scott, B.J. and McGuinness, M.J., 1991. The heat source of Ruapehu Crater Lake; deductions from the energy and mass balances. *J. Volcanol Geotherm. Res.* 46: 1-20
- Leet, R.C., 1988. Saturated and Subcooled Hydrothermal Boiling in Groundwater Flow Channels as a Source of Harmonic Tremor. *J. Geophys. Res.* 93: 4835-4849
- Little, S.A., Stolzenbach, K.D., and Purdy, G.M., 1990. The Sound Field Near Hydrothermal Vents on Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* 95: 12,927-12,945
- Lu, N. Q., Prosperetti, A. and Yoon, S. W., 1990. Underwater noise emissions from bubble clouds. *IEEE J. Oceanic Eng.*, 15: 275-281.
- Marsh, H.M. and Schulkin, M., 1962. Sound absorption in sea water. *J. Acoust. Soc. Am.* 34: 864-865
- Ross, Donald, 1987. *Mechanics of Underwater Noise*. Los Altos, California, U.S.A., Peninsula Publishing. 375pp.
- Scott, B.J., 1992. Ruapehu Crater Lake observations and inspections 1991. In: Scott, B.J. and Sherburn, S. (compilers) *Volcano and geothermal observations 1991*. New Zealand Volcanological Record 20. Institute of Geological & Nuclear Sciences Science Report 92/7. p61-63
- Strasberg, M., 1956. Gas Bubbles as Sources of Sound in Liquids. *J. Acoust. Soc. Am.* 28: 20-26
- Wenz, G.M., 1962. Acoustic Ambient Noise in the Ocean: Spectra and Sources. *J. Acoust. Soc. Am.* 34: 1936-1956

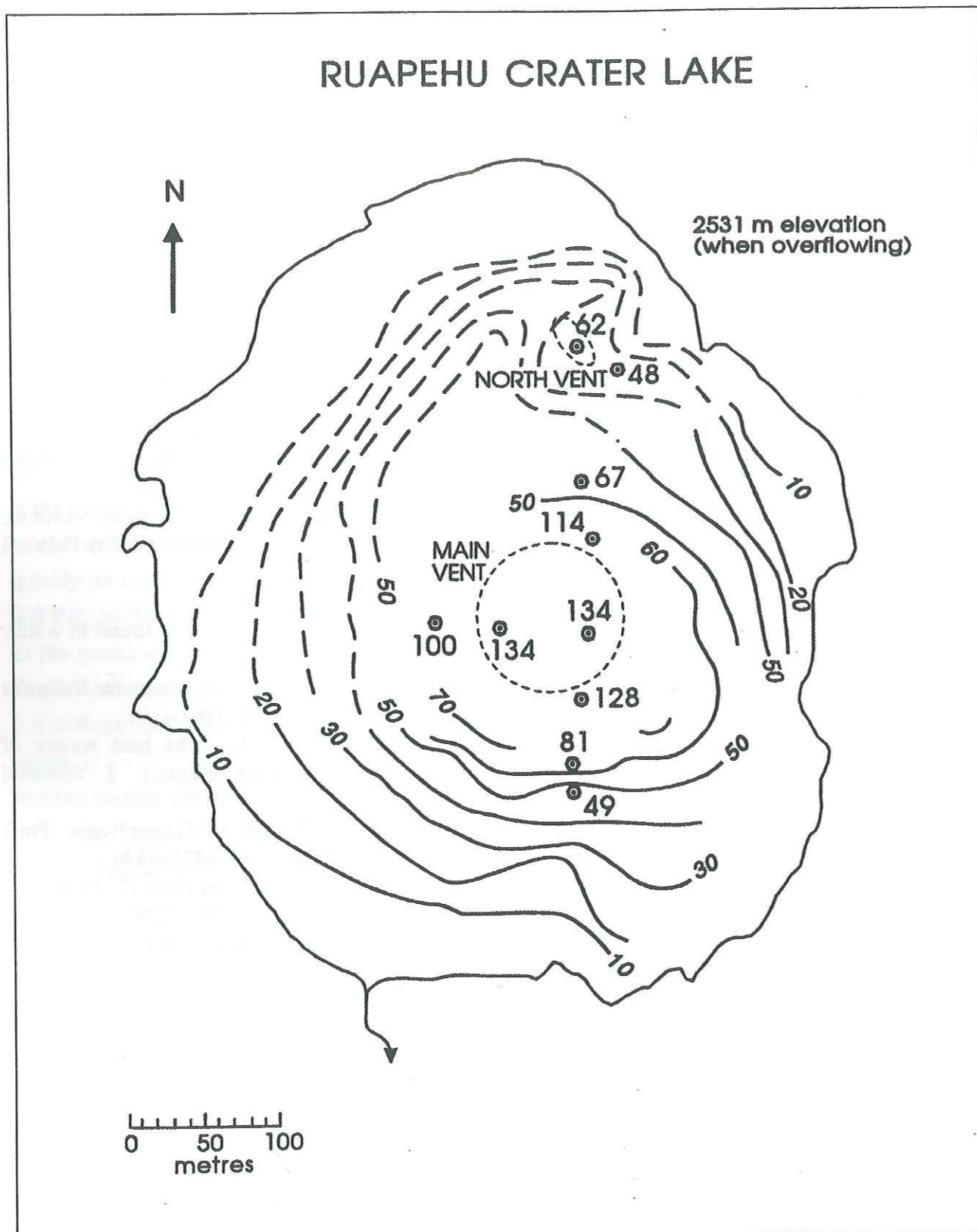


Fig. 1: Crater Lake, Ruapehu. Numbered points are depths in metres measured in February 1991 (Christenson et al, 1992), contours are older bathymetry from Hurst et al (1991).

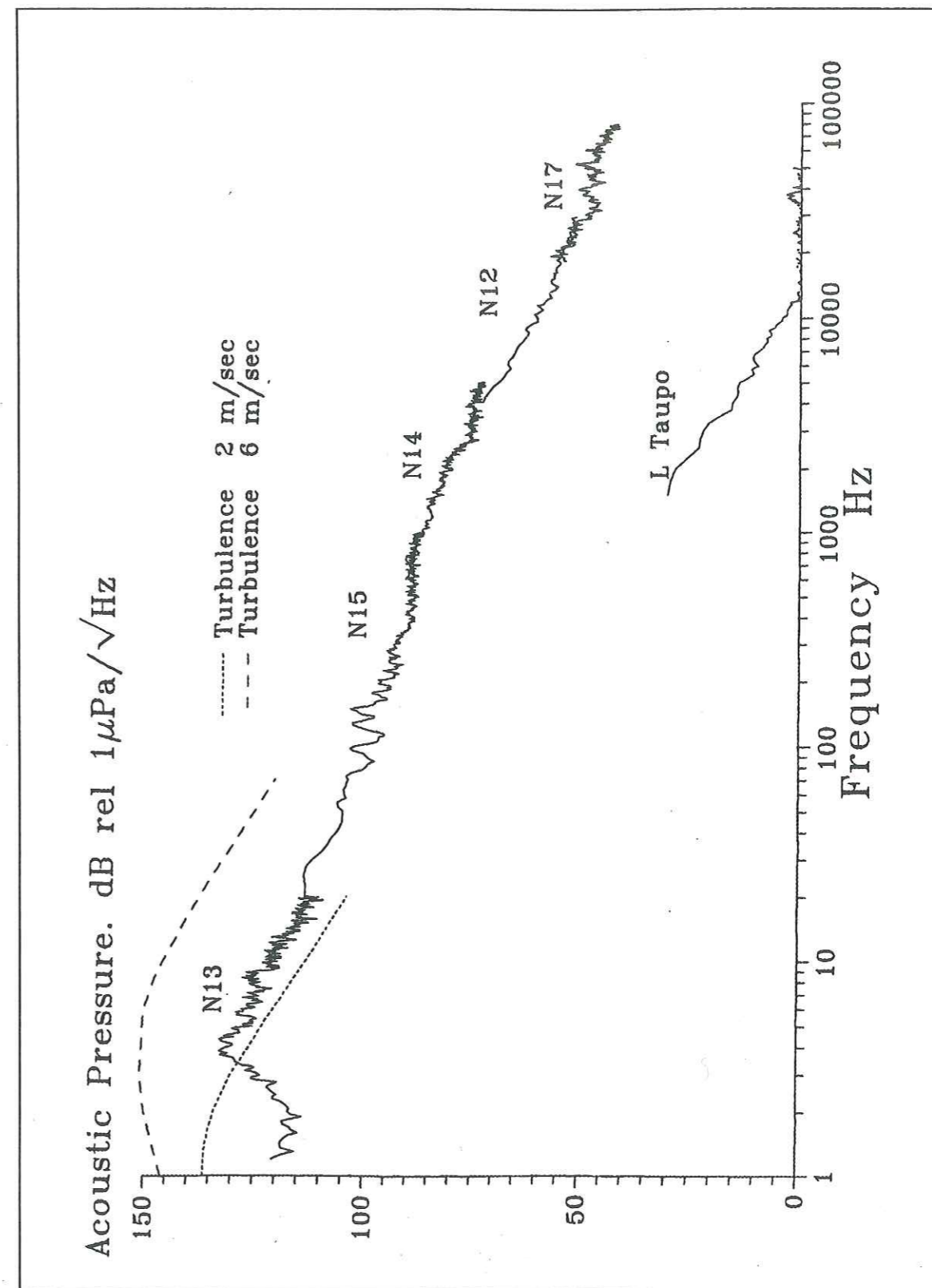


Fig. 2. Segmented powerspectrum of acoustic records obtained at a depth of 65 metres in the North Vent of Crater Lake, Ruapehu, compared to record from Lake Taupo, and theoretical turbulence spectra from Wenz (1962). Spectra from the Main Vent have M numbers, those from the North Vent have N numbers.

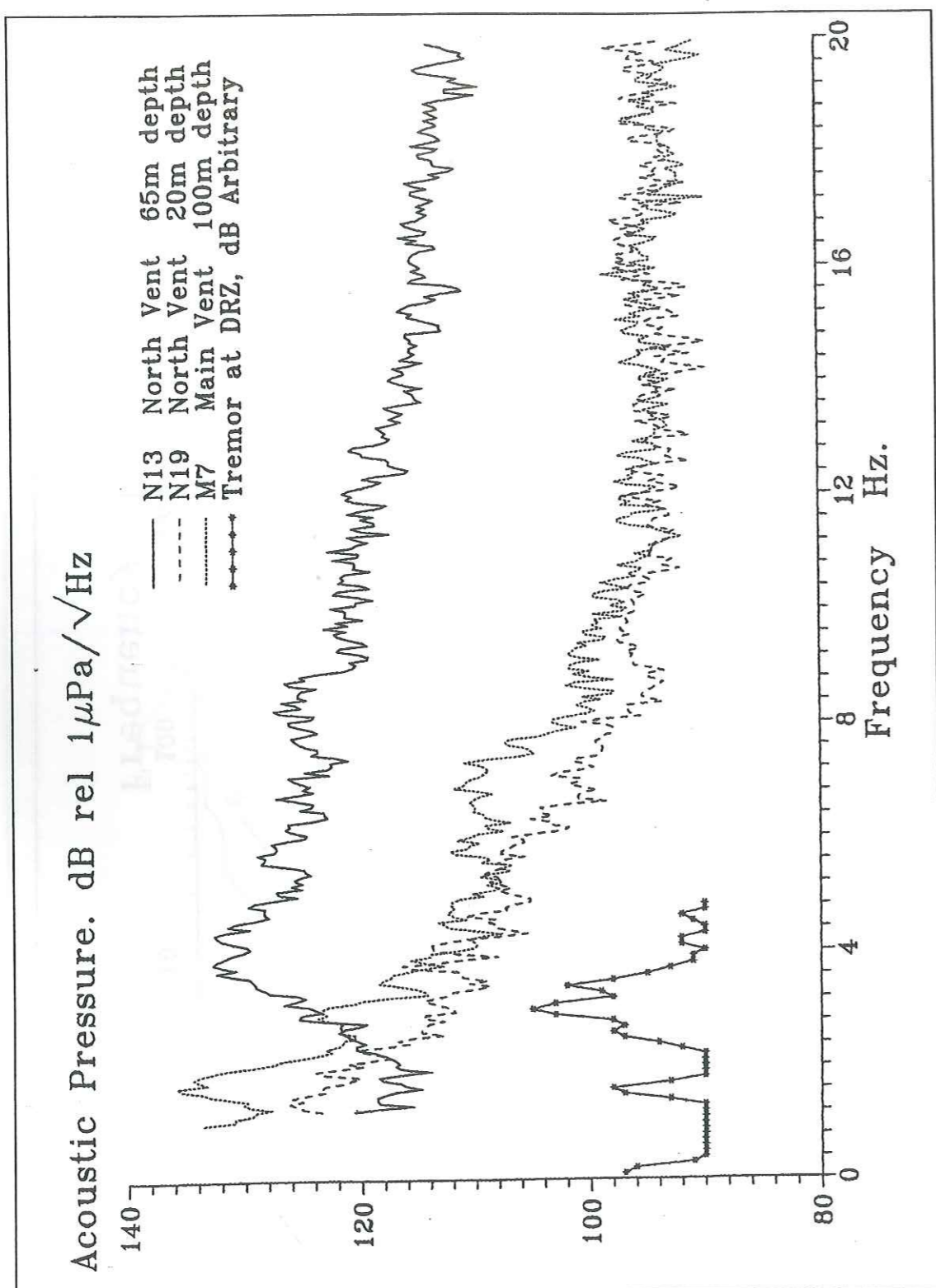


Fig 3 : Low-frequency spectra recorded at three sites in Crater Lake, together with a typical seismic spectrum from the DRZ seismometer, 500 m north of Crater Lake.

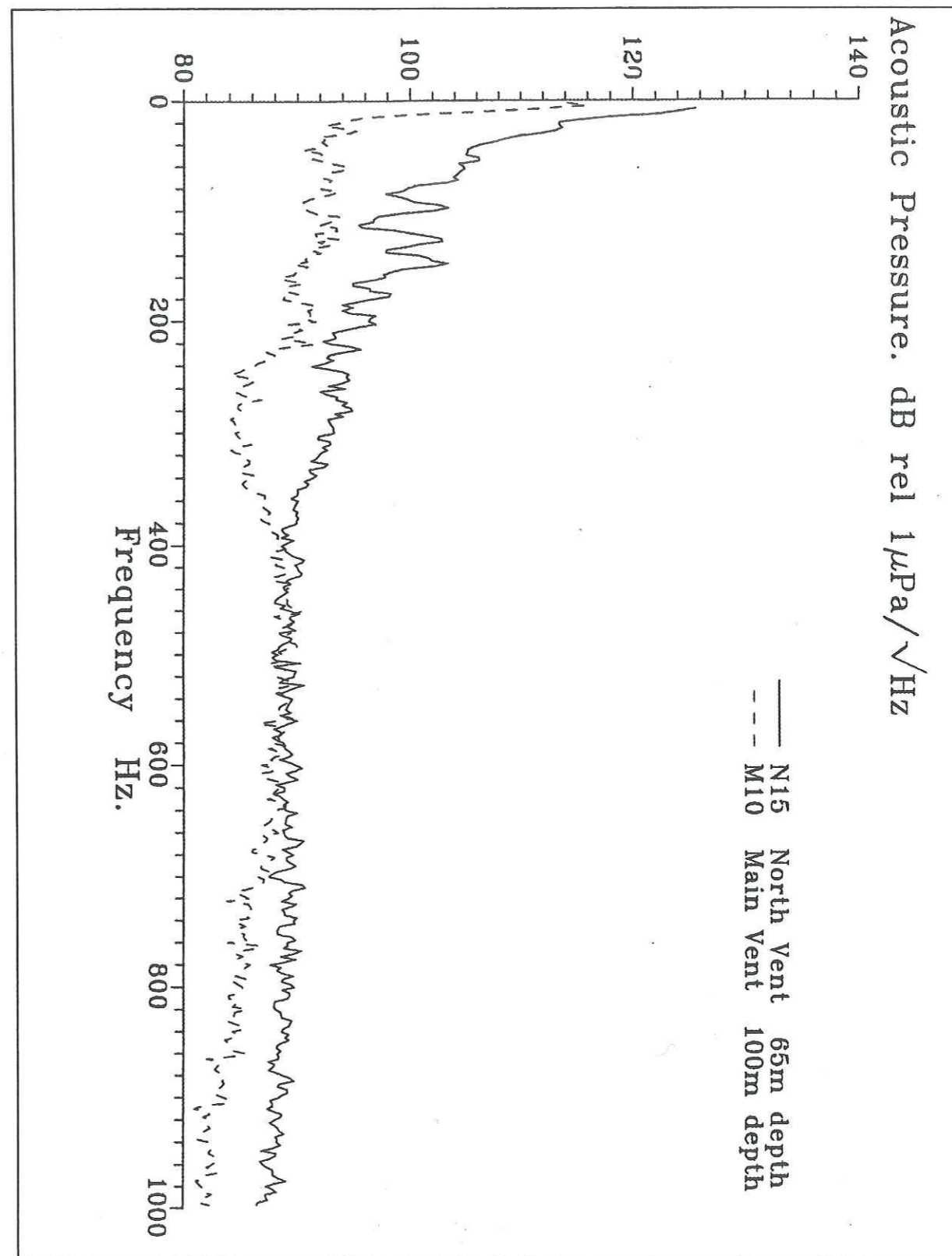


Fig. 4: Medium-frequency spectra recorded at two deep sites in Crater Lake.

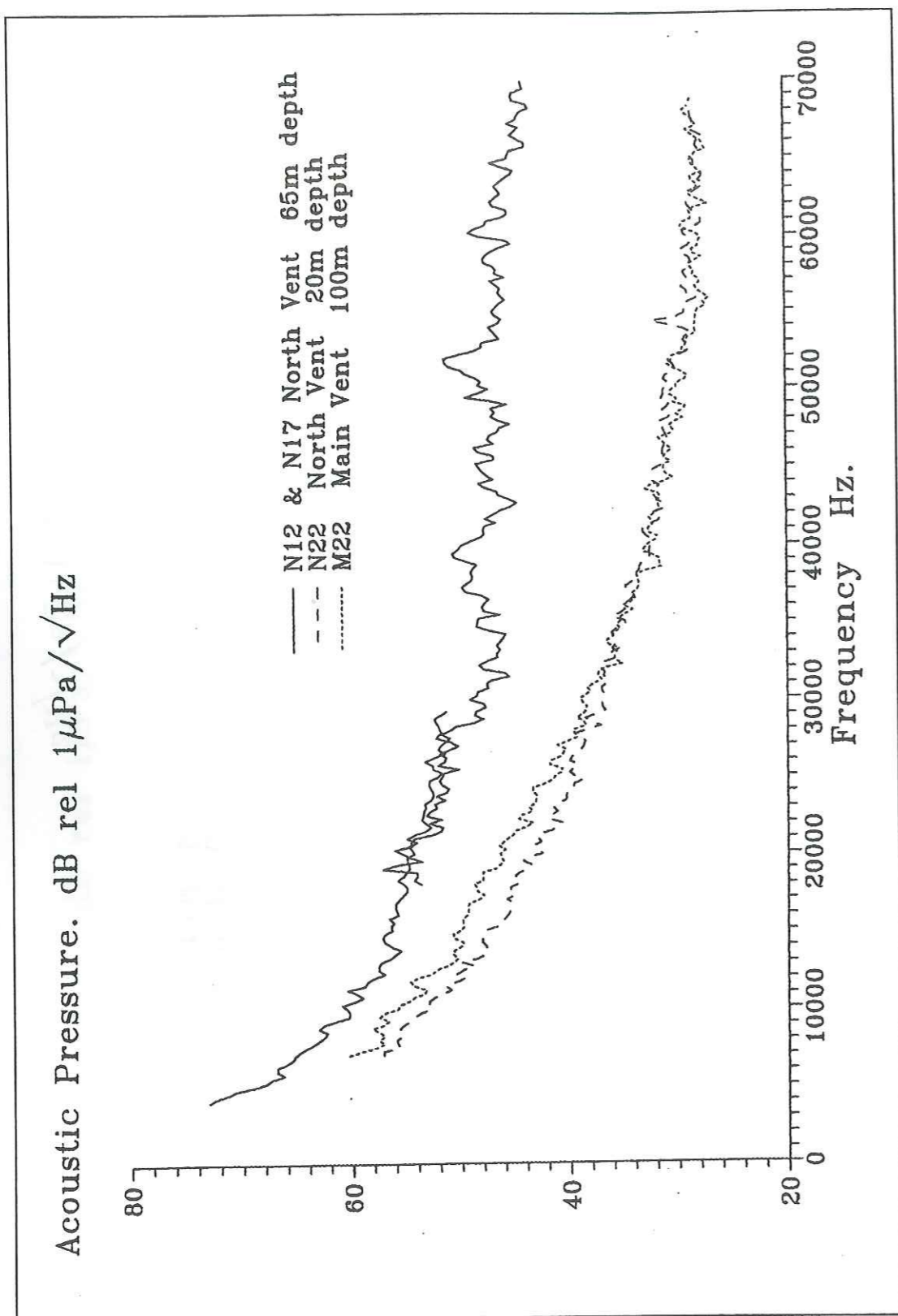


Fig. 5. High-frequency spectra recorded at four sites in Crater Lake.

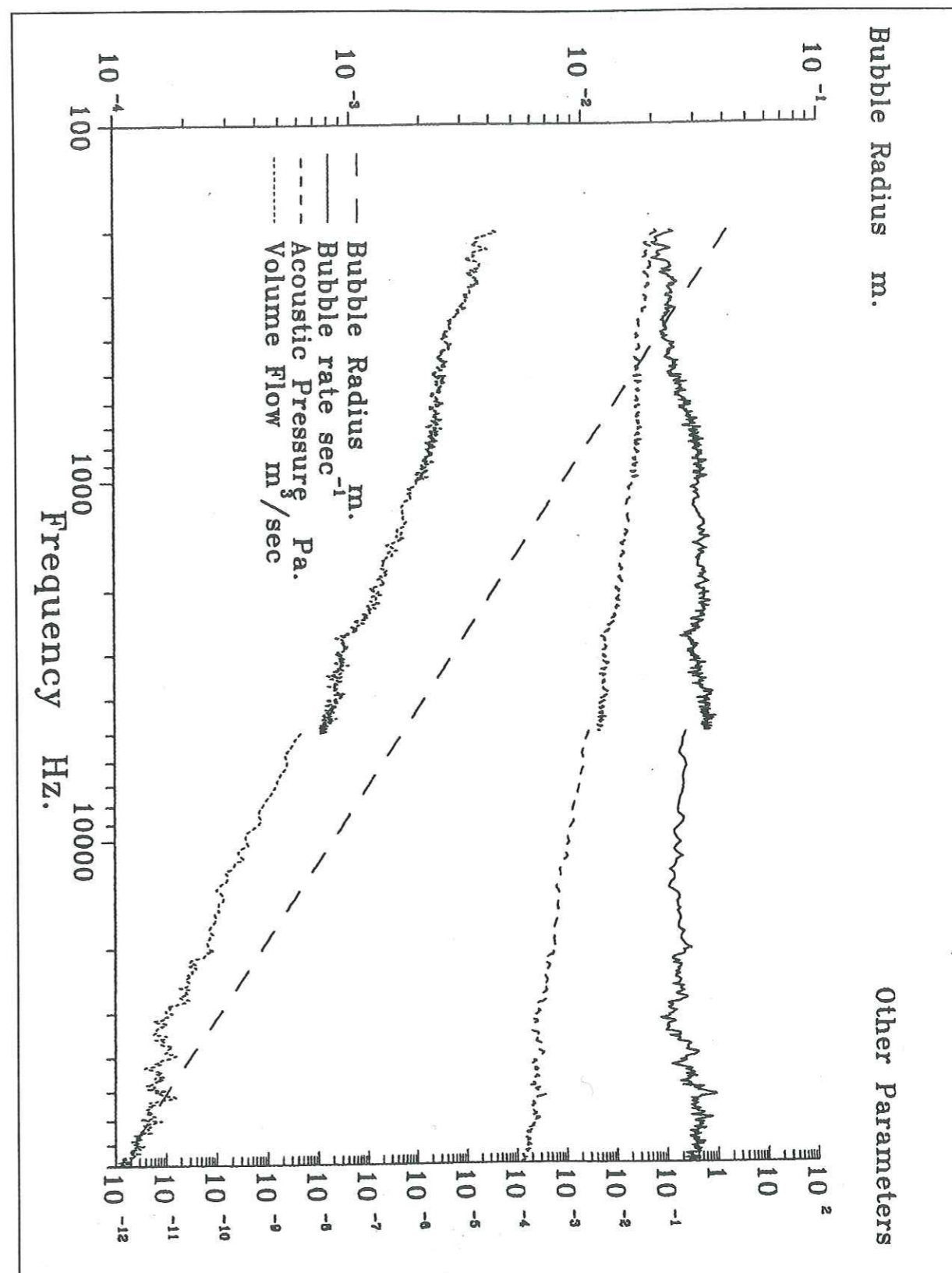


Fig. 6. Segmented powerspectrum from depth of 65 metres in North Vent, and characteristics of bubbles required to produce this spectrum by the sound of bubble formation.

III. Présentation du volcan Taal

1. Introduction

Le volcan Taal est un stratovolcan parmi les plus actifs de l'archipel des Philippines, il est localisé sur l'île de Luzon à 60 km au sud de Manille, à 14°N et 121°E.(fig. III.2) La géographie de ce volcan est constituée d'éléments imbriqués. Une caldeira préhistorique de dimensions égales à 16x27km et de profondeur maximale 75m est remplie par un lac d'eau douce appelé lac Taal dont le niveau est sensiblement le même que celui de la mer. Au milieu de ce lac émerge une île volcanique d'environ 5km de diamètre (fig. III.5). Cette île abrite en son centre un cratère d'un diamètre de 1.5km, dont l'altitude maximale est de 311 mètres. Ce cratère contient de l'eau formant le "Main Crater Lake (MCL)" d'une superficie de 1km² et d'un volume d'environ 40Millions de m³ (d'après les mesures bathymétriques de E.Ramos, 1989 ; fig. III.8). Un rocher émerge près du centre du lac de cratère.

Le volcan Taal a été déclaré "Volcan de la décennie 1990-2000" , il a donc été choisi parmi les volcans les plus actifs pour lesquels des études plus poussées sont nécessaires. Plusieurs millions de personnes habitent dans un rayon de 20km autour de la caldeira principale. L'île volcanique a été déclarée comme une zone de danger permanent depuis l'éruption de 1965, mais elle compte néanmoins quelques milliers d'habitants aujourd'hui.

2. Cadre géologique

L'archipel des Philippines est traversé du nord ouest au sud-est par trois lignes géologiques parallèles (fig. III.3). Deux plaques océaniques convergentes subductent sous le pays et forment des fosses océaniques au large des côtes ouest et est. A l'ouest la fosse de "Manille" s'étend sur 900 km jusqu'à l'île de Taiwan. La fosse à l'est de l'archipel est appelée fosse des "Philippines". L'archipel est traversé en son centre par un décrochement senestre : la faille "Philippines" qui s'étend sur 1200 km depuis le Nord-Ouest de Luzon jusqu'au sud de Mindanao. Il semblerait que cette faille se sépare au sud de l'île de Luzon en deux branches vers le Nord, une branche qui coupe l'île de Luzon et une autre, récemment reconnue, appelée 'Sibuyan sea fault' qui traverserait le Taal du sud-est au nord-ouest (Bischke et al. 1990). Le Taal fait partie intégrante du 'Macolod corridor' (fig.III.4), qui est une zone d'extension nord-est/sud-ouest et qui comprend de nombreux volcan basaltiques ainsi que trois stratovolcans en plus du Taal (Föster et al.,1990; Knittel and Oles, 1995).

La caldeira principale est remplie par un lac d'une profondeur maximale de 160mètres qui semble avoir été formée par plusieurs explosions volcaniques et montre au moins deux importants centres d'effondrements (Listanco, 1994) qui marquent l'alignement de deux axes tectoniques Nord-Ouest/Sud-Est et Nord-Est/Sud-Ouest (fig. III.7).

3. Ile volcanique

Toutes les éruptions récentes ont eu lieu à partir de l'île volcanique, elle semble être le résultat de deux structures nord-ouest/sud-est et nord-est/sud-ouest dont l'intersection est le cratère central. Il est fort probable que l'île volcanique se situe au dessus du conduit magmatique. Une campagne de tirs concernant la structure interne du volcan a été effectuée en 1993 et a émis les conclusions suivantes (Nishigami et al., 1994) :

a) On distingue deux couches principales (fig. III.1):

- La première de 0 à 700mètres de profondeur avec une vitesse des ondes P de l'ordre de 1.5Km/s.

- La deuxième de 700mètres à 8Km avec une vitesse de 4.5Km/s.

La présence d'eau pourrait être une explication de la faible vitesse de la première couche.

b) Cette étude a montré l'existence d'une zone de faible vitesse (inférieure de 30% à la normale), qui se situerait sous l'île volcanique, à faible profondeur.

c) Un réflecteur de petite dimension à une profondeur de 6km et un autre plus important à 8km ont été mis en évidence, ces réflecteurs pouvant correspondre au toit du réservoir magmatique (Nishigami et al, 1994).

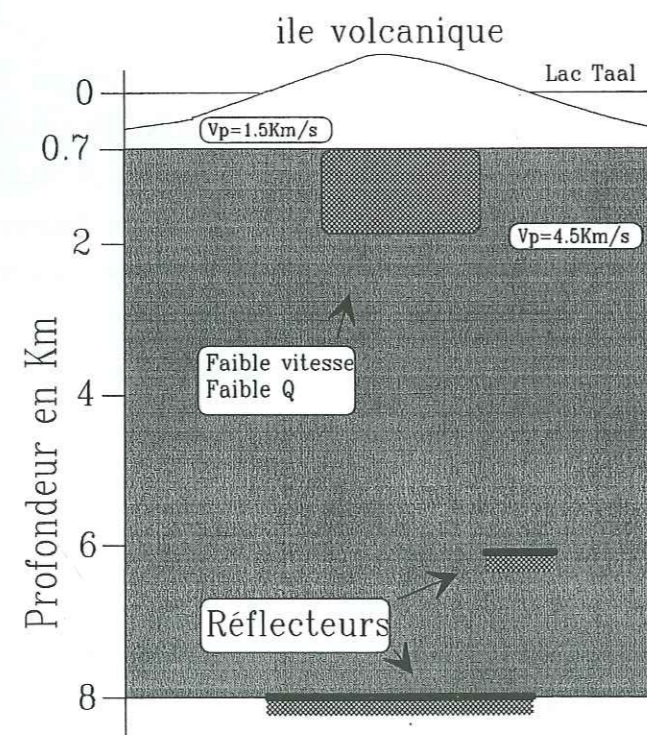


Figure III.1 : Structure des vitesses au Taal (Nishigami et al., 1994).

4. Activité récente

Les éruptions décrites historiquement sont celles qui ont eu lieu au centre de l'île volcanique, elles sont généralement de type phréatomagmatique explosif et ont rarement affecté les zones extérieures aux villages situées en bordure externe du lac Taal. Occasionnellement, de plus importantes éruptions comme celle de 1754 (Torres, 1990) ont recouvert toute la région par des dépôts de cendres, et jusqu'à la position actuelle de la ville de Manille.

Plus de 30 éruptions ont été enregistrées depuis 1572 (fig. III.9). La plus importante est celle de 1754 qui a consisté en une succession de phases pliniennes et stromboliennes avec quelques épisodes mineurs phréatomagmatiques. L'observation géologique a aussi révélé des déformations de la croûte dues à d'importants tremblements de terre tels que celui de 1749, qui a provoqué une fissure s'étendant à l'Est/Nord-Est sur quelques kilomètres depuis le lac de cratère principal jusqu'au lac Taal.

L'éruption de 1911 de type phréatomagmatique a eu lieu dans le lac de cratère principal et a provoqué la mort de 1335 personnes sur l'île. Le dernier épisode éruptif s'est produit de 1965 à 1977, caractérisé par d'importantes phases phréatomagmatiques en début et fin de période et ponctué de phases stromboliennes en 1968 et 1969. L'éruption de 1965 s'est produite au Mont Tabaro, au Sud-Ouest du cratère principal (fig. III.7), créant alors par une violente explosion phréatique un cratère long de 1.5km et large de 3km ouvert sur le lac Taal. Les éruptions suivantes ont contribué à combler cette dépression et à former l'actuel Mont Tabaro.

Depuis 1977, 3 crises sismo-volcaniques importantes ont été observées, une en 1987-89, une en 1991-92 comprenant un épisode sismique très énergétique en février 1992, la dernière crise recensée s'est produite en mars 1994. La crise de février 1992 a provoqué des déformations importantes, comme l'ouverture d'une fissure d'un centimètre de large et longue de 1 km dans la direction est-ouest, au nord du cratère principal.

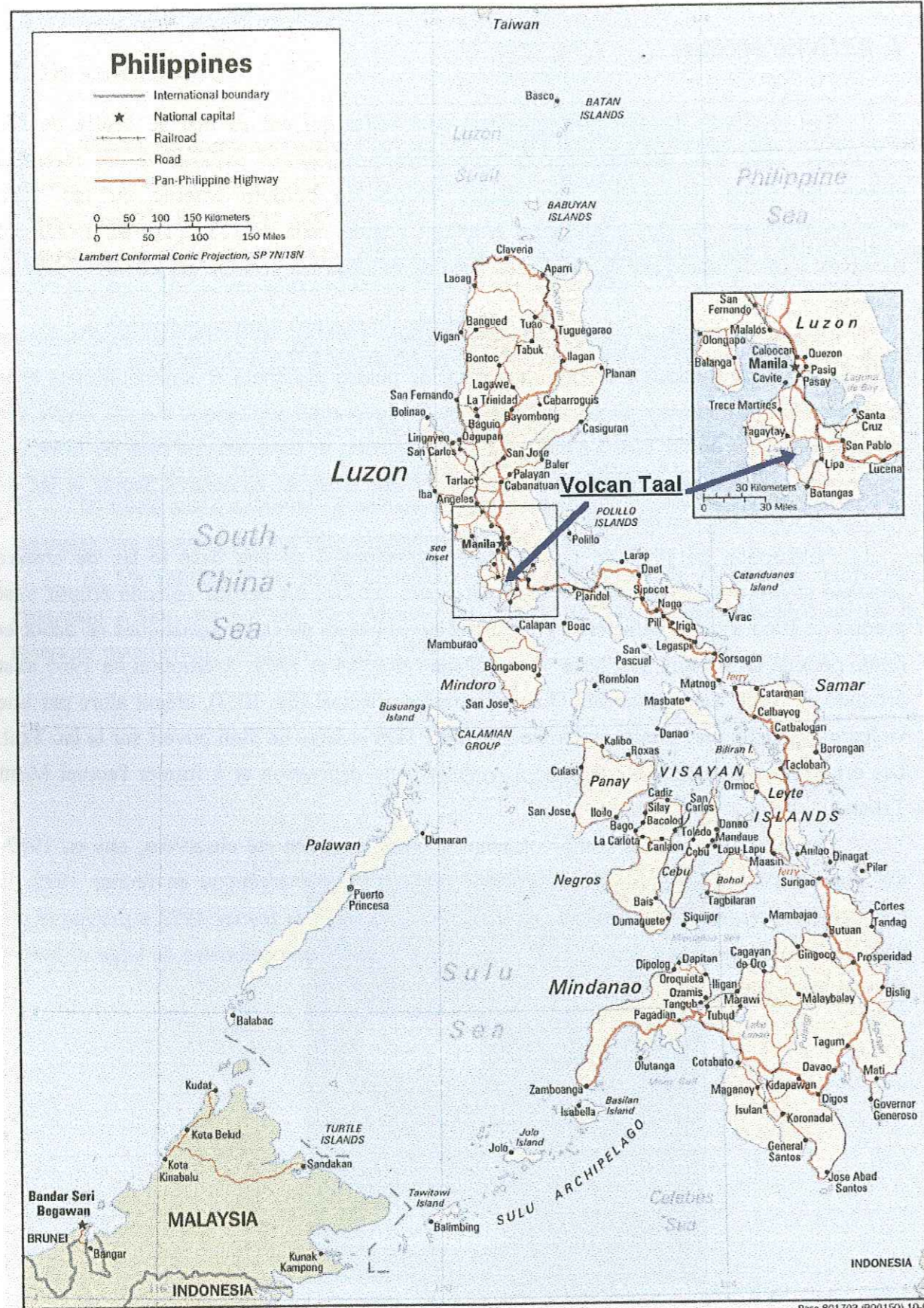


Figure III.2: Carte des Philippines. Le volcan Taal se trouve au sud de l'île de Luzon.

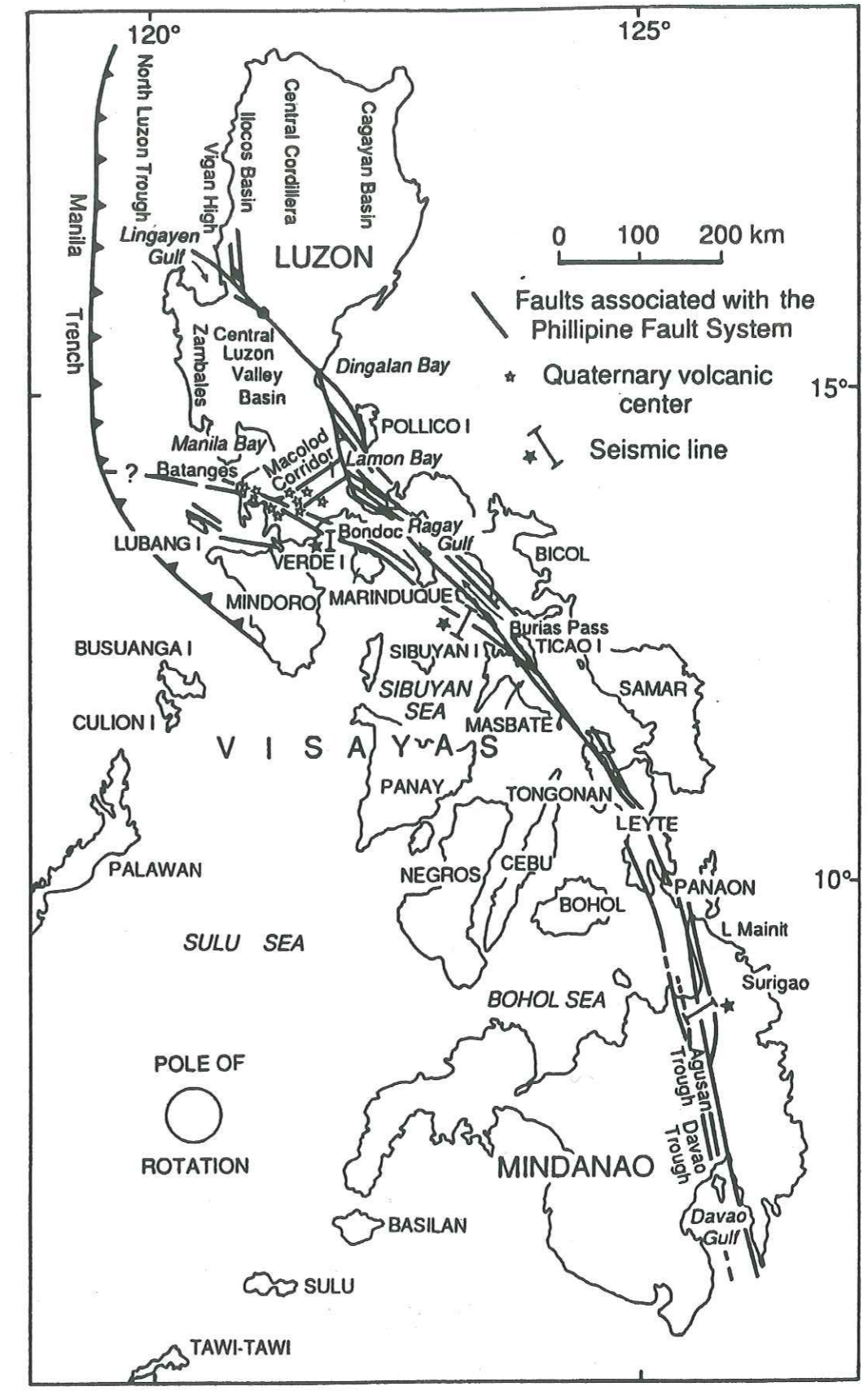


Figure III.3 : Carte tectonique des Philippines; les deux fosses à l'ouest et à l'est marquent la subduction des deux plaques.

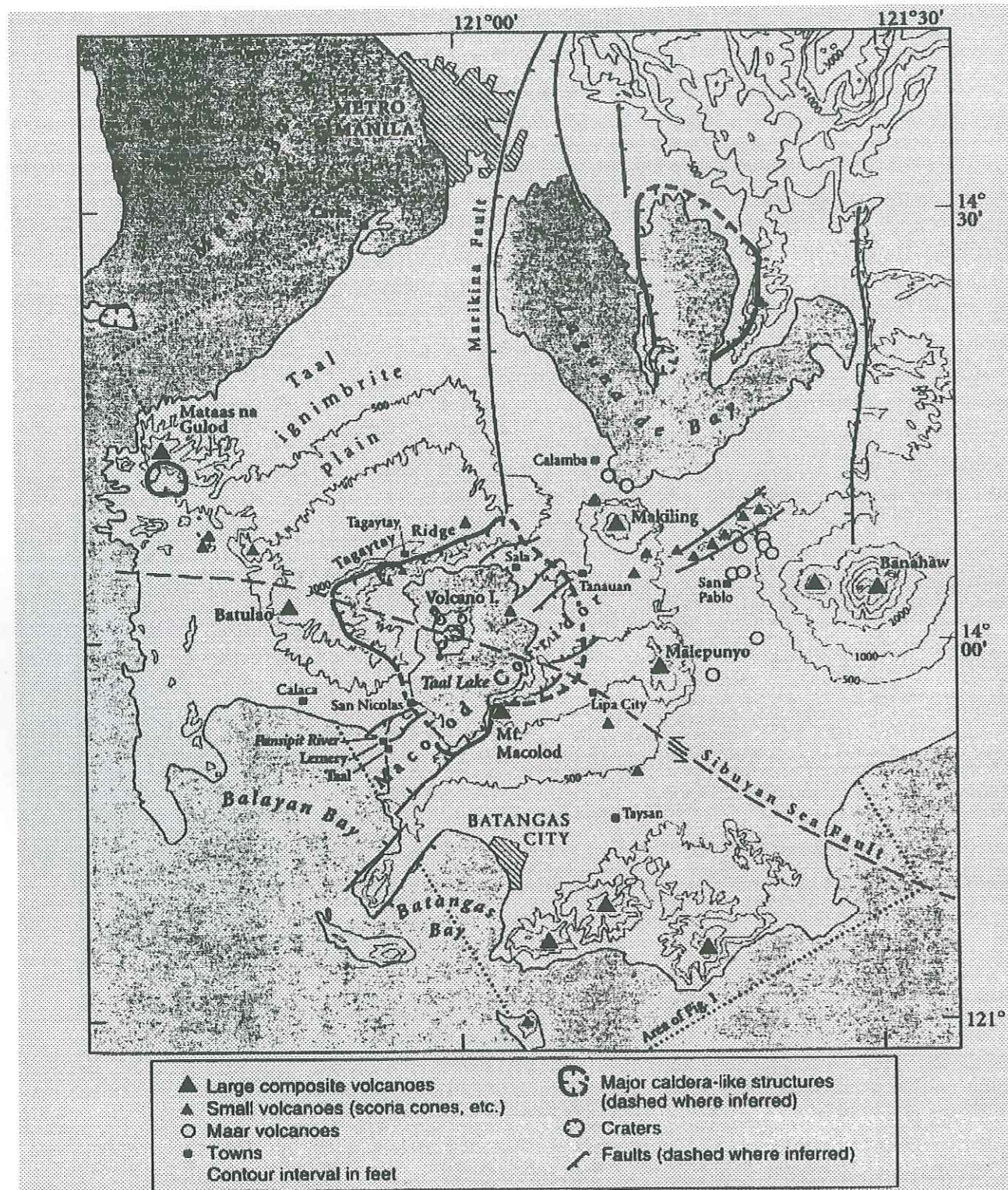


Figure III.4 : Carte tectonique de la région du Taal. Le volcan est dans un bassin d'effondrement appelé "Macolod Corridor". Il est traversé par une faille décrochante dextre : la "Sibuyan sea branch" (Föster et al., 1990).

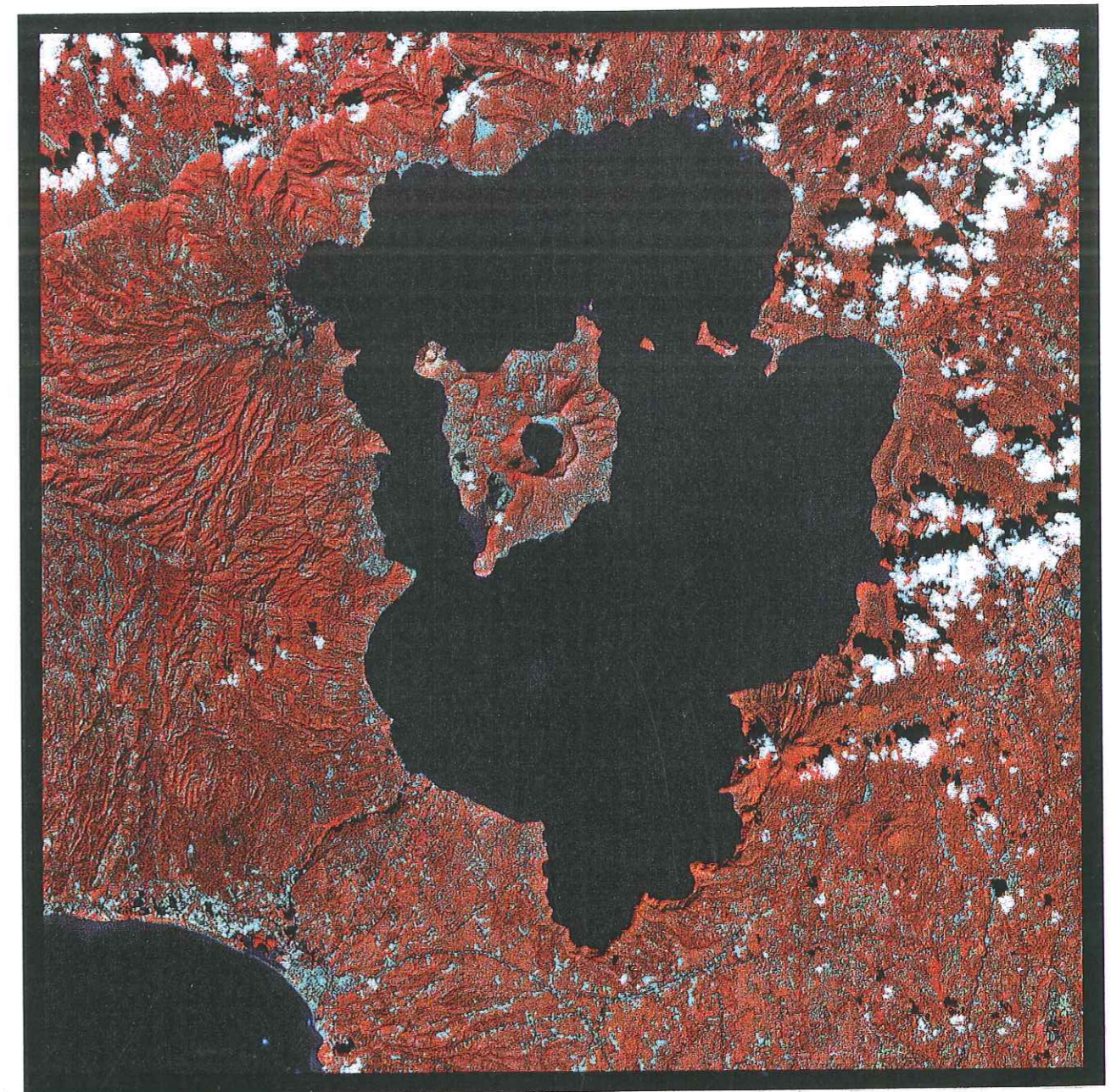


Figure III.5 : Photo satellite du volcan Taal, prise le 13 janvier 94. On distingue bien ici les alignements NE-SW et NW-SE. (© CNES, 1994)



Figure III.6 : Vue du lac de cratère au centre de l'île volcanique, on voit le lac Taal au fond. (Photo Tanguy)

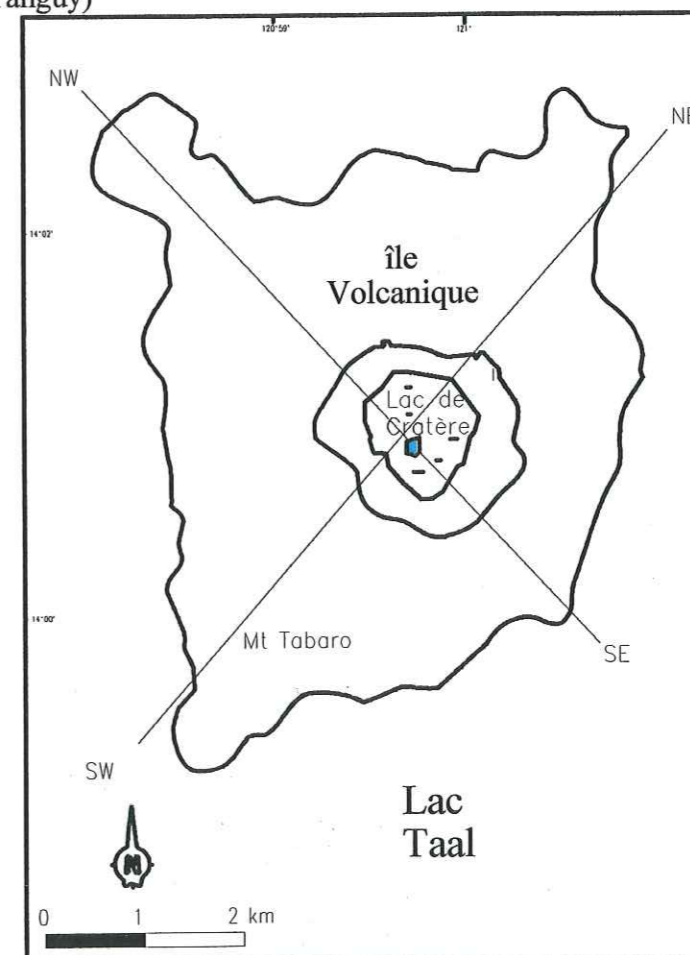


Figure III.7 : île volcanique et directions de failles privilégiées.

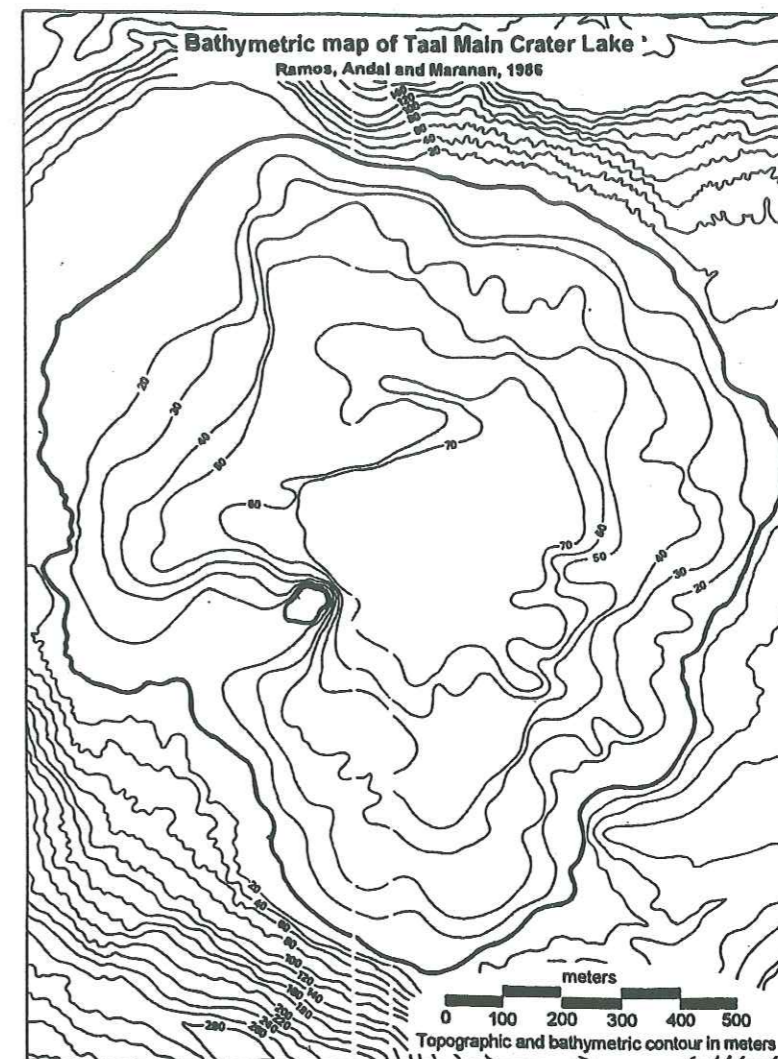


Figure III.8 : Bathymétrie du lac de cratère (E.Ramos, 1989)

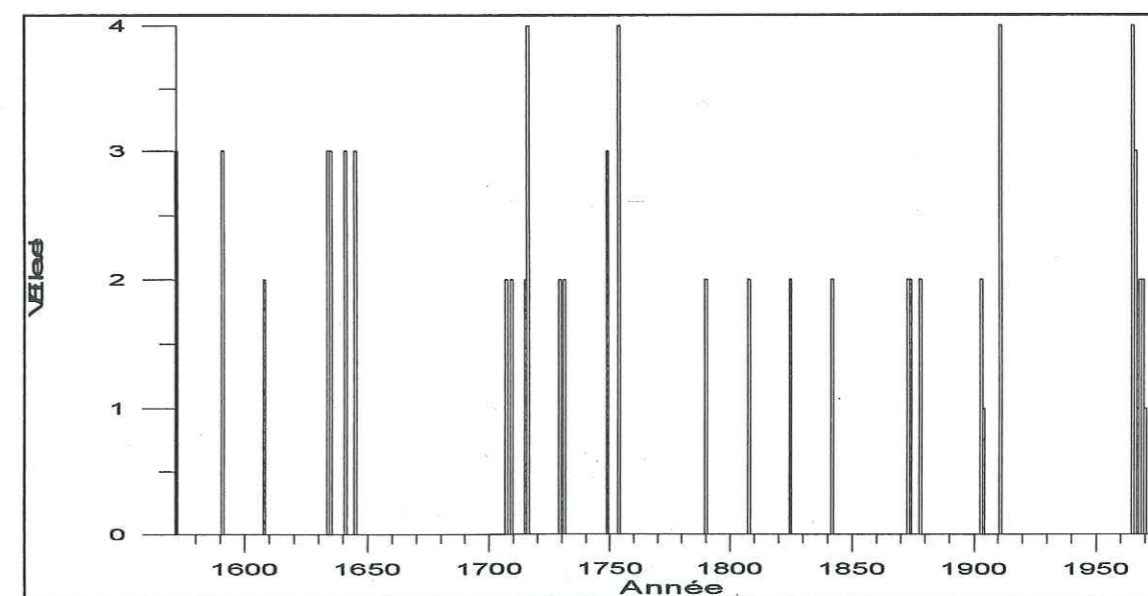


Figure III.9 : Indice d'explosivité volcanique (VEI) des éruptions du Taal depuis 1572 (voir l'annexe II pour sa définition).



(200)



**IV. Réalisation d'une station de mesure acoustique
au Taal**

1. Introduction

Nous nous proposons de réaliser une nouvelle station de mesure acoustique pour le lac de cratère du volcan Taal. Nous décrirons tout d'abord les limites de l'ancien système, puis nous détaillerons la réalisation du nouveau. Enfin, nous ferons la description des données enregistrées.

L'ancienne station de mesure acoustique RMS installée depuis 1991 dans le lac de cratère du Taal mesure en permanence les niveaux acoustiques RMS dans 3 bandes de fréquences (fig. IV.1.1):

- Basses fréquences: 0-50Hz
- Fréquences audiométriques: 250-5000Hz
- Fréquences ultrasonores: 20kHz-100kHz

Pour chacune de ces bandes, des mesures du niveau RMS sont effectuées toutes les minutes. La moyenne de ces mesures est ensuite calculée sur une période de 2 heures. On obtient donc une valeur RMS moyenne pour chacune des bandes toutes les 2 heures qui est envoyée par le système satellitaire Argos, limité à un flux de 32 octets.

Les avantages de ce système tiennent dans sa relative simplicité d'utilisation et de fonctionnement, les données sont récupérables pratiquement en temps réel, ce qui permet de réagir rapidement à une variation importante de celles-ci.

Néanmoins, les valeurs RMS ne permettent qu'une interprétation limitée des phénomènes, certains pouvant être cachés ou difficiles à interpréter:

1) Le niveau RMS peut rester identique, alors que la forme du spectre est modifiée. On peut donc avoir une modification des phénomènes sources de bruit sans pouvoir s'en apercevoir.

2) Les limites des bandes de fréquences RMS ne correspondent pas toujours à l'extension que peut avoir un phénomène, qui peut s'étendre au delà. Prenons par exemple le cas du bullage, si son augmentation est importante aux alentours de 1kHz, on peut s'attendre à une extension de la "queue" du spectre pouvant aller jusqu'à 40kHz. On observera alors sur la bande HF > 20kHz une augmentation du niveau et l'on sera tenté d'interpréter ceci comme un phénomène centré sur une fréquence supérieure à 20kHz. On pourra donc en déduire par erreur que l'émission acoustique a augmenté.

3) Un même phénomène peut se décaler en fréquence sans changer d'amplitude. Si ce décalage est à cheval entre deux bandes de fréquences, le déplacement vers les plus hautes fréquences fera augmenter la bande RMS HF pendant que la bande RMS MF diminuera, et vice versa. Un exemple de ce phénomène a été identifié dans les enregistrements d'une station acoustique du même type, qui avait été installée dans le lac de cratère du volcan Kelut (île de Java, Indonésie), on le représente à la figure IV.1.2. Cette tendance est importante des jours 81 à 86.

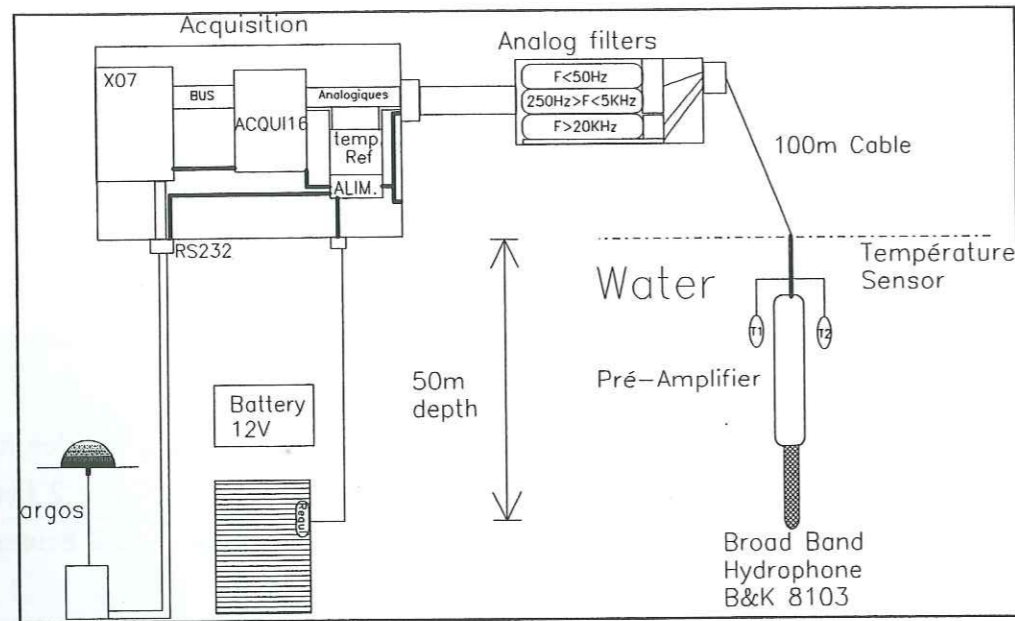


Figure IV.1.1: Schéma de principe de la station RMS par transmission Argos installée au Taal en 1991.

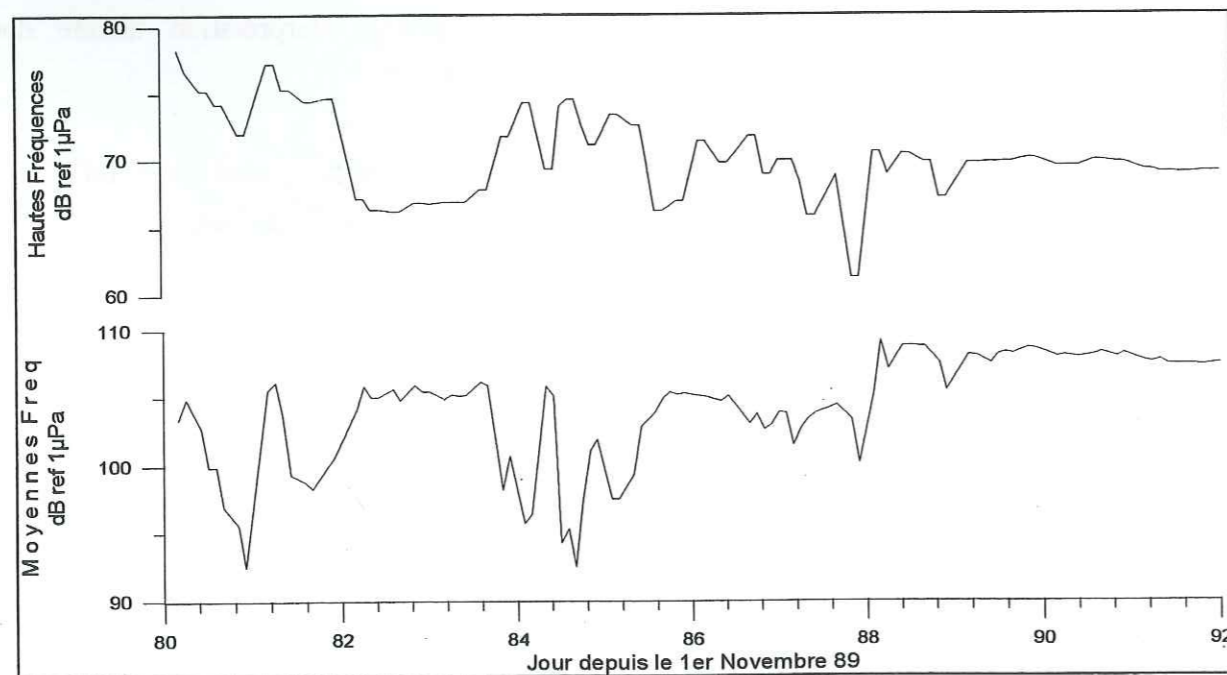


Figure IV.1.2: Effet Miroir entre bande MF et HF pour la station RMS du Kelut.

2. Objectifs

Le signal acoustique émis dans les lacs de cratère est intéressant sur une très large bande, qui couvre les fréquences allant de 0.1Hz à 1Mhz. Les sources de bruit contenues dans ce spectre sont les suivantes (fig. IV.2.1).

Source	ordre de grandeur de la source	Gamme de fréquence
Sismicité, trémor.	1-100 mètres	0-10Hz
Bruits hydrothermaux (mouvement de fluide, turbulence).	0.1-10 mètres	1-100Hz
Bullage, bruits météorologiques (pluie, vent)	0.1-20 mm	200Hz-20kHz
Microsismicité, émission acoustique.	0.1- 10 mm	40kHz-1MHz

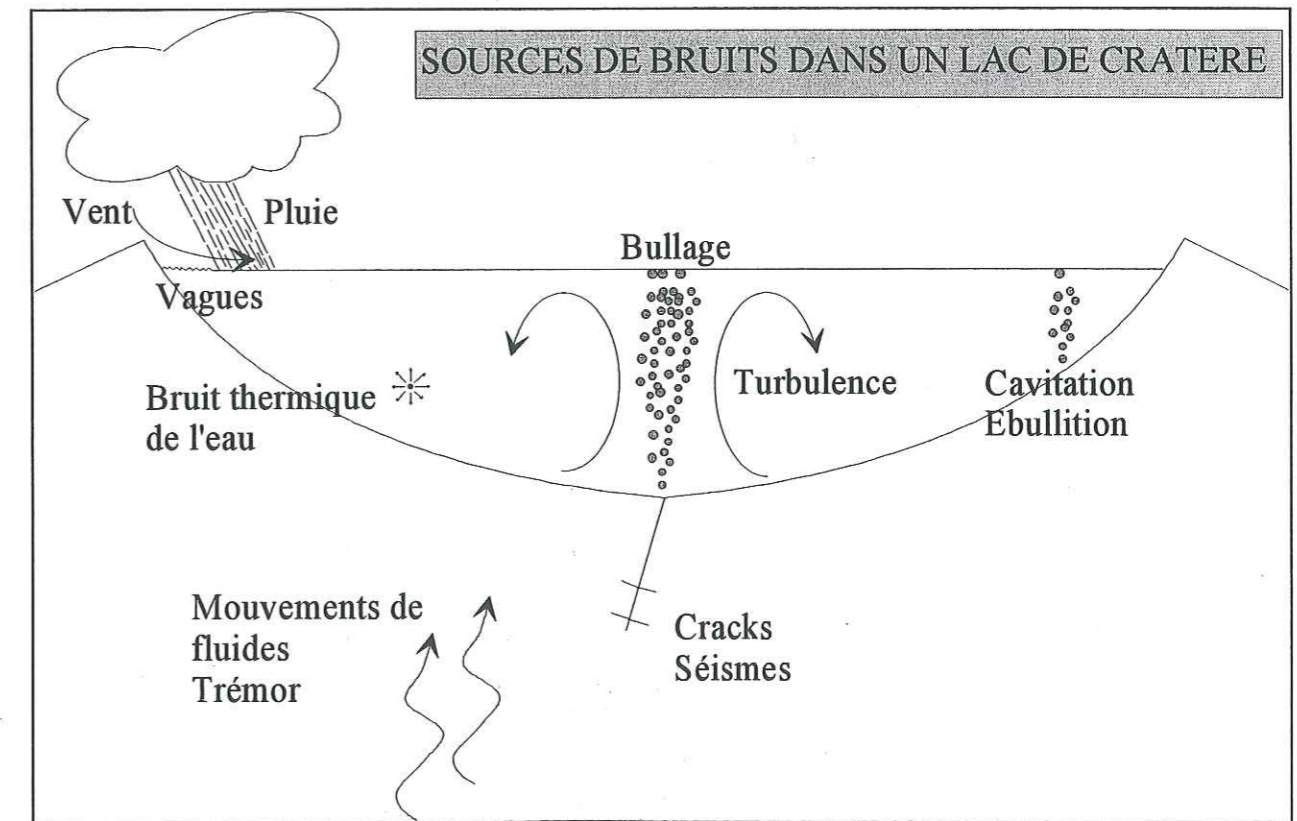


Fig. IV.2.1: Différentes sources de bruits dans un lac de cratère.

Nous nous intéressons plus particulièrement à 3 sources de bruits:

- 1) Le bullage, qui nous permet de quantifier le débit gazeux sublacustre.
- 2) Les bruits hydrothermaux, nous permettant d'évaluer les mouvements de fluide.
- 3) L'émission acoustique ultrasonore

Notre objectif est de pouvoir quantifier chacun de ces phénomènes. Il nous faut pour cela être renseigné sur leur contenu fréquentiel du signal enregistré. Nous connaissons déjà la forme générale de ce contenu mais ne savons pas de quelle manière il évolue.

a) Basses & Moyennes Fréquences ($f < 20\text{kHz}$).

Pour le bullage et les mouvements de fluide, les sources de bruits correspondantes sont continues à l'échelle de plusieurs minutes. L'acquisition d'un spectre tous les 1/4 d'heure est donc suffisant pour suivre leurs évolutions.

Pour le bullage, si l'on considère que le rayon des bulles à étudier est entre 1mm et 5cm, il nous suffit de connaître le niveau acoustique dans la bande 200-9500Hz (pour une profondeur de 75mètres, cf. Chap. VI-1).

b) Hautes Fréquences ($20\text{kHz} < f < 1\text{Mhz}$)

Dans le cas des hautes fréquences, nous aurions souhaité connaître le type de signal, et savoir si celui-ci est plutôt discret, c'est-à-dire constitué d'une succession de signaux, ou continu.

Dans un premier temps nous ferons l'hypothèse que le signal ultrasonore est de type discret, nous ferons donc des acquisitions HF lorsque le niveau sonore dépassera un certain seuil de déclenchement. Nous voulons toutefois nous réserver la possibilité de procéder à des acquisitions forcées (sans seuil de déclenchement). Il faudra donc pouvoir modifier la méthode d'acquisition, et ceci, si possible, à distance.

c) Température

L'acquisition de la température du lac est aussi un de nos objectifs, cette température nous permettra de calculer le bilan thermique du lac et de suivre les évolutions thermiques du volcan.

Il nous faut pouvoir accéder facilement aux données enregistrées, nous optons donc pour la réalisation d'un système entièrement télémétré.

Ce système doit aussi être autonome au niveau énergétique car il n'y a pas de possibilité d'obtenir une alimentation électrique sur place.

Nous résumons ci-dessous les caractéristiques principales de la station que nous voulons réaliser:

- ♦ Acquisition de signaux permettant de couvrir le spectre de 1Hz à 500kHz et d'en étudier les variations à court terme, c'est à dire en ayant au moins un spectre tous les 1/4 d'heure
- ♦ Acquisition de la température du lac.
- ♦ Possibilité de modifier à distance les paramètres de l'acquisition.
- ♦ Facilité d'accès aux données.
- ♦ Autonomie de fonctionnement.

3. Réalisation

Nous décrivons ici les différents éléments utilisés pour la réalisation de la station acoustique.

a) Capteur acoustique

Les mesures de bruit acoustique en milieu liquide utilisent un hydrophone. Nous avons choisi de travailler avec un hydrophone de marque Brüel&Kjær numéro 8106 (fig. IV.3.1). Cet hydrophone est constitué d'un empilement de céramiques piézo-électriques ayant chacune leur propre fréquence de résonance. Cet empilement permet d'obtenir une courbe de réponse relativement plate. Un amplificateur est intégré à cet hydrophone et permet d'en augmenter la sensibilité (fig. IV.3.3). Elle est en moyenne de -155dB réf 1V/ μPa jusqu'à 60kHz, puis décroît jusqu'à -185dB réf 1V/ μPa à 160kHz. Elle est donc suffisante jusqu'à 160kHz mais ne peut pas couvrir entièrement la gamme de l'émission acoustique.

Niveau de bruit

Wenz (1962) définit deux niveaux de référence :

- le niveau "Seastate 0", comme étant le bruit ambiant de la mer avec un vent et des vagues nulles et une surface plate comme un miroir.

la limite inférieure du niveau enregistrable en mer : ce niveau a été calculé en ajoutant les courbes du bruit minimum pour chaque source sonore maritime (pluie, vent, vagues, turbulence, etc ...)

Le niveau de bruit de l'hydrophone B&K8106 se trouve au dessus de la limite inférieure et au dessous du "Seastate 0" défini par Wenz, c'est donc un niveau de bruit très faible (fig. IV.3.2). Il nous permet donc de réaliser notre étude car les sources qui nous intéressent en milieu volcanique sont bien plus élevés (au moins 40 dB de plus) que le niveau de bruit minimum de l'hydrophone.

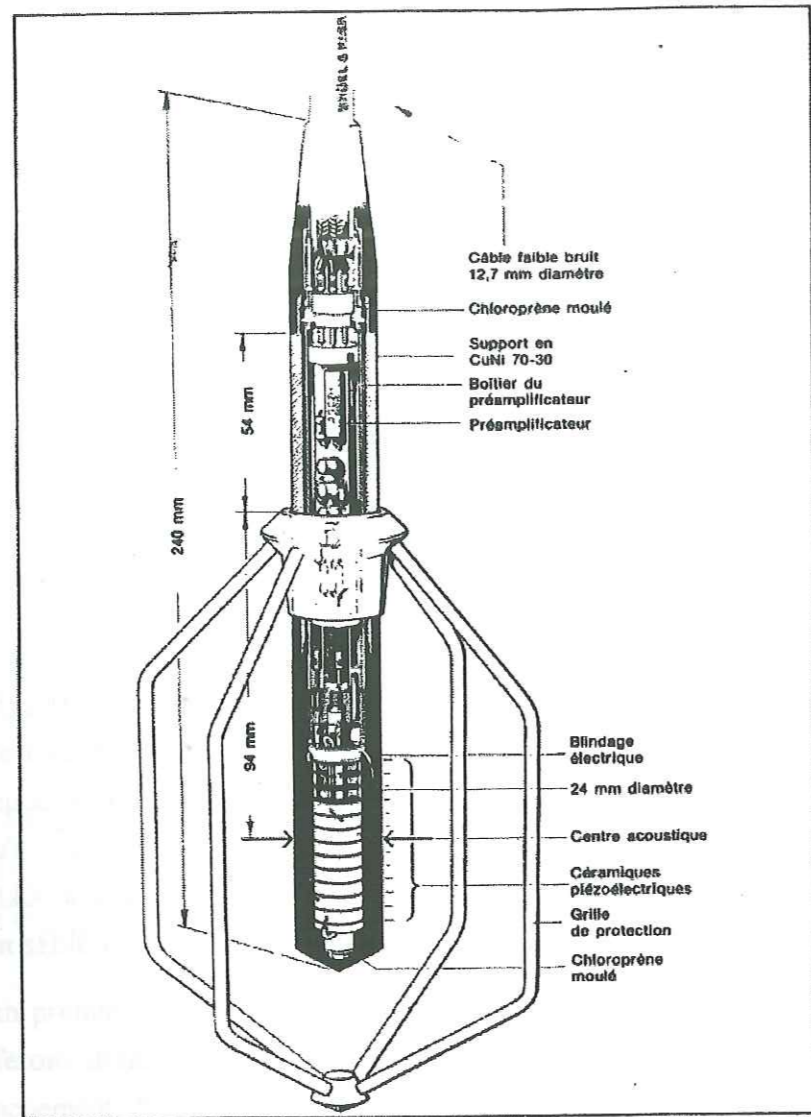


Figure IV.3.1 : Schéma de l'hydrophone B&K 8106

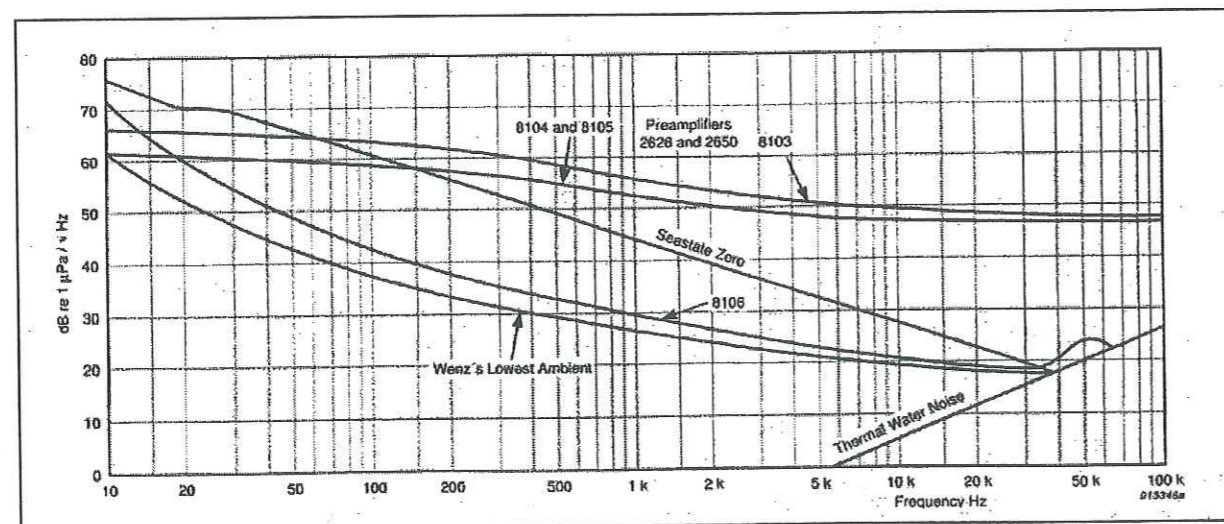


Figure IV.3.2 : Niveau de bruit de l'hydrophone 8106.

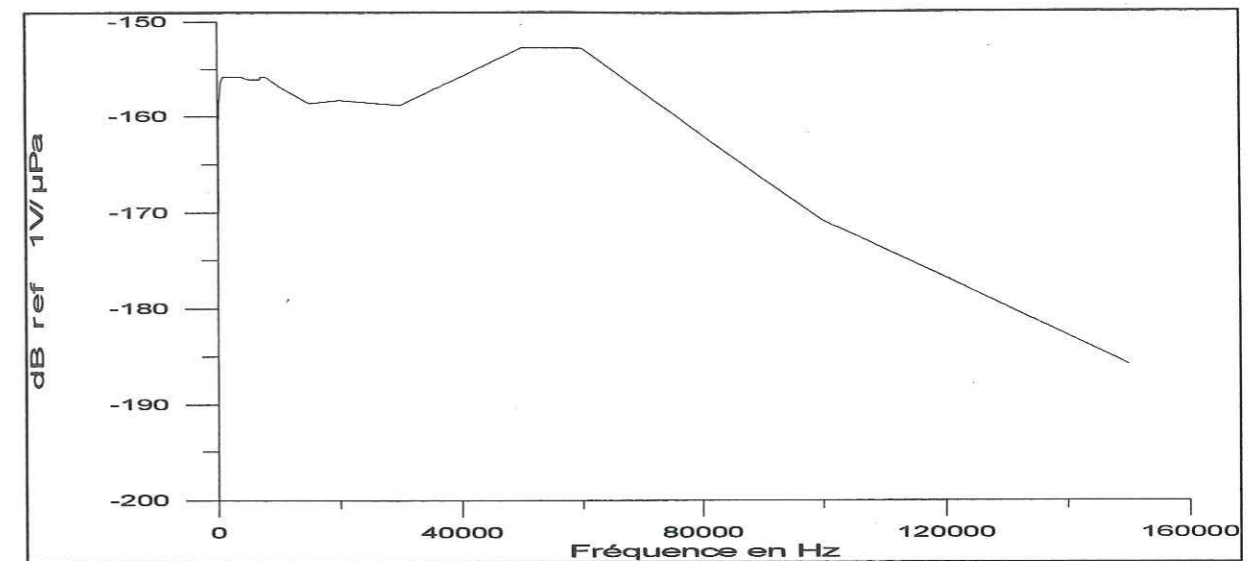


Figure IV.3.3: Sensibilité en dB ref 1V/µPa de l'hydrophone B&K8106.

b) Capteurs de température

Deux capteurs de température sont situés à 10cm de l'hydrophone et mesurent la température de 0 à 125°C avec un capteur de précision absolue égale à 1/4 de °C.

c) Calcul des valeurs d'amplification et de filtrage

Le Niveau acoustique standard montre que les signaux de fréquences comprises entre 1 et 10Hz sont supérieurs d'environ 90 dB à ceux dont les fréquences vont de 50 à 100Khz. Le filtrage doit permettre "d'aplanir" la dynamique du signal, pour pouvoir l'amplifier sans que l'une des gammes de fréquence arrive à saturation bien avant les autres. Le filtrage est aussi nécessaire pour éviter le repliement des fréquences supérieures (filtre Passe-Bas).

Niveau Acoustique Standard

Nous représentons en figure IV.3.4 la forme moyenne des niveaux de pression acoustique en fonction de la fréquence lors d'un enregistrement dans le lac de cratère du volcan Ruapehu (Nouvelle-Zélande), ainsi que les niveaux mini, maxi et moyens enregistrés pour chacune des bandes de la station acoustique RMS du Taal depuis 1991. On peut faire une approximation de la forme générale du spectre par une fonction logarithmique égale à:

$$Y=150-20*\text{Log}(\text{Fréquence})$$

avec Y en dB ref 1µPa/sqrt(Hz).

Ce qui correspond à une chute du signal de 20dB par décade. Nous prendrons donc cette fonction comme référence pour les calculs d'amplification et de filtrage.

Amplification et Filtrage

Nous représentons à la figure IV.3.5 le schéma général de l'amplification et du filtrage. L'onde acoustique est transformée en signal électrique par l'hydrophone, ce signal est ensuite pré-amplifié dans l'hydrophone. Nous avons rajouté à la suite un filtre-amplificateur pour rehausser le niveau des hautes fréquences avant leur trajet dans le câble et ainsi éviter qu'il soit perturbé par le bruit électromagnétique. A l'arrivée dans la station de mesure, le signal passe dans le module de filtrage principal constitué de 5 filtres commutables. Ces filtres sont sélectionnés en fonction du type d'acquisition qui sera effectuée à leur sortie.

Filtre-Amplificateur

Le niveau acoustique standard montre que les basses fréquences sont prédominantes. A la sortie de l'hydrophone, le signal est essentiellement composé de basses fréquences (fig. IV.3.6, courbe "sortie 8106").

Il nous faut donc amplifier sélectivement celui-ci afin de favoriser les fréquences les plus élevées. Une amplification proportionnelle à la fréquence, de pente inverse par rapport au signal de sortie de l'hydrophone.

Pour obtenir un signal "aplani" en sortie, (fig. IV.3.6, courbe 'sortie du filtre-ampli'), il faut réaliser un filtre-amplificateur avec les caractéristiques de la courbe "filtre-ampli". Nous avons donc réalisé ce filtre-ampli, dont les caractéristiques ne correspondent pas tout à fait aux caractéristiques idéales (figure IV.3.7), la pente n'augmente pas après 60kHz comme prévu. Si l'on représente les niveaux prévus en sortie (figure IV.3.8), on voit que le niveau chute au delà de 60 kHz.

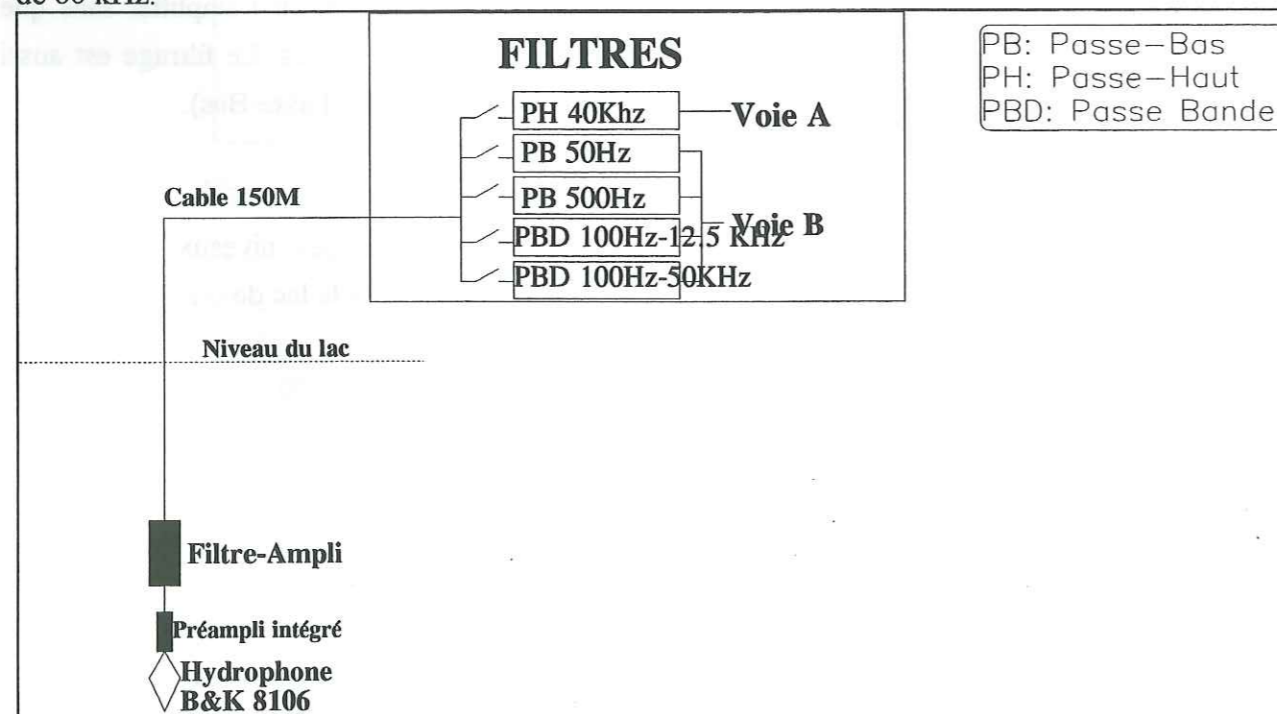


Figure IV.3.5 : Schéma général de l'amplification et du filtrage.

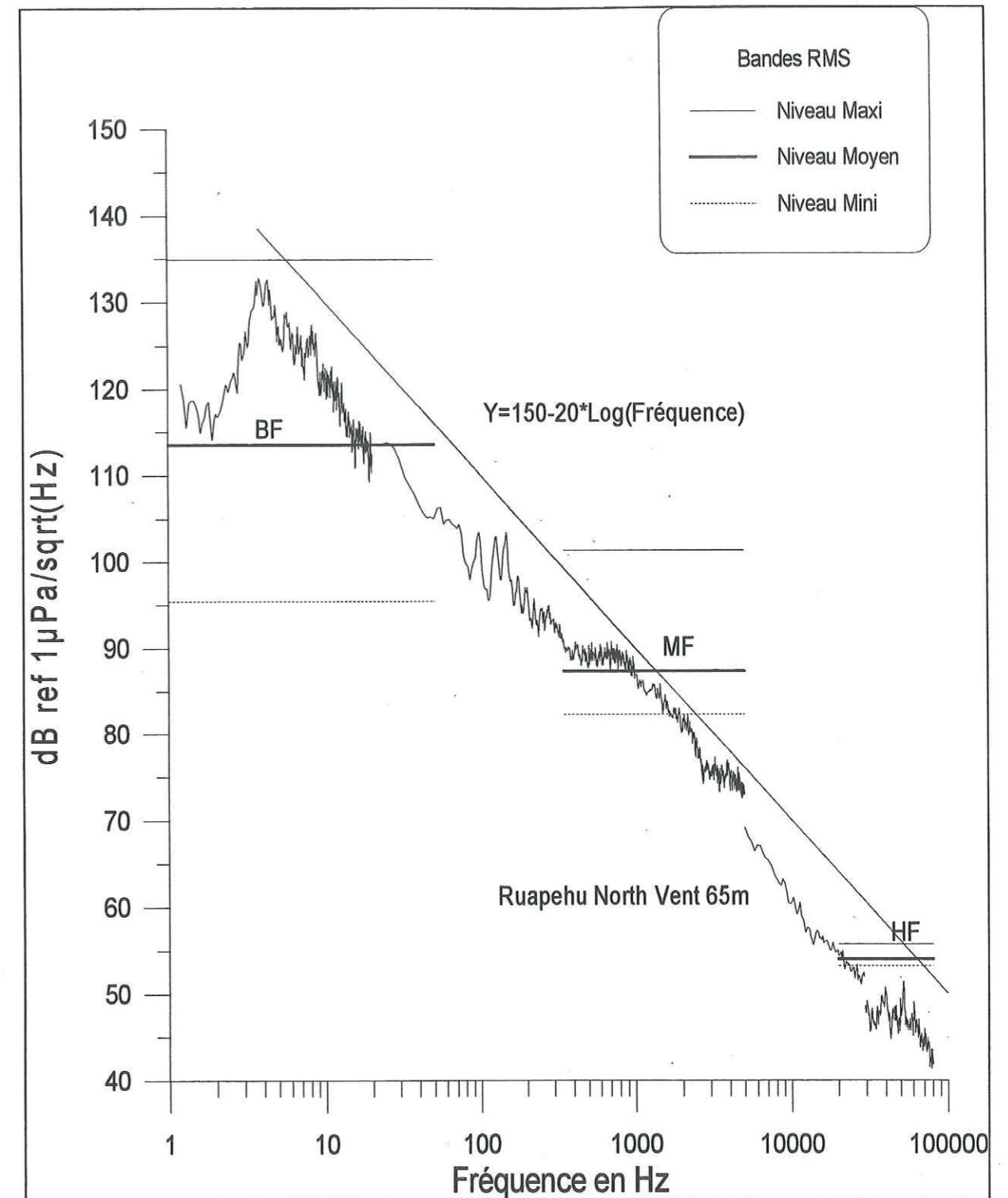


Figure IV.3.4 : Niveaux acoustiques comparés. Spectres enregistrés au Ruapehu (Nouvelle-Zélande, campagne d'enregistrement de 1991), Bandes RMS du Taal et approximation $Y=150-20*\log(\text{Fréquence})$.

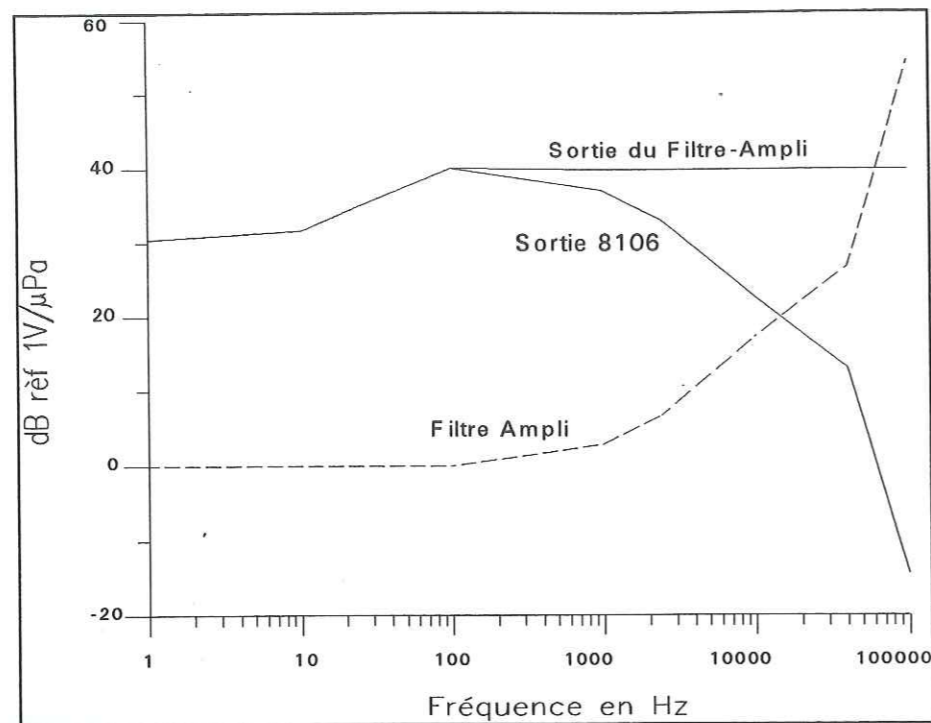


Figure IV.3.6 : Caractéristiques théoriques du module de filtrage-amplification (courbe filtre-ampli) pour avoir des niveaux 'aplanis' en sortie (courbe 'Sortie du filtre-ampli').

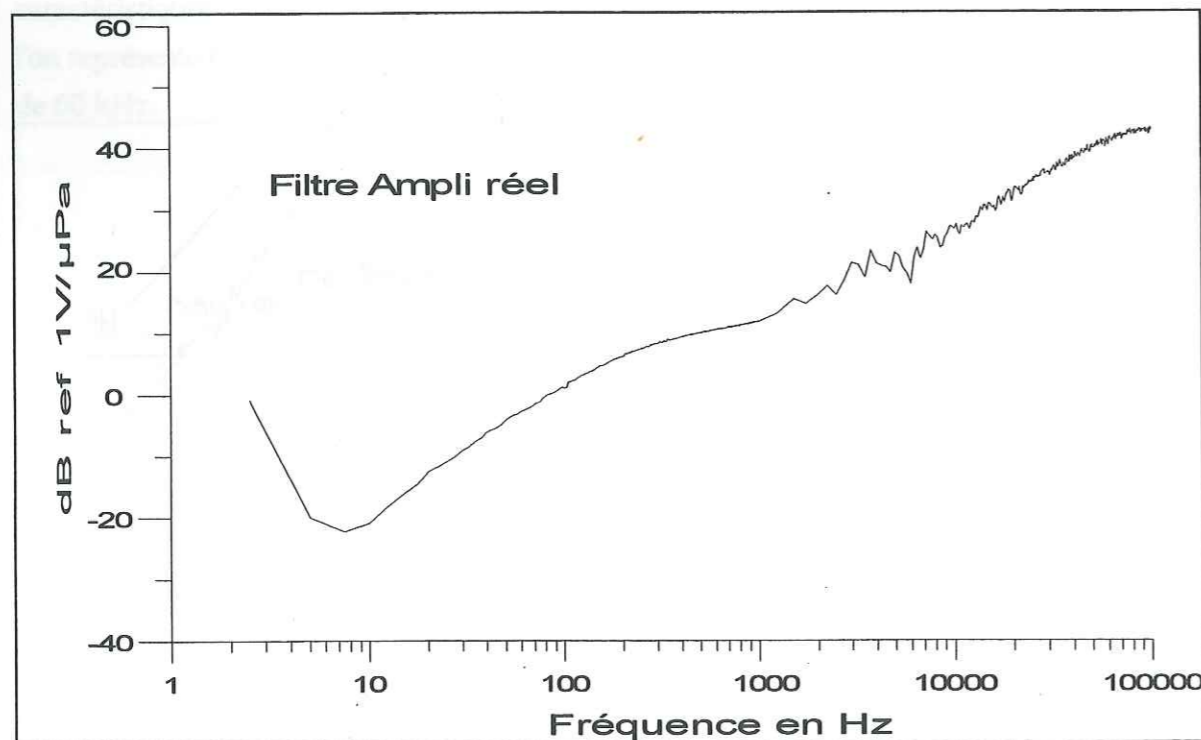


Figure IV.3.7: Caractéristiques du filtre-ampli après réalisation (la pente n'augmente pas après 60kHz comme prévu à la figure IV.3.6).

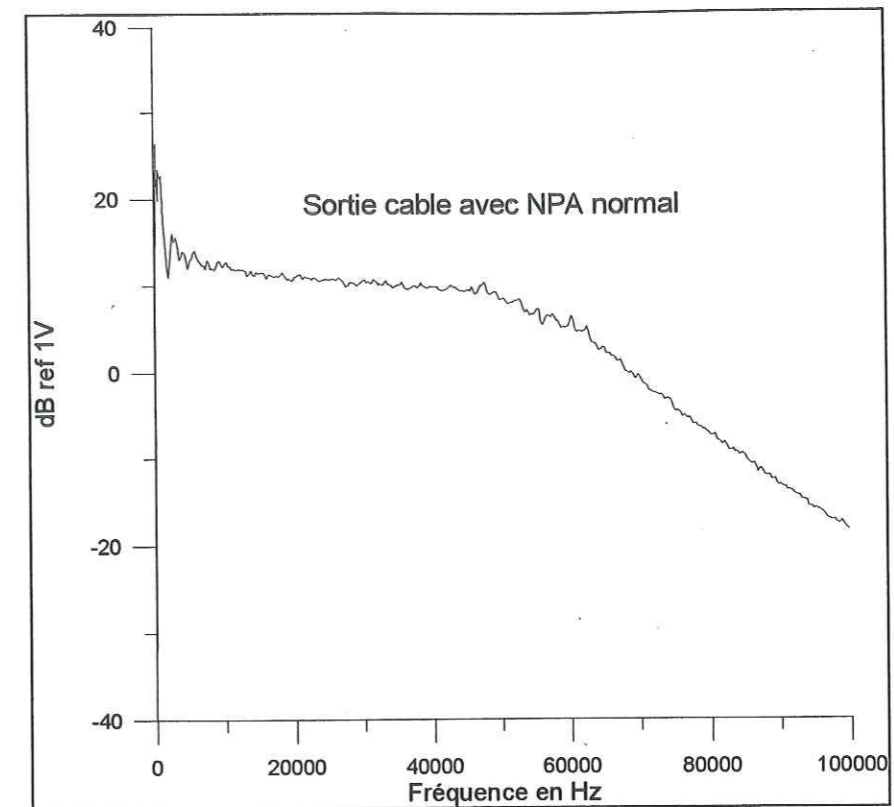


Figure IV.3.8: Caractéristiques du signal à la sortie du filtre-Ampli.

d) Module de filtrage principal

Le module de filtrage principal est installé en aval du câble et juste avant le module d'acquisition. Toutes les réponses qui suivent sont exprimées en dB ref 1V/ μ Pascal et correspondent à la fonction de transfert totale de la chaîne depuis l'hydrophone jusqu'à la sortie du module principal.

Les filtres sont regroupés en 2 modules. Un module de 4 filtres pour les acquisitions BF et MF, un module contenant un seul filtre pour les acquisitions HF. Ces filtres sont commutés avant chaque acquisition.

Acquisitions Basses fréquences

Deux gammes sont disponibles pour les BF, une gamme $f < 50$ Hz qui correspond aux fréquences liées à l'activité sismique. Une autre gamme $f < 500$ Hz permettant de couvrir les phénomènes hydrothermaux.

Pour chacune de celles-ci les acquisitions sont forcées. Pour éviter le repliement des fréquences supérieures sur les plus basses, nous avons rajouté un filtre passe-bas avec une coupure à 50Hz pour les acquisitions à $f=50$ Hz (figure IV.3.9), et une coupure à 500 Hz pour les acquisitions à $f=500$ Hz (fig. IV.3.10). Plusieurs gains sont disponibles pour chacun des filtres, $g=1, 10$ ou 100 pour le Passe-bas 50Hz, $g=1$ ou 10 pour le passe-bas 500Hz.

Acquisitions Audio (Moyennes fréquences)

Deux gammes sont disponibles pour les moyennes fréquences, une gamme $f < 12.5\text{kHz}$ permettant d'étudier en détail le bullage, et une gamme $f < 50\text{kHz}$ permettant de faire la transition avec les hautes fréquences et d'étudier l'importance des phénomènes de cavitation et de microbullage.

Pour les deux gammes, les acquisitions sont forcées. Pour éviter le repliement des fréquences supérieures, nous avons conçu un filtre passe-bas. Il fallait aussi éviter la saturation par les basses fréquences, nous avons donc rajouté un passe-haut à 100Hz. Le filtre est donc un passe-bande 100Hz-12.5kHz pour les acquisitions à $f = 12.5\text{kHz}$ (figure IV.3.11) et un passe-bande 100Hz-50kHz pour les acquisitions à $f = 50\text{kHz}$ (fig. 3.12). Les gains $g=1$ et $g=10$ sont disponibles pour chacun de ces filtres.

Acquisitions haute fréquence

Les acquisitions haute-fréquence sont réalisées si le niveau dépasse un seuil de déclenchement pré réglé. Afin d'éviter qu'une augmentation du niveau dans les basses fréquences déclenche une acquisition fortuite, nous avons rajouté un filtre passe-haut à 40kHz. La réponse du système hydrophone+ filtre-ampli+ filtre passe-haut est représentée à la figure IV.3.13.

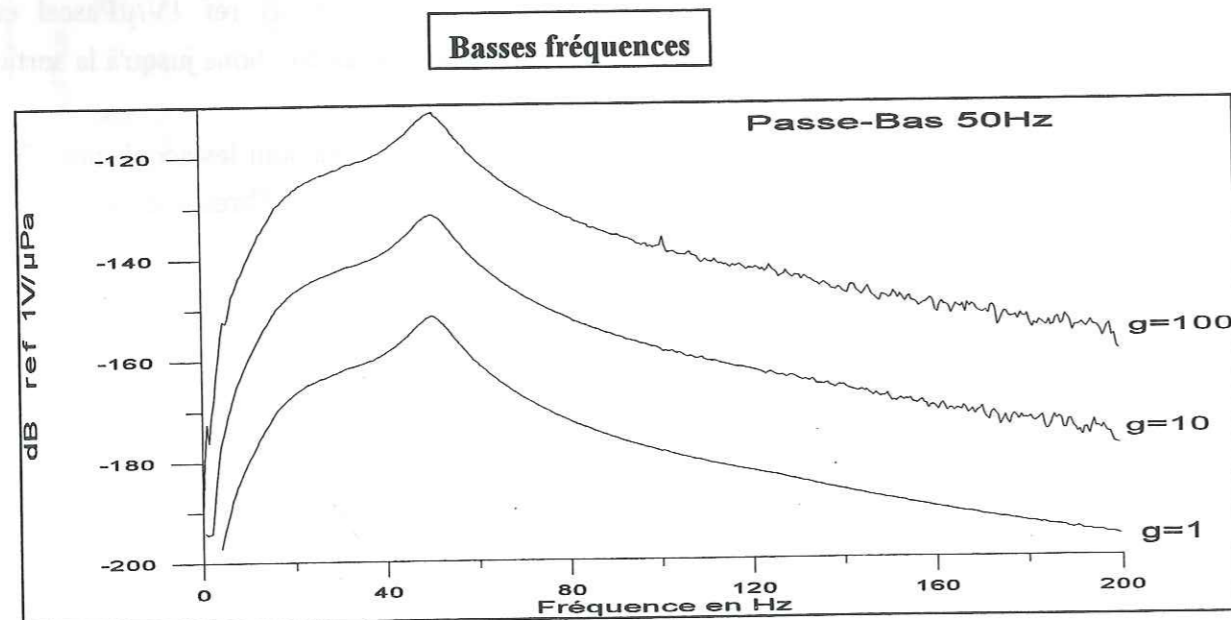


Figure IV.3.9: Réponse de la chaîne avec le filtre Passe-bas 50Hz

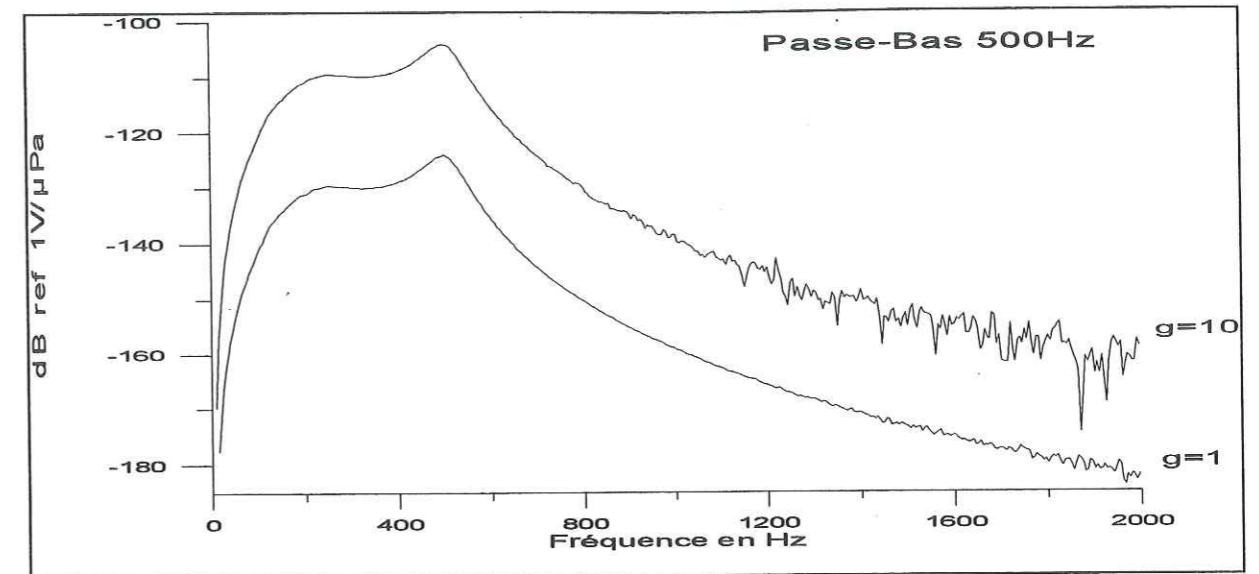


Figure IV.3.10 : Réponse de la chaîne avec le filtre passe-bas 500Hz

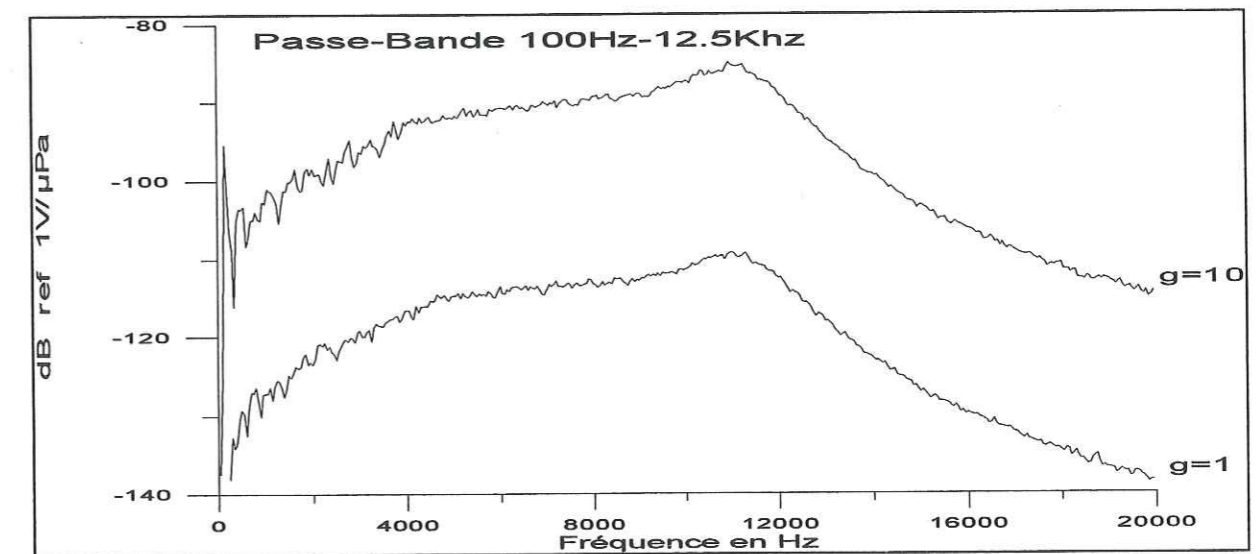


Figure IV.3.11 : Réponse de la chaîne avec le filtre passe-bande 100Hz-12.5kHz

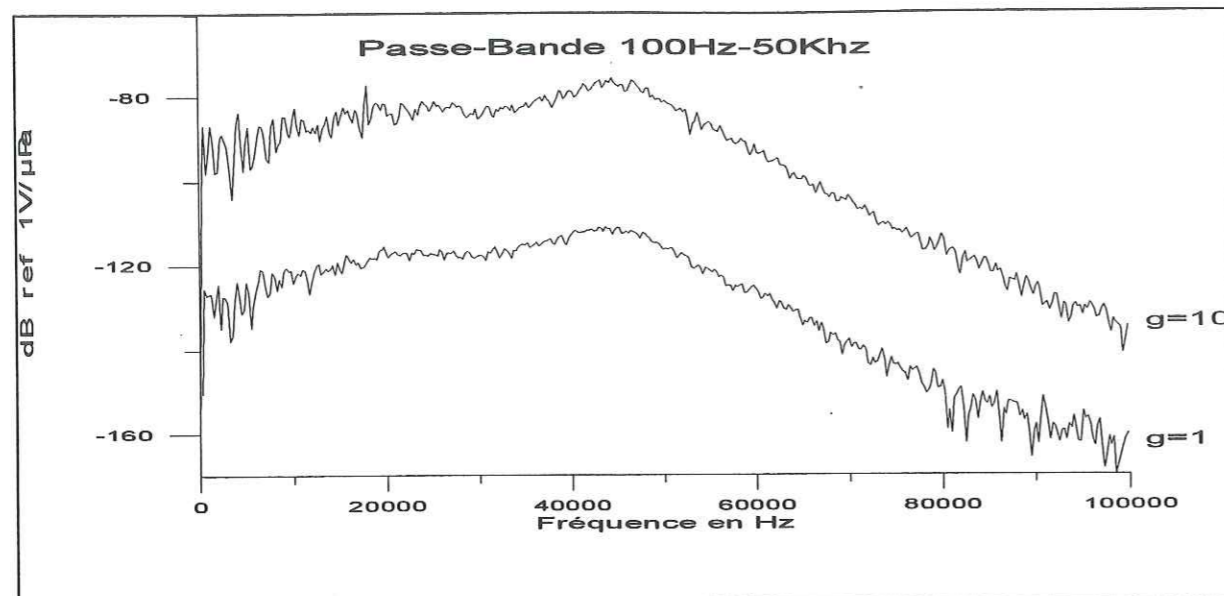


Figure IV.3.12 : Réponse de la chaîne avec le filtre passe-bande 100Hz-50kHz.

Hautes Fréquences

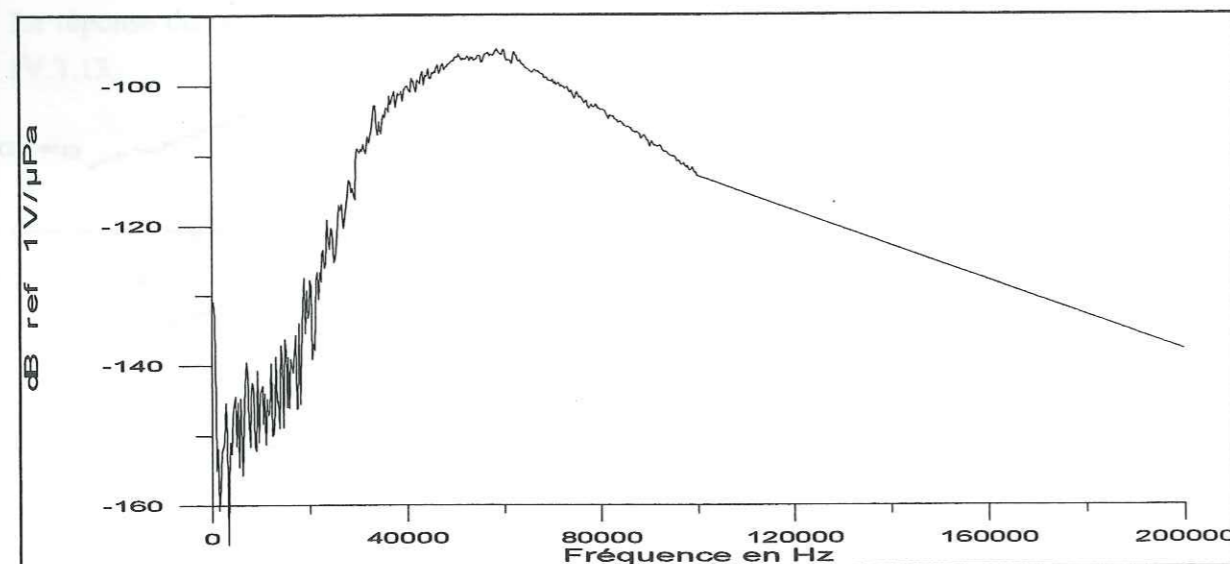


Figure IV.3.13: Réponse de la chaîne pour les hautes fréquences. (Avec le Filtre passe-haut ayant un gain=1)

e) Système de mesure

Pour obtenir le spectre acoustique, deux solutions s'offrent à nous:

- 1) Utiliser un analyseur de spectre.
- 2) Échantillonner le signal en temps pour ensuite calculer une transformation de Fourier.

Il nous a semblé tout d'abord plus facile d'utiliser un analyseur de spectre, mais il a été impossible d'en trouver un qui soit autonome avec une fréquence d'acquisition supérieure à 40kHz. Nous avons donc dû opter pour la deuxième solution. Pour acquérir des échantillons temporels, nous avons trouvé un oscilloscope numérique: le "Scopemeter PM97" de Philips, qui est un oscilloscope portatif pouvant être alimenté par des piles. Il consomme 2.8W ce qui reste raisonnable et a une fréquence d'échantillonnage pouvant aller jusqu'à 25Mhz. Sa précision est de 8 bits, ce qui est faible, et la profondeur de ses acquisitions est de 512 points, ce qui est un minimum pour pouvoir ensuite effectuer une transformation de Fourier. La sensibilité minimale est de 5mV/division ce qui correspond à une sensibilité maximale de 40mV pleine échelle sur 8Bits soit 0.16mV/Bit. Il est aussi équipé d'une liaison série permettant de le commander à distance. Cette commande sera utile pour changer les paramètres d'acquisition et pour rapatrier les données enregistrées.

Le spectre à acquérir étant large bande, et le nombre de points étant limité à 512, nous sommes obligé de procéder à plusieurs acquisitions à des fréquences différentes afin d'avoir une précision suffisante. On a donc choisi de procéder à 3 types d'acquisitions: Hautes fréquences ($f=500\text{kHz}$), fréquences Audio ($f=12.5\text{kHz}$ ou $f=50\text{kHz}$) et basses fréquences ($f=50\text{Hz}$ ou $f=500\text{kHz}$).

f) Système de transmission

Un système de transmission radio développé par R. MACHENBAUM permet de commander par un ordinateur PC serveur différents éléments de mesures situés sur le terrain. Ce système est constitué d'un TNC (terminal node controller) qui est connecté à un modem et à une radio VHF. Il utilise un protocole de communication qui permet, via différents relais radio, d'acheminer les données jusqu'au laboratoire du PHIVOLCS à Manille. Il est associé à une carte d'interface équipée d'un microprocesseur HC11, ce système permet de communiquer à distance des ordres qui seront transmis sur un port série à l'instrument de mesure. Il permet aussi de générer des tensions TTL de commande afin d'éteindre ou d'allumer différents éléments.

g) Emplacement des différents éléments.

On représente en figure IV.3.14 le schéma général de la station. L'hydrophone, avec son pré-ampli intégré, le filtre-amplificateur et les 2 capteurs de température sont conditionnés dans un tube étanche. Ce tube est immergé dans le lac de cratère et relié par un câble à la station de mesure. A l'entrée de la station de mesure le signal passe par le module de filtrage principal. Ce module a deux sorties: Une sortie A pour les hautes fréquences et une sortie B pour les basses et moyennes fréquences. Les sorties A et B sont reliées respectivement aux entrées A et B du Scopemeter.

Le TNC et son interface pilotent l'ensemble du système et permettent les fonctions suivantes:

- Allumage, extinction de l'alimentation électrique des différents éléments de la station (Hydrophone, filtres, Scopemeter, capteur de température, radio).
- Sélection des filtres par commutation.
- Déclenchement de l'acquisition et réglage des paramètres par des commandes envoyées sur la liaison série reliée au Scopemeter.
- Communication avec l'extérieur via la radio.

Le TNC est relié à une radio, elle même reliée par un câble coaxial à une antenne extérieure.

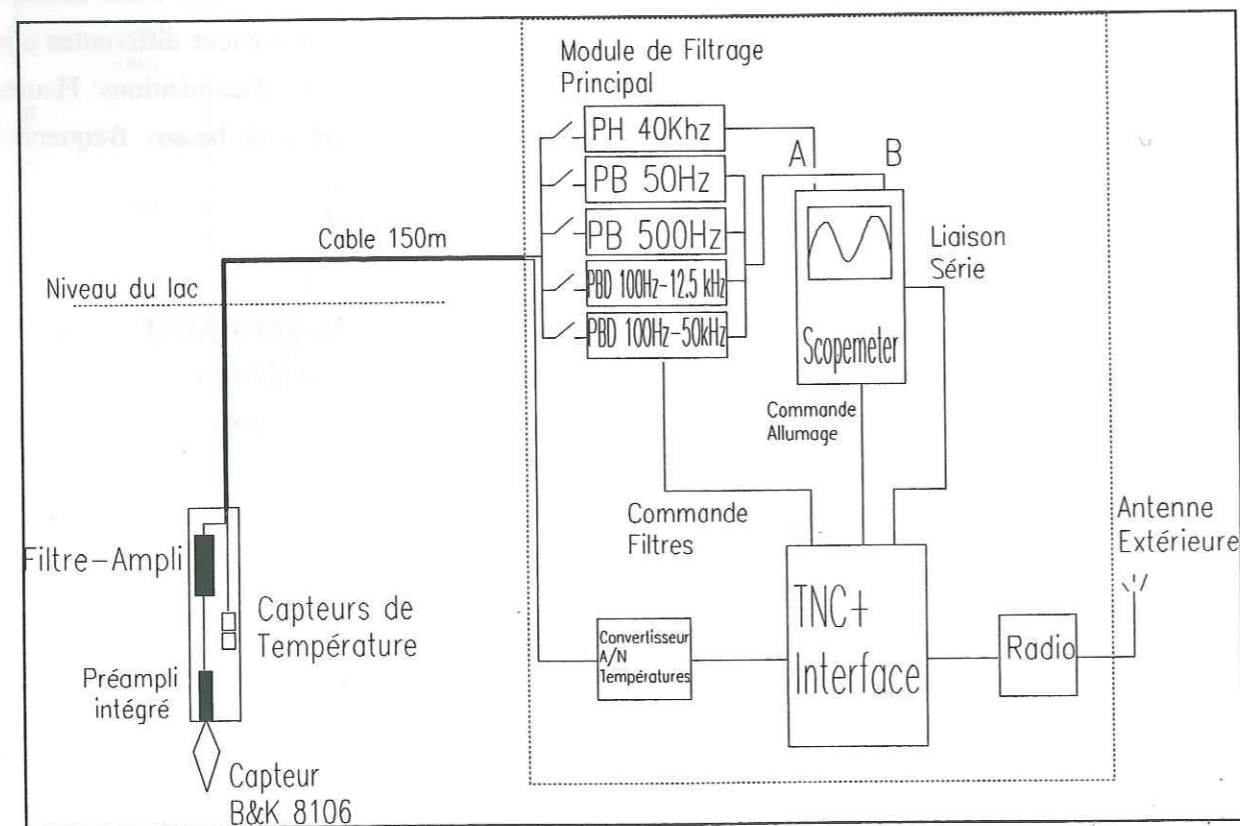


Figure IV.3.14:Schéma général de la station de mesure.

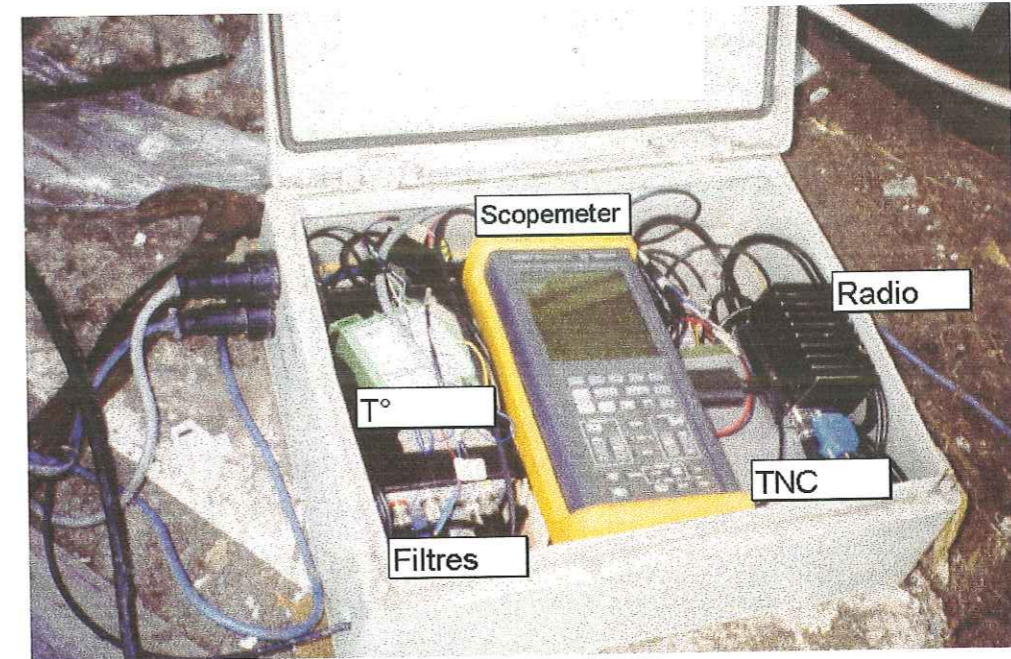


Figure IV.3.15 :Photo de la boîte contenant la station de mesure

4. Installation

L'installation de cette station a eu lieu au début du mois de Novembre 1994. Une petite île d'à peu près 50 mètres de diamètre et 20 mètres de hauteur émerge dans le lac de cratère (fig. IV.4.2). La station est installée au sommet de cette petite île. Depuis la station, un câble d'une longueur de 150 mètres plonge dans l'eau, sa position est représentée en figure IV.4.1.



Figure IV.4.2:Vue générale du lac de cratère et de son île.

L'hydrophone a été installé de manière à s'affranchir:

- Des fortes variations de température qui pourraient être préjudiciables au câble et au capteur. Le câble ne doit pas reposer sur le fond boueux du lac qui peut subir des élévations de température importantes et une acidité plus accrue.
- Des bruits parasites tels les vibrations basses fréquences induites par le mouvement du câble et de l'hydrophone. Tout contact d'un objet avec le câble transmet le bruit à l'hydrophone, il faut donc éviter que le câble ne touche des cordages ou des rochers.

Le système d'accrochage est représenté en figure IV.4.4, son principe est le suivant :

- L'hydrophone et les 2 capteurs de température dans leur tube étanche sont immergés au bout du câble à 40mètres de profondeur et à une distance de l'île de 80mètres. Le câble a une densité supérieure à l'eau et coule donc naturellement. Des petites bouées espacées le long du câble le retiennent ainsi qu'une bouée en verre.
- Deux lests en ciment de 35kg sont posés au fond à 50 mètres l'un de l'autre et perpendiculairement au câble (de chaque côté) pour éviter tout contact entre le câble et les cordes, (si une corde tape sur le câble, il s'ensuit de forts bruits sur l'hydrophone).
- Une corde de "mise à l'eau" est attachée au premier lest et passe dans un anneau situé en dessous de la bouée en verre. La corde passe ensuite dans l'anneau du deuxième lest, puis elle est ramenée et accrochée au bord de l'île. Un autre brin de corde est accroché à l'anneau qui est sous la bouée et retient le câble.
- En tirant sur la corde de mise à l'eau, on fait descendre la bouée, ainsi que le câble et le capteur. On peut donc régler la profondeur du capteur par ce moyen et éventuellement le faire remonter pour le récupérer.
- Il est nécessaire de faire descendre la bouée en dessous du niveau de l'eau, (environ 5 mètres dans notre cas). En effet, si la bouée restait en surface, elle serait sujette aux mouvements dus aux vaguelettes et induirait un bruit basse-fréquence sur le câble.

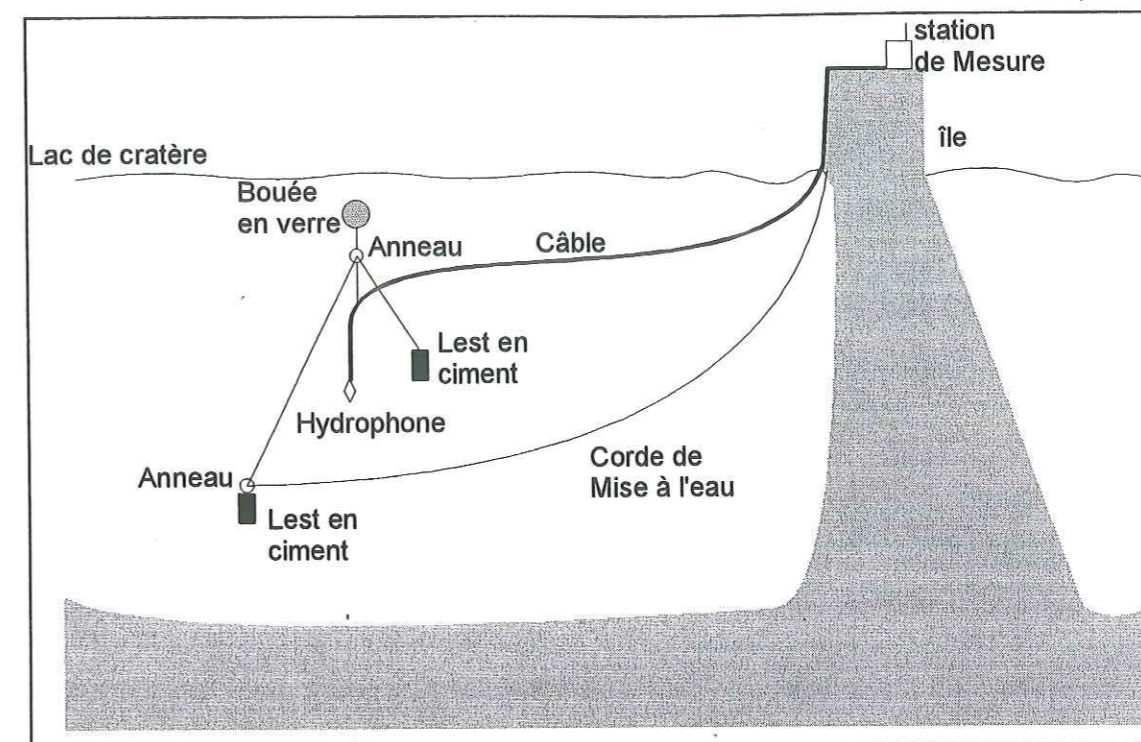


Figure IV.4.3: Détail du système d'accrochage du capteur acoustique.

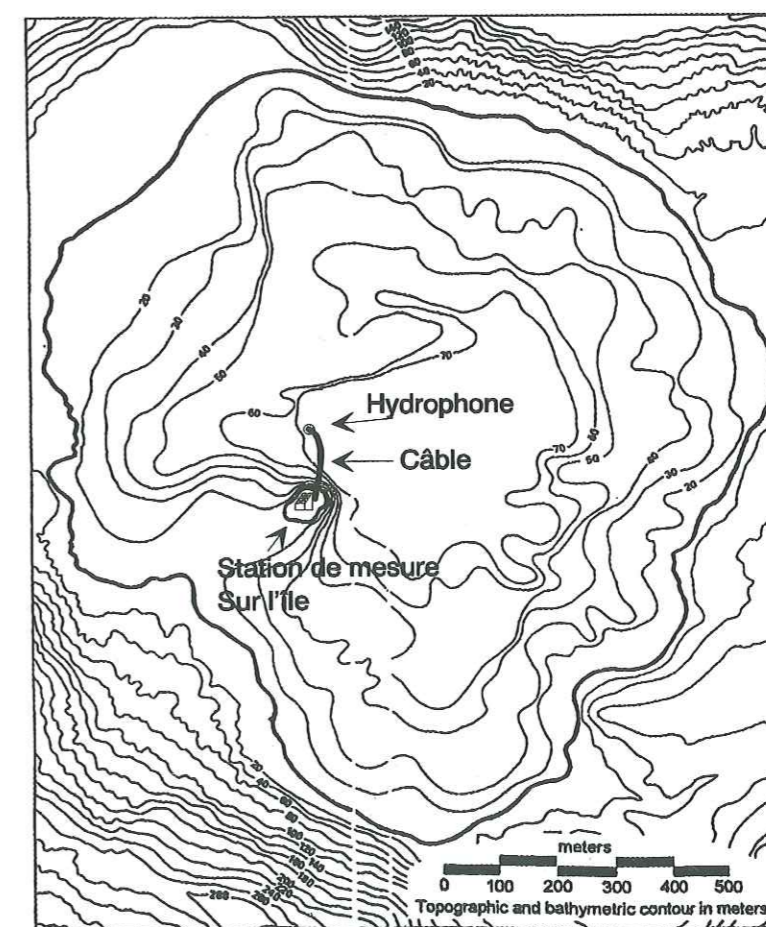


Figure IV.4.1: Position du capteur dans le lac de cratère.

5. Fonctionnement

a) Acquisitions

L'oscilloscope est piloté à distance par le système de télémétrie radio 'Taalnet'. Un ordinateur central de type PC situé au siège du PHIVOLCS à Manille pilote ce réseau. Les données transitent par 2 relais avant d'arriver au PHIVOLCS (fig. IV.5.1 et IV.5.2). Le fonctionnement se divise en deux périodes, une période d'attente de 13 minutes et une période d'appel de 2 min. On a représenté l'organigramme des deux périodes sur la figure IV.5.3.

Période d'attente

Pendant cette période, le Scopemeter est mis en mode de déclenchement sur la voie A, pour les hautes-fréquences. Si le niveau RMS du signal dépasse le seuil de déclenchement, un signal HF est enregistré par le Scopemeter. Ce signal est ensuite stocké dans la mémoire de l'interface TNC, qui est de 16Ko, on peut donc y stocker 32 signaux de 512points. Il n'y a pas d'acquisition sur les autres bandes pendant cette période.

Période d'appel

La station est appelée toutes les 15 minutes. Chaque appel est géré par le programme 'ACOUSTIQ', qui tourne sur l'ordinateur PC central et qui effectue le déroulement suivant:

- Vérification de la tension de la batterie.
- Acquisition de la température.
- Rapatriement des données hautes fréquences stockées en mémoire de l'interface TNC.
- Acquisition forcée basse fréquence.
- Acquisition forcée moyenne fréquence (Audiométriques).
- Retour en mode d'acquisition haute-fréquence avec déclenchement.

Pour chacune des acquisitions, le programme 'ACOUSTIQ' règle les niveaux de sensibilité de l'oscilloscope afin d'éviter les saturations ou les signaux trop faibles. Il règle aussi le seuil de déclenchement des signaux hautes fréquences afin d'en limiter le débit à une valeur fixée. La batterie est aussi surveillée, si son niveau passe en dessous de 11V, l'alimentation des filtres et du Scopemeter est arrêtée jusqu'à ce que le niveau revienne au dessus de 11V.

b) Réglage des paramètres de l'acquisition:

Un fichier appelé 'CONFACOU.TXT', situé sur l'ordinateur central est lu avant chaque appel à la station. Il permet le réglage des paramètres de l'acquisition, nous en donnons un exemple à la figure IV.5.4.

Pour chaque type d'acquisition, basses fréquences(LF), moyennes fréquences (MF) et hautes fréquences (HF), on peut régler le nombre de 'courbes' ou enregistrements effectués à chaque appel par la commande CurvesNN/call avec NN égal à HF, MF ou LF. De même pour la fréquence d'acquisition (Timebase) et la sensibilité (sensitivity) pour lesquels il faut mettre un numéro dont la correspondance est donnée dans l'annexe technique.

Les fréquences d'acquisitions du Scopemeter s'étalent de 12.5Hz à 25Mhz, on doit choisir une fréquence qui correspond au filtre sélectionné.

Les sensibilités peuvent être réglées au départ mais seront automatiquement changées en cas de saturation ou de signal trop faible.

Pour les acquisitions HF, si l'on met -1 pour CurvesHF/call, le seuil de déclenchement(trig) sera réglé automatiquement pour obtenir en moyenne un enregistrement par appel. Si l'on met -2, le seuil de déclenchement sera fixé par la valeur TriggerHF. Si l'on met un nombre>0, les acquisitions seront forcées à chaque appel à raison de 'nombre' acquisitions par appel.

L'ordinateur central étant inséré dans un réseau local connecté à Internet, on peut donc modifier ou simplement consulter ce fichier de configuration à distance, depuis le Laboratoire de Chambéry.

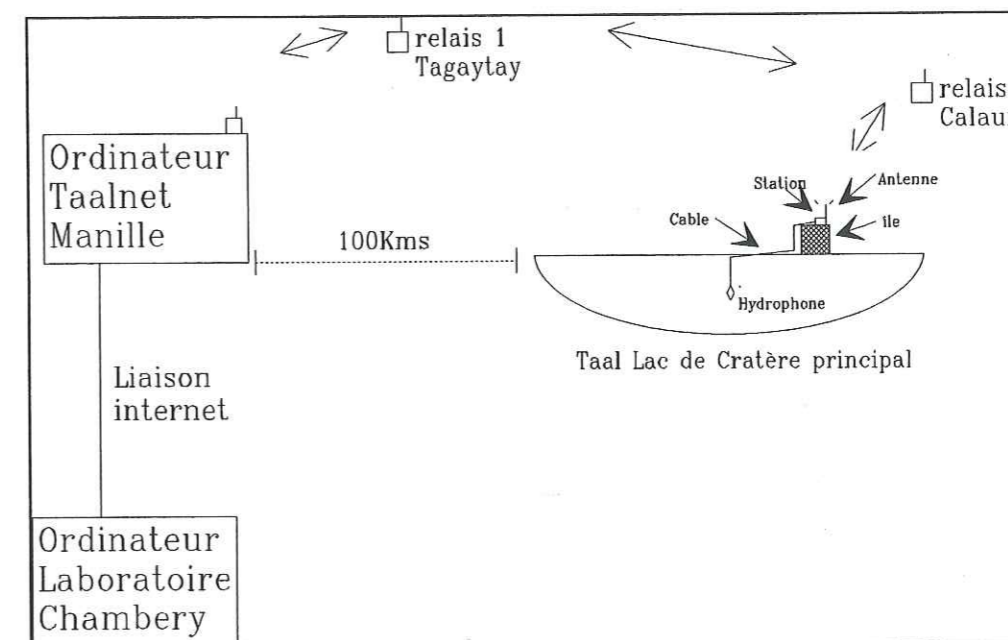


Figure IV.5.1: Schéma général du système de transmission.

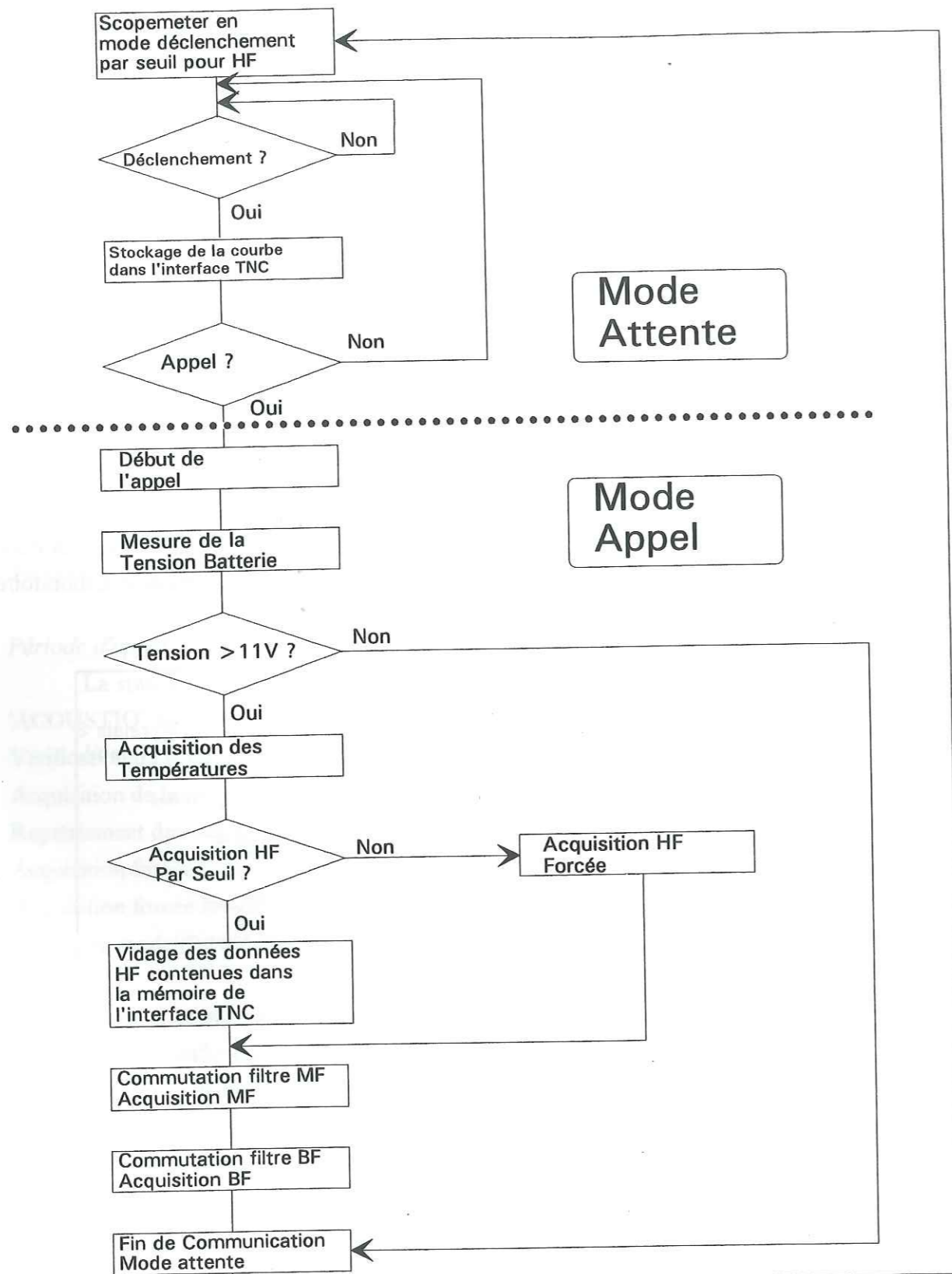


Figure IV.5.3: Organigramme du fonctionnement de la station de mesure.

- Configuration Params for Taal Main Crater Lake Acoustic Scope Station
 (To change timebase or sensibility type 'new' for Status)
 Set curves HF/call=-1 for autotrig, =-2 for fixed trig, =1,2,...:forced acq

```

-----
Status:          ok
PMon:           yes
Battery         12.000
SetupError      no
Curves HF/call -1
TimebaseHF Nø  6
Sensitivity HF Nø 8
TriggerHF       500 mV
Curves MF/call 3
TimebaseMF Nø  11
Sensitivity MF Nø 8
Filter MF Nø    3
Curves LF/call 3
TimebaseLF Nø  18
Sensitivity LF Nø 8
Filter LF Nø    1
See next pages for help ../..
  
```

Figure IV.5.4: Détail du fichier de configuration des acquisitions (Confacou.txt).

c) Stockage des données

Les données enregistrées sont stockées dans 4 fichiers différents, sur le réseau local du PHIVOLCS, sur le disque d'une station de travail SUN. Un fichier est constitué par mois et par type d'acquisition, le format est XFYYMM, avec X=L, M, ou H pour Low, Medium ou High Frequency, YY= année, MM=mois. Par exemple, pour les basses fréquences du mois de septembre 1997, le fichier s'appelle LF9709.ACO. Le stockage de ces fichiers se fait en binaire afin de gagner de la place en mémoire.

Un autre fichier est créé par mois, il contient les valeurs RMS dans chacune des bandes, la valeur de la tension batterie, et les températures des 2 capteurs. Ce fichier est appelé ACOUaamm (soit ACOU9709 pour le mois de septembre 1997).

d) Visualisation des données de contrôle

Les données stockées sur le disque du réseau local du Phivolcs sont visualisables par un programme de visualisation appelé "Taalgraf" qui permet de tracer rapidement chacun des paramètres: tension batterie, niveaux RMS des bandes BF, MF et HF, températures. Ceci à partir du fichier ACOUaamm. On peut donc vérifier aisément la bonne marche du système par le tracé de la tension batterie et du nombre d'appels par jour.

6. Données temporelles

Nous avons sélectionné dans un premier temps les paramètres de l'acquisition suivants:

Fréquence d'échantillonnage **BF=50Hz**.

Nombre d'enregistrements par appel=1

Fréquence d'échantillonnage **MF=12.5kHz**.

Nombre d'enregistrements pas appel=1

Fréquence d'échantillonnage **HF=500kHz**.

Mode d'acquisition HF par déclenchement.

a) Basses fréquences.

Nous représentons en figure IV.6.1 un exemple de signal basse-fréquence enregistré le 12 novembre 1994 à 11h11min. On peut observer que ses caractéristiques sont celles d'un signal bruité, il n'y a pas de modulation importante de l'intensité. Si l'on trace plusieurs échantillons (fig. IV.6.2), On distingue qu'il n'y a pas de changement majeur à plus long terme. Ce signal semble donc être un signal continu.

b) Moyennes fréquences

Nous représentons en figure IV.6.3 un exemple détaillé de signal moyenne fréquence enregistré le 12 Nov. 94 à 11h11min. Comme pour les basses fréquences, ce signal ne montre pas de fréquence dominante ni de modulation d'intensité importante. Cette caractéristique est persistante sur le plus long terme (fig. IV.6.4).

La continuité de ces signaux nous montre que l'émission de bulles est elle aussi continue, en effet, nous ne pouvons pas distinguer la formation de plusieurs bulles successivement car on assiste à la formation de beaucoup de bulles simultanément. Les phénomènes ponctuels ne sont donc pas repérables, nous enregistrons la résultante d'une multitude de sources.

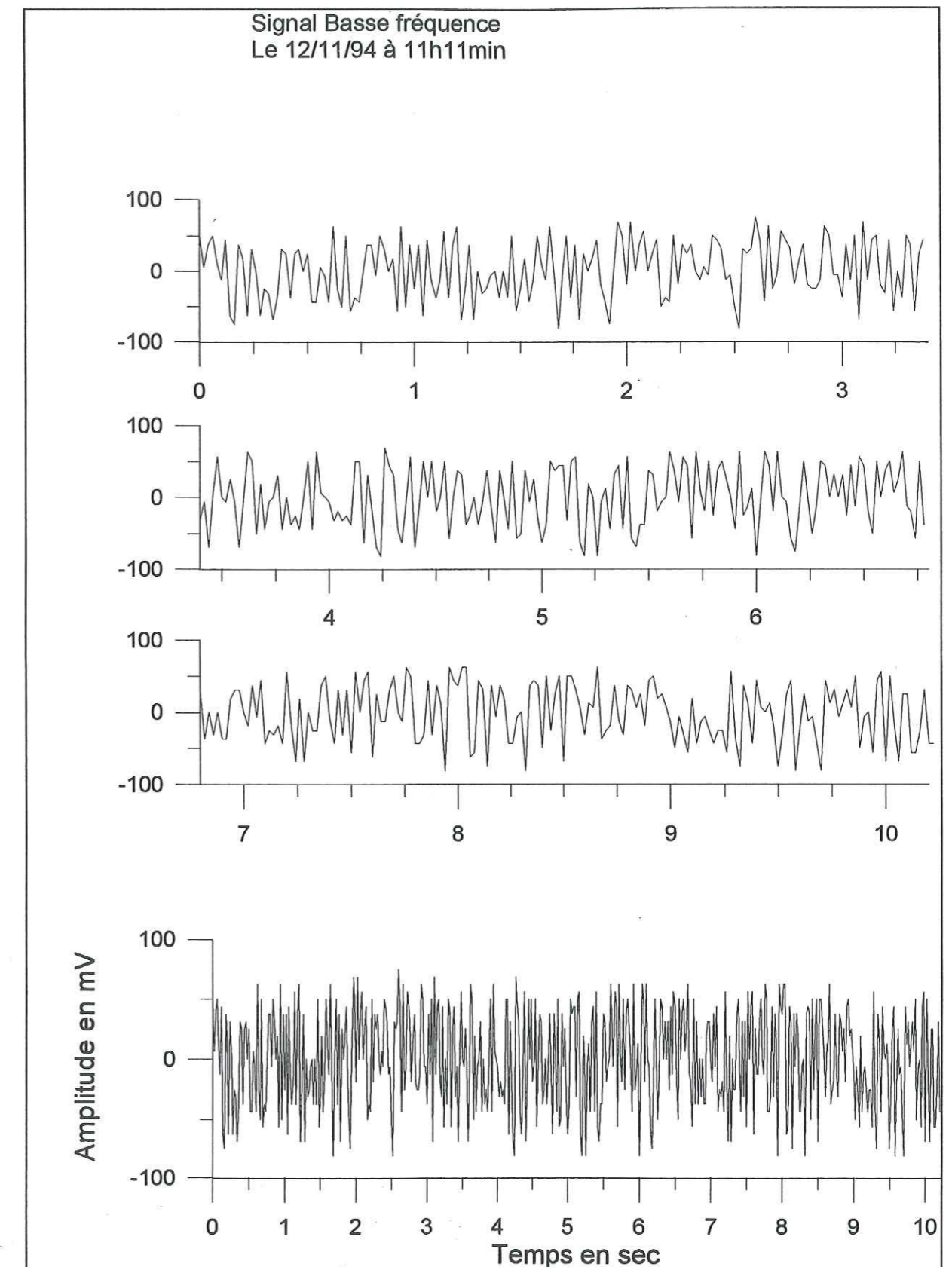


Figure IV.6.1 : Signal basse-fréquence $f=50\text{Hz}$, enregistré le 12/11/94 à 11h11m

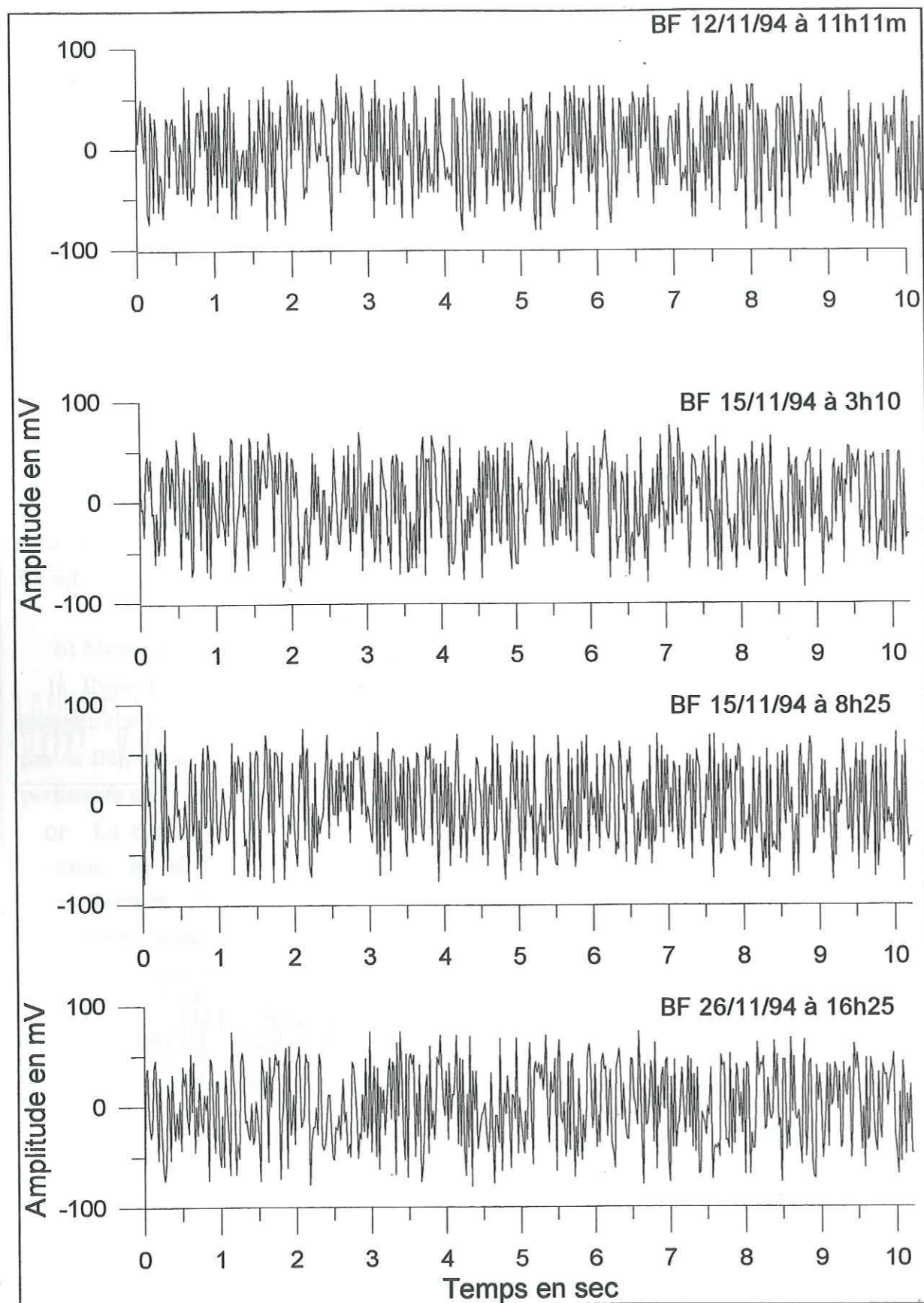


Figure IV.6.2 : Comparaison de 4 signaux basses fréquences enregistrés à différents moments.

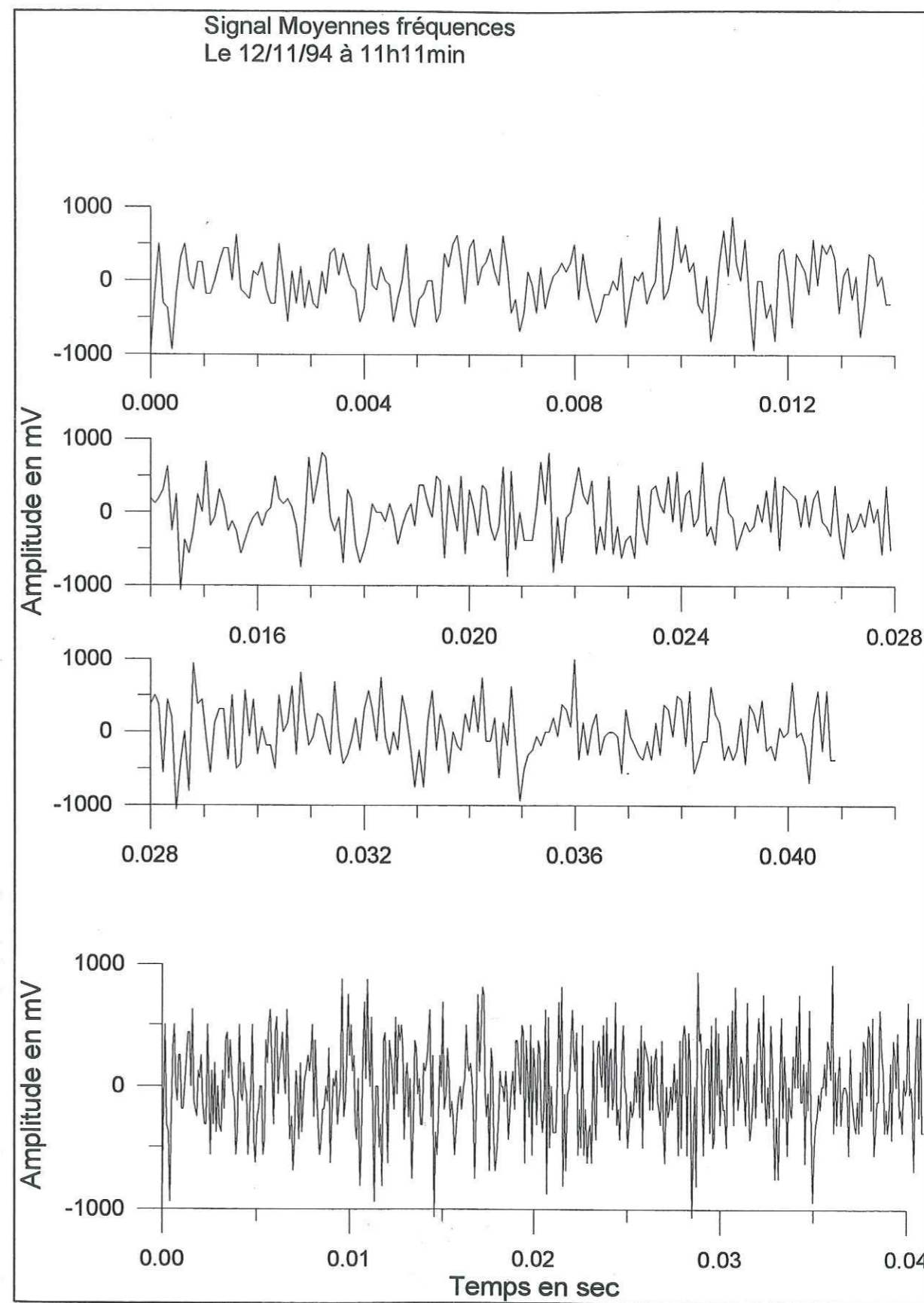


Figure IV.6.3 : Exemple d'un signal enregistré avec une fréquence d'échantillonnage de 12.5kHz le 12/11/94 à 11h11min.

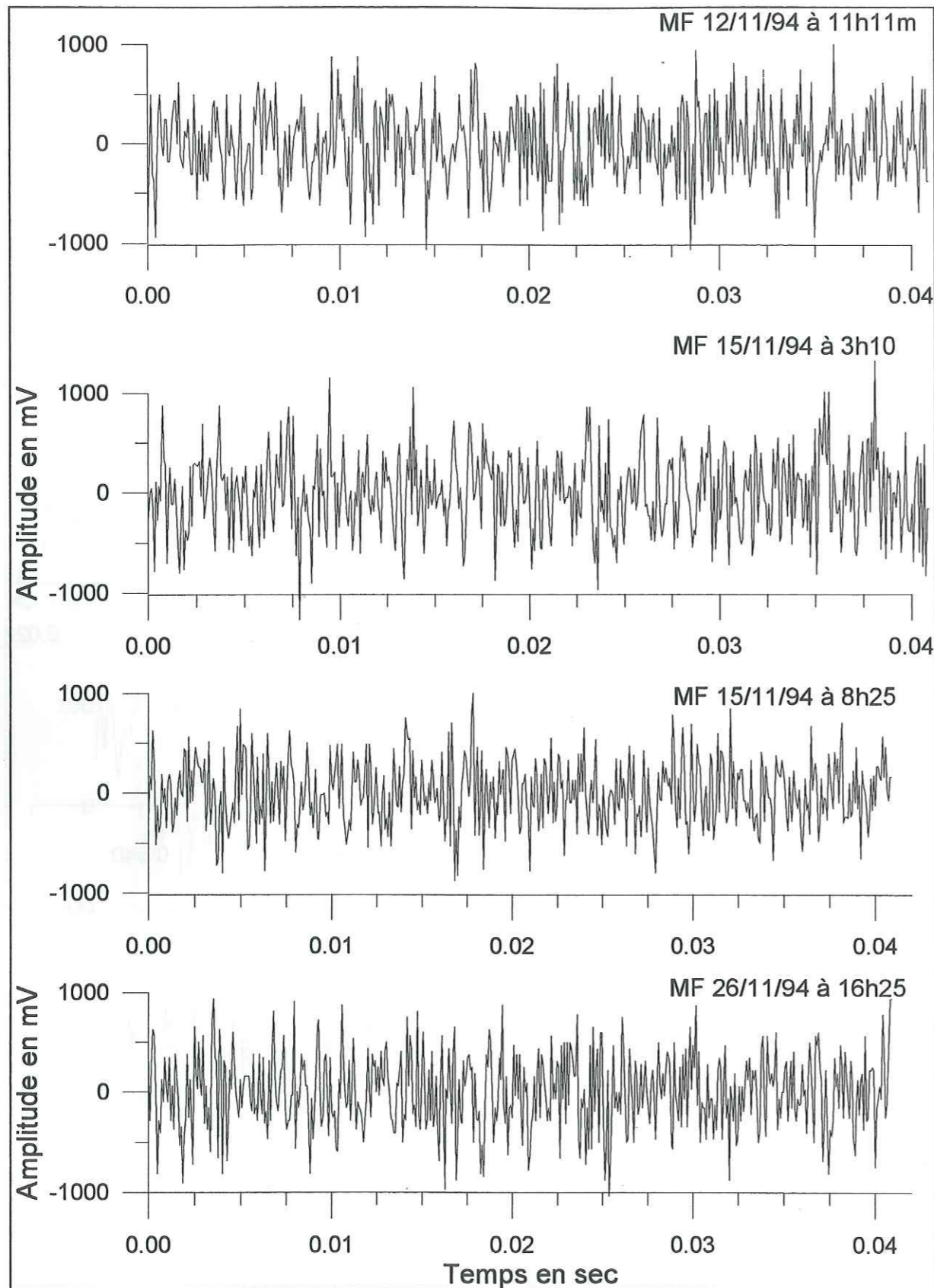


Figure IV.6.4: Comparaison de signaux enregistrés en moyennes fréquences.

7. Traitement des données

a) Transformée de Fourier

Les signaux temporels étant difficilement exploitables comme tel, nous réalisons une transformation de Fourier.

Fenêtre d'apodisation

Nous avons pris pour exemple un échantillon temporel enregistré dans les moyennes fréquences à $F=12.5\text{kHz}$ (fig. IV.7.1). Nous commençons par centrer ce signal, sa moyenne est égale à -31.37mV , nous la retrancherons donc à celui-ci. Notre signal étant limité à 512 points, nous devons le multiplier par une fenêtre d'apodisation afin d'éviter les effets de bord lors de la transformée de Fourier. Nous avons sélectionné trois fenêtres: rectangle, Hanning et Welch. Si nous calculons une transformée de Fourier rapide sur chacun des signaux apodisés par les différentes fenêtres, nous obtenons différents résultats en fonction de celles-ci (fig. IV.7.2). On remarque que si l'on se sert de la fenêtre rectangulaire, l'amplitude du spectre est supérieure par rapport au calcul avec les autres fenêtres, et en plus le signal entre 1000 et 2000Hz semble être beaucoup important que nature. La transformée de Fourier d'un signal rectangulaire étant $\sin(x)/x$, notre spectre se trouve donc multiplié par $\sin(x)/x$.

Pour tous nos calculs ultérieurs, nous choisissons la fenêtre d'apodisation de Welch qui semble être un bon compromis (fig. IV.7.1).

Il nous faut ensuite corriger l'amplitude pour obtenir une densité spectrale par unité de fréquence. Nous diviserons donc tous nos spectres par $\sqrt{\Delta f}$,

$$\Delta f = \frac{F_e}{\text{Nbpoints}}$$

Avec :

- F_e : Fréquence d'échantillonnage.
- Nbpoints : Nombre de points pris pour la FFT (ici 512).

b) Spectres Basses fréquences

On représente en figure IV.7.3 quatre exemples de spectres BF calculés sur différents enregistrements. Nous les avons volontairement décalés verticalement pour essayer de mieux y voir. Il n'y a pas de différence sensible entre chaque spectre visible comme ceci. Il nous est donc difficile de juger sur d'éventuelles modifications au cours du temps par cette représentation.

c) Spectres Moyennes Fréquences

La même représentation que pour les BF est effectuée à la figure IV.7.4. On voit là aussi que les modifications temporelles sont difficilement repérables par cette représentation.

d) Spectres Hautes fréquences.

Le filtre Passe-haut 40kHz a un problème de résonance électronique qui rend sa sortie fortement bruitée par un pic à la fréquence de 50kHz. Ce problème s'est malheureusement réveillé après l'installation de la station acoustique. Les signaux enregistrés montrent donc une tendance très importante centrée sur cette fréquence. Nous ne présenterons donc pas les signaux hautes fréquences car ils ne sont pas valables.

e) Spectre complet

Si l'on juxtapose les signaux enregistrés en BF et en MF (fig. IV.7.5) on remarque que la décroissance du niveau spectral est proche des 20dB par décade. Ces signaux se trouvent en moyenne à 30dB au dessus du niveau Seastate 0 défini par Wenz comme l'état de la mer au plus calme. La décroissance au Taal de 20dB par décade est bien identique à celle observée dans le lac de cratère du volcan Ruapehu.

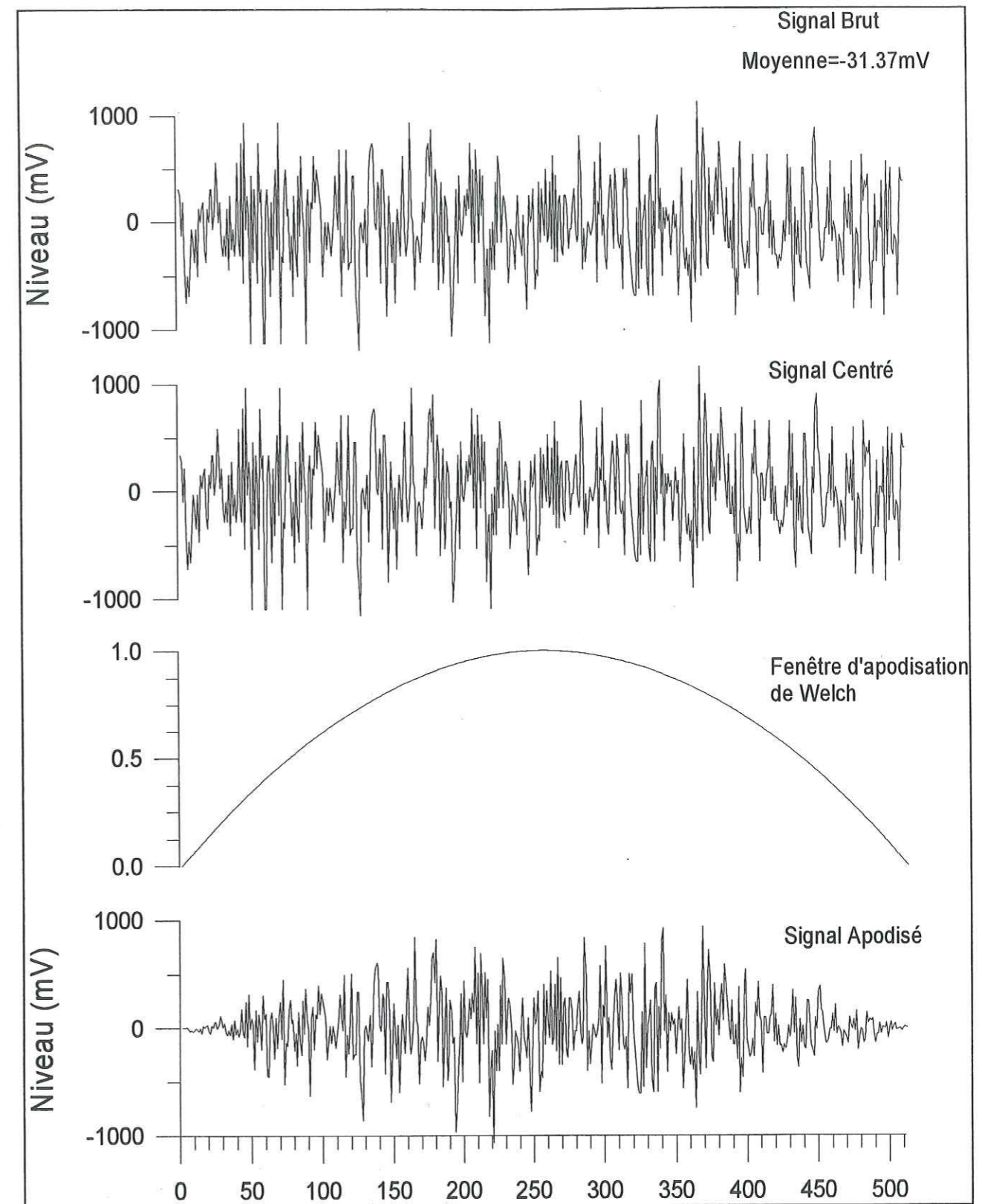


Figure IV.7.1: Traitement du signal temporel moyennes fréquences.

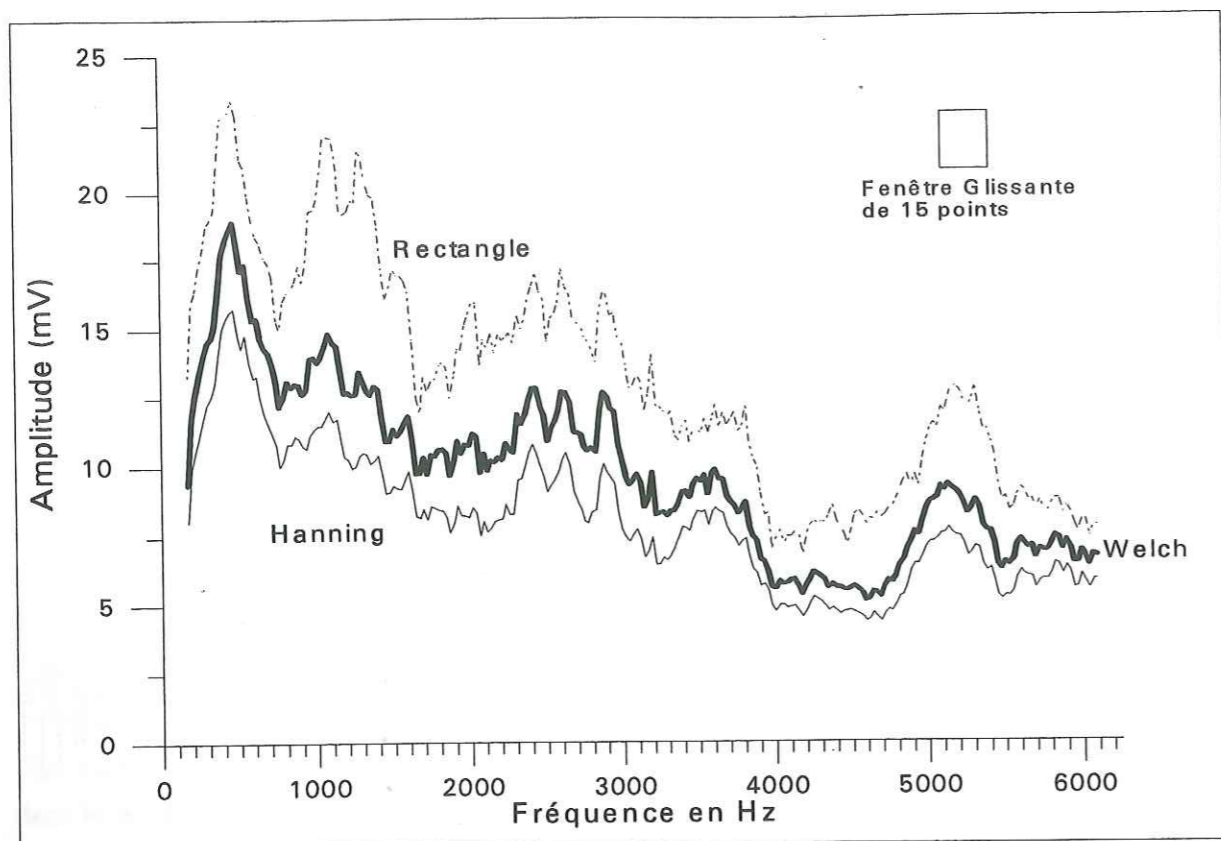


Figure IV.7.2 : Transformées de Fourier avec différentes fenêtres d'apodisation.

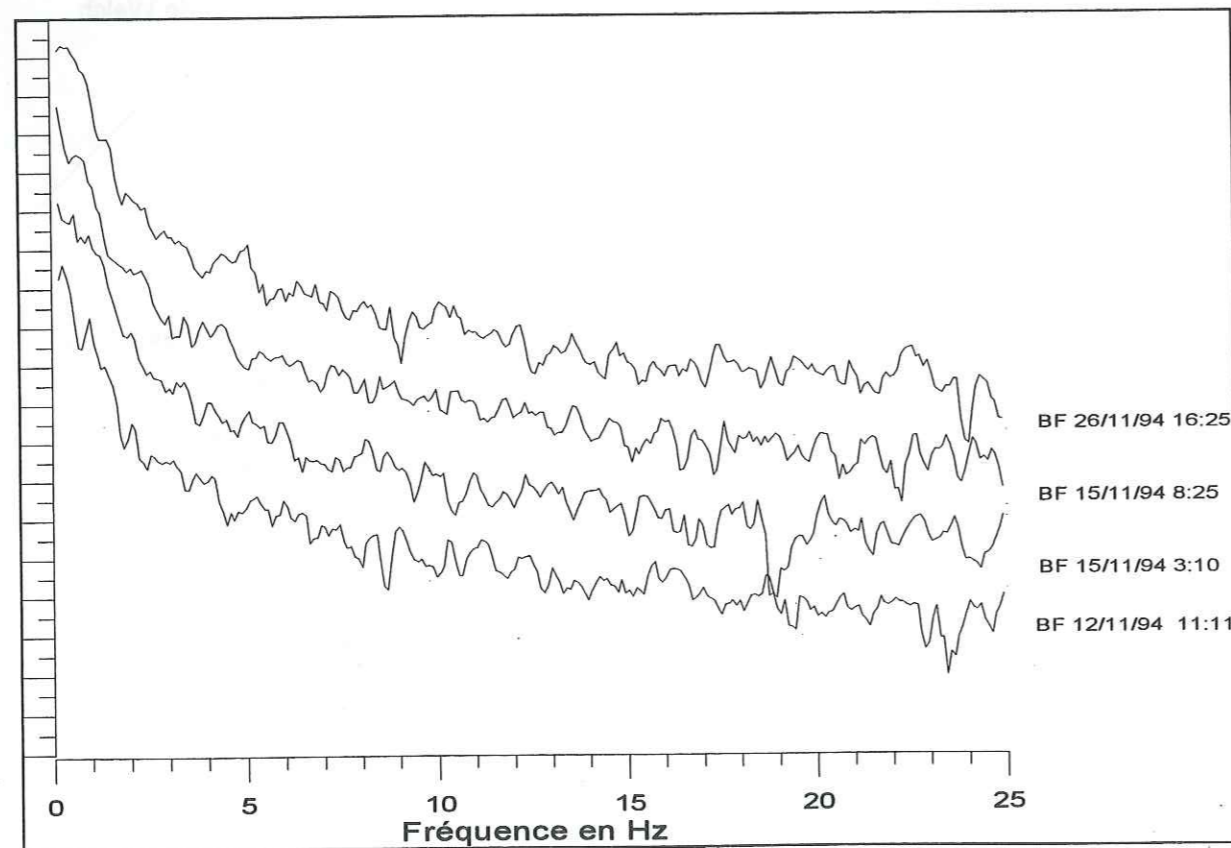


Figure IV.7.3 : Spectres Basses fréquences décalés sur l'échelle Y pour comparaison.

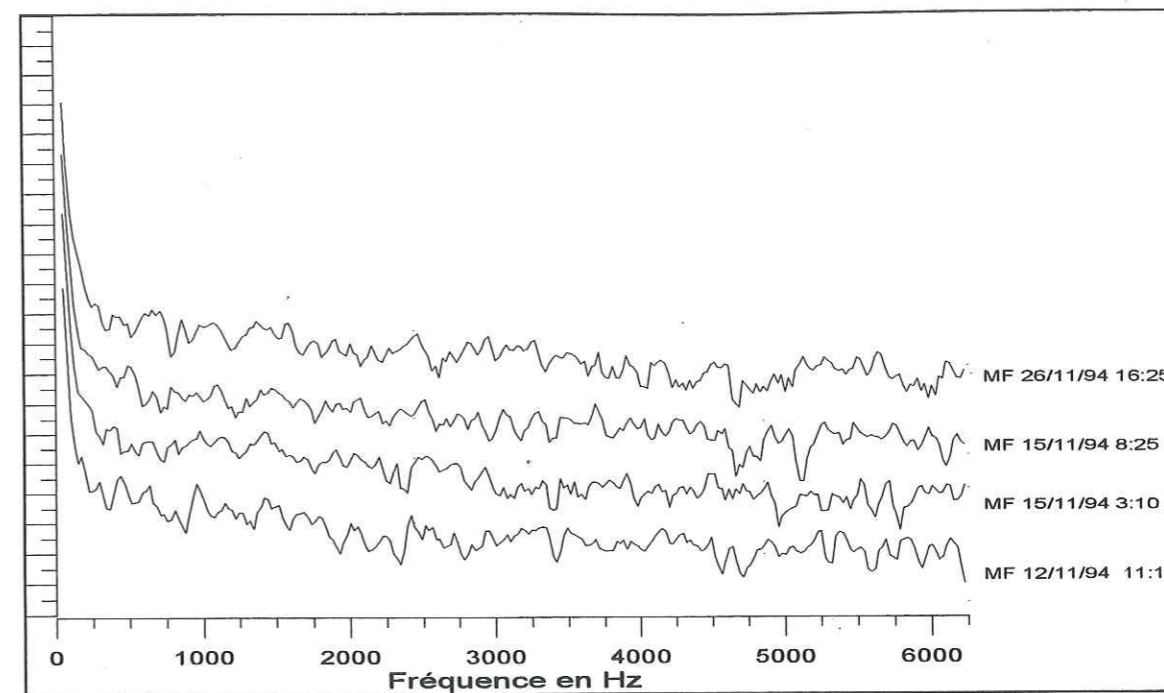


Figure IV.7.4 : Spectres Moyennes fréquences décalés sur l'échelle Y pour comparaison.

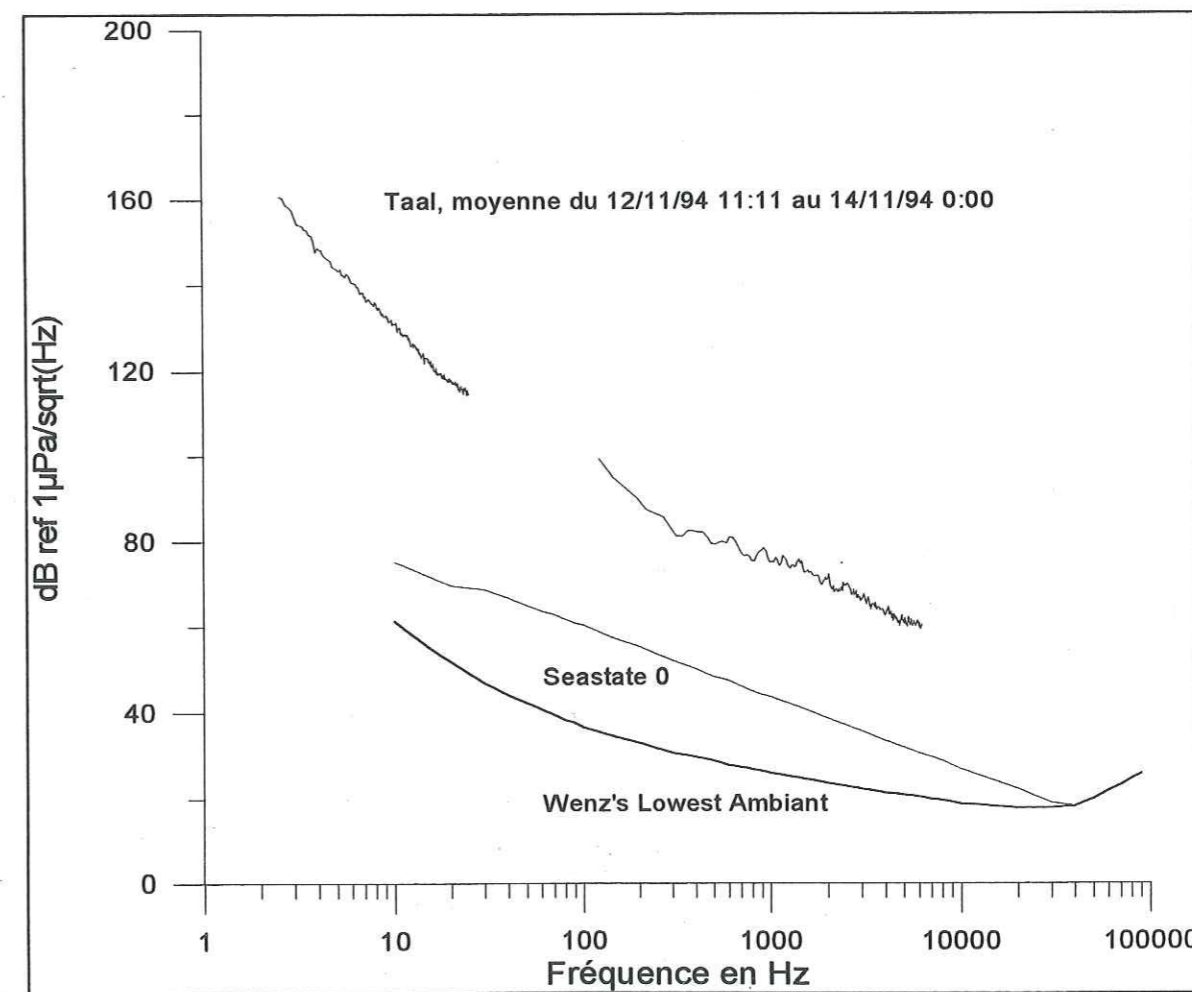


Figure IV.7.5 : Spectres complet BF+MF, ainsi que Niveau "Seastate 0" et Niveau ambiant minimal de Wenz (pour la mer).

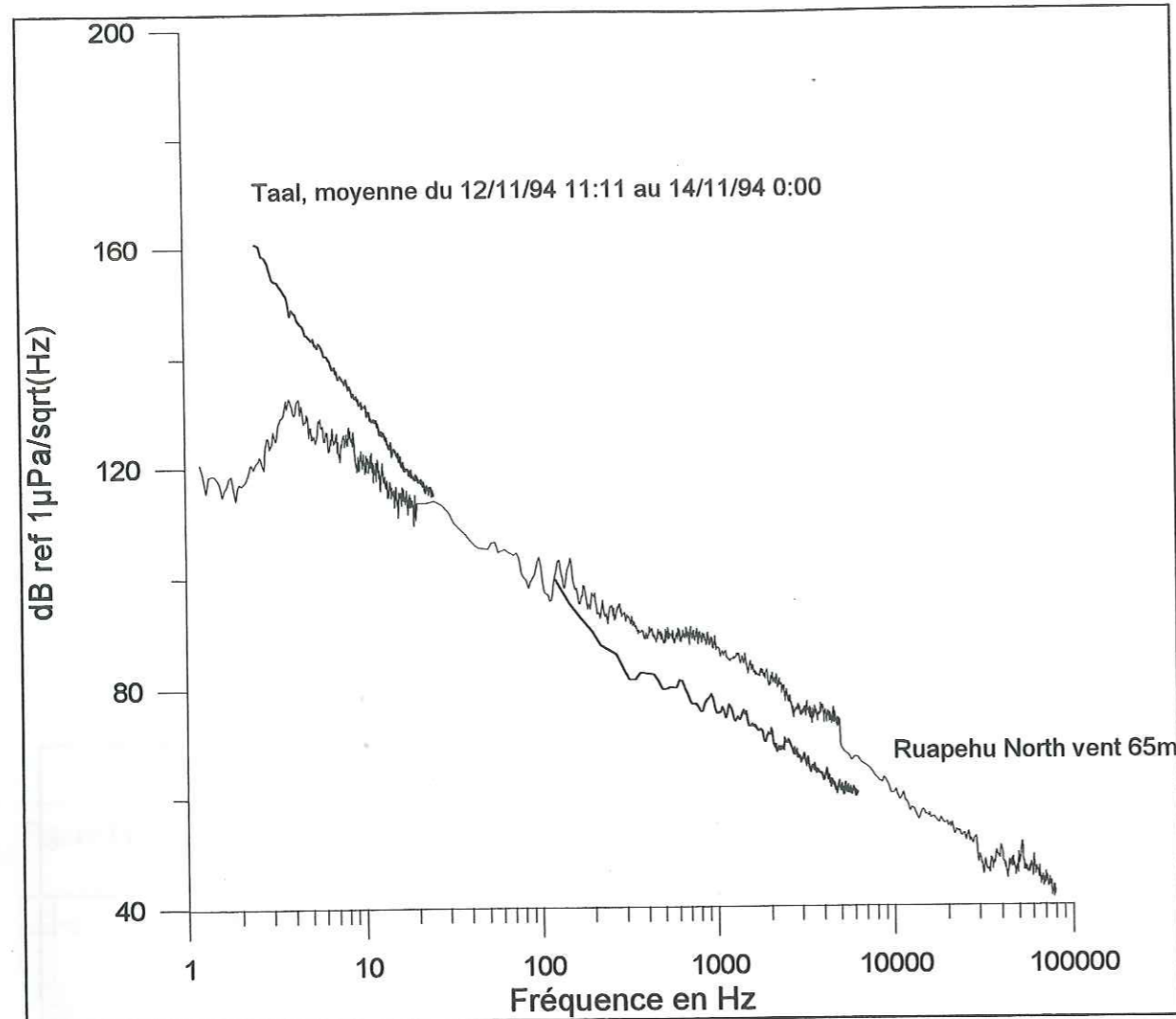


Figure IV.7.6 : Comparaison moyenne spectrale du 12/11/94 11:11 au 14/11/94 au Taal avec un enregistrement au Ruapehu au NorthVent à 65mètres de profondeur.

8. Visualisation des données

Pour étudier les variations fréquentielles nous représentons les données sous forme d'un diagramme temps-fréquence, ou sonogramme. Chaque spectre est traduit en niveaux de couleur (16 ou 256), formant ainsi une bande multicolore. On juxtapose ensuite chacune de ces bandes pour constituer le sonogramme.

Pour visualiser ces sonogrammes, un programme appelé 'VISUACOU' a été créé.

Ce programme permet de visualiser pour chaque enregistrement:

- Le signal temporel
- Le spectre correspondant.
- Un sonogramme comprenant tous le spectres du mois ou d'une période choisie.

Ce programme permet aussi de calculer les valeurs RMS dans une bande choisie et de faire la moyenne de plusieurs spectres enregistrés dans le temps.

Nous représentons à la figure IV.8.1 le sonogramme des données Basses fréquences de Novembre 94 à Février 95 corrigé et lissé. On remarque qu'il est difficile d'apercevoir des changements dans ce signal. Il nous faut attendre un événement important pour espérer repérer un changement dans la forme du signal BF.

Nous présentons à la figure IV.8.2 le sonogramme des données moyennes fréquences de nov. 94 à fèv. 95. On remarque qu'il y est difficile d'y apercevoir des zones fréquentielles caractéristiques. Ceci est dû au fait qu'un seul enregistrement ait été pris à chaque appel, le spectre calculé sur chacun de ceux-ci n'est donc pas moyenné. Nous nous proposons donc de lisser ces sonogrammes,

Le sonogramme représenté en figure IV.8.3 a été lissé par une fenêtre rectangulaire large de 15 points dans le domaine temporel (axe des X) et par 2 passages de fenêtres glissantes larges de 5 points dans le domaine fréquentiel (axe des Y).

Tableau des sonogrammes

BASSES FREQUENCES	
Novembre 94 à Février 95 corrigé du filtrage, lissé.	Fig. IV.8.1
MOYENNES FREQUENCES	
Novembre 94 à Février 95 sans correction du filtrage, non lissé	Fig. IV.8.2
Novembre 94 à Février 95 corrigé du filtrage, lissé	Fig. IV.8.3
Novembre 94 à Février 95 sans correction du filtrage, Lissé	Fig. IV.8.4
Novembre 94 à Février 95 Aplani, lissé	Fig. IV.8.5

9. Conclusion

Cette station de mesure acoustique montre donc une richesse d'information intéressante. Le nombre d'enregistrements réalisés à ce jour est assez important. La fiabilité du système reste satisfaisante malgré les pertes de données dues au mauvais fonctionnement du réseau radio télémétré. On peut regretter la mauvaise qualité des données HF due à une erreur de fabrication dans le filtre HF. Il serait souhaitable de corriger cette erreur. Il est aussi important de procéder à plusieurs acquisitions à chaque appel afin de pouvoir moyenné les spectres plus facilement. Dans une nouvelle version du programme "ACOUSTIQ" nous réalisons 3 acquisitions par appel. Les données basses fréquences ne semblent pas intéressantes au dessous de 25Hz, nous avons donc modifié la fréquence d'acquisition à 500Hz au lieu de 50Hz afin d'obtenir un spectre jusqu'à 250Hz qui nous permettra de mieux quantifier les

phénomènes hydrothermaux. Les sonogrammes sont très riches en informations mais ne sont pas évidents à interpréter correctement. Nous devons attendre plus longtemps afin de recueillir les enregistrements d'événements importants (crises sismiques, réchauffement thermiques, etc...) qui permettront de repérer les différents phénomènes dans le spectre de fréquence. Nous avons toutefois la chance d'avoir pu enregistrer juste après l'installation de la station des modifications du signal liées au séisme de Mindoro du 15 Nov 94. Une étude précise des variations du sonogramme est donc effectuée au chapitre suivant.

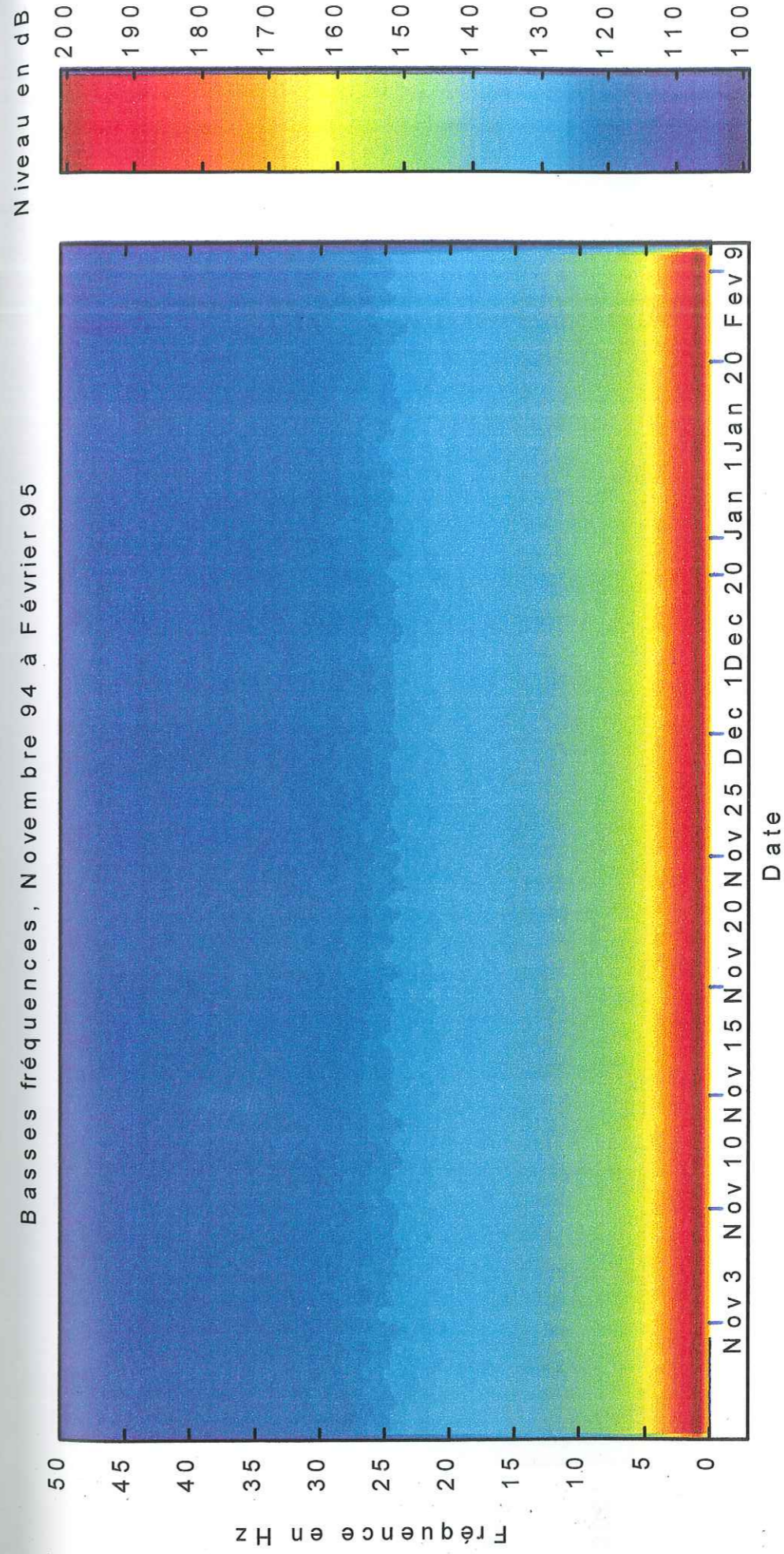


Figure IV.8.1 :Sonogramme acoustique Basses fréquences, novembre 94 à février 95 corrigé du filtrage, lissé.

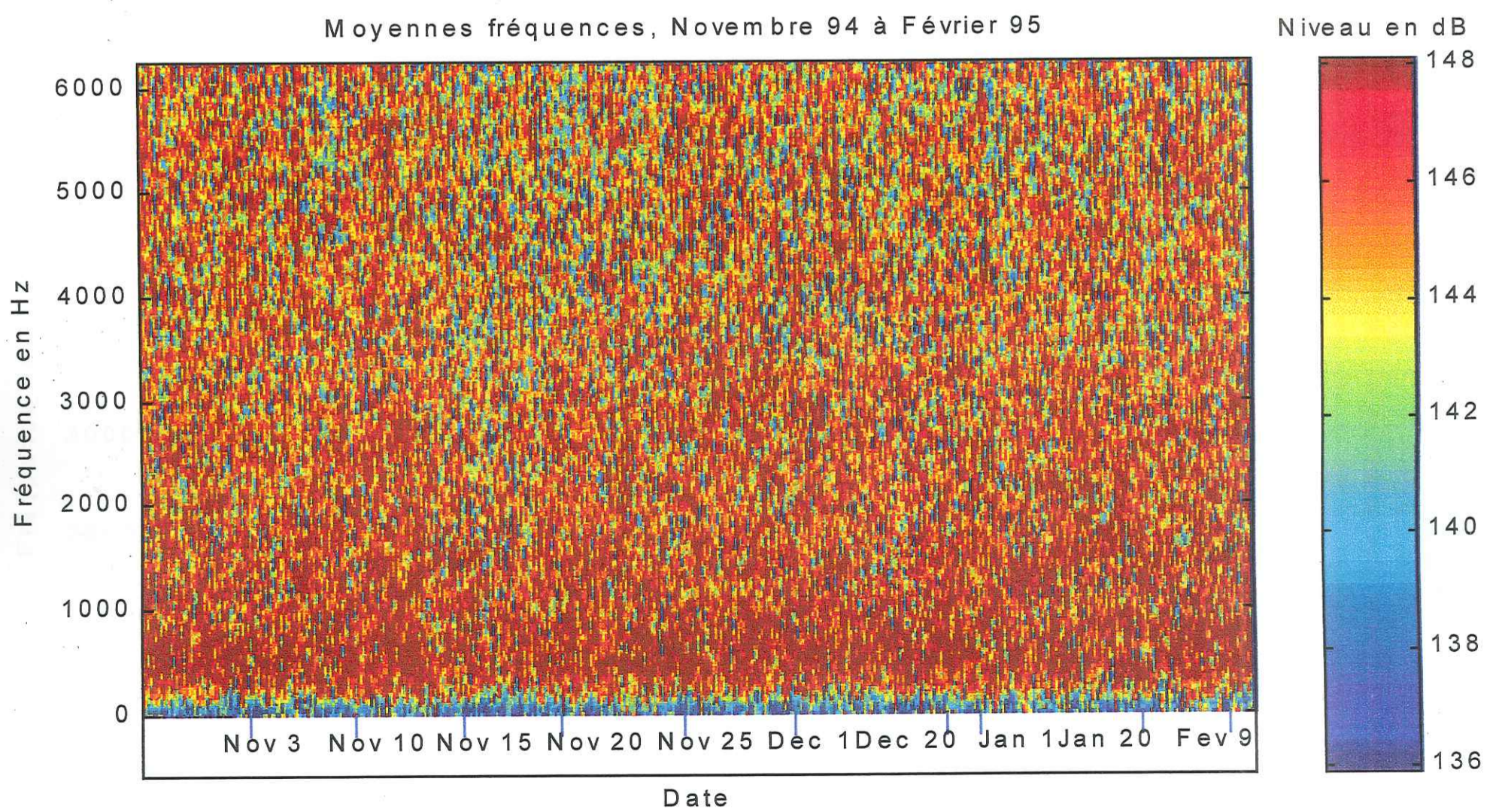


Figure IV.8.2 : Sonogramme acoustique Moyennes Fréquences, Novembre 94 à Février 95 sans correction du filtrage, non lissé.

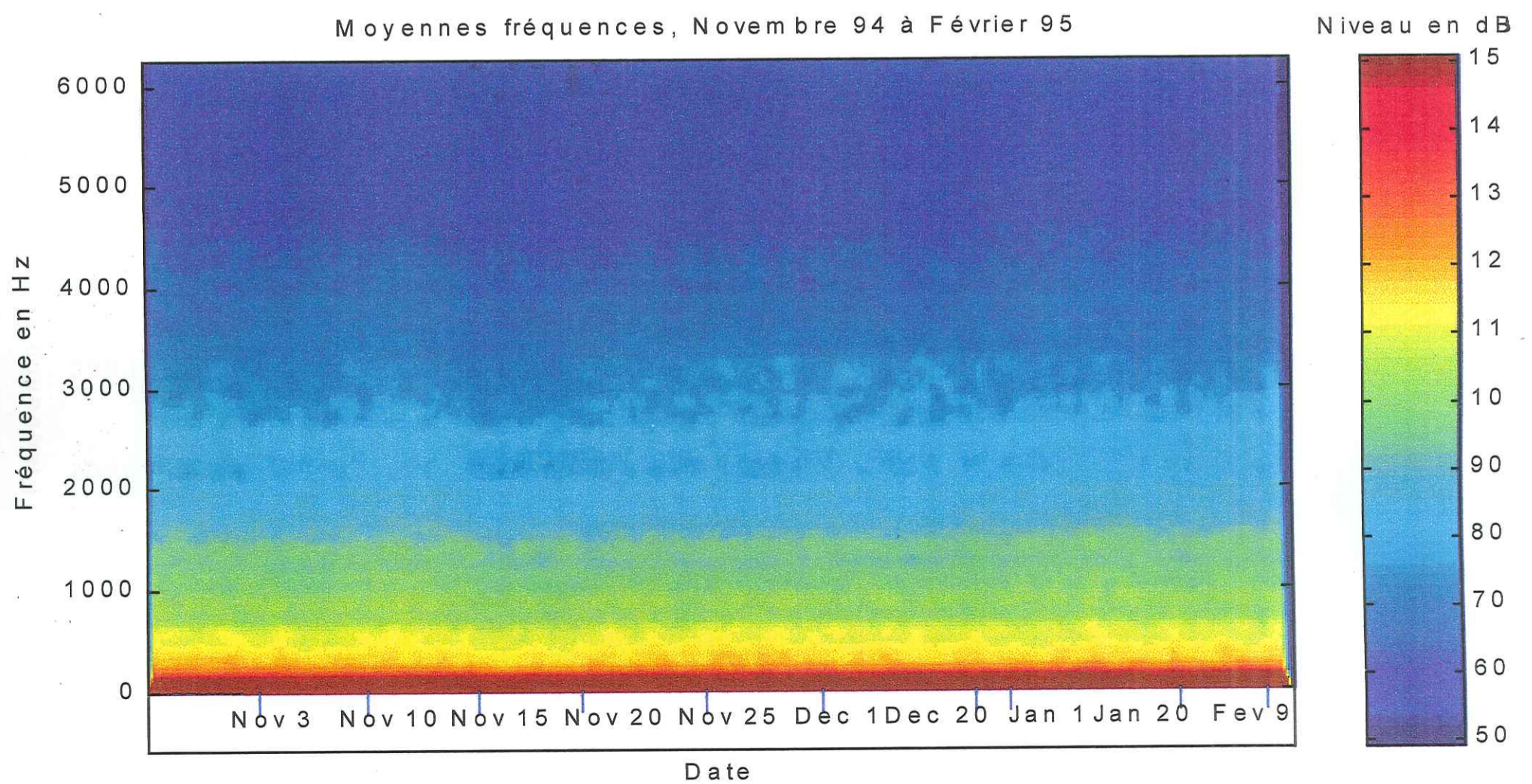


Figure IV.8.3 : Sonogramme acoustique Moyennes Fréquences de Novembre 94 à Février 95 corrigé du filtrage et lissé.

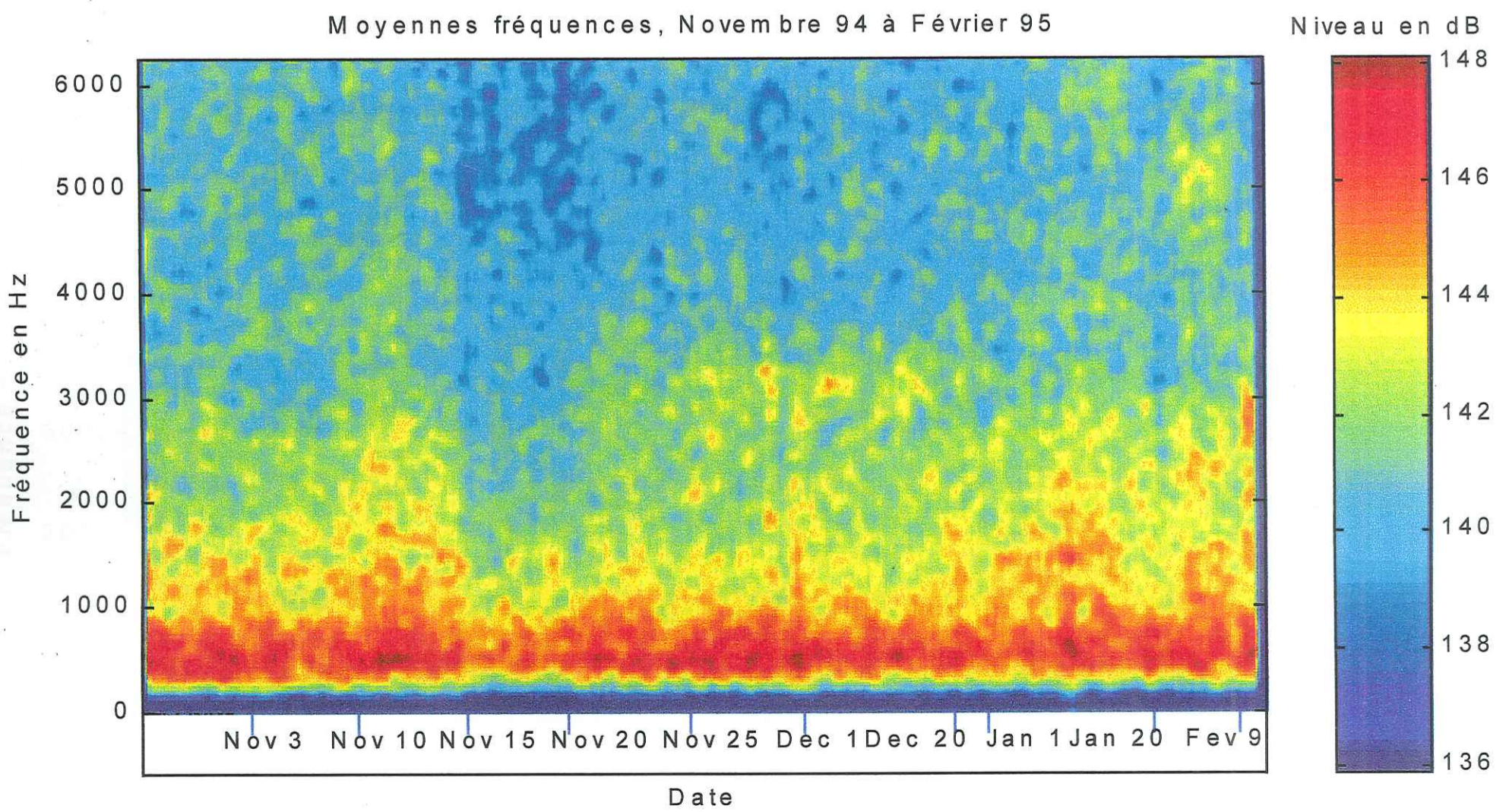


Figure IV.8.4 : Sonogramme acoustique Moyennes Fréquences de Novembre 94 à Février 95, sans correction du filtrage, lissé.

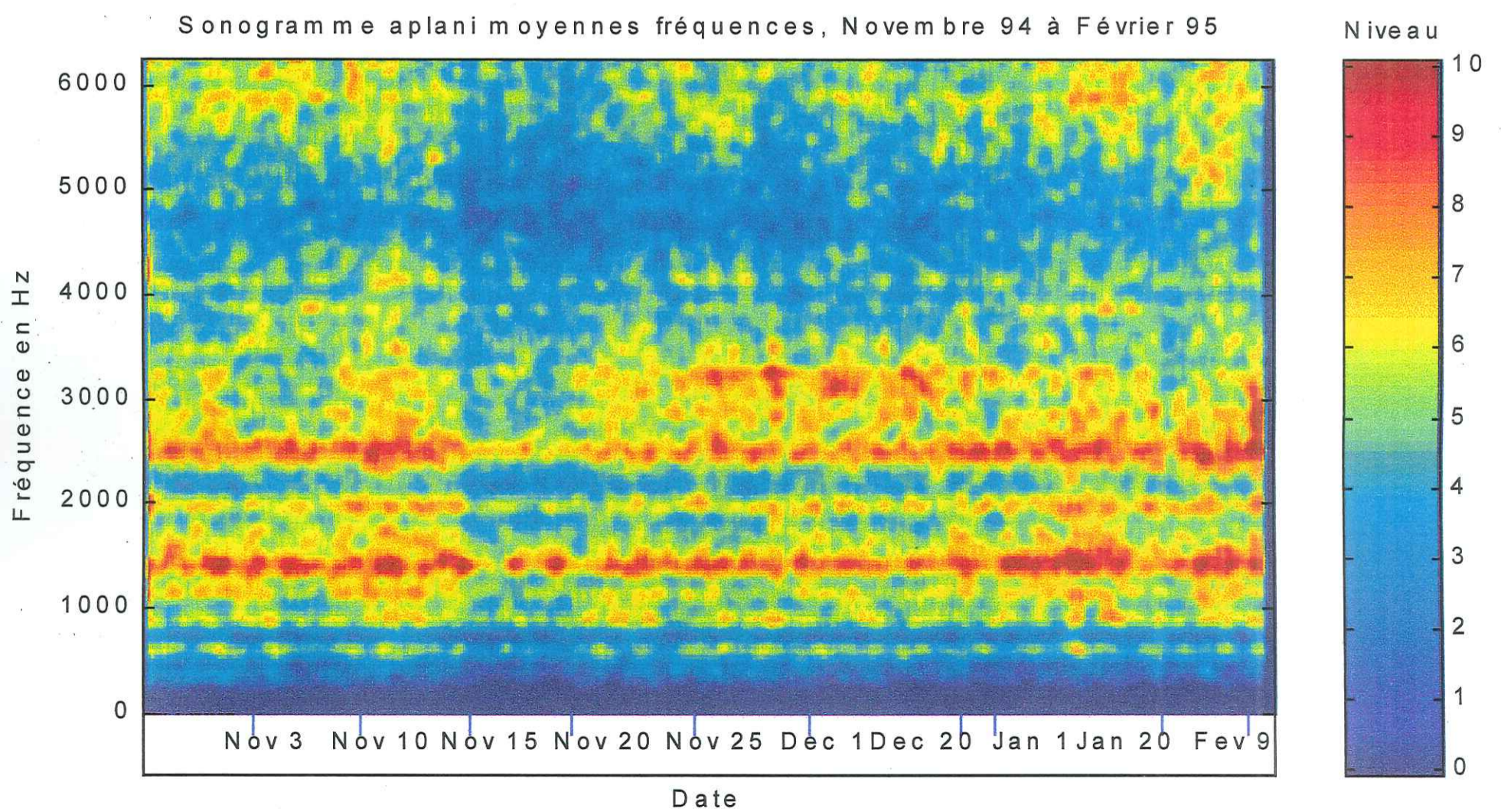


Figure IV.8.5 : Sonogramme acoustique Moyennes Fréquences de Novembre 94 à février 95 Aplani, lissé.

V. Etude des effets induits au Taal par le séisme de Mindoro du 15 Novembre 1994

Un important séisme s'est produit au sud du Taal en Novembre 1994. Nous étudions dans ce chapitre les effets ressentis dans le lac de cratère du Taal lors de cet événement. Nous décrirons les variations des paramètres acoustiques, thermiques, de déformation et de contraintes.

1. Caractéristiques du séisme

a) Présentation

Le séisme de Mindoro, d'une magnitude de 7.1 a eu lieu le 15 novembre 1994 à 3h15min heure locale. Son épicentre est localisé dans l'île 'Verde' à la position 13.5°N , 121.1°E (figure V.1.1). Sa profondeur a été estimée entre 7 et 12 km. La distance par rapport au centre du lac de cratère du Taal (14.01°N , 120.995°E) est de 46km. Les phénomènes extérieurs observés après le séisme sont de 4 types: ruptures de sol autour des zones de passage de la faille, glissements de terrain, tsunami et liquéfaction.

b) Répliques

Le Phivolcs a installé 4 stations sismiques temporaires pour enregistrer les répliques.

Le trop faible nombre de stations implique une mauvaise qualité des localisations avec une précision de seulement 5 km. On observe sur la figure V.1.2 deux zones préférentielles où sont localisés les hypocentres des répliques :

- Une zone aux alentours de l'île Verde.
- Une zone le long des failles de Aglubang River et Central Mindoro.

Le nombre d'événements de magnitude supérieure à 4 a été enregistré à la station de Puerto Galera. Le nombre des répliques décroît en fonction du temps de manière exponentielle.

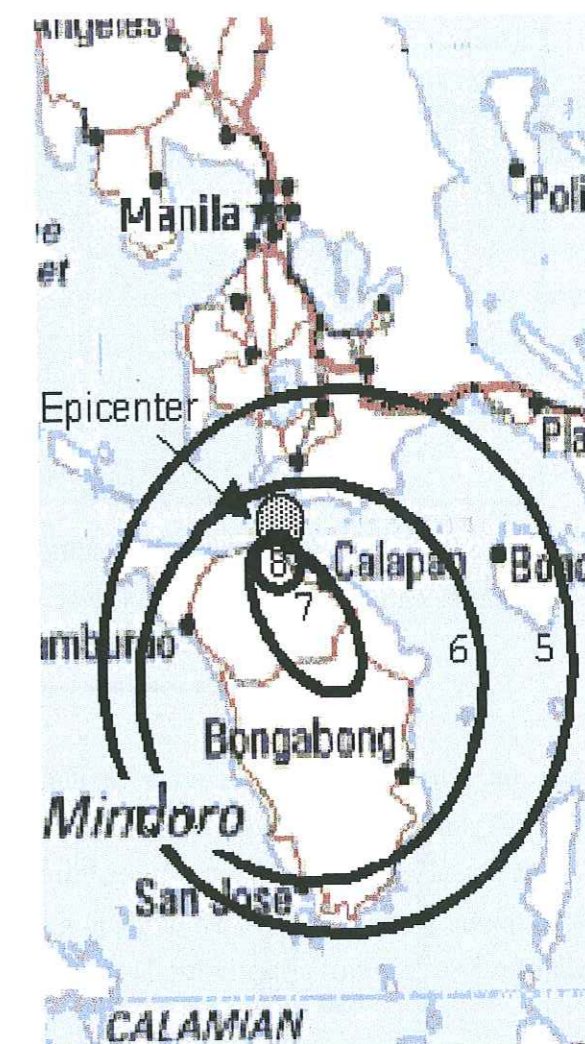


Figure V.1.1 : Localisation du séisme de Mindoro et lignes d'intensité (Echelle Rossi-Forel, Phivolcs, 1994).

On observe 1200 événements journaliers le jour du séisme et seulement 400 événements 2 jours après (figure V.1.3).

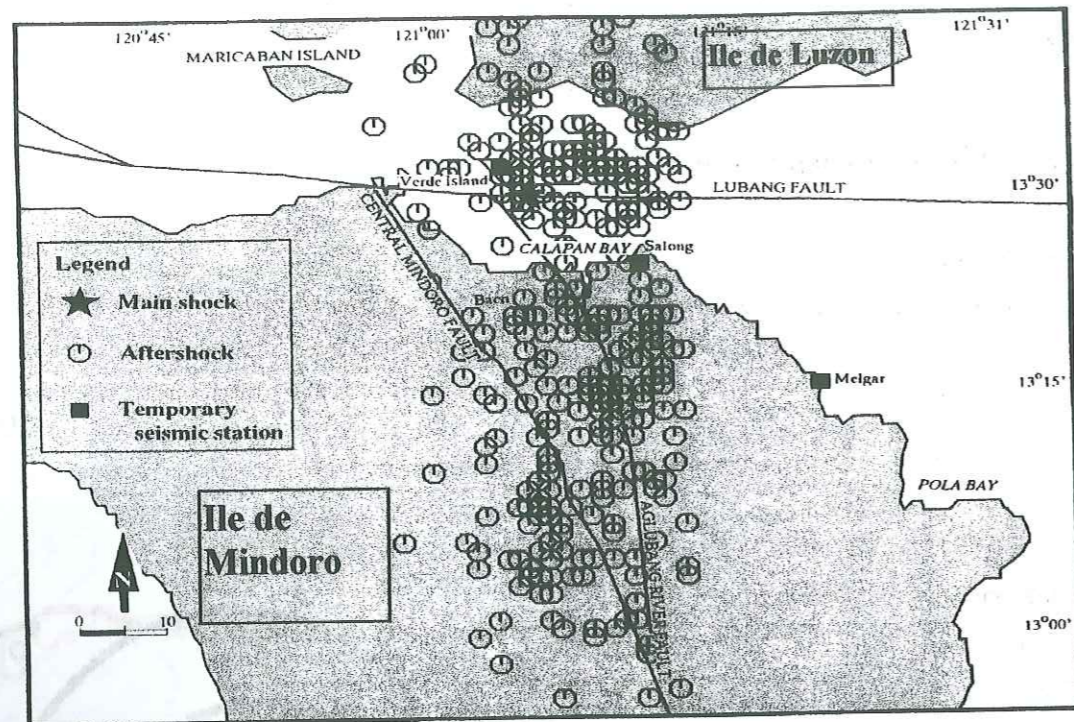


Figure V.1.2: Localisations des stations sismiques installées par le Phivolcs et des répliques enregistrées (Phivolcs, 1994).

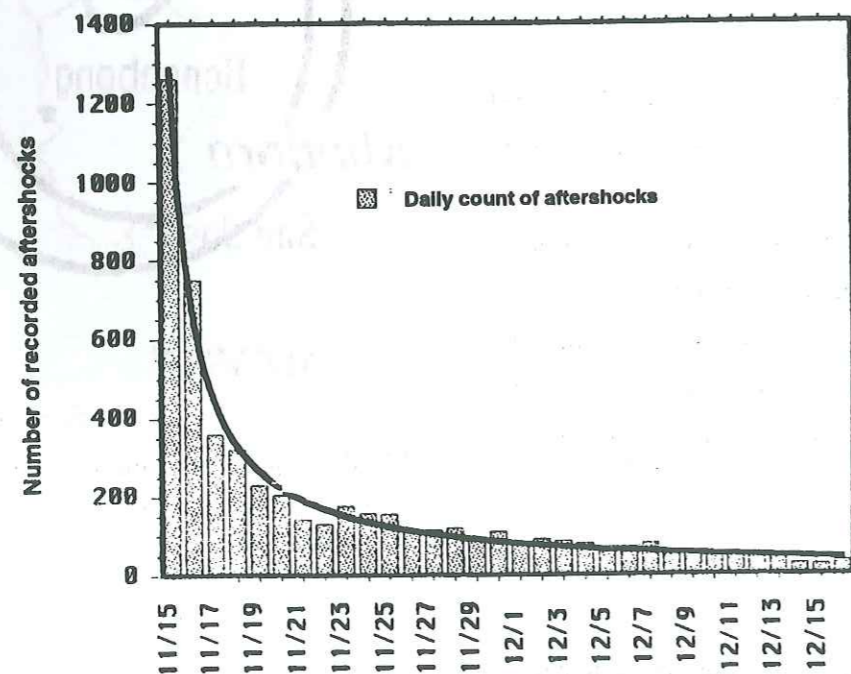


Figure V.1.3: Nombre de répliques par jour enregistrées à la station de Puerto Galera (Phivolcs, 1994)

c) Effets du séisme

Rupture de sol

On a observé une rupture de sol sur une longueur de 35 km, le long de Aglubang River, soit dans une direction Sud-Sud/Est, puis un infléchissement vers le Sud à une vingtaine de kilomètres de l'épicentre. Les déplacements de terrain observés peuvent aller jusqu'à 1 mètre verticalement et 3 mètres horizontalement.

Tsunami

Un tsunami est apparu 2 à 5 minutes après le séisme et a touché 40 kilomètres de côtes principalement sur la partie nord de l'île de Mindoro. Il a été observé juste après le séisme un recul de la ligne de rivage sur 50 à 100 mètres. La hauteur des vagues a pu atteindre 6 mètres et a détruit les maisons construites sur le bord. Le tsunami serait provoqué par la composante verticale du mouvement que l'on retrouve dans le deuxième sous événement calculé pour le mécanisme au foyer. L'occurrence d'un tsunami laisse à penser que la rupture de sol a commencé sous la mer à partir de l'île Verde, se déplaçant ensuite vers le Sud.

Liquéfaction

Des phénomènes de liquéfaction ont été observés aux alentours des zones fluviales, des deltas et des zones de ruptures de sol. Ces zones sont caractérisées par des dépôts récents, homogènes et de fine granulation qui se prêtent facilement à la liquéfaction.

En conclusion

Les effets extérieurs de ce séisme semblent avoir été prépondérants au sud de l'épicentre puisque que l'on retrouve des ruptures de sol jusqu'à 35 km vers le sud. Au nord de l'île 'Verde', il ne semble pas y avoir de phénomènes extérieurs visibles qui auraient rejoint l'île de Luzon. Le Taal, situé à 46 km au Nord n'a subi aucun effet extérieur visible au sol, mais sa distance relativement faible de l'hypocentre n'exclut pas la présence de ruptures en profondeur.

2. Mesures Acoustiques

a) Représentation des données sous forme d'un sonogramme

La station de mesure acoustique 'Scope' a fonctionné depuis le 3 novembre 1994, c'est à dire 12 jours avant le séisme de Mindoro. Nous regarderons ici les données moyennes fréquences (de 1 à 6250 Hz) sur la période du 3 Novembre au Décembre 94. 1760 échantillons ont été enregistrés en Novembre, soit en moyenne un toutes les 24 minutes contre 560 échantillons seulement en décembre. Ceci est dû à un arrêt des mesures du 16 au 20 décembre inclus, la fréquence moyenne est donc en décembre égale à un échantillon par heure.

Chaque échantillon temporel est ensuite transformé en fréquence par une FFT. Les spectres ainsi calculés sont mis bout à bout et représentés en niveaux de couleurs sur un sonogramme (diagramme temps-fréquence). Ce diagramme correspond aux données brutes, c'est à dire sans correction du filtrage de l'appareillage. En effet, si l'on rajoute la correction du filtrage, on obtient un spectre dont l'allure générale est une pente décroissante à 20dB par décade, alors que les données brutes ont une pente beaucoup plus faible. Cela provient du filtrage qui a été conçu afin de "redresser" la pente naturelle du spectre en fréquence. La dynamique du spectre corrigé est trop importante pour pouvoir y distinguer des variations (fig. IV.8.3). Nous représenterons donc les données brutes. Les spectres n'ont pas une forme régulière à cause du faible nombre de points enregistrés (512), il nous faut donc moyenner chacun des spectres. Le sonogramme représenté au chapitre précédent (fig. IV.8.4) a été lissé par une fenêtre rectangulaire large de 15 points (≈ 1 jour en moyenne) dans le domaine temporel et par 2 passages de fenêtres glissantes larges de 5 points ($=122\text{Hz}$) dans le domaine fréquentiel.

Nous avons ensuite calculé la moyenne des valeurs du sonogramme pour la période du 3 Nov 94 au 14 Nov 94, puis nous avons retranché cette moyenne à tout le sonogramme, ce qui donne un sonogramme des différences (fig. V.2.1).

b) Observations générales

La densité spectrale du signal acoustique a une forme générale décroissante en fonction de la fréquence. Les caractéristiques principales des variations temporelles pendant l'épisode de Mindoro sont:

1) Les niveaux entre 2000 et 2750Hz augmentent sensiblement pendant les 4 jours qui précèdent le séisme. On ne peut raisonnablement pas relier cette augmentation à un phénomène précurseur relié au séisme car l'on ne connaît pas les variations moyennes sur une assez longue période précédant le séisme. Néanmoins, cette augmentation mérite d'être notée.

2) Il apparaît clairement une chute générale de tous les niveaux de 0 à 6250Hz le 15 novembre, le dernier enregistrement effectué avant le séisme est à 3h10minutes, le premier enregistrement après le séisme est à 8h10 minutes. L'enregistrement de 8h10 est le premier à être en dessous du niveau normal. Cette chute semble affecter plus particulièrement les fréquences comprises entre 0 et 400Hz, avec une baisse de -6 à -10 dB (Fig. V.2.1). Les niveaux de fréquences comprises entre 4250 et 6250Hz subissent elles aussi une chute plus importante (entre -4 et -8dB). On distingue très nettement le caractère transitoire de la chute des niveaux, du 15 novembre au 20 novembre, soit pendant 5 jours.

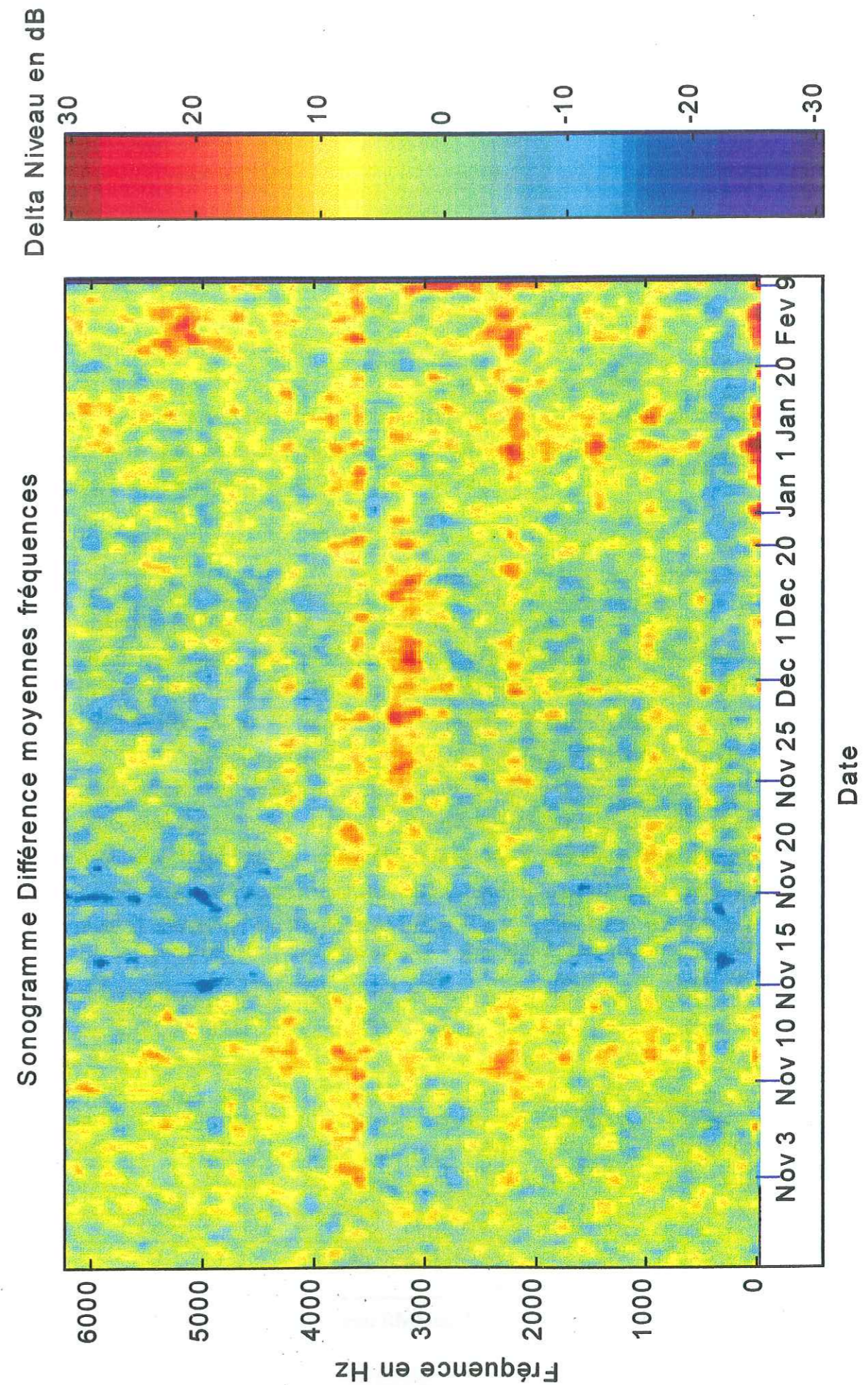


Figure V.2.1 : Sonogramme de la différence acoustique moyennes fréquences, novembre 94 à fév 95.

3) Le rétablissement est plus long pour les fréquences supérieures à 2700Hz qui ne retrouveront leur niveau initial que vers le 10 décembre, soit 25 jours après le séisme. Les niveaux de fréquence comprises entre 3000 et 3300Hz augmentent de +6 à +8dB à partir du 24 Novembre et jusqu'à la fin du mois de Décembre.

4) On voit donc que le sonogramme change d'allure avant et après le séisme, les niveaux dominants se recentrent autour de 3000Hz.

Nous procédons maintenant à une analyse des variations du niveau moyen du signal, et des variations du niveau dans plusieurs bandes de fréquences distinctes.

c) Variations du niveau moyen

Nous prendrons dès à présent le jour du séisme comme référence et le définirons comme égal au jour zéro. Nous définissons le niveau moyen de pression acoustique comme étant la valeur RMS de chaque enregistrement. La valeur RMS sur le spectre correspondant à chaque enregistrement est définie de la manière suivante:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum x^2}{n}}$$

- x : Amplitude du spectre pour chaque fréquence.
- n : Nombre de points de fréquence (256 ici).

La figure V.2.3 représente la valeur RMS obtenue du signal acoustique. On obtient un niveau RMS qui n'est pas régulier. En effet un seul enregistrement est effectué tous les quart d'heure et sa longueur est faible (seulement 512 points). Il ne moyenne donc pas assez les variations de courte durée du signal. Pour remédier à cela, il faudrait prendre plusieurs enregistrements successifs à chaque fois ou acquérir des événements plus longs. On distingue toutefois clairement une chute du niveau (de seulement 1dB mais importante par rapport aux variations habituelles de niveau) occasionnée par le séisme du 15 Novembre. Afin de lisser ces oscillations, nous allons faire passer une fenêtre glissante large de 41 points (équivalente à un jour de mesure en moyenne) sur les données brutes. Le résultat obtenu est présenté en figure V.2.4.

On observe différentes périodes dans les variations temporelles du niveau RMS. Nous découperons le niveau RMS en 4 périodes distinctes que nous nommerons de A à D. Le découpage de ces périodes est donné ici:

Nom de la période	Commencement Jour N°	Fin Jour N°	Niveau Moyen linéaire	Niveau moyen en dB	% par rapport à A
A	-10	-6.5	2027.0	66.137	0
B	-6.5	0	2079.2	66.358	+2.6%
C	0	5.26	1898.9	65.570	-6.3%
D	5.26	46	2019.5	66.105	-0.4%

Tableau V.2.1: Découpage du niveau RMS en 4 périodes

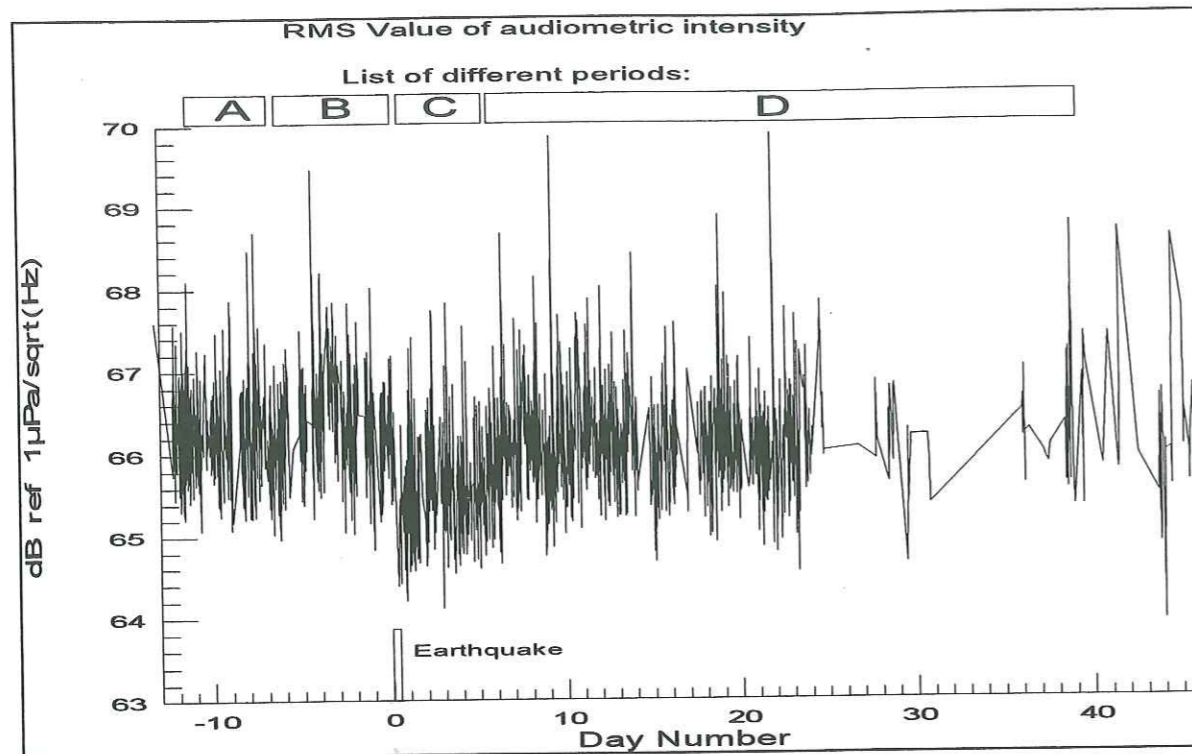


Figure V.2.3: Niveau Acoustique RMS moyennes fréquences sans lissage.

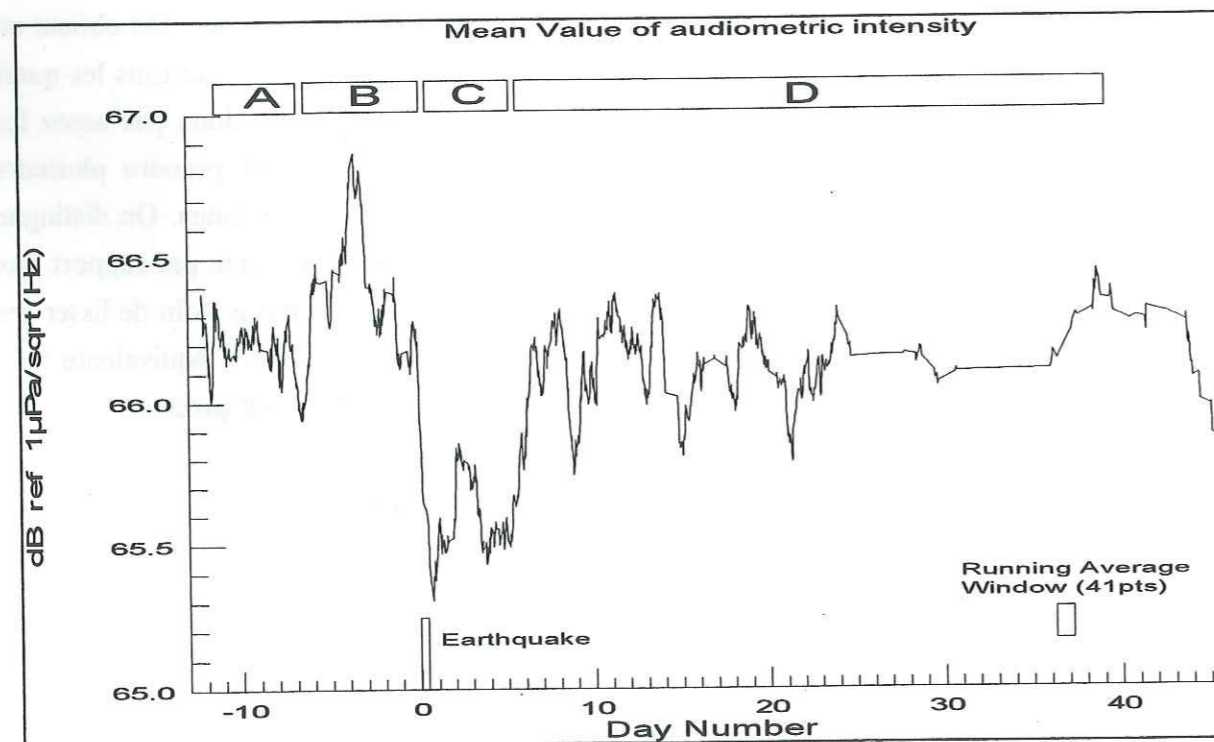


Figure V.2.4: Niveau acoustique moyennes fréquences RMS Lissé.

Discussion sur les différentes périodes:

La Période A correspond à l'état acoustique du volcan avant le séisme, nous la prendrons comme période de référence pour comparer les niveaux.

La période B correspond à un accroissement des niveaux acoustiques 6.5 jours avant le séisme cette augmentation est de 2.6%, nous verrons plus loin sur quelles fréquences elle est localisée.

La période C correspond à une chute relative des niveaux acoustiques consécutive au séisme, cette période de plus faible activité acoustique voit son niveau moyen chuter de 6.3% par rapport au niveau pendant la période A.

La période D correspond à une remontée progressive de ces niveaux et à leur stabilisation. Cette remontée peut être considérée comme une relaxation des contraintes ou des déformations du volcan. La modification de l'état de l'édifice volcanique (déformations et/ou contraintes) a donc engendré une réponse acoustique.

d) Etude Spectrale

Nous nous proposons d'étudier maintenant les variations spectrales liées à chacune des différentes périodes. Nous représentons à la figure V.2.5 la forme générale du spectre acoustique pendant la période A. On remarque que ce spectre correspond à une décroissance régulière du signal, la majeure partie de l'énergie acoustique étant dans les fréquences les plus basses. Cette décroissance est du type $Y = A \log\left(\frac{1}{F}\right) + B$ en dB, soit une loi du type K/Fréquence pour la densité spectrale du niveau acoustique. On trouve ici $A=-8.4$ et $B=133.5$.

Pour l'évolution spectrale en fonction du temps nous prendrons les données brutes (non corrigées de la réponse du filtre) qui montrent un spectre moins raide en fréquence et permettent une comparaison relative des niveaux plus aisée. Nous pouvons comparer les spectres moyens pour les différentes périodes de A à D (figure V.2.6).

On observe que les variations du niveau RMS observés ne sont pas identiques sur toute la bande de fréquence mais qu'ils correspondent à des variations localisées dans des bandes particulières de fréquences. On constate néanmoins que le spectre de la période C a un niveau plus faible que tous les autres. Pour mieux comparer les variations fréquentielles, nous nous proposons donc de retrancher les différents spectres de chaque période entre eux. On appellera "charnière B-A" la différence entre les spectres des périodes B et A.

e) Etude détaillée des charnières

On représente sur la figure V.2.7 les résultats des différences des spectres pour les périodes charnières B-A, C-B, D-C, puis en comparaison avec le niveau initial, les différences

C-A et D-A. Chacune de ces courbes sont tracées avec une même échelle d'amplitude totale égale à 1.5dB et ont été lissées en fréquence (axe X) par une fenêtre de 15points.

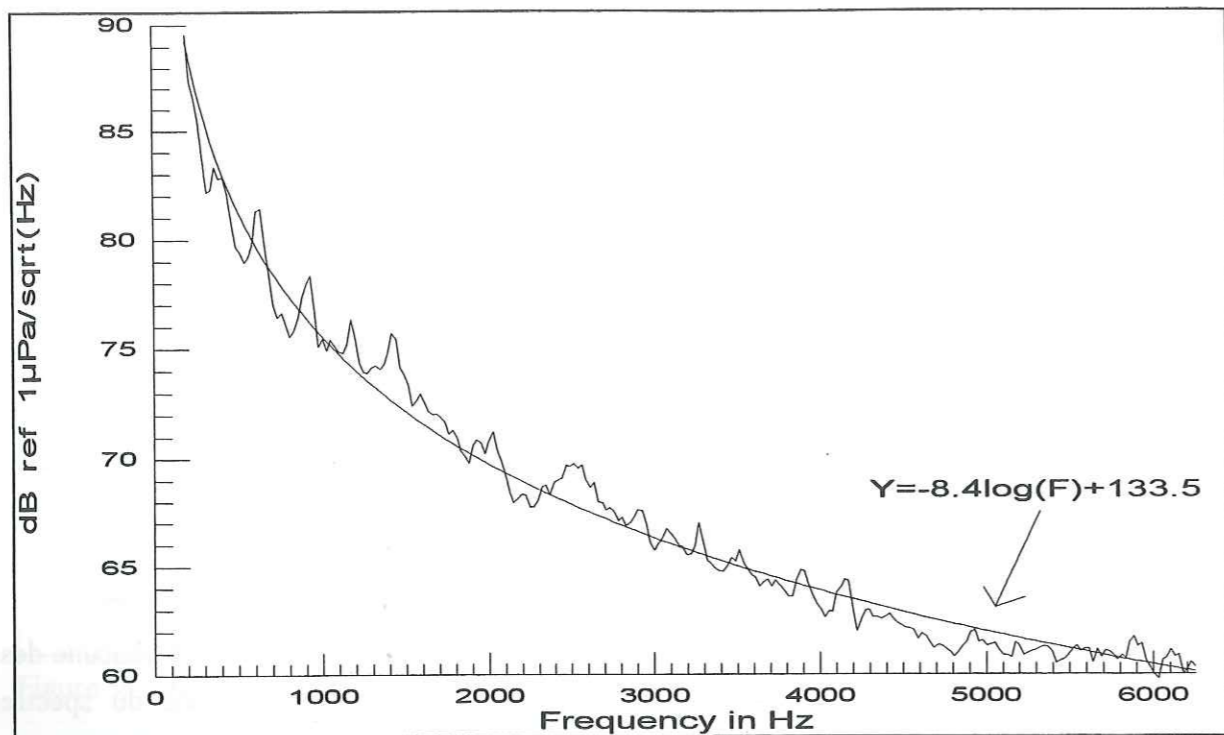


Figure V.2.5: Spectre Moyen pendant la période A.

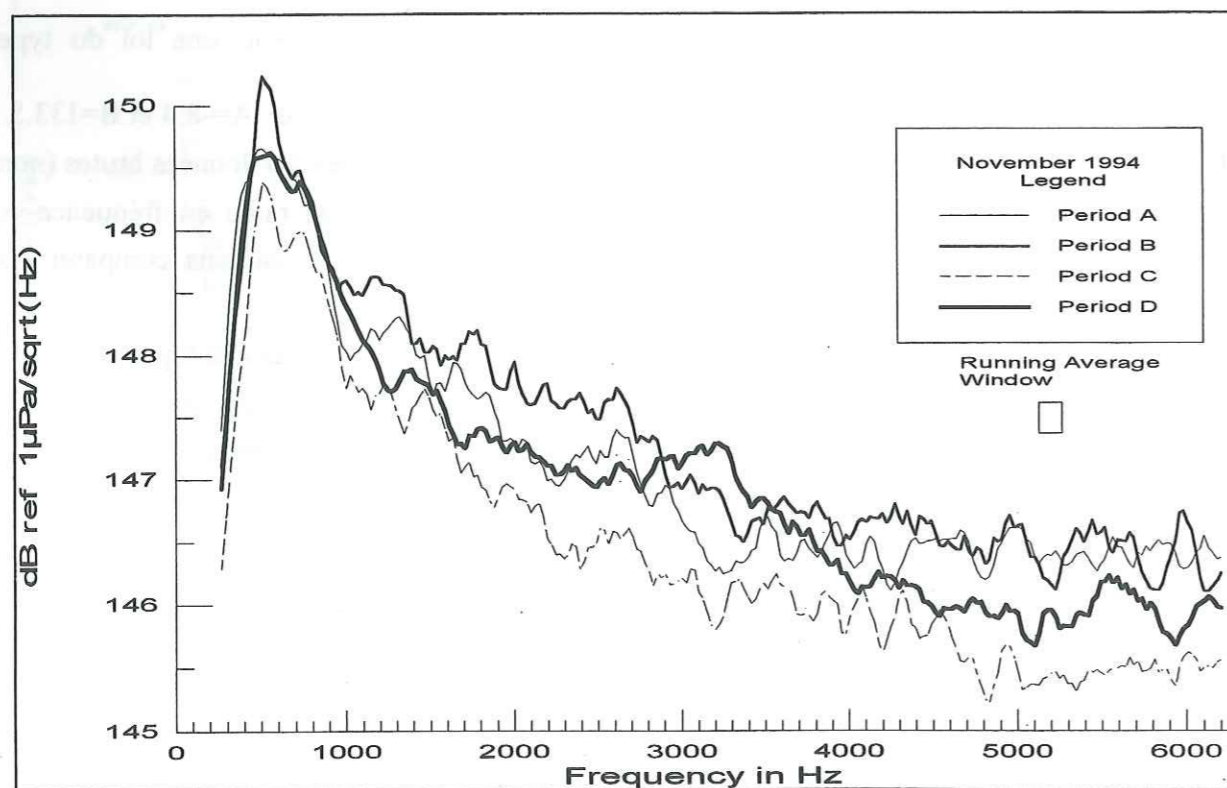


Figure V.2.6: Spectres moyens non corrigés du filtrage pour les périodes A à D

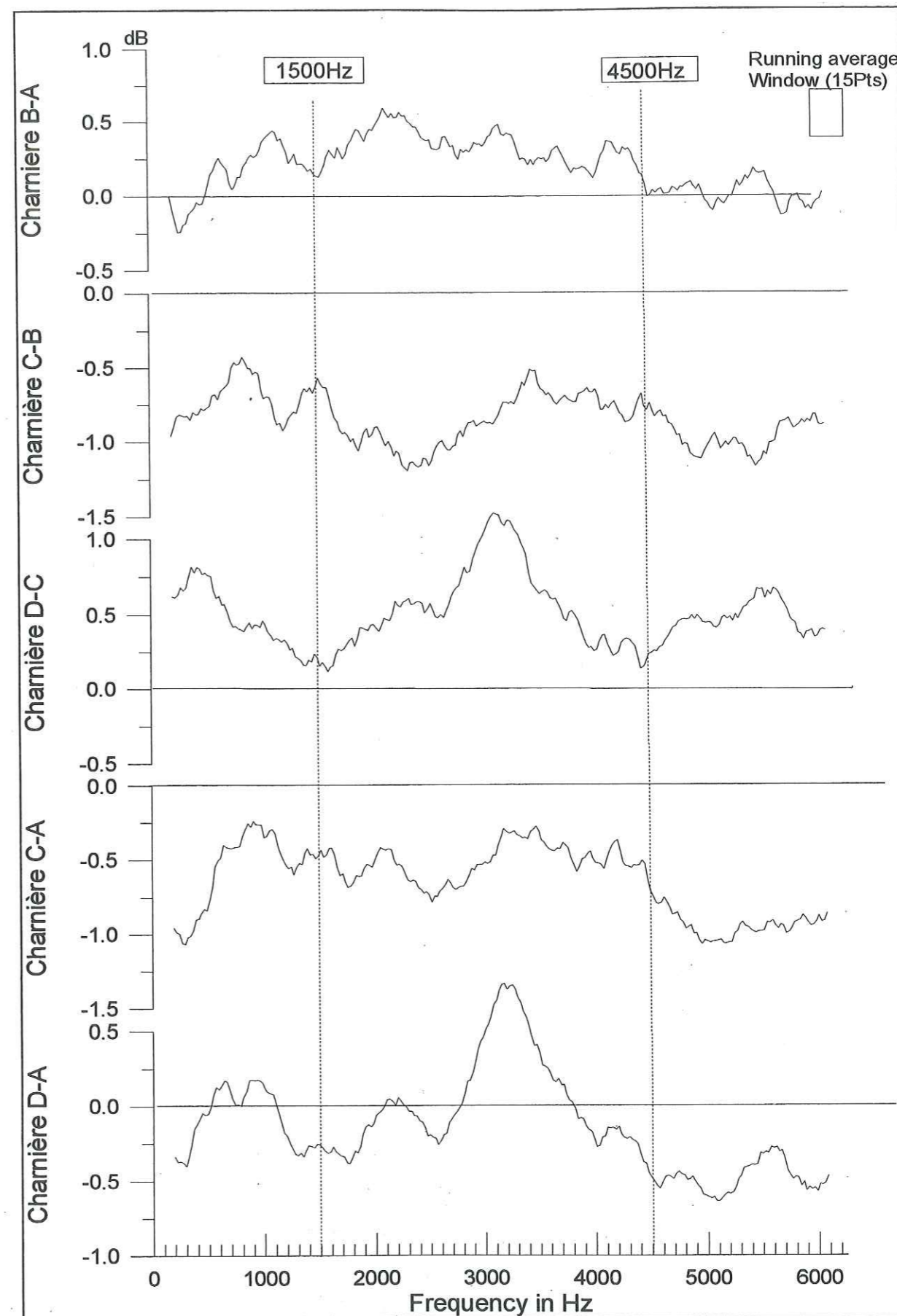


Figure V.2.7: Différences entre chaque période du niveau RMS.

Charnière B-A.

Cette charnière correspond à une augmentation des niveaux acoustiques avant le séisme, cette augmentation est plutôt ressentie dans les fréquences allant de 500 à 4500 Hz, alors que le signal est stable de 4500 à 6000Hz.

Charnière C-B

Elle correspond à une chute générale des niveaux, accentuée dans 2 gammes de fréquences:

- La gamme 1500-3500Hz
- La gamme haute 4500-6000Hz

Charnière C-A

Si l'on regarde la différence fréquentielle entre la période après le séisme et la première période on constate que la diminution est d'environ 0.5dB pour la gamme 1000-4500Hz et du double pour la gamme 4500-6000Hz. C'est cette gamme qui a le plus chuté consécutivement au séisme.

Charnière D-C

On observe une remontée importante de la gamme moyenne de manière inhabituelle car centrée sur la fréquence de 3200 Hz, ainsi qu'une remontée partielle de la gamme haute.

Charnière D-A

Cette charnière montre que le bilan du séisme a eu tendance à faire perdre de l'énergie à la gamme haute en contrepartie d'un gain en fréquence centré sur 3200Hz. Cette charnière met en évidence l'apparition d'un pic centré sur 3200Hz.

Les variations fréquentielles font apparaître des différences suivant la gamme choisie. Nous nous proposons donc de séparer le spectre en plusieurs gammes:

Gamme Basse	50-1500Hz
Gamme Moyenne	1500-4500Hz
Gamme Haute	4500-6250Hz

On représente en figure V.2.8 l'évolution du niveau RMS dans les gammes basse, moyenne, haute et dans la gamme 2800-3500Hz. Ce niveau RMS résulte d'un lissage d'une fenêtre de largeur de 51 points, puis d'un lissage d'une largeur de 11 points, il est tracé sur une même échelle totale de 2dB.

On observe qu'il n'est pas facile de distinguer des différences sensibles entre chacune des gammes, la forme générale de leurs variations étant relativement identique, toutefois, on peut voir de légères différences propres à chaque gamme de fréquence :

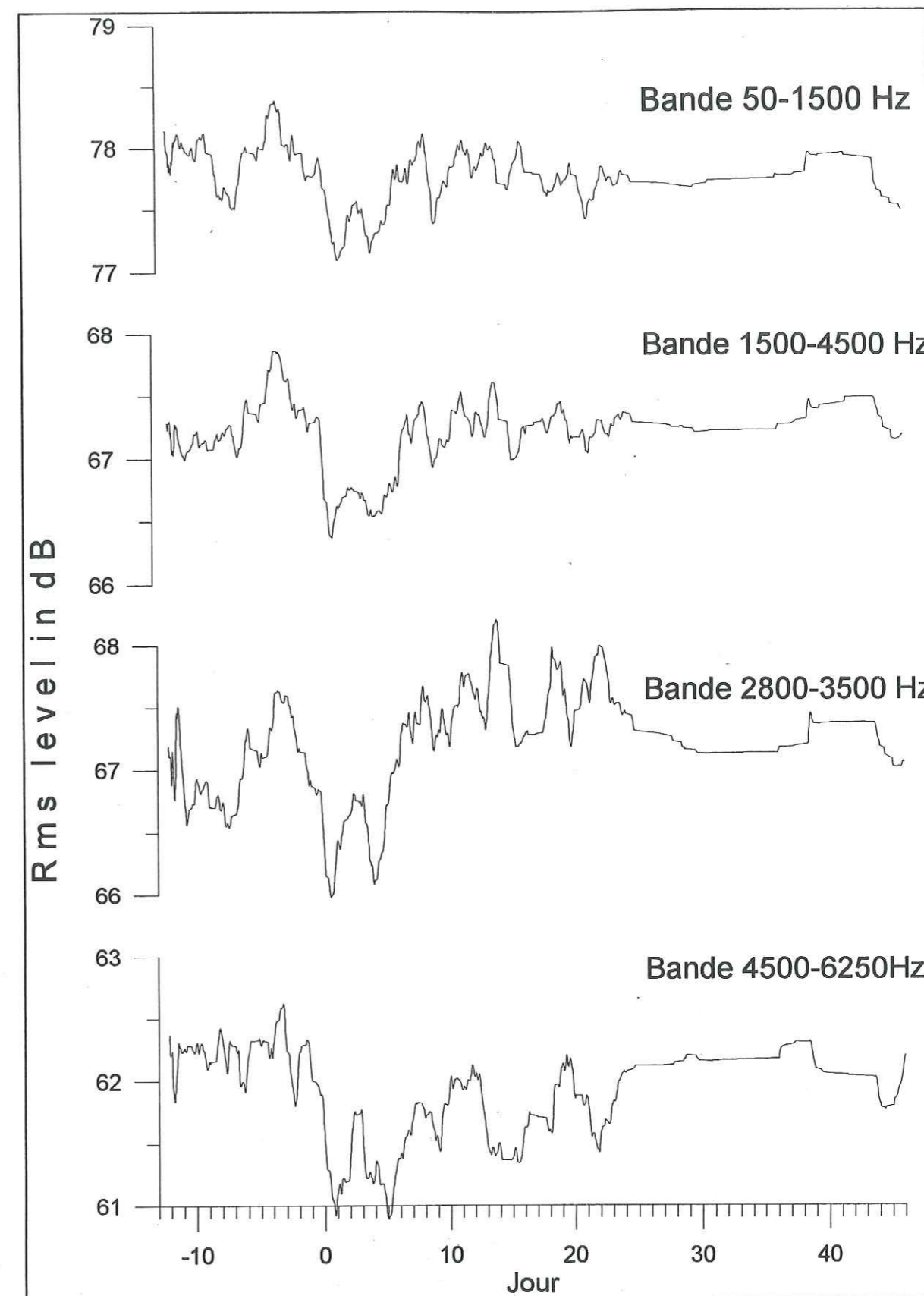


Figure V.2.8: Niveau RMS dans 4 gammes de fréquences.

- La gamme 50-1500Hz a les variations les moins marquées. Cette gamme retrouve son niveau 5 jours après.

- La gamme 1500-4500Hz montre des variations nettes, le niveau chute rapidement lors du séisme et remonte rapidement au jour N°5. Il est le seul à remonter faiblement au milieu de la période C.

- La gamme 2800-3500Hz montre une nette augmentation par rapport au niveau initial (période A), après le jour 7 et jusqu'au jour 25. Le séisme a donc provoqué un gain de niveau dans cette bande.

- La remontée des niveaux est rapide pour la gamme 4500-6250Hz et se situe au jour 7, alors qu'elle n'est effective qu'au jour 25 dans les hautes fréquences.

f) Conclusion

Le séisme de Mindoro a provoqué une baisse générale des niveaux de pression acoustique entre 100 et 6250 Hz, fréquences qui correspondent au phénomène de bullage. Les effets du séisme ont donc fait chuter le débit gazeux des fumerolles sublacustres, le débit a diminué soit à cause d'un rétrécissement de la taille des fissures soit à cause d'une baisse de la pression gazeuse. La baisse du niveau acoustique RMS a duré pendant 5 jours, puis il est revenu brusquement à son niveau initial. Après le 5^{ème} jour, on remarque que le séisme a modifié la signature fréquentielle du signal, la gamme 2800-3500Hz montrant une augmentation centrée sur la fréquence 3200Hz.

Cette modification du spectre dans la gamme de fréquence des émissions dues au bullage provient de la modification de la distribution des tailles de bulles. Il y a donc eu soit une modification de la taille des fissures et orifices des fumerolles, soit une réorganisation spatiale des zones de bullages sublacustres prépondérantes. Le décalage vers le bas des fréquences prépondérantes montre que les orifices de petite taille ont diminué.

3) Calcul du débit gazeux

a) Principe

Nous considérerons ici que les bulles qui ont une participation prépondérante dans le débit gazeux sont celles dont le bruit émis à leur formation a une fréquence comprise entre 1 et 4500 Hz. Si l'on additionne pour chaque fréquence (inférieure à 4500 Hz) le volume de chaque bulle émise on obtient une valeur du débit gazeux. Nous nous intéresserons ici à la

variation relative du débit gazeux, la valeur absolue étant difficile à évaluer. (Voir au chapitre 'Bullage et débit gazeux' pour le détail du calcul).

b) Résultats

On observe sur le résultat obtenu (figure V.3.1) le même type de variation temporelle que pour les variations du niveau de bruit RMS, en trois étapes :

- 1) Augmentation avant le séisme
- 2) Chute instantanée
- 3) Remontée progressive.

Mais il est à noter que la remontée post sismique est beaucoup plus lente que celle du niveau de bruit RMS. Le débit de gaz 30 jours après le séisme dépasse celui de la période initiale (Période A), contrairement au niveau de bruit RMS.

Effectivement, la charnière D-A (fig V.2.7) montre qu'après le séisme les niveaux dont la fréquence se situe entre 2800 et 3500 avaient augmenté alors que les niveaux de fréquence supérieure à 4500Hz ont baissé. Le niveau RMS s'en trouve inchangé mais les fréquences plus basses, qui correspondent à des tailles de bulles plus grandes et qui ont une contribution plus importante dans le débit gazeux ont augmenté. On voit donc que l'augmentation du débit gazeux est liée à l'augmentation du niveau acoustique dans la bande 2800-3500Hz.

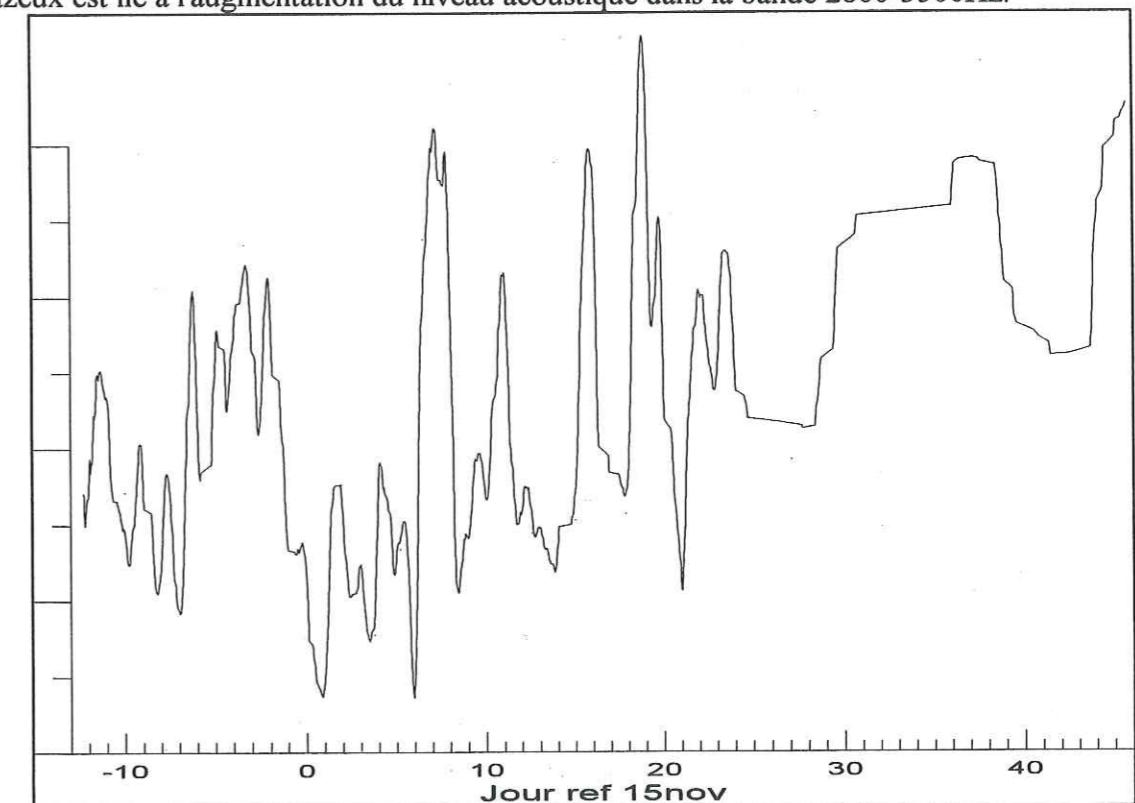


Figure V.3.1 : Débit gazeux relatif.

4. Variations thermiques

Nous nous proposons d'essayer d'estimer la puissance thermique échangée entre l'édifice volcanique et le lac de cratère principal aux alentours du séisme du 15 novembre 94.

a) Principe

La température du lac de cratère principal est mesurée toutes les heures environ. Nous avons aussi à notre disposition des valeurs météorologiques telles que : vitesse du vent, pluviométrie, température de l'air, hygrométrie, ensoleillement. Ces valeurs varient pendant la période de mesure de la façon suivante:

Température minimale de l'air	23.0°C
Température maximale de l'air	30.8°C
Pluviométrie journalière moyenne	3.25 mm/jour
Vitesse moyenne du vent	6 m/s
Hygrométrie moyenne de l'air	72%
Rayonnement solaire moyen	1550 W/m ²
Température moyenne du lac	34.7 °C

La mesure de température du lac a été arrêtée du 16 août au 10 novembre, les données ci-dessous correspondent à la période du 12 novembre au 11 décembre. Nous avons tout d'abord ré-échantillonné les données de température du lac afin d'obtenir 10 mesures par jour régulièrement espacées (fig. V.4.1). Le jour 0 correspond au 15Nov 94.

On observe que:

- La température du lac est dans une phase de décroissance, les données météo peuvent en partie expliquer cette variation car la température de l'air diminue elle aussi.
- Il y a plusieurs ruptures de pente (chute plus rapide de la température), une le jour du séisme et une autre le 15ème jour, date d'un séisme volcano-tectonique.

Nous avons sélectionné pour le calcul la période du jour -3 au jour 26. Nous procédons ensuite à un calcul du bilan thermique de la même façon qu'au paragraphe 'Etude thermique', (fig. VII.3.1). Notre calcul commence par la lecture des paramètres météo journaliers, on calcule ensuite à partir de ceux-ci les valeurs des différents échanges thermiques. Puis on fait la somme de ces échanges que l'on appelle $P_{Météo}$:

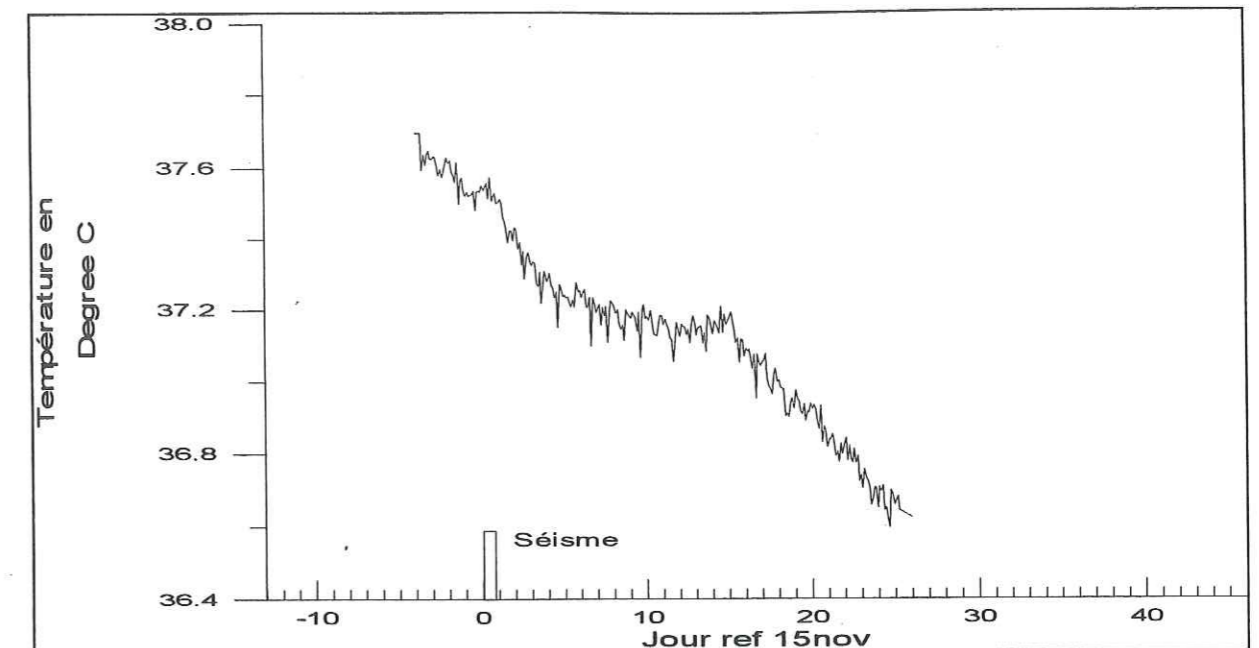


Figure V.4.1: Température de référence pour le lac de cratère.

A partir des variations de température du lac, on calcule le $mc\Delta T$ température que l'on appelle P_{Vrai} , mais ici le Δt n'est plus le nombre de secondes dans un jour comme au paragraphe "étude thermique" mais le nombre de secondes entre les 2 mesures T_{lac-1} et T_{lac} .

On peut donc ensuite en déduire l'énergie réellement apportée par le volcan soit :

$$P_{Volcan} = P_{vrai} - P_{météo} \text{ (Watt)}$$

Pour ce qui est de $P_{météo}$, vu le nombre limité de jours pour notre étude nous avons dû faire la moyenne de la contribution énergétique des effets météorologiques. Il est en effet préférable de procéder ainsi pour une courte période car l'inertie thermique crée un décalage entre la mesure des paramètres météorologiques extérieur et leurs effets sur le lac. Si nous considérons que ces effets sont instantanés nous obtiendrions des valeurs de puissance très variables qui induiraient beaucoup d'erreurs dans le calcul de P_{volcan} .

La moyenne de ces effets est donc de -345MW sur la période étudiée, ce qui correspond à une perte de chaleur, la température extérieure étant dans tous les cas inférieure à celle du lac. Nous avons donc retranché cette même valeur au calcul du $mc\Delta t$ que l'on appelle P_{vrai} . Les données ont été lissées par deux passages d'une fenêtre glissante large de 11 points, équivalente à un jour. Le résultat obtenu pour la puissance volcanique est représenté en figure V.4.2.

b) Résultats

- La puissance moyenne d'origine interne au volcan (P_{volcan}) sur la période calculée est de 283MW, ce qui correspond à une relative baisse depuis le mois d'août où elle était supérieure à 300 MW.

b) Une chute importante est observée consécutivement au séisme, avec une puissance moyenne de 225MW depuis le jour 0 jusqu'au jour 4. La puissance a donc chuté de 60MW pendant cette période par rapport au niveau moyen, soit une chute de 21%.

c) En l'absence de données sur la période du 1^{er} au 10 Novembre, on ne peut pas savoir si l'accroissement du niveau acoustique avant le séisme s'est accompagné d'augmentation de la puissance.

d) On remarque toutefois que la puissance inférieure à la normale a duré seulement 5 jours et a été suivie d'une remontée jusqu'au jour 15.

c) Comparaison avec les données acoustiques

On représente en figure V.4.3 la puissance thermique tracée comparativement aux bandes RMS 50-6250Hz (niveau total) et 2800-3500Hz. On peut remarquer que les variations ont des allures comparables, on retrouve bien la chute consécutively au séisme (ligne pointillée verticale N°1) dans les variations thermiques et la remontée au jour 5 (pointillé N°2). Néanmoins, on observe que la remontée des niveaux thermiques débute juste après le séisme contrairement à la remontée dans l'acoustique qui débute seulement au milieu de la période C. La gamme 2800-3500 semble en effet être plus proche des variations thermiques.

On observe par ailleurs un blocage gazeux le jour 14 (ligne pointillée N°2), suivi de la rupture de pente de la température (fig. V.4.1). Ce blocage gazeux est suivi d'une chute de la puissance thermique et est suivie plutôt par la gamme 2800-3500Hz que par la gamme RMS totale

La puissance volcanique reçue par le lac est transférée suivant deux modes distincts:

1) Mode liquide : La migration de liquide qui se réchauffe dans les fissurations de l'édifice et remonte se mélanger à l'eau du lac, elle contribue majoritairement aux échanges thermiques.

2) Mode gazeux : les fumerolles sub-lacustres à haute température réchauffent l'eau du lac. La contribution thermique des gaz est beaucoup plus faible (voir au chapitre VII, "bilan thermique") **mais la variation de leur débit est très certainement liée aux mouvements de liquide.** Ce qui signifie qu'il est très probable que les variations du niveau acoustique soit liées aux variations du débit liquide, néanmoins, la dualité des modes de réchauffement du lac peut expliquer que l'on ne retrouve pas complètement les variations thermiques dans les variations acoustiques. On constate que le débit des flux gazeux remonte rapidement lorsque les flux thermiques (i.e. liquides) sont revenus à leurs valeurs initiales (jour 5).

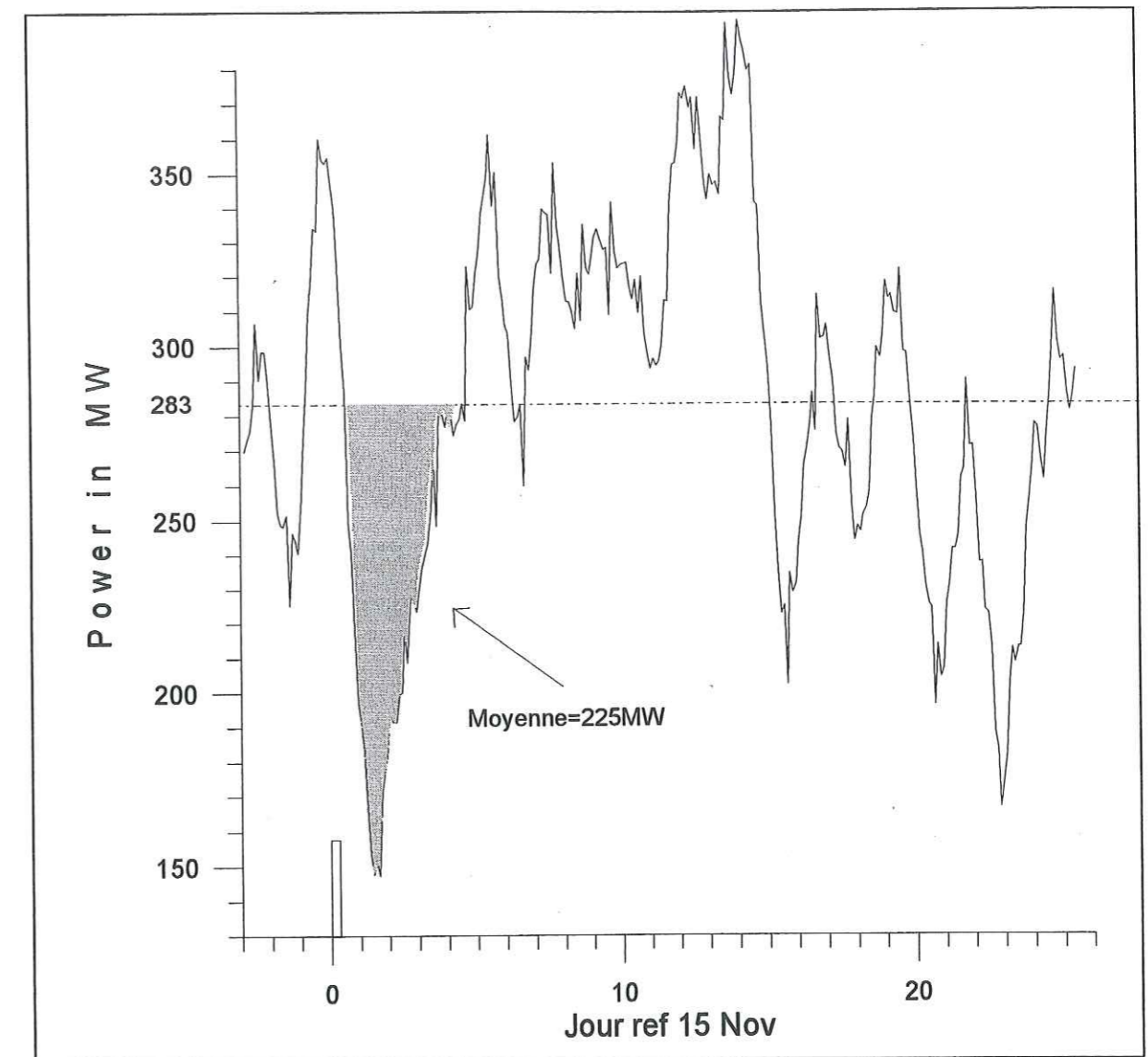


Figure V.4.2 : Puissance thermique émise par le volcan (largeur de la fenêtre de lissage=11points).

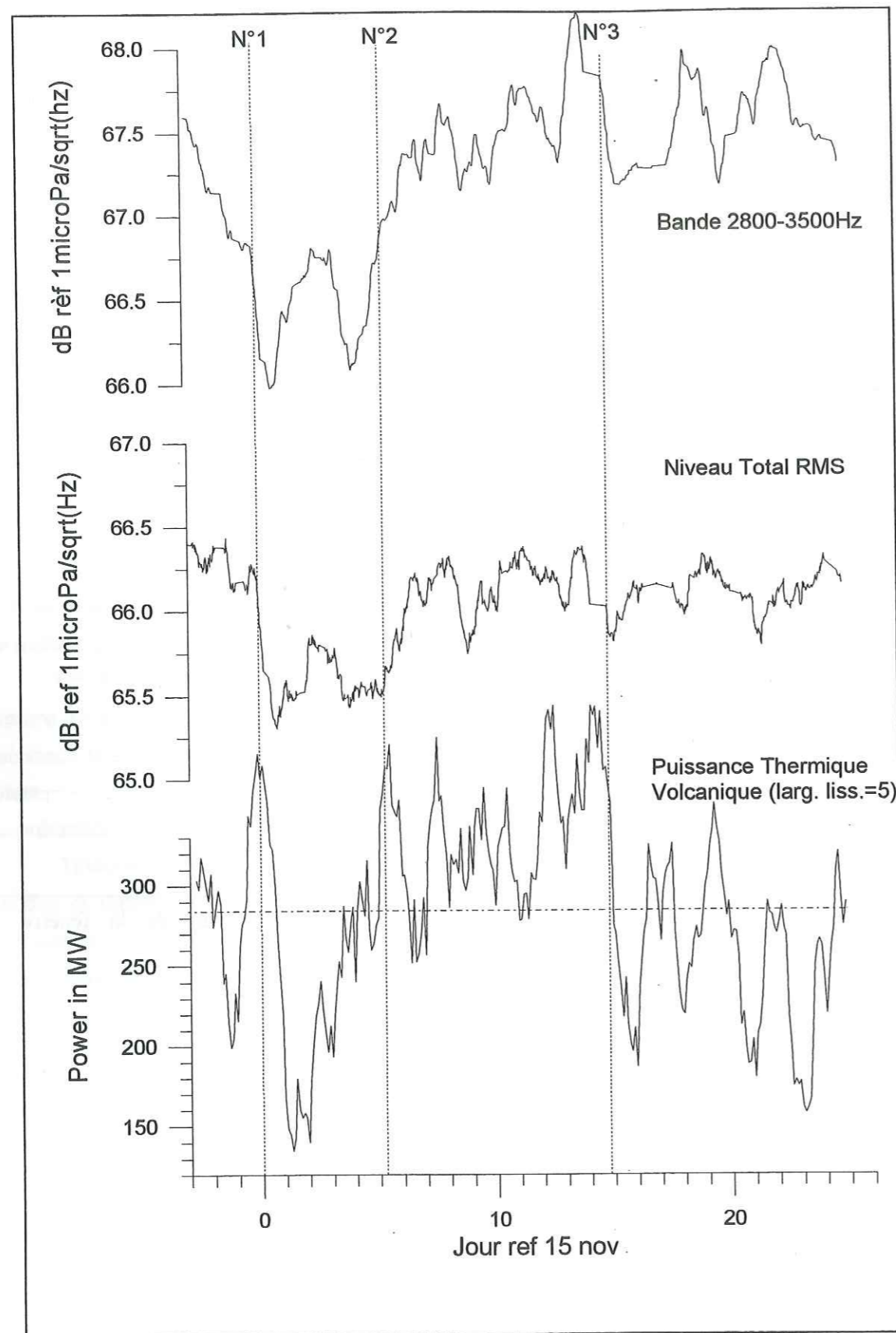


Figure V.4.3 : Puissance thermique (largeur de la fenêtre de lissage = 5 points) comparée avec les niveaux acoustiques .

5. Déformations

a) Introduction

Deux inclinomètres électroniques de marque "Applied Geomechanics" sont installés sur les flancs de l'île volcanique (fig V.5.1), l'un au Nord de l'île à Daang Castilla (Tilt 1) et l'autre au sud-est à Calait (Tilt 2). La mesure des composantes X et Y ainsi que de la température au sol est effectuée tous les quart d'heure.

L'inclinomètre Tilt 1 a été installé au début de l'année 1994 au nord de fissures de direction E-W qui s'étaient ouvertes pendant la crise de février 1992. Lors de la crise de mars 1994, cet inclinomètre a montré des variations de l'ordre de quelques μ radians.

L'inclinomètre Tilt 2 a été installé en avril 1994, à la suite de la crise du mois de mars, dans la zone de Calait où avaient été observées des fissures orientées NW-SE. De nombreux séismes volcano-tectoniques ont été enregistrés dans cette zone depuis février 1992. Au Nord de Calait, on a observé une surrection de quelques centimètres le 11 Mars 94. Les taux de variations de cet inclinomètre sont environ 10 fois plus importants que sur le Tilt 1 et correspondent à une inflation d'une zone située au nord de Calait entre le lac de cratère et la côte (fig. V.5.1) Cette zone, que nous appellerons "zone active", correspond à une zone de faible vitesse sismique et de faible facteur de qualité Q mise en évidence par Nishigami (1994).

Un autre inclinomètre de type "Watertube" est installé dans l'observatoire de Pirapiraso. Trois réservoirs d'huile (A,B,C) connectés entre eux par des tuyaux forment un triangle rectangle isocèle de côté égal à 5m^{35} . Le niveau d'huile est mesuré quotidiennement dans ces réservoirs à l'aide d'un micromètre. La résolution théorique de cette mesure est au $1/100^{\text{ème}}$ de mm. La direction passant par les réservoirs B et A est à 13°W par rapport au Nord. La direction passant par les réservoirs B et C est perpendiculaire à BA (dans le sens positif). La distance entre chacun des réservoirs étant égale à 5m^{35} , si l'on calcule la différence de niveau par rapport à B, on obtient la valeur de l'inclinaison avec une résolution de $0.01 \times 10^{-3} / 5.35 = 1.87 \mu\text{radians}$. BA correspond à la composante X, BC à la composante Y. La précision réelle de cet instrument est beaucoup plus faible compte tenu de la vétusté des micromètres, de l'influence du mode opératoire et de la température.

Les deux inclinomètres électroniques sont disposés de manière à ce que leur composante X soit dirigée radialement par rapport au centre du cratère, vers l'extérieur (fig. V.5.1). Si le centre du cratère se déplace verticalement vers le haut, c'est à dire si il y a inflation

de celui-ci, leur composante X augmentera. La composante X est appelée composante 'Radiale'. La composante Y est perpendiculaire à X et est appelée composante 'tangentielle'.

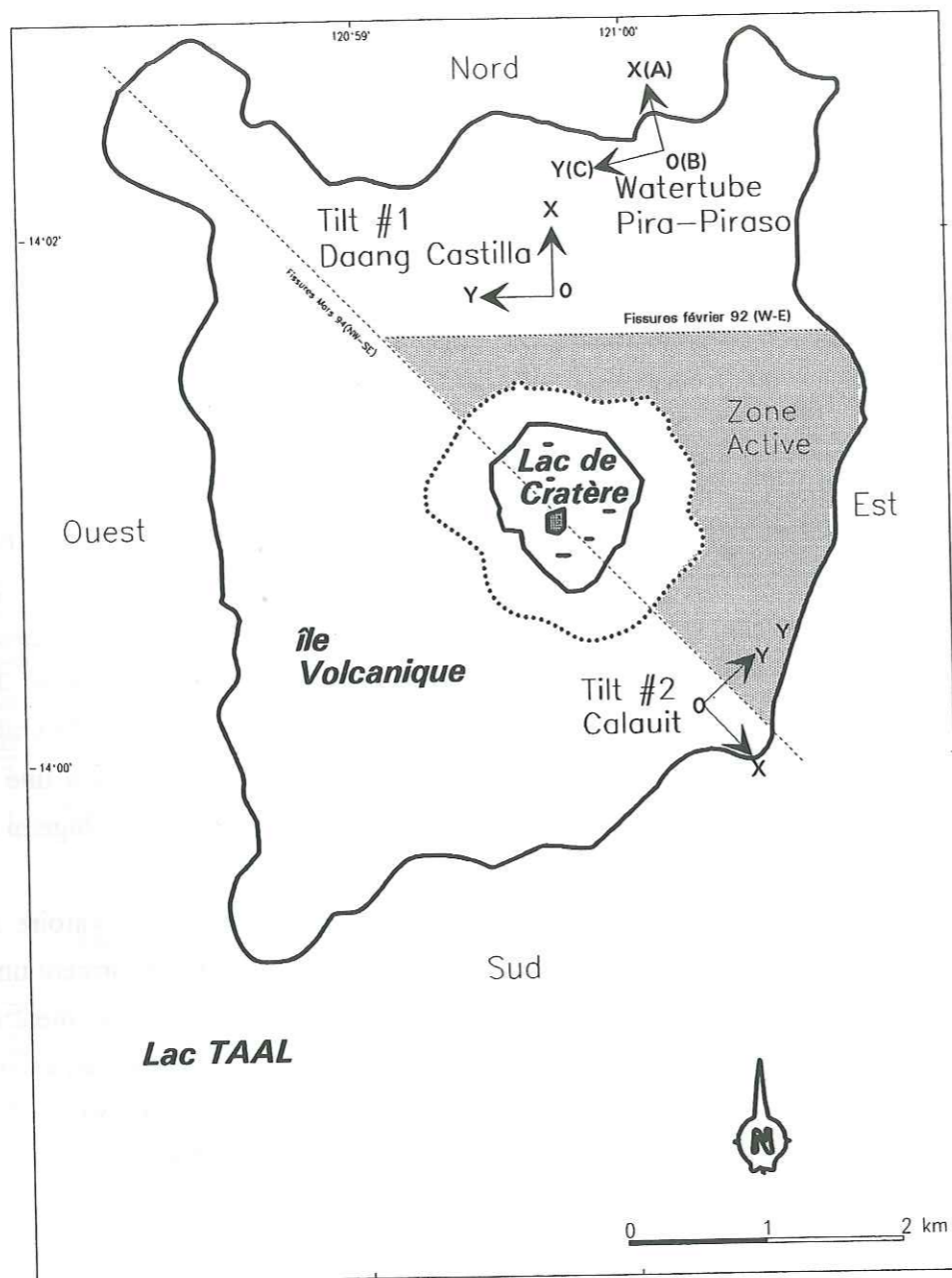


Figure V.5.1: Localisation des mesures de déformation de l'île volcanique. La "zone active" correspond à la direction donnée comme centre d'inflation par le Watertube depuis 1990.

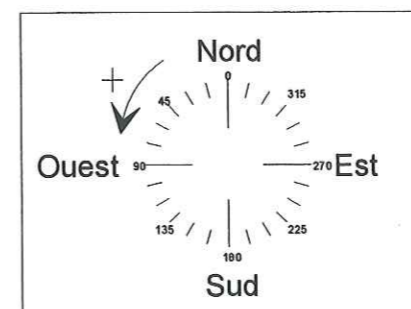
b) Méthode

Nous nous proposons d'analyser:

- a) Les variations temporelles des composantes X et Y de chaque inclinomètre.
- b) Les variations de la direction de l'inclinaison, grâce à des représentations de Y en fonction de X.
- c) La direction, l'amplitude et le taux de l'inclinaison pendant des périodes représentatives choisies d'après les résultats de (a) et (b). Les périodes choisies correspondent à des segments linéaires dans la représentation $Y=f(X)$.

Direction du mouvement

Pour simplifier nos calculs, nous prendrons comme convention le sens positif, qui est l'inverse de la représentation habituelle des directions. La représentation des directions est donc la suivante :



Chaque segment a comme extrémités les points (x_1, y_1) au temps t_1 et (x_2, y_2) au temps t_2 .

Leur direction est donnée par:

$$Direction = \arctan\left(\frac{\Delta y}{\Delta x}\right) + posX$$

Avec:

- $\Delta x = x_2 - x_1$
- $\Delta y = y_2 - y_1$
- $posX$: Orientation de la composante X du tilt par rapport au Nord.

Il faut ensuite rajouter 180° si $\Delta x < 0$.

Inclinomètre	Valeur de posX
Tilt N°1	0°
Tilt N°2	222°
Watertube	13°

Amplitude du mouvement:

C'est simplement : $Amplitude = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$

Taux de déformation:

Nous calculons ensuite la dérivée du mouvement ou taux de déformation, il est donné par :

$$Taux\ de\ déformation = \frac{Amplitude}{\Delta t} \quad \text{Avec : } \Delta t = t_2 - t_1$$

c) Observations

Les variations temporelles des inclinomètres 1 et 2 pendant la période du séisme sont représentées en figure V.5.2. Les variations de la composante Y du tilt N°1 sont chaotiques, n'étant pas sûrs de leur validité, nous n'étudierons que la composante X.

D'une manière générale, on observe deux types de variations des composantes de déformations : à l'échelle de quelques heures, on observe certaines variations qui sont très rapides, c'est à dire que le mouvement revient très rapidement à son état initial, à l'échelle de plusieurs jours, on observe un mouvement qui commence avec un fort taux et qui revient lentement à son taux initial.

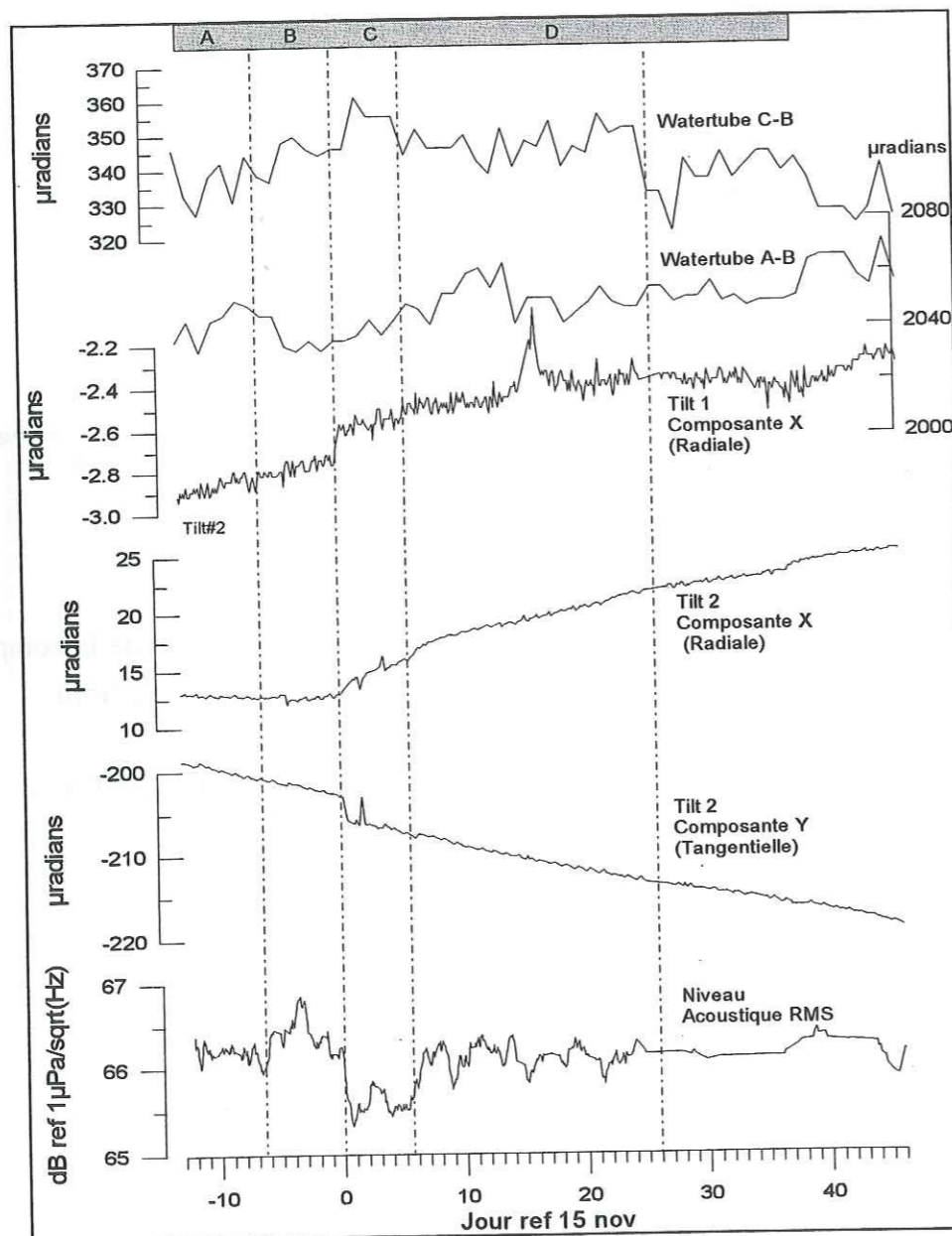


Figure V.5.2: Variations comparées des watertubes, tilt 1 et tilt 2, niveau RMS acoustique et périodes acoustiques de A à D.

Il y a donc deux types de phénomènes différents :

- Des phénomènes qui ont une modification initiale rapide mais qui reviennent lentement à leur niveau initial par une relaxation lente
- Des phénomènes qui ont une modification initiale rapide et qui reviennent aussi rapidement à leur état initial (pics).

Tilt N°1

Composante X

On distingue le jour du séisme un palier de $0.15 \mu\text{radians}$ correspondant à une inflation, cette valeur est faible mais se distingue par rapport aux variations normales de cet inclinomètre. Un pic important a lieu entre les jours 15 à 17 et semble être un phénomène local, car on ne trouve aucune corrélation avec les autres paramètres.

Nous avons retranché une tendance linéaire de $0.01 \mu\text{radians/jour}$ et obtenons une courbe aplaniée (fig. V.5.3). On voit alors qu'il y a apparition d'un phénomène transitoire jusqu'au jour 38, ceci correspond à une inflation provoquée brusquement (en quelques heures) par le séisme et qui se résorbe lentement pour retrouver quasiment sa position de départ au bout de 38 jours.

Tilt N°2

Composante Y

On observe une décroissance régulière, ponctuée par un important décalage co-sismique ($3 \mu\text{radians}$). Nous avons retranché la partie linéaire qui correspond à une perte de $0.3 \mu\text{radians}$ par jour, et représenté le résultat sur la figure V.5.3.

On voit alors que le séisme a créé un phénomène transitoire. Le séisme provoque une inclinaison de $2.8 \mu\text{rad}$ en quelques heures, la valeur de l'inclinaison décroît ensuite régulièrement jusqu'au jour 38, où le taux revient à son niveau initial de $0.3 \mu\text{rad/jour}$. Le comportement de cette composante est assez similaire à la composante radiale du tilt 1. Il subsiste par contre une inclinaison résiduelle de $-1.5 \mu\text{rad}$.

Composante X

On observe une augmentation qui démarre le jour du séisme. On peut découper la période étudiée en différentes sous périodes à l'intérieur desquelles le taux d'augmentation diminue progressivement. Ces sous périodes ont des variations qui peuvent faire penser à un processus de relaxation. Avant le séisme, cette composante était faiblement décroissante ($-0.03 \mu\text{radians/jour}$), après le séisme, on observe un inversement de la tendance avec une croissance continue ($0.47 \mu\text{radians/jour}$ pendant 6 jours puis $0.2 \mu\text{radians/jour}$) qui ne se stabilisera qu'en juin 95.

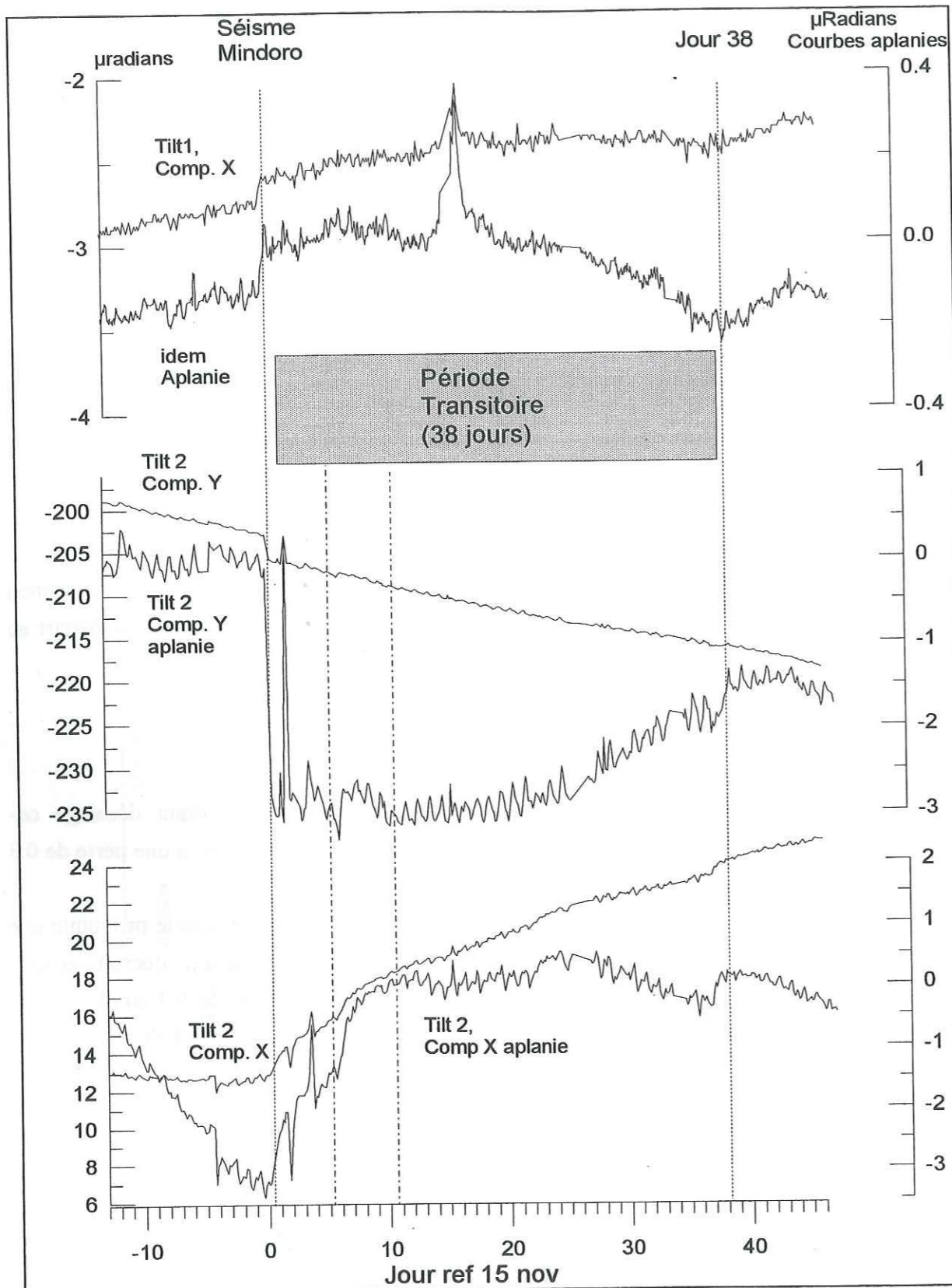


Figure V.5.3 : Variations des composantes X et Y des tilt 1 et 2. 'Mise à plat' de chacune des variations en retranchant la composante linéaire.

Taux de variation

Les variations $Y=f(X)$ du tilt 2 (fig. V.5.4) ont été découpées sous forme de segments représentatifs de chaque période pour laquelle les variations sont considérées comme linéaires (figure V.5.5).

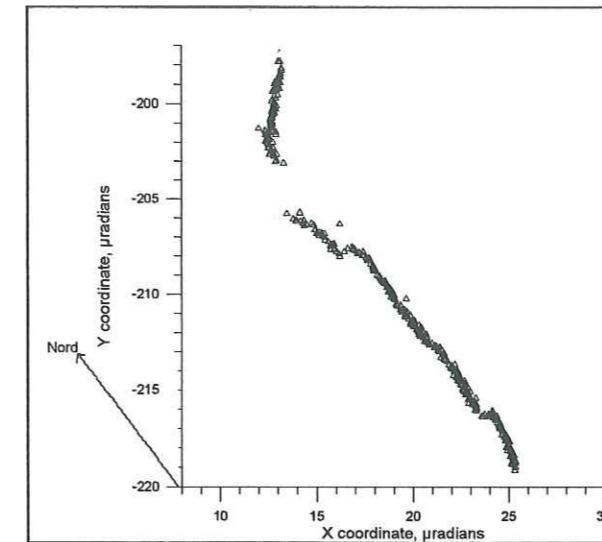


Figure V.5.4 : Représentation $Y=f(X)$ pour le Tilt N°2.

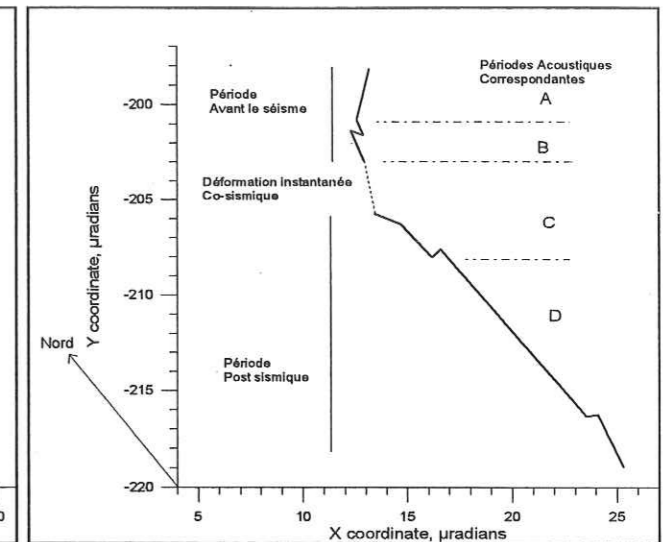


Figure V.5.5 : Simplification par segments de la courbe $Y=f(X)$ pour le tilt N°2.

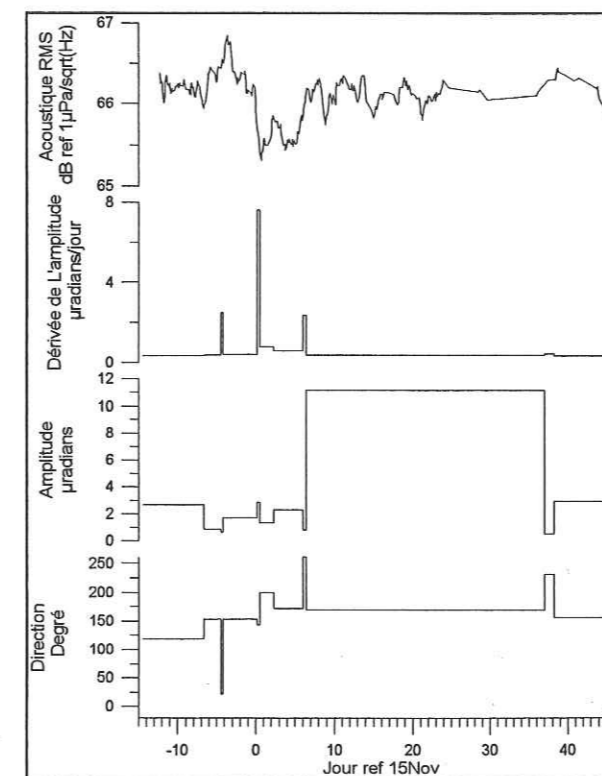


Figure V.5.6 : direction, amplitude, dérivée de l'amplitude et Niveau acoustique RMS pour le tilt N°2.

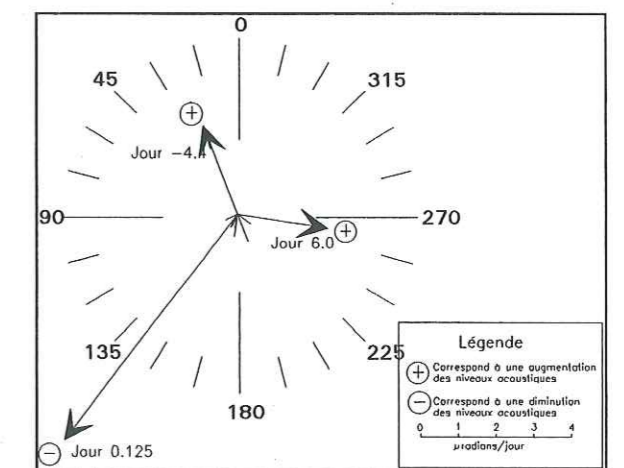


Fig. V.5.7 : Directions des déformations instantanées du Tilt N°2 ayant un fort taux de variation (dérivée de l'amplitude $> 1 \mu\text{rad}/\text{jour}$).

Si l'on regarde les variations du taux (dérivée de l'amplitude, fig. V.5.6), on distingue 3 pics de valeurs supérieures à 2μradians par jour. Chacun de ces pics correspond à une modification du niveau acoustique. Le premier, au jour -4.4 est suivi d'un pic dans le niveau acoustique. Le deuxième, au jour 0.13, c'est à dire au moment même du séisme, correspond à une chute de l'acoustique et le troisième, au jour 6.0, à la remontée de ces niveaux. Si l'on compare les directions liées à chacun de ces changements acoustiques (fig. V.5.7), on voit que lors de la baisse co-sismique, la direction était à 142° et qu'une hausse est consécutive aux déformations instantanées ayant pour direction 21° le jour -4.4 et 260° le jour 6. Le suivi des variations de l'amplitude des déformations dans le temps ne semble pas être corrélé avec les autres manifestations du volcan, alors que si l'on calcule le taux de déformation par jour, on voit que chaque valeur élevée de ce taux, correspondant à des déformations rapides du tilt, est **corrélée avec les variations importantes du niveau acoustique et du niveau thermique.**

Watertube

Les variations des composantes X (A-B) et Y (C-B) du watertube sont représentées en figure V.5.2. On observe qu'il n'y a pas de mouvement co-sismique clair comme à Calait (2.8μrad) ou à Daang-Castilla (0.15 μrad) mais que les deux composantes changent de direction après le séisme. Nous étudierons plus loin les variations d'orientation de cet inclinomètre.

d)directions des déformations

Nous précisons que, sur tous les schémas, le sens de la flèche indique la direction de la déflation.

tilt N°2

Afin d'étudier les variations de direction, nous avons découpé les périodes de variations en 5 sous périodes: pré sismique (jour -6 à 0), co-sismique (jour 0), période c (jours 1 à 5), période d (jour 5), période e (jours 6 à 26). Les vecteurs dérivée sont représentés en figure V.5.9.

Période pré sismique

Le sens général des déformations pour le tilt 2 est à peu près constant dans le temps, cette déformation est dirigée suivant la direction de 135° environ et est de 0.3μradians/jour. Cette déformation est une déformation long-terme qui n'est pas reliée aux phénomènes court-terme observés sur le volcan.

Co-sismique

Les déformations co-sismiques sont relativement importantes, 2.8μradians pour la composante Y du tilt2 et 0.5μrad pour la composante X. Elles n'ont pu être calculées qu'entre le dernier point de mesure avant le séisme à 3h du matin et le suivant à 8h en raison d'un manque de données entre 3h et 8h. La direction instantanée de la déformation est de 144°. Cette déformation est principalement orientée sur la composante Y(déflexion vers le SW), dans une direction proche de la déformation pré sismique.

Période c (jour 1 à 5)

La direction de déformation a tourné de 45° pour être aux alentours de 180°, c'est à dire vers le sud. Il semblerait donc que le centre d'inflation se rapproche du centre du cratère à ce moment.

Période d (jour 5)

La direction d (260°=environ Est) montre la déformation instantanée qui a eu lieu le jour 5 à 12h et qui correspond à la remontée des niveaux acoustiques.

Période e (jours 6 à 26)

La direction de déformation du tilt#2 revient aux alentours de 170°(Sud) elle s'éloigne donc à nouveau du centre du cratère et se recentre sur la zone est du cratère, comme elle l'était lors de la période pré-sismique.

Watertube

Les variations $Y=f(X)$ du watertube ont été calculées à partir du lissage des composantes X et Y. Nous avons procédé à deux types de lissage(fig. V.5.8), un avec une fenêtre glissante rectangulaire et l'autre avec une fenêtre glissante triangulaire.

Nous avons représenté des cônes de direction ayant, comme côtés, chacune des directions calculées avec le lissage par une fenêtre rectangulaire et par une fenêtre triangulaire.

On observe que les directions de déformation tournent dans le sens des aiguille d'une montre durant la période étudiée.

Avant le séisme, les déformations sont dirigées vers le lac de cratère montrant une déflation de celui-ci (a). Le séisme va commencer à faire tourner cette tendance (b) qui va continuer pendant la période post-sismique (c,d,e) pour se diriger à l'opposé du lac de cratère montrant une inflation dans sa direction. On observe donc aussi une direction post-sismique orienté vers le centre du cratère.

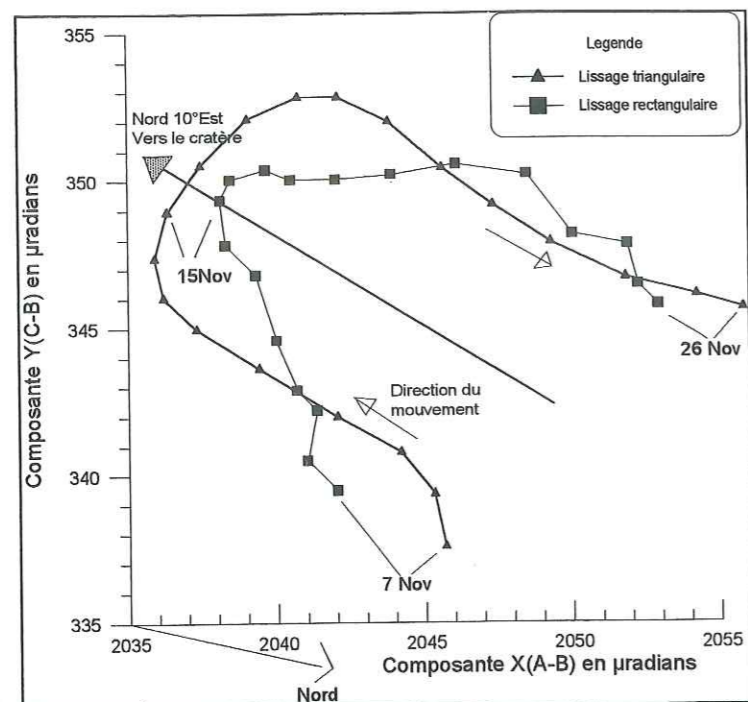


Figure V.5.8 :
Représentation $Y=f(X)$
pour le Watertube.
Le mouvement a pour
orientation principale la
direction N10°E (direction
du cratère)

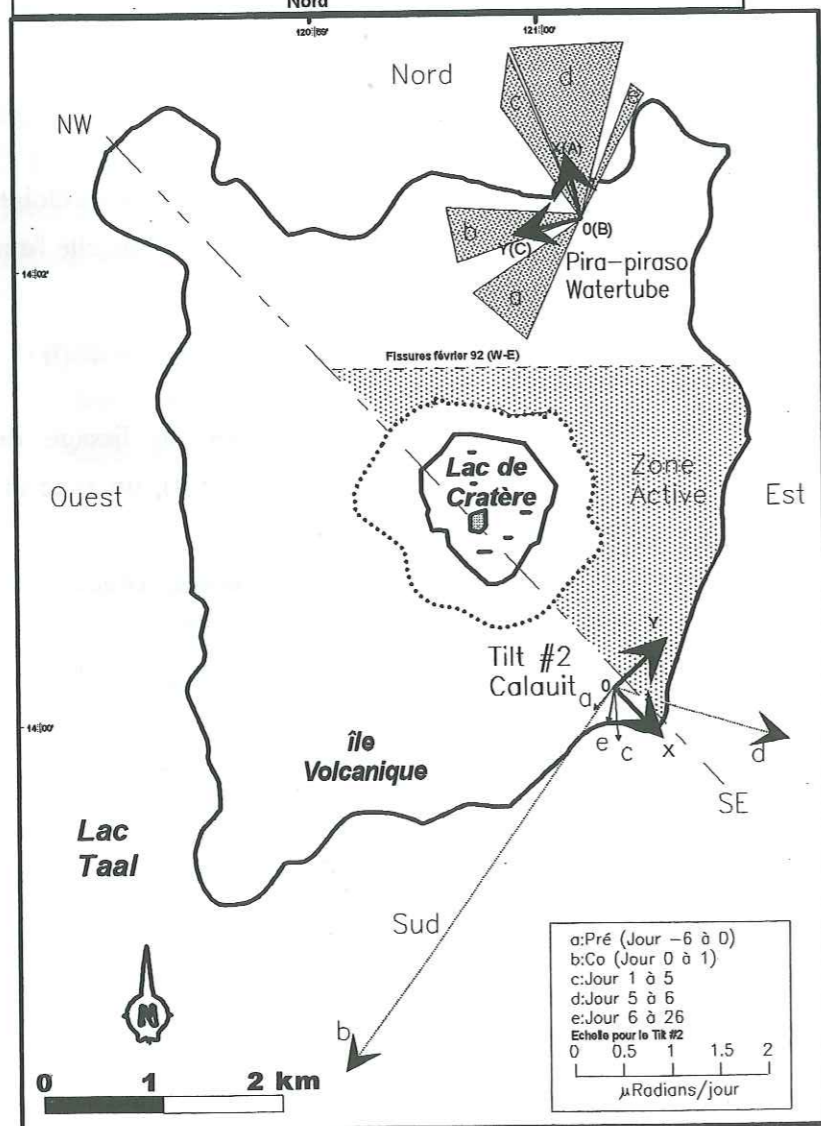


Figure V.5.9 :
représentation des
variations de la
direction des
déformations pendant
les périodes a, b, c, d
et e. les triangles
indiquent l'incertitude
sur les directions du
Watertube. Le sens de
la flèche indique la
direction de la
déflation.

Discussion sur les changements de direction

Si l'on regarde les orientations des déformations pour le tilt N°2, on voit que le séisme provoque une légère rotation de l'orientation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (sens positif, périodes a à b), cette rotation continue ensuite lentement pendant le blocage gazeux (période b à c). Elle est ensuite accélérée le jour du déblocage gazeux (période c à d).

Une fois le relâchement gazeux effectué au jour 5, la direction tourne dans le sens inverse (sens négatif, période d à e) (fig. V.5.9).

Sur les variations d'orientations du watertube, on voit qu'il y a une rotation constante dans le sens négatif pendant toute la période étudiée, ce sens de rotation n'est, par contre, pas inversé lors du déblocage gazeux.

On voit donc que pendant la période de blocage gazeux, le centre d'inflation s'est déplacé d'est en ouest (fig. V.5.10).

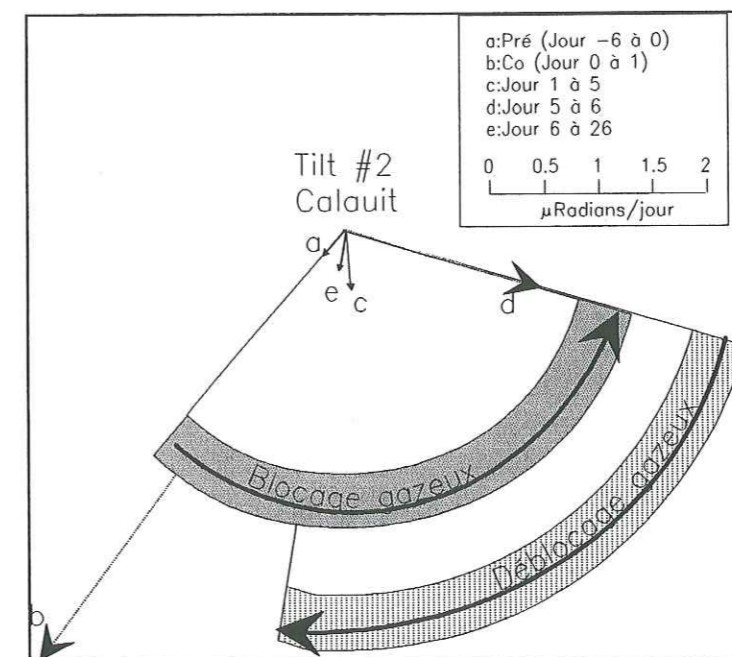


Figure V.5.10 : Sens de variation de la direction de
déflation pour le tilt #2.

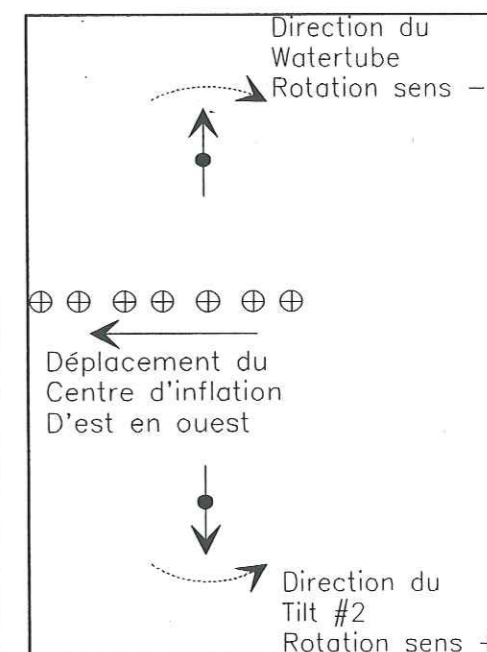


Figure V.5.11 : Déplacement du
centre d'inflation pendant le
blocage gazeux (jours 0 à 5).

La direction préférentielle indiquée par le Watertube est à 10°E, cette direction correspond à la direction du centre du lac de cratère. Nous avons donc projeté les directions X et Y du watertube sur la direction 10°E.

Si nous comparons cette projection avec les variations des paramètres acoustiques et thermiques (fig. V.5.12). On observe que les courbes présentent les mêmes caractéristiques de

relaxation entre les jours 0 à 10. On voit donc que les déformations commandent directement les flux thermiques arrivant au lac de cratère.

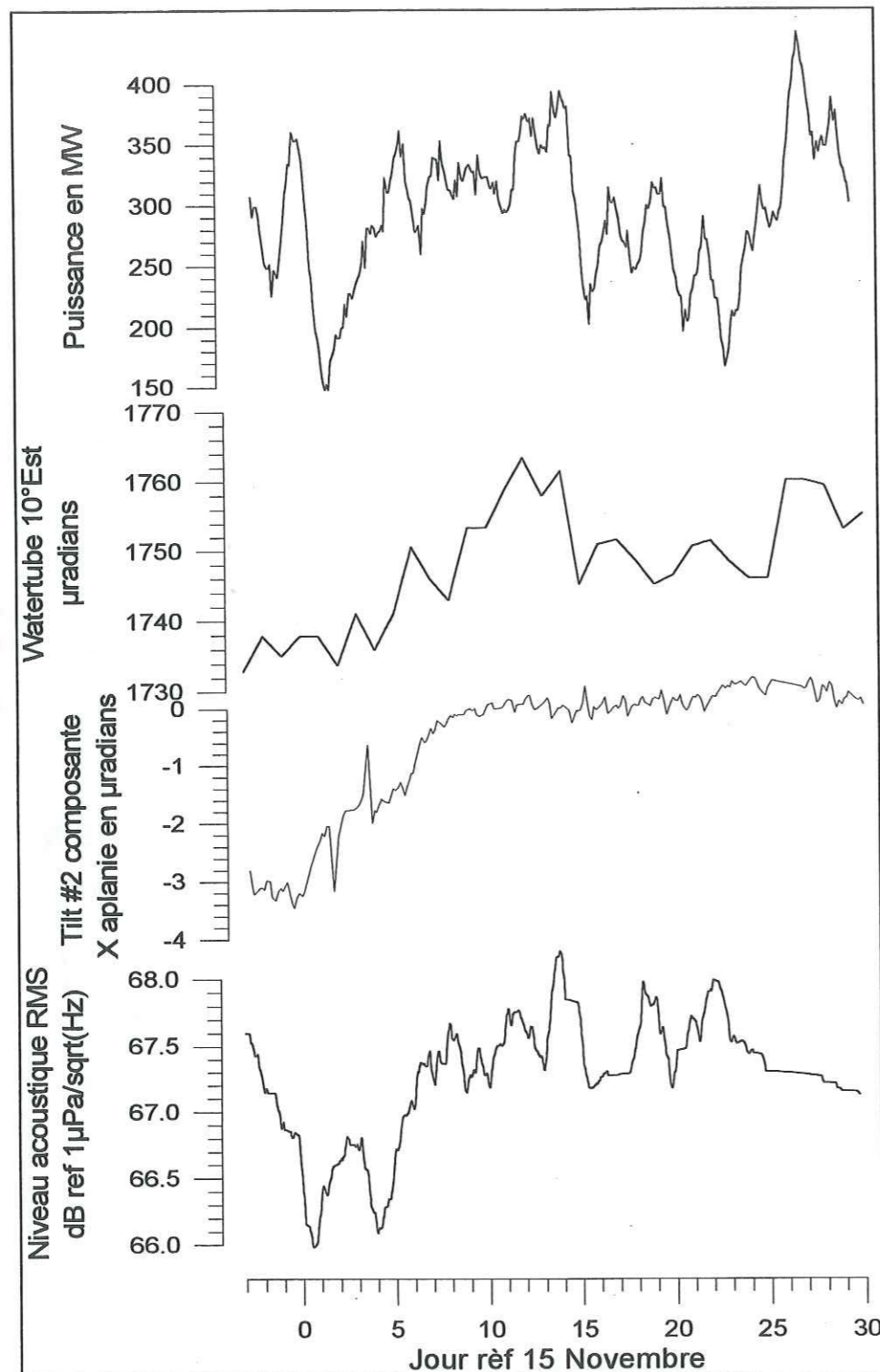


Figure V.5.12 : Puissance, composante 10°E watertube, tilt #2 composante X et Niveau RMS acoustique comparés.

e) Conclusions

- Le séisme de Mindoro a modifié le champ de déformation du volcan Taal. Les mouvements préexistants au séisme de Mindoro ont été modifiés en amplitude et en direction.

- Toutes les mesures de déformation montrent une inflation de la zone Centre-Est du volcan consécutive au séisme.

- On observe des mouvements co-sismique de faible amplitude ($< 0.15 \mu\text{radian}$) sur le Tilt1 à Daang Castilla, aucun mouvement clair sur le Watertube de Pira-Piraso et un mouvement plus marqué ($2.8 \mu\text{rad}$) dans la zone volcaniquement plus active de Calait (tilt #2), dans le sens des déformations pre-existantes d'origine Est du cratère (fig. V.5.13).

- La tendance long terme sur la composante Y du tilt 2 avec une perte de $-0.3 \mu\text{rad/jour}$, n'est pas modifiée par le séisme, mais il apparaît les modifications suivantes suite au séisme:

- ⇒ Une déformation long terme dirigée vers le cratère (inflation, composante X tilt 2) avec un faible taux de déformation égal à $+ 0.2 \mu\text{rad/jour}$. Ce mouvement radial, commencé le jour du séisme, n'a pas d'activité hydrothermale associée, il correspond donc plutôt à des fluctuations magmatiques.

- ⇒ Un phénomène transitoire long d'une durée de 38 jours sur la composante Y du tilt 2 et sur la composante X du tilt 1. L'amplitude du transitoire est 10 fois supérieure sur le Y tilt 2 que sur le X tilt 1. Ce phénomène provient de la zone Est du cratère (zone active sur la fig. V.5.9), il correspond très certainement à la composante magmatique des variations.

- ⇒ Un phénomène transitoire court d'une durée de 9-10 jours en provenance du cratère (composante X de tilt 2 et 10°E du Watertube), corrélé avec les manifestations hydrothermales (puissance et acoustique). L'augmentation rapide du dégazage le jour 6 a été accompagné d'une inflation rapide du centre du cratère.

- ⇒ Plusieurs phénomènes transitoires successifs (inflation puis déflation) dont la durée totale est de sept mois sur la composante X (radiale) du tilt 2.

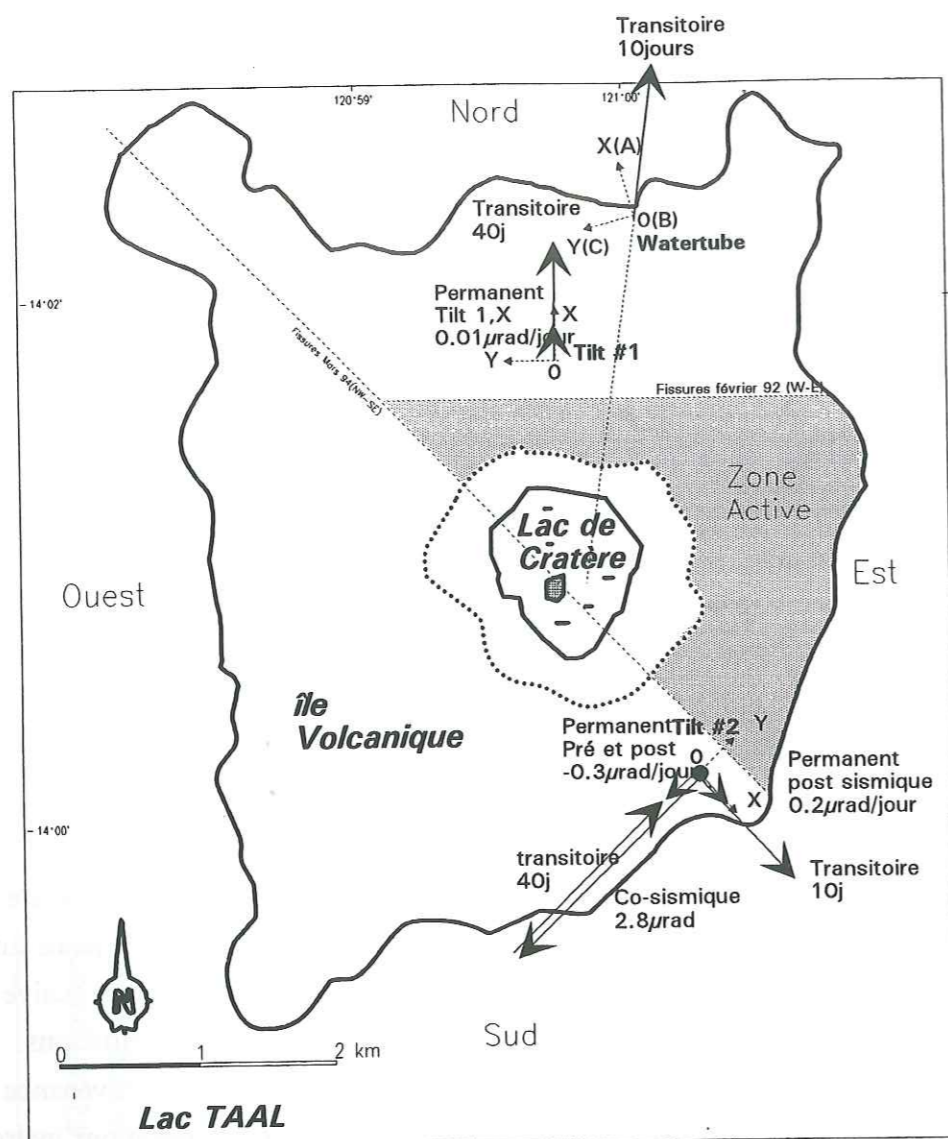


Figure V.5.13: Déformations transitoires et permanentes.

6. Modifications du champ de contraintes

a) Méthode

Une étude de la modification du champ de contraintes au Taal suite au séisme de Mindoro a été réalisée par Guillaume Despine. Les valeurs des contraintes statiques et dynamiques sont calculées à l'aide de programmes développés au L.G.I.T. de Grenoble qui s'appellent Axitra et ConvM (Coutant 1990, Cotton et Coutant 1995). Le programme Axitra est basé sur la méthode des nombres d'ondes discrets (Bouchon 1981), il calcule les fonctions de Green pour une structure donnée qui est une structure simple de couches planes, horizontales et d'extension latérale infinie. Un tel modèle de couches horizontales a été pris pour les calculs (tableau V.6.1). Une modélisation en couche plane pouvant être très différente de la structure réelle du Taal.

Le programme ConvM convolue les fonctions sources - mécanisme au foyer et fonction temporelle - aux fonctions de Green.

Le séisme de Mindoro du 15 Nov. 94 à 3h15, de magnitude égale à 7.1 a une profondeur comprise entre 7 et 12 km. La rupture s'est propagée vers le Sud Sud-Est, sa trace en surface se prolonge sur 40km. Différentes valeurs ont été trouvées pour le mécanisme au foyer (tableau V.6.2), l'azimut varie de 24° entre les différents mécanismes.

Profondeur en km	Vp en km/s	Vs en km/s
0 - 1	3.3	1.94
1-15	5	2.94
15-25	6.7	3.94
>25	8	4.7

Tableau V.6.1: Modèle de vitesses en couches horizontales pour le Taal ($V_s = V_p/1.7$).

	Azimut	Glissement	Plongement	Moment
Mécanisme A (National Earthquake Information Center, USGS)	359°	84°	177°	0.71 10 ¹⁹ N.m.
Mécanisme B1 (Le Rouzic) modèle à 4 sources	343°	82°	165°	1.9 10 ¹⁹ N.m
Mécanisme B2 (Le Rouzic) modèle à 102 sources	343°	82°	165°	1.9 10 ¹⁹ N.m
Mécanisme B3 (Le Rouzic) modèle à 2 sous événements:				
Sous événement 1 : 42 sources	343°	82°	165°	1.6 10 ¹⁹ N.m
Sous événement 2 : 36 sources	301	63°	81°	1.1 10 ¹⁹ N.m
Mécanisme C (ERI automatic CMT inversion, Earthquake Research Institute, Tokyo)	335°	87°	176°	2.64 10 ¹⁹ N.m.

Tableau V.6.2: Différents mécanismes au foyer pour le séisme de Mindoro (Azimut, glissement, plongement et Moment)

Mécanisme	Familles de plans NE-SW				Familles de plans NW-SE				Pression Dynamique ΔP Max en Bar	Pression statique ΔP en Bar
	Contraintes Statiques (bar)		Contraintes Dynamiques (bar)		Contraintes Statiques (bar)		Contraintes Dynamiques (bar)			
	Norm.	Tang.	Norm.	Tang.	Norm.	Tang.	Norm.	Tang.		
A	0	0.05	± 0.2	0.14	-0.05	0.05	± 0.15	0.14	0.06	-0.01
B1	0.08	0	± 0.23	0.17	-0.02	0	± 0.2	0.17	0.04	0
B2	0.1	0.01	± 0.7	0.33	-0.04	0.01	± 0.75	0.33	0.08	0
B3	0.02	0	± 0.35	0.19	-0.01	0	± 0.38	0.19	0.13	0.01
Valeurs moyennes	0.05	0.015	± 0.37	0.2	-0.03	0.015	± 0.37	0.21	0.077	0.005

Tableau V.6.3 : Résultats des contraintes (en Bar) pour chaque mécanisme de source. (Valeurs négatives = compression). Le mécanisme C n'est pas modélisé (Despine G., 1996).

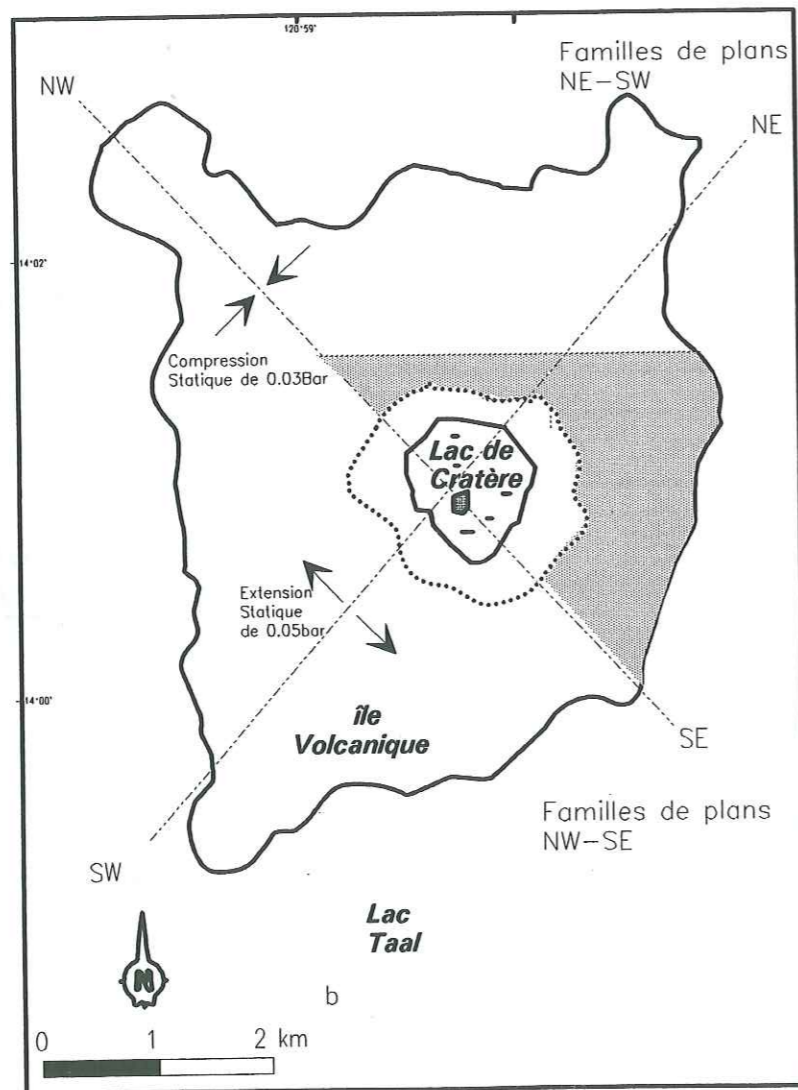


Figure V.6.4 : Carte des contraintes statiques.

b) Résultats

Les calculs de contraintes statiques ont été effectués pour chacune des hypothèses de mécanisme au foyer, nous présentons ces résultats au tableau V.6.3. Sur les familles de plans NE-SW, les contraintes dynamiques normales sont égales en moyenne à ± 0.37 Bar (durée de la sollicitation = environ 30s) et au maximum à ± 0.7 Bar, les contraintes statiques montrent une extension de 0.05 Bar en moyenne.

Sur les familles de plans NW-SE, les contraintes dynamiques normales sont égales en moyenne à ± 0.37 Bar (durée de la sollicitation = environ 30s) et au maximum à ± 0.75 bar, les contraintes statiques montrent une compression de 0.03 bar en moyenne.

Ces valeurs de contraintes statiques sont faibles, l'ordre de grandeur des contraintes statiques liées aux marées terrestres étant de 0.03 bar. Simpson et Negmatullaev (1981) ont observé des séismes sous des barrages déclenchés par des variations de niveau de 1m, soit 0.1 bar environ.

Pourquoi les valeurs trouvées sont si faibles ? Une étude semblable de contraintes a été effectuée pour le séisme de Landers (Hill et al. 1995) qui a eu lieu le 28 juin 1992 au sud de la Californie (environ 100 km à l'est de Pasadena). Ce séisme a une magnitude $M_w=7.3$ et est situé à 400km au Sud Sud-Est de la caldeira de Long Valley (fig. V.6.5). La caldeira de Long Valley est bien instrumenté par un réseau de 18 stations sismiques, 2 dilatmètres et 7 tiltmètres. Le séisme de Landers a engendré un phénomène transitoire d'une durée approximative de 30j sur à peu près tous les appareils de mesures. Ce mouvement commence par un épisode de "chargement" qui dure 6 jours et qui a une constante de temps égale à 1.8 jours. On retrouve cette valeur de constante de temps pour les mesures de déformations du tilt, pour le dilatmètre et pour la sismicité cumulée. Le mouvement s'inverse ensuite dans le sens d'un "déchargement" qui a une constante de temps de 22 jours.

Les contraintes statiques engendrées par le séisme de Landers et mesurées dans la caldeira de Long Valley sont de l'ordre de 0.01 bar, ce qui est inférieur à l'ordre de grandeur des marées terrestres. Par contre, les contraintes dynamiques enregistrées sont de 3 bars, cette valeur est 10 fois supérieure à celle calculée pour le Taal, Et pourtant, le séisme de Landers est situé à 400km de la caldeira de Long Valley alors que celui de Mindoro n'est qu'à 50 km du Taal. Dans les deux cas, le volcan est dans la prolongation du plan de faille, mais pour le séisme de Landers, le front de rupture se déplace vers Long Valley Caldeira, tandis que pour le séisme de Mindoro le front de rupture se déplace en sens inverse. Cela explique donc les faibles valeurs de contraintes dynamiques trouvées au Taal. Les contraintes statiques semblent par contre moins influencées par la direction du front de rupture.

Il semble donc que des valeurs de contraintes dynamiques et statiques même relativement faibles ont pu générer une modification de l'édifice volcanique. Ce sont surtout les contraintes dynamiques qui ont joué un rôle.

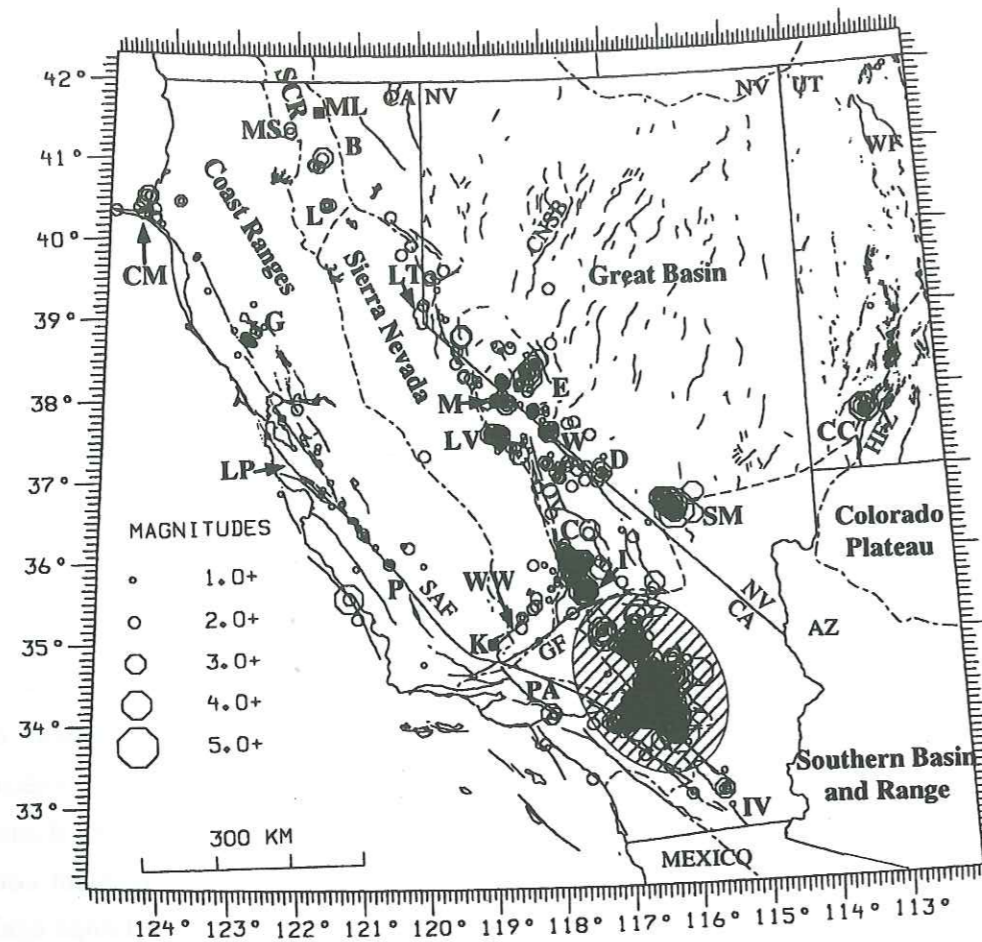


Figure V.6.5 : Carte de localisation de Long Valley Caldera et des séismes durant les dix jours suivant le séisme de Landers. (Hill et al., 1995).

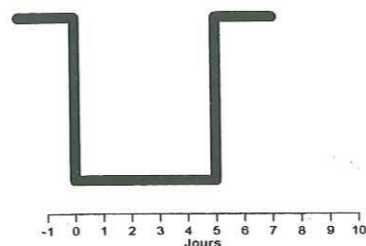
7. Conclusions

Résumons les observations pour chacun des paramètres enregistrés :

Acoustique : la perturbation engendrée par le séisme de Mindoro a provoqué une baisse générale des niveaux de pression entre 100 et 6250 Hz correspondant à une chute du débit gazeux des fumerolles sublacustres. Cette baisse représente -10%.

Les niveaux acoustiques sont revenus de manière brutale, la signature fréquentielle du signal ayant été modifiée.

Le débit gazeux suit une évolution dans le temps que l'on peut représenter comme ceci :

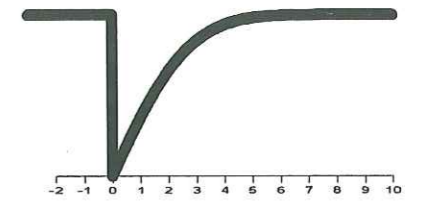


Puissance :

Une chute importante de la puissance thermique transmise au lac est observée consécutivement au séisme, avec une puissance moyenne de 225MW entre les jours 0 et 4, soit une baisse de 60MW en moyenne qui correspond à -21% de la puissance moyenne avant le séisme. La puissance instantanée baisse de 136MW ce qui correspond à une chute instantanée de 50%.

La puissance revient ensuite progressivement à son état initial. La puissance étant apportée majoritairement par le liquide (voir chap.VII Bilan Thermique), la circulation liquide a chuté brutalement et est revenue progressivement dans le temps .

Les variations lors de la remontée des niveaux suivent une courbe du type "Fonction erreur", caractéristique des phénomènes de diffusion. Les niveaux reviennent à leur valeur initiale au bout de 5 jours.



Contraintes :

Le calcul des contraintes dynamiques et statiques induites par le séisme de Mindoro a donné des valeurs faibles, de l'ordre de quelques dixièmes de bar pour les contraintes statiques, donc inférieures aux marées terrestre et de quelques bars pour les contraintes dynamiques, avec une durée de sollicitation d'environ 30 s. Les faibles valeurs calculées proviennent du fait que le front de rupture du séisme de Mindoro se déplace à l'opposé de la direction du volcan Taal.

Le calcul de ces contraintes est basé sur un modèles de couches de vitesse tabulaire, ce qui ne correspond pas trop à une structure volcanique avec, a faible profondeur, des réflecteurs et des couches à faible vitesse. Il est difficile d'estimer l'effet des ces structures sur les contraintes, néanmoins on peut raisonnablement penser qu'elles ont tendance à augmenter les valeurs de contraintes statiques et dynamiques par rapport au modèle tabulaire.

Néanmoins, les valeurs de contrainte calculées semblent faibles alors que les effets observés sont importants, ce qui pourrait indiquer que le volcan est dans un état de métastabilité suite à sa réactivation depuis 1990, et aux épisodes d'activité sismique et de déformations qui ont suivi (1992, 1994).

Déformations :

Les déformations post-sismiques correspondent essentiellement à une inflation dont le centre se trouve dans le lac de cratère.

Le séisme de Mindoro a modifié le champ de déformation du volcan Taal, un mouvement instantané d'une amplitude de 2.8µrad a eu lieu dans la zone de Calait (tilt #2).

Le retour des niveaux s'est fait de façon progressive, avec un phénomène transitoire long, de 38 jours sur la composante Y du tilt 2 et sur la composante X du tilt 1 et un phénomène transitoire court, d'une durée de 9-10 jours en provenance du cratère (composante X de tilt 2 et 10°E du Watertube), corrélé avec les manifestations hydrothermales (puissance et acoustique). L'augmentation rapide du dégazage le jour 6 a été accompagnée d'une inflation rapide du centre du cratère.

Après le séisme, des jours 0 à 5, on observe des déformations du volcan qui peuvent s'expliquer :

- Soit par augmentation de la température dans le système hydrothermal suite à la diminution de l'échange thermique vers l'extérieur (diminution des pertes).
- Soit par surpression gazeuse.
- Soit par une source magmatique réagissant aux effets dynamiques du séisme.

Il semble donc que les déformations peuvent être expliquées pour partie par les modifications du système hydrothermal, en raison des corrélations temporelles avec la puissance et le dégazage. La surpression gazeuse est sûrement la source la plus importante des déformations enregistrées. Néanmoins, la durée des déformations transitoires (38 jours), montre qu'il doit y avoir une autre source de déformations, probablement magmatique, qu'il reste à étudier et à modéliser.

Chronologie des événements:

- 1) Le séisme de Mindoro du 15 nov. 94 a généré une perturbation dynamique qui a modifié l'état interne du volcan.
- 2) Toutes les mesures effectuées montrent une réponse rapide au séisme de Mindoro, provoquant une chute des flux verticaux. Cette chute est instantanée pour le dégazage, et rapide pour la puissance (1 jour), si l'on tient compte de l'inertie de la masse d'eau. Les flux gazeux sont réduits au $1/10^{\text{ème}}$, les flux liquides au $1/2$.
- 3) Les flux verticaux liquides reviennent petit à petit à leur état initial, en commençant par le flux thermique (i.e. le flux liquide).
- 4) Les flux verticaux gazeux se bloquent pendant 5 jours puis reviennent brutalement à leur état initial.
- 5) Les déformations résiduelles se réduisent plus lentement pour être résorbées au 38^{ème} jour seulement.

La modification apportée par les effets du séisme serait donc plutôt de type "élastique" que "plastique" car la plupart des paramètres retournent à leur état initial.

Discussion

Les observations de Mindoro nous permettent d'invalider, du moins dans le cas du Taal, les modèles qui considèrent que les contraintes dynamiques provoquent un dégazage supplémentaire dû au mouvement des zones magmatiques non dégazés.

Diverses hypothèses nous permettent d'interpréter les variations des flux verticaux :

1^{ère} hypothèse :

Variations de la perméabilité dans un système hydrothermal fracturé

Chute des flux

La chute des flux gazeux et liquide peut s'expliquer par une diminution de la perméabilité:

Soit il y a une chute générale de la perméabilité, soit elle s'applique à des directions privilégiées, et donc elle peut s'appliquer sur une des zones d'alimentation du lac (par où l'eau météorique rentre dans le système hydrothermal), ou sur les zones de transfert d'eau chaude (échanges lac - système hydrothermal).

L'augmentation des contraintes normales sur les failles orientées NO-SE (0.03 bar en moyenne) peut avoir resserré les fissures et ainsi diminuer la perméabilité, réduire la vitesse de Darcy donc les flux.

Blocage des gaz

La rapidité des blocage et déblocage des gaz nous amène à penser que ce sont des variations de perméabilité qui ont commandé les gaz.

Nous avons observé que lors de la période où la production de gaz a été réduite, le centre d'inflation s'est déplacé vers le cratère, et ensuite lors de la période de ré-augmentation du dégazage, le centre d'inflation est revenu à sa position initiale. Cela pourrait conduire à l'hypothèse que le blocage du gaz pendant 5 jours a entraîné une inflation dont le centre est le cratère.

Remontée des flux liquides

Si la diminution de perméabilité se faisait entre la zone hydrothermale et le lac, on observerait une diminution des flux en sortie du système hydrothermal mais on ne devrait pas avoir le type de remontée observée mais une remontée différée et brutale des flux suite à une mise en pression de la zone hydrothermale. Ce n'est pas le cas ici.

Si la diminution de perméabilité se fait entre les zones de recharge et la zone hydrothermale, on observerait avec retard une diminution des flux en sortie du système hydrothermal, ce qui n'est pas notre cas.

L'évaporation moyenne du lac étant de 6mm/jour, la stabilité de son niveau demande un

apport régulier d'eau avec un débit de 70l/s, cet apport provient des zones de recharge. La diminution de la puissance d'un facteur -20% correspond à une perte au minimum de 130l/s d'apport d'eau chaude. Même un blocage total de l'eau apportée par les zones de recharge ne suffirait donc pas à expliquer la chute de puissance observée.

L'hypothèse de la diminution de la perméabilité entre les zones de recharge et le système hydrothermal ne peut donc être retenue pour ces deux raisons.

Cette hypothèse n'explique donc pas le comportement observé au niveau des flux liquides mais est valable au niveau du comportement des gaz. Comme nous l'avons montré au chapitre "Bilan Thermique", l'existence de deux sources d'alimentation des flux liquides et gazeux rend possible des comportements différents des gaz et liquides.

2^{ème} hypothèse :

Variations de pression dans un système hydrothermal poreux

Chute des flux

La chute des flux gazeux et liquide peut s'expliquer par une baisse de pression dans les réservoirs hydrothermaux, cette baisse de pression induit une baisse du gradient de pression Δp , et donc une diminution de la vitesse de Darcy, donc du flux. Néanmoins, les valeurs de la chute de pression statique, de l'ordre de grandeur des marées terrestre, semblent trop faibles pour être à l'origine de cette chute.

Par contre, les contraintes dynamiques peuvent provoquer par l'ouverture de compartiments et de fissures l'augmentation de la connectivité des pores (perméabilité) et donc la mobilité des fluides pendant la durée du séisme.

Cette mobilité pourrait induire une migration des fluides et la redistribution dans un volume plus grand, volume constitué par les bords du système hydrothermal qui possèdent une plus faible pression de pores.

Ce phénomène d'équilibrage tendrait à faire diminuer la pression moyenne des fluides dans les canaux majeurs du système hydrothermal

D'autre part, la baisse de pression finale statique pourrait intéresser beaucoup plus de pores par équilibrage de pression entre les pores, et serait plus efficace que dans le cas des marées terrestres (qui ne sont pas accompagnées de perturbation dynamique) pour lesquelles le fluide n'est pas mobile.

Remontée des flux liquides dans un système poreux

Le réapprovisionnement du système se fait par diffusion hydraulique depuis les aquifères du volcan, suite à la chute de pression dans la zone centrale. Cela se traduit par un apport d'eau du lac et d'eau météorique dans le système qui le fait remonter lentement en puissance.

Différence de comportement entre flux gazeux et flux liquide :

Le comportement du flux gazeux est différent du flux liquide, regardons maintenant comment une baisse de pression peut agir sur la baisse des flux dans un milieu poreux.

Remarques:

a) Précisons tout d'abord que faute d'analyse géochimique pendant cette période, on ne peut connaître l'origine des gaz dont le débit a chuté suite au séisme. Il peut donc s'agir de vapeur provenant du système hydrothermal, de gaz magmatique, ou bien des deux.

b) Du point de vue thermodynamique, la chute de pression dans l'aquifère ne devrait pas faire diminuer la quantité de gaz née par ébullition, puisque l'ébullition devrait être favorisée par la chute de pression.

1^{ère} solution :

En considérant que les transferts de vapeur et de liquide se font de manière séparée à des vitesses séparées à partir d'un même milieu, les vitesses de Darcy, pour le liquide et pour le gaz dans un milieu poreux, sont:

$$V_{\text{liquide}} = S \frac{k}{\mu} \left(\frac{dp}{dz} - \rho_{\text{eau}} g h \right) \quad (5.1) \quad \text{et} \quad V_{\text{gaz}} = (1-S) \frac{k}{\mu} \left(\frac{dp}{dz} - \rho_{\text{gaz}} g h \right) \quad (5.2)$$

Avec S : pourcentage d'eau dans les pores.

Comme $\rho_{\text{gaz}} \ll \rho_{\text{liquide}}$, il est possible de trouver une solution de diminution du gradient de pression pour laquelle le flux gazeux diminue de $1/10^{\text{ème}}$ et le flux liquide de $1/2$.

2^{ème} solution :

Dans le cas d'une source de vapeur située plus profondément que la source des liquides, une même chute de pression en absolu affectera plus le transfert des zones superficielles (liquides) que des zones profondes (gazeuses).

La différence de comportement lors de la remontée des flux, progressive pour l'eau et quasi - instantanée pour le gaz, ne permet pas de garder ces deux solutions pour expliquer le comportement des gaz.

Nous pouvons donc dire que les variations des flux liquides correspondent aux caractéristiques d'un milieu poreux qui a subi une chute de pression alors que les variations des flux gazeux correspondent aux caractéristiques d'un milieu fracturé dont la perméabilité a varié.

VI. Bullage et débit gazeux

1. Bullage

Nous nous proposons ici d'étudier les bruits émis par les bulles.

Les bruits émis par les bulles sont liés à l'oscillation de leurs parois. Ces oscillations se font sous plusieurs modes, le mode 0 est une variation du volume, le mode 1 correspond à un déplacement sur une ligne, les modes suivants correspondent à des changements de forme. Le mode 0 produit une onde acoustique beaucoup plus importante que les autres modes qui seront négligés. Plusieurs phénomènes peuvent être à la source de l'oscillation de la bulle, formation de celle-ci au niveau d'un bec, ascension, coalescence, éclatement à la surface. Parmi ceux-ci, la formation au niveau d'un bec est le phénomène mettant le plus la bulle en vibration et créant un niveau sonore important. Nous nous proposons donc d'étudier le bruit émis lors de la formation des bulles.

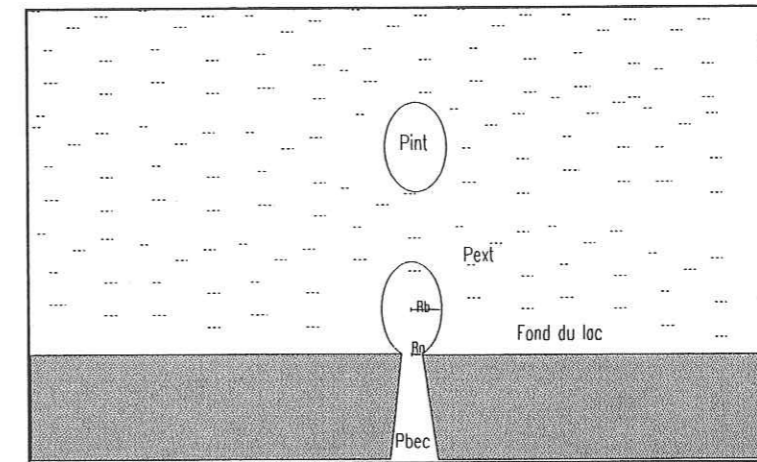


Figure VI.1.1: Formation d'une bulle.

On considère que les bulles sont produites au fond du lac. Pour que ces bulles se produisent il faut nécessairement que la pression du gaz arrivant au fond du lac au niveau d'une fissure ou d'un bec (P_{bec}) soit supérieure à la pression de l'eau (P_{ext}).

De plus, la pression du gaz doit vaincre la pression créée par la tension superficielle σ du liquide. L'excédent de pression requis pour la formation de la bulle est donc de σ . Nous appellerons cet excédent $P_+ = \sigma$

Pendant sa formation, l'équilibre dans la bulle est tel que: $P_{bec} = P_{ext} + \sigma$

avec :

- $P_+ = \sigma = \frac{2T_s}{R_n}$ (6.1)
- T_s : Tension superficielle. (Voir annexe II)
- R_n : Rayon du bec.

Les bulles formées au niveau du bec ont un rayon typiquement 3,3 fois plus grand que le rayon du bec (Strasberg 1956), soit:

$$R_b = 3.3 * R_n.$$

La valeur de P_+ pour la création d'une bulle est donc de

$$P_+ = 6.6 \frac{Ts}{R_{bulle}}$$

Chaque bulle selon son rayon a une fréquence de résonance en mode 0 qui est inversement proportionnelle à sa taille, elle est donnée par:

$$F_0 = \frac{\sqrt{\frac{3\gamma P_s}{\rho}}}{2\pi R_b} \quad (6.2) \quad (\text{Minnaert, 1933})$$

Avec:

- γ : Capacité calorifique du gaz contenu dans la bulle (=Cp/Cv)
- R_b : Rayon de la bulle en mètres
- P_s : Pression statique au point de formation de la bulle= P_{ext}
- ρ : Masse volumique de l'eau
- F_0 : Fréquence de résonance en Hz

Afin de nous guider dans notre étude, nous donnons au tableau VI.1.1 et à la figure VI.1.2 la correspondance des fréquences d'émission pour chaque taille de bulle lors de leur formation. Nous avons pris $\gamma=1.3$ et $\rho=1000 \text{ kg/m}^3$

L'énergie totale libérée lors de la création de la bulle est égale à : $E=P_+ V_0$ avec V_0 : Volume de la bulle.

Cette énergie se divise sous deux formes (Strasberg 1956) :
une partie en énergie sonore, E_s , l'autre en énergie thermique E_c

$$E_s = P_+ V_0 \left(\frac{\delta_s}{\delta} \right) \quad (6.3) \quad \text{et} \quad E_c = P_+ V_0 \left(1 - \frac{\delta_s}{\delta} \right) \quad (6.4)$$

Avec :

- δ_s : Constante de dissipation acoustique, $\delta_s = \frac{\sqrt{3\gamma P_0}}{C}$ (Strasberg 1956).
- δ : Constante de dissipation Totale.

Les valeurs expérimentales de δ donnent

$$\delta = 0.014 + 1.1 \times 10^5 f_0 \quad (6.5) \quad (\text{Meyer, 1953})$$

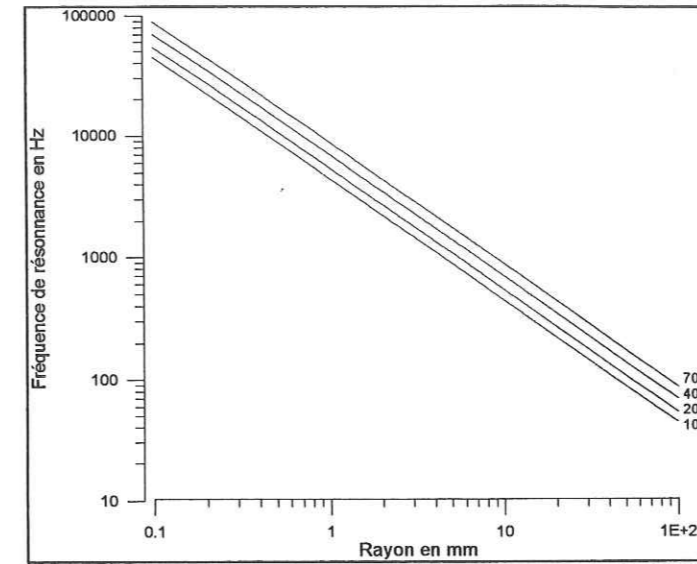


Fig VI.1.2: Fréquence de résonance d'une bulle de gaz en fonction de son rayon pour différentes profondeurs.

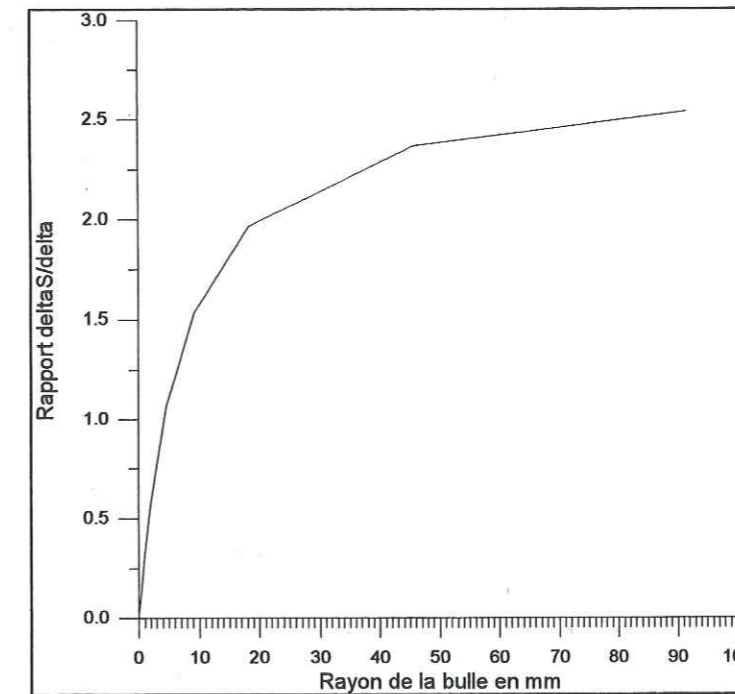


Figure VI.1.3 : Rapport δ_s/δ en fonction du rayon de la bulle pour une profondeur de 70mètres

Fréquence en Hz	Taille de bulle à Prof=75m, rayon en mm
500	18.8
1000	9.4
1500	6.3
2000	4.7
2500	3.8
3000	3.1
3500	2.7
4000	2.3
4500	2.1
5000	1.9
5500	1.7
6000	1.6

Tableau VI.1.1: Exemple de fréquence de résonance pour une profondeur de 75mètres.

Le rapport $\frac{\delta s}{\delta}$ est appelé facteur d'efficacité du processus sonore.

On voit que ce facteur augmente avec le rayon de la bulle (fig. VI.1.3), les bulles de taille importante contribueront plus largement au signal acoustique.

La puissance sonore W_s est égale à la dérivée de l'énergie sonore E_s :

$$W_s = \frac{dE_s}{dt} = P + \dot{V}_0 \left(\frac{\delta s}{\delta} \right) \quad (6.6)$$

Avec:

\dot{V}_0 : Débit gazeux en m^3 /secondes.

Si l'on considère que la propagation sonore est isotrope, l'intensité de l'onde sonore p à une distance d de la source est :

$$I = \frac{W_s}{4\pi d^2} = \frac{p^2}{\rho c} \Leftrightarrow p^2 = \frac{\rho c W_s}{4\pi d^2} \Leftrightarrow \sqrt{p^2} = P_{rms} = \frac{1}{2d} \sqrt{\frac{\rho c}{\pi}} \sqrt{W_s}$$

de (6.6), on peut tirer le débit \dot{V}

$$\dot{V} = \frac{4\pi d^2 P_{rms}^2 \delta}{\rho c P_+ \delta s} \quad (6.7)$$

Le débit gazeux dépend du carré de la pression acoustique, une augmentation d'un facteur dix du niveau acoustique (20dB) correspondra à une augmentation d'un facteur 100 du débit calculé. On voit donc l'importance de la précision de l'estimation du niveau acoustique.

2. Débit gazeux

A partir de la formule précédente, nous nous proposons de calculer le débit gazeux correspondant aux spectres de niveau acoustique mesuré dans les lacs. Nous considérerons que les bruits mesurés correspondent aux bruits émis lors de la formation des bulles et que leur étendue fréquentielle est délimitée par les tailles minimum et maximum de bulles observées à la surface du lac. Nous tiendrons compte de l'atténuation linéaire des signaux. A chaque niveau acoustique de fréquence f mesuré correspond une taille de bulle, dont le débit gazeux est donné par :

$$\dot{V}(f) = \frac{4\pi d^2 P_{rms}^2(f) \delta}{\rho c P_+ \delta s}$$

Le débit gazeux total \dot{V} est égal à la somme des contributions au débit de chacune des bulles de taille différente, soit :

$$\dot{V} = \int_{f_1}^{f_2} \dot{V}(f) df \quad (6.8)$$

f_1 et f_2 sont les fréquences minimales et maximales correspondant dans le spectre au phénomène de bullage. Pour chaque bande de fréquence large de 1Hz, correspondant à une taille de bulle r , le nombre de bulles $B(r)$ émis par seconde est égal au débit divisé par le volume d'une bulle de rayon r :

$$B(r) = B(f) = \frac{\dot{V}(f)}{\frac{4}{3}\pi r^3} \quad (6.9) \quad \text{avec : } r = \frac{\sqrt{\frac{3\gamma P_s}{\rho}}}{2\pi f}$$

La représentation de B en fonction du rayon r donne la distribution des tailles de bulle.

3. Comparaison de spectres acoustiques de lacs de cratère

Plusieurs campagnes de mesures ont été effectuées dans différents lacs de cratère, le Kelut, le Ruapehu et le Taal. Nous nous proposons de regarder les résultats de ces mesures et d'essayer de comprendre quelles sont les sources qui donnent la forme du spectre mesuré.

a) Volcan Kelut

Présentation

Le volcan Kelut (ou Kelud) (fig. VI. 3.2) est localisé dans une région très peuplée à l'est de l'île de Java en Indonésie. Son activité témoigne d'au moins 10 éruptions depuis le début du siècle, la dernière éruption importante datant de 1990.

Mesure

Une campagne de mesure de spectres acoustiques à été réalisée par Bercy et Sabroux (1983) en juillet 1978 dans le lac de cratère. Le système de mesure était embarqué sur un radeau et comprenait les éléments suivants :

Un hydrophone B&K8101 relié par un câble jusqu'au radeau. Le signal étant ensuite amplifié puis filtré par un Passe-haut à 22.4Hz. Le signal est ensuite dirigé vers un analyseur de spectre doté d'une table traçante.

Le bullage dans ce lac est localisé dans une zone définie à l'est du lac d'un diamètre d'une centaine de mètres (fig. VI.3.3), en dehors de cette zone on ne dénombre que quelques fumerolles en bordure. La mesure dont nous disposons a été effectuée au centre de la zone de bullage à une profondeur de 6 mètres, elle montre un niveau acoustique très important (fig. VI.3.6). Le spectre a une forme convexe avec un maximum à 800Hz, montrant que les phénomènes de bullage ont une contribution prédominante dans le spectre.

b) Volcan Ruapehu

Le volcan Ruapehu est situé sur l'île Nord de la Nouvelle-Zélande (fig. VI.3.4). Les sources de bullage dans le lac de cratère sont localisées en deux points différents, au centre du lac, le "Main Vent" et autour d'une autre zone appelée "North Vent" (fig. VI.3.5). Les autres parties du lac ne sont pas soumises au bullage. Le spectre mesuré au dessus du North Vent à une profondeur de 65 mètres montre un signal décroissant en fonction de la fréquence avec une pente d'environ 20dB par décade de fréquence. Les fréquences inférieures à 2Hz sont élevées, elles correspondent à un trémor continu.

c) Volcan Taal

Le type de bullage dans ce lac diffère de ceux des lacs Kelut et Ruapehu car il n'y a pas de zone facilement repérable où le bullage est plus important. On observe un bullage régulier sur l'étendue du lac. Les émissions de gaz sublacustres semblent donc être réparties uniformément sur le fond. Le spectre mesuré ressemble à celui du Ruapehu dans ses grandes lignes mais reste inférieur en niveau de 5 à 10dB. Excepté dans les fréquences inférieures à 2Hz, où la différence est plus forte en raison du trémor enregistré au Ruapehu.

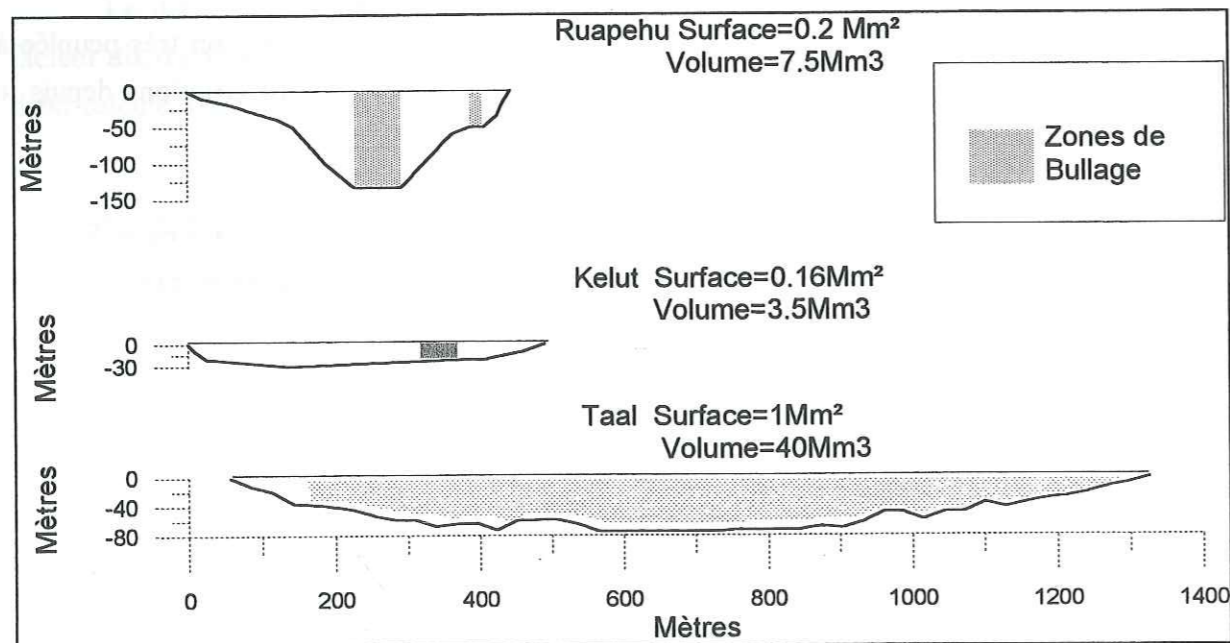


Fig. VI.3.1: Comparaison des profils des différents lacs étudiés avec la représentation des zones de bullage.



Figure VI.3.2 : Vue du lac Kelut, on distingue nettement une zone d'intense bullage à la surface (J.C. Sabroux.)

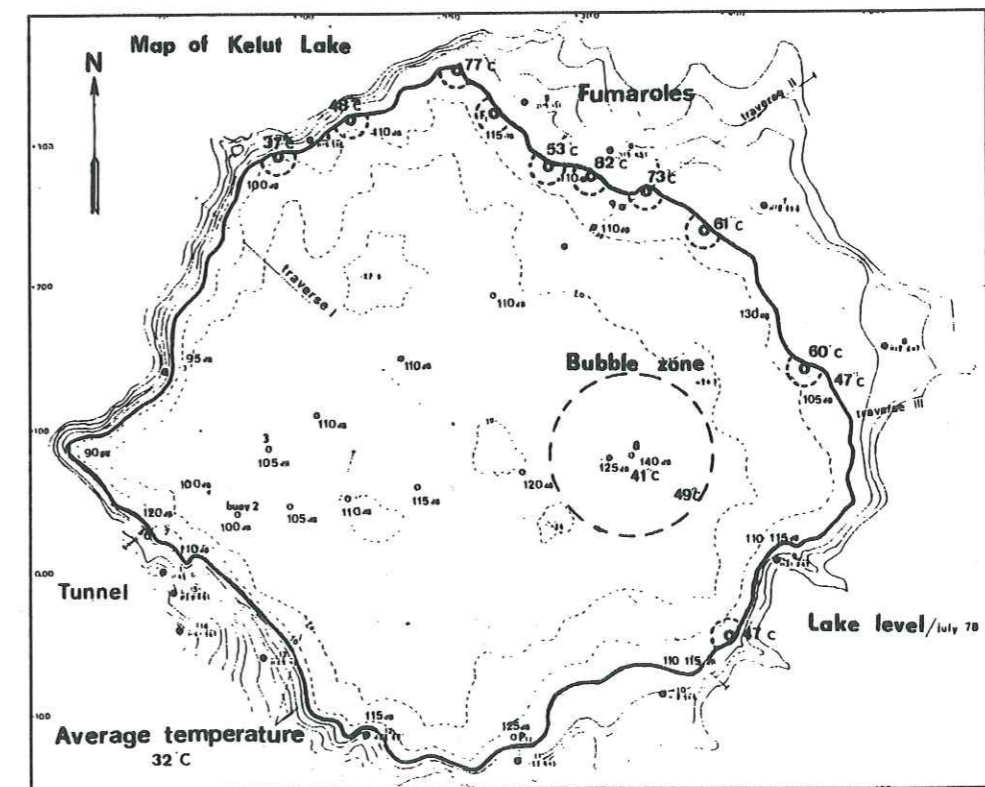


Figure VI.3.3 : Carte du lac Kelut (Bercy C. et J.C Sabroux, 1983)



Figure VI.3.4 : Vue du lac Ruapehu en Janvier 1991.

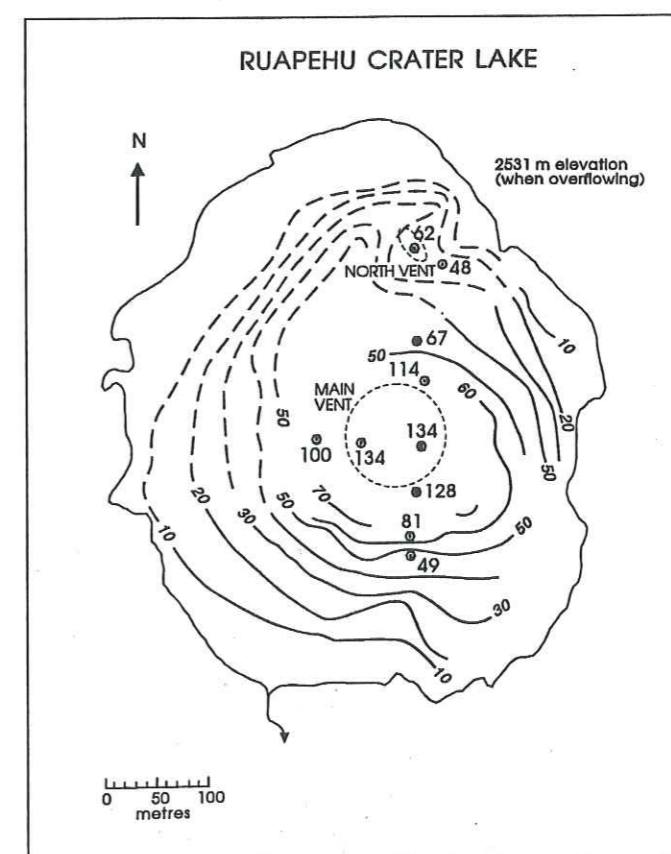


Figure VI.3.5 : Carte du lac Ruapehu

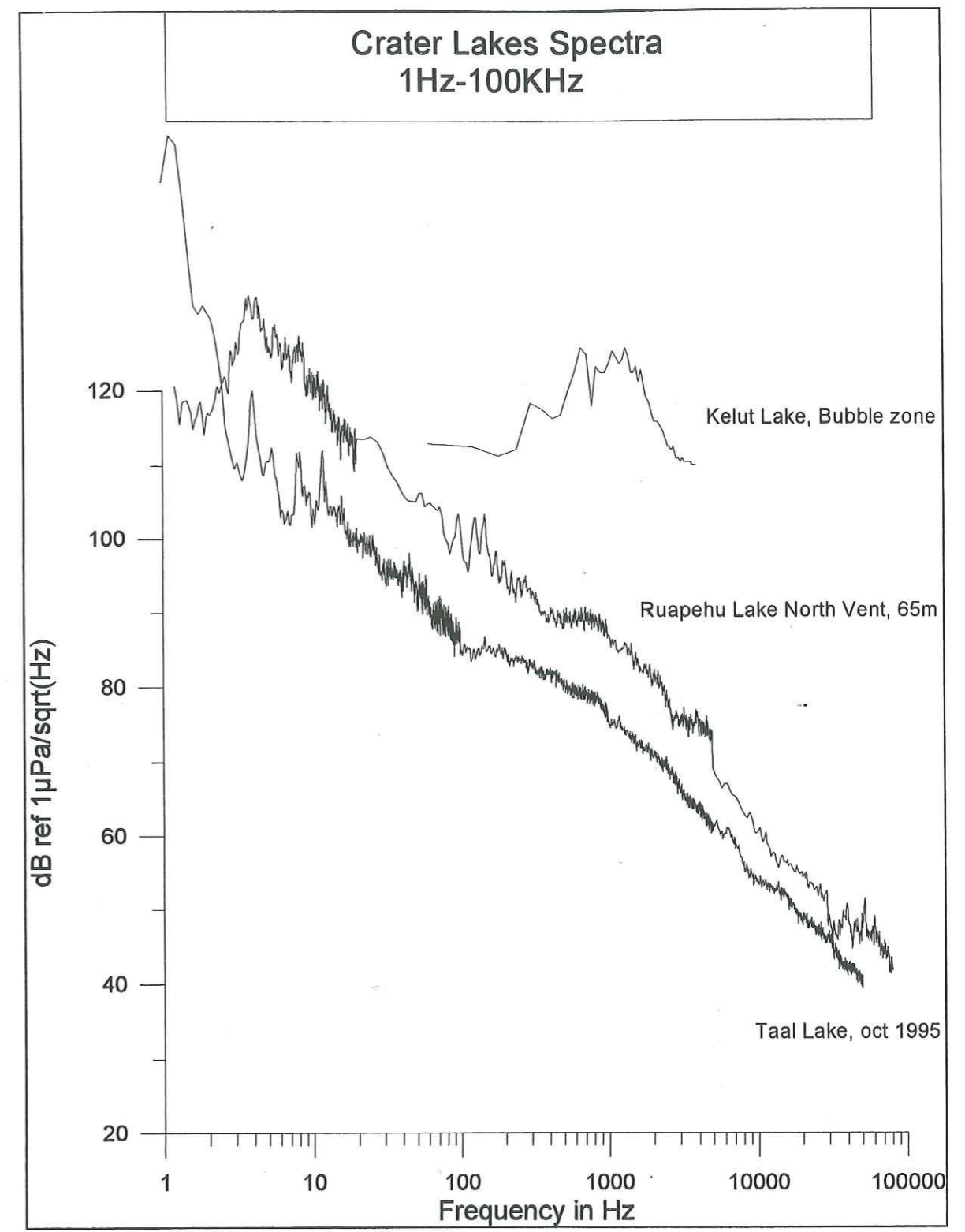


Figure VI.3.6 : Comparaison de spectres enregistrés dans différents lacs de cratères.

4. Atténuation

Dans un milieu infini où l'énergie acoustique se perd sans être réfléchi, le niveau de pression acoustique P à une distance d de la source de niveau P_0 est égal à :

$$P = P_0 \frac{\exp(-\beta d)}{d}$$

Il est la résultante de l'atténuation géométrique en $1/d$ et de l'atténuation linéaire égale à β décibels par mètre. Dans le cas d'un lac de cratère, les multiples réflexions par le fond et la surface du lac compensent l'atténuation géométrique, nous considérerons l'atténuation comme étant linéaire, soit : $P = P_0 \exp(-\beta d)$

La valeur de β dans l'eau douce ou l'eau de mer est très faible pour les basses fréquences et augmente pour les hautes fréquences, approximativement en $f^{1.8}$ (Marsh et Schulkin, 1962). Les valeurs de β sont de 0.1dB à 100 mètres pour une fréquence de 2000Hz et 6.2dB à 100m pour 20kHz.

Le cas d'un lac de cratère semble néanmoins beaucoup moins simple que l'eau de mer. En effet, la présence de particules solides peut générer une forte atténuation, ainsi que la présence de bulles de gaz. Hurst et Dibble (1981), ont observé de fortes atténuations de signal sur les zones de bullage lors d'un sondage de profondeur avec un sonar dans le lac du volcan Ruapehu, les fréquences d'émission du sonar étant de 50-100kHz.

Les bulles atténuent les sons qui ont une fréquence égale ou supérieure à leur fréquence de résonance. Le décalage du niveau général dépend de la distance à laquelle se trouve la source des bruits.

Essayons à présent d'estimer l'atténuation dans les différents lacs de cratère étudiés:

a) Kelut

Dans le cas du Kelut, une mesure des niveaux acoustiques RMS a été effectuée le long de la traverse 3 (Bercy C. et J.C. Sabroux, 1983) depuis la zone principale de bullage jusqu'en bordure du lac (fig. VI. 4.1). On observe une rupture de pente à partir du point de mesure situé à 15mètres du centre, puis une décroissance de pente constante jusqu'aux bords du lac qui correspond à une perte de 0.08dB/mètres. La limite de la zone de bullage doit correspondre à une rupture de pente. Il nous manque des points de mesure situés entre 0 et 15mètres qui nous permettraient de voir à quelle distance se situe la rupture de pente. La limite réelle de cette zone semble donc être confinée sur un cercle plus étroit que ce qui est dessiné sur la carte de Bercy et en tous cas inférieure ou égale à 15mètres. On observe une décroissance de 15dB entre le point situé au centre de la zone de bullage et le point à 15mètres du centre, l'atténuation dans la zone de bullage est donc supérieure à 1dB par mètre.

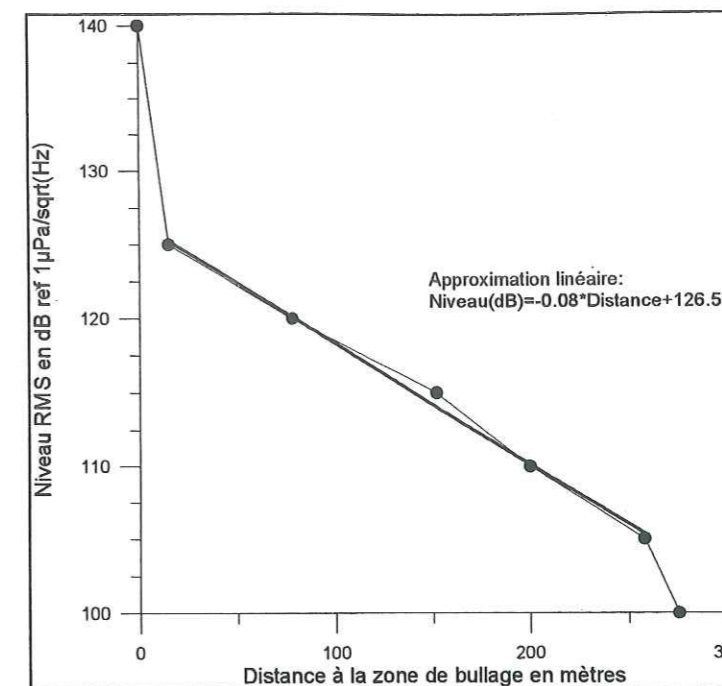


Figure VI.4.1 : Profil d'intensité acoustique le long de la traverse III au Kelut.

b) Ruapehu

Un autre exemple de l'atténuation nous est donnée au Ruapehu, nous disposons de spectres mesurés à différentes profondeurs qui correspondent à une mesure à différentes distances de la source des bruits. Nous avons représenté deux enregistrements effectués au dessus du 'north vent' : l'un a une profondeur de 65mètres et l'autre à une profondeur de 20 mètres(Fig. VI.4.2). La différence des deux spectres varie en fonction de la fréquence, nous pouvons estimer cette différence comme étant comprise entre 3dB et 15dB. Ce qui correspond pour une distance de 45 mètres à une atténuation allant de 0.06 à 0.33 dB/mètre.

c) Cas du lac Taal

Pour le lac Taal, la valeur de β reste difficile à évaluer, nous essayerons donc de l'évaluer par comparaison qualitative. Le bullage observé au lac Taal est un bullage faible et diffus, la valeur de β est donc très inférieure aux 1dB/m mesurés dans la zone d'intense bullage au Kelut, elle est par contre supérieure aux 0.08 dB/mètre mesurés sur le profil du lac Kelut hors de la zone de bullage.

Au Ruapehu, β est compris entre 0.06 et 0.33dB/m dans la zone de bullage. Ce qui montre que dans le cas d'un faible bullage, β est très inférieur à 1dB/m, on peut donc très raisonnablement considérer que la valeur de β au Taal est inférieure à 0.5dB/m.

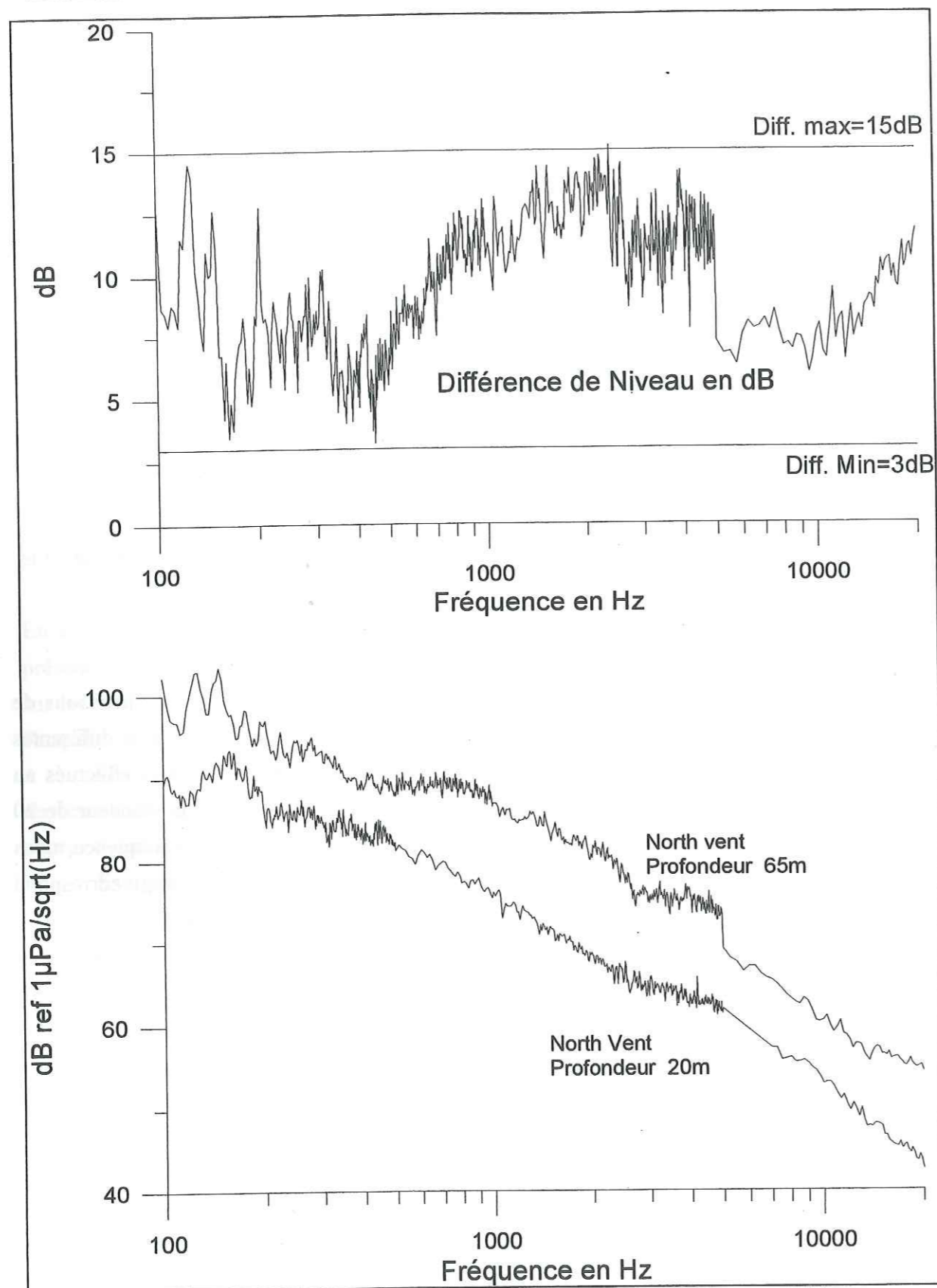


Figure VI.4.2 : Atténuation pour le lac du Ruapehu.

Nous n'avons pas de mesure du niveau acoustique en différents points pour le lac Taal, le problème est aussi différent des autres lacs car on ne peut pas considérer que la source des bruits est dans une zone restreinte. Le bullage étant réparti sur une grande surface du lac, on peut penser que l'atténuation du signal est importante et que, si l'on mesure en un point du lac, une source sonore située à un point opposé sera difficilement détectable.

Pour étudier les effets de l'atténuation sur la mesure acoustique, nous nous proposons de raisonner à partir d'un modèle simple. Nous avons considéré que la mesure effectuée au lac Taal était réalisée au centre d'un carré de côté égal à 1000 mètres dans lequel des sources sont régulièrement espacées (fig. VI.4.3). Le signal émis par une source ponctuelle va être atténué de β dB par mètre. Si l'on considère que les multiples réflexions dans le lac rendent l'atténuation linéaire, le niveau de pression acoustique reçu par le capteur sera donc:

$$P = P_0 \exp(-\beta d) \Leftrightarrow P_{\text{capteur}} = P_{\text{source}} - \beta \cdot d \text{ en décibels.}$$

Avec d: Distance source-capteur.

Nous avons ensuite ajouté toutes les contributions de chacune des sources pour obtenir le niveau de pression acoustique mesuré par le capteur, soit

$$P_{\text{capteur}} = \sum P_{\text{source}} \exp(-\beta d)$$

Si toutes les sources étaient à proximité du capteur, le signal reçu serait égal à:

$$P_0 = \sum P_{\text{source}} \quad \text{L'atténuation est donc : } A = \frac{P_0}{P_{\text{capteur}}}$$

Soit en décibels: $A = P_0 - P_{\text{capteur}}$

En prenant une valeur de $\beta=0.5$, on obtient par notre calcul une atténuation A égale à 91dB. Cette valeur correspond donc à l'atténuation maximale.

Pour le calcul de débit gazeux, nous rajouterons donc les différentes valeurs de l'atténuation mesurées pour chacun des lacs afin de tenir compte de toutes les sources émettrices.

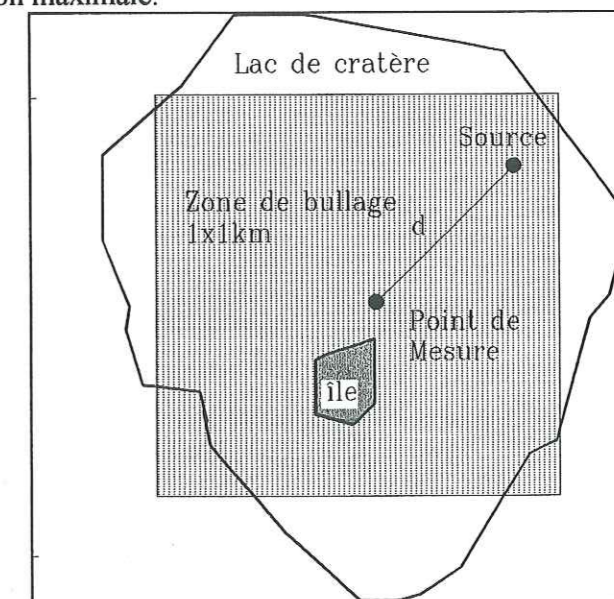


Figure VI.4.3 : Modèle pour le calcul de l'atténuation dans le lac Taal.

5. Calcul du débit gazeux

a) Volcan Ruapehu

Les tailles de bulles observées sont comprises entre 1mm et 0.5cm de rayon, un calcul du débit gazeux a été effectué et est présenté dans l'article au chapitre "Ruapehu". Les résultats montrent un débit gazeux relativement faible de 14 litres/s, soit $14 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

b) Volcan Kelut

Au lac Kelut la zone de bullage est bien délimitée, les tailles des bulles observées sont comprises entre 1mm et 1 cm de rayon. L'enregistrement du spectre a été fait à une profondeur de 6 mètres, la source étant à 25 mètres de profondeur, on a une distance capteur-source de 19 m. Une forte atténuation est enregistrée, supérieure à 1dB/mètre, nous prendrons pour nos calculs une valeur de 2dB/mètre, soit 38 dB d'atténuation entre les sources et le capteur.

Les résultats portés à la figure VI.5.1 montrent une distribution du nombre de bulles par seconde (ou taux de bulles) de forme convexe qui délimite bien le phénomène. Le calcul a donc été effectué pour des rayons compris entre 2.3 et 9 mm ce qui correspond à la gamme de fréquence 600-2575 Hz.

Si l'on regarde le débit, on voit qu'il décroît en fonction de la fréquence, la contribution au volume diminue avec la diminution des tailles de bulle. Si l'on intègre ce débit on obtient un résultat de $7 \text{ m}^3/\text{seconde}$.

c) Volcan Taal

Au lac Taal la zone de bullage est répartie sur toute la surface. L'enregistrement du spectre a été fait à une profondeur de 40mètres, la distance capteur-source est en moyenne de 300m. Nous prendrons une atténuation globale de 91dB correspondant à $\beta=0.5\text{dB/mètre}$. Les tailles de bulles observées sont comprises entre 1mm et 1 cm de rayon; pour plus de précision, nous avons représenté à la figure VI.5.2 le taux de bulles calculé en fonction du rayon. Toutes les fréquences mesurées ne correspondent pas au phénomène du bullage, on observe ici une distribution des tailles de bulles qui s'étend de 2.5mm à 8mm de rayon, nous nous limiterons donc à cette fourchette de tailles pour notre calcul.

Ces rayons compris entre 2.5 et 8 mm correspondent à la gamme de fréquence 1000-3300 Hz.

Si l'on regarde le débit (fig. VI.5.3), on voit qu'il décroît en fonction de la fréquence, la contribution au volume diminue avec la diminution des tailles de bulle. Si l'on intègre ce débit on obtient donc un résultat de $4.25 \text{ m}^3/\text{seconde}$, qui est une valeur maximale. Cette valeur de débit peut correspondre à 25bulles de rayon égal à 3.4mm qui arrivent sur un m^2 de la surface du lac chaque seconde ce qui est en accord avec ce que l'on peut observer.

d) Conclusion

Lac de cratère	Débit en m^3/s
Ruapehu	0.014
Kelut	7
Taal	<4.25

L'enregistrement dans le lac du Ruapehu est à un niveau plus élevé que celui du Taal mais a été effectué à seulement une quinzaine de mètres de la source, il est donc peu atténué. La source est par ailleurs limitée en taille, ce qui explique un débit faible de 14 l/s

L'enregistrement du Kelut a un niveau très élevé, le capteur est proche de la zone de bullage, 20 mètres, mais le bullage est très important et équivaut à un débit de $7 \text{ m}^3/\text{s}$

Au Taal, le phénomène de bullage est répandu sur toute la surface du lac, le niveau acoustique enregistré est faible parce que les sources sont éloignées du capteur et que leur signal est atténué par la présence de bulles sur tout le volume du lac. Le débit gazeux calculé est de $4.25 \text{ m}^3/\text{s}$. Toutefois, la valeur de l'atténuation dans le lac Taal reste difficile à évaluer nous pensons qu'il serait utile de procéder à une mesure de l'atténuation en disposant d'un émetteur et d'un récepteur et en faisant varier la fréquence de l'émetteur.

On voit donc à travers ces trois exemples que le débit gazeux et la répartition du bullage peuvent être très différents. Le lac Kelut a un débit très élevé par rapport à sa superficie, la fracturation sub-lacustre est donc très importante. Le lac Taal par contre semble être plus faiblement fracturé car aucune zone prépondérante de bullage existe. Si la pression sub-lacustre augmentait, on assisterait très probablement à la formation d'une ouverture localisée comme au Kelut.

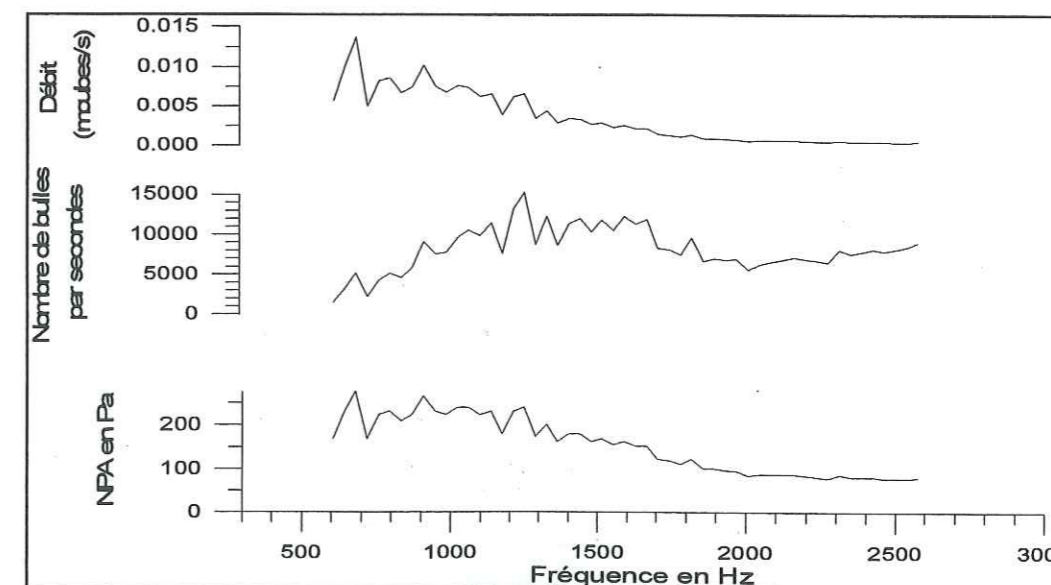


Figure VI.5.1 : Niveau de Pression acoustique, nombre de bulles par seconde et débit gazeux correspondant pour le lac du volcan Kelut.

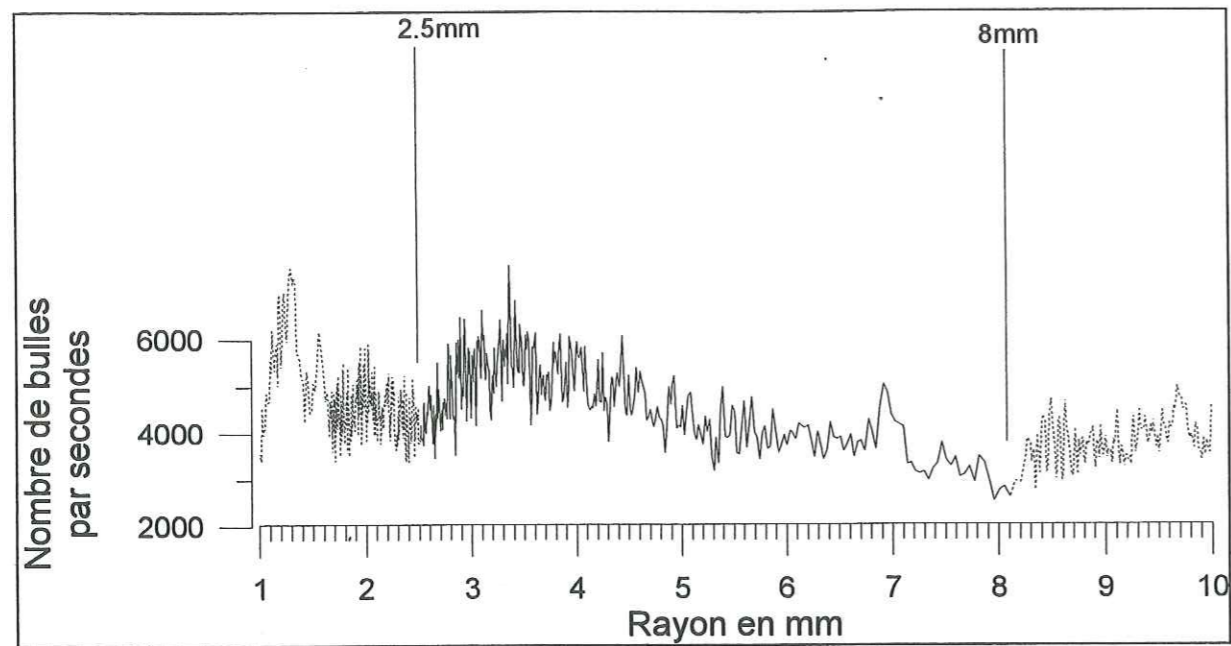


Figure VI.5.2 : Limites du phénomène de bullage pour le Taal.

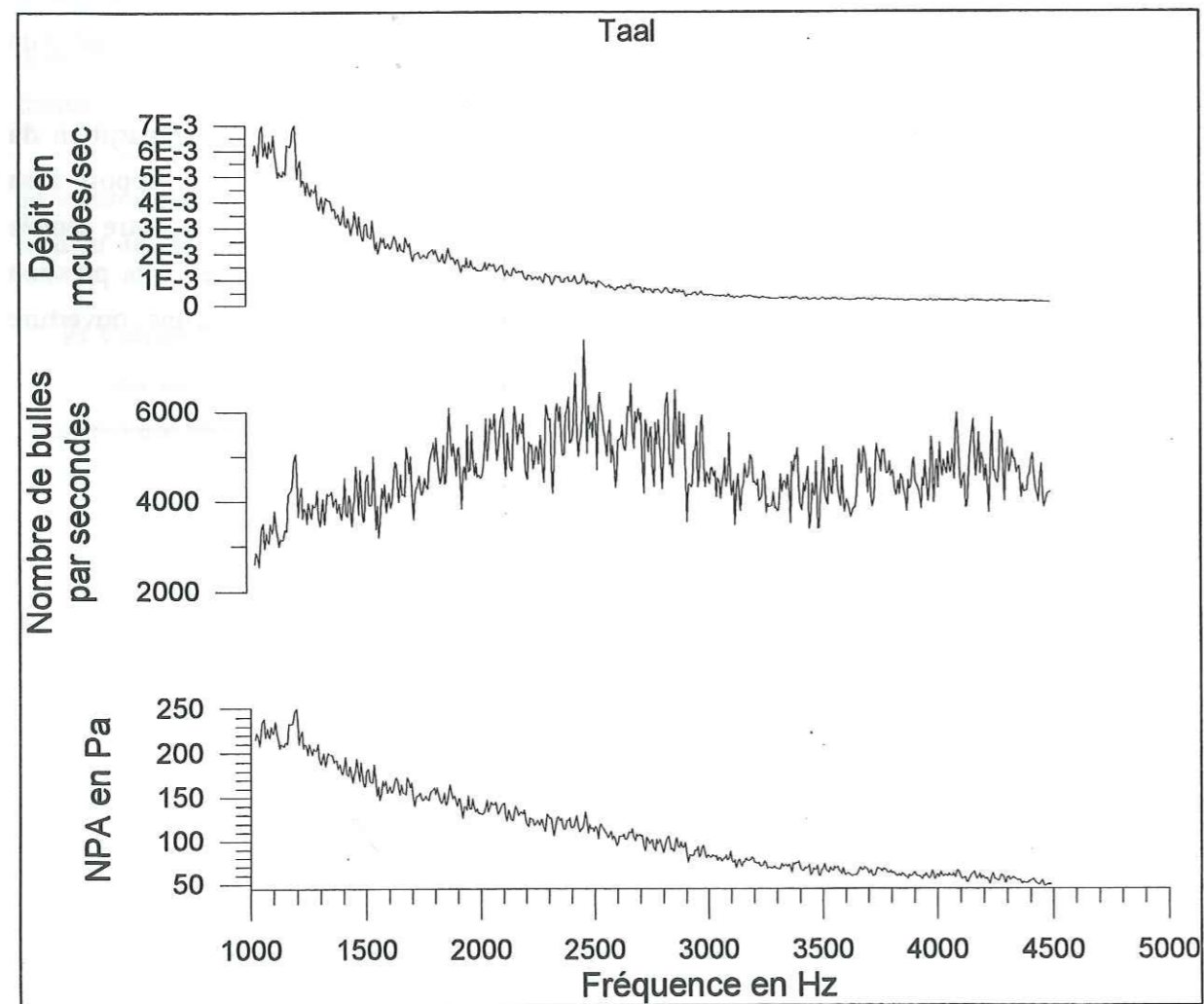


Figure VI.5.3 : Niveau de Pression acoustique, nombre de bulles par seconde et débit gazeux correspondant pour le lac du volcan Taal.

VII. Bilan thermique du lac de cratère du Taal

1. Introduction

Les lacs de cratère de volcans actifs sont des phénomènes géologiques intrinsèquement instables. Leur existence dépend de l'état d'activité du volcan et des conditions locales hydrogéologiques et climatiques. Au Taal, un lac de cratère formé en 1966 fut détruit en 1968. Le lac de cratère principal lui, existe au moins depuis le 18ème siècle. 12% des 714 volcans actifs recensés dans le catalogue des volcans actifs mondiaux (Simkin et al. 1981, CAVW) possèdent un lac de cratère. La moitié de ces lacs ont une température supérieure à la température ambiante, et ont une composition riche en soufre. Ces caractéristiques sont les signes de l'existence d'un transfert entre le système magmatique et la surface. Les variations du flux de chaleur du magma et les variations de ses émissions gazeuses sont reflétées par la température et la composition du lac de cratère. De telles études de composition et de bilan thermique ont été réalisées pour le lac de cratère du volcan Ruapehu (Hurst et Dibble, 1981; Hurst et al, 1990) et pour le lac du volcan Poàs au Costa-Rica (Rowe et al, 1992; Brown et al, 1991). Les variations de température du lac Taal et du lac de cratère principal sont surveillées régulièrement depuis 1965. D'autres paramètres tels que la vitesse du vent ou la pluviométrie sont disponibles depuis la même période. Grâce à toutes ces données, et à la lumière des travaux de A.W. Hurst, nous nous proposons de calculer les différents échanges thermiques entre le lac et le milieu extérieur. Nous pourrons ensuite retrancher leurs influences sur les variations de température du lac afin d'en déduire l'apport énergétique en provenance du magma.

2. Modes d'échange thermique

Nous décrivons maintenant les différents modes d'échanges thermiques entre un lac et l'air ambiant. Ces échanges ont été détaillés par Hurst et Dibble (1981); ils sont de cinq sortes : rayonnement de l'eau, convection de l'air, évaporation de l'eau, pluie, rayonnement solaire. Ces échanges dépendent essentiellement du contraste de température entre le lac et l'air et de la vitesse du vent. Nous considérerons par la suite que le lac a une température supérieure à celle de l'air, ce qui a toujours été le cas au Taal depuis 1965.

a) Rayonnement thermique de l'eau

Le rayonnement thermique de l'eau correspond à une perte d'énergie qui est d'autant plus importante que la différence de température entre le lac et l'air ambiant est grande.

On peut estimer la puissance perdue en rayonnement par le lac comme la différence entre le rayonnement émis par le lac et le rayonnement provenant d'une masse d'air. La formule simplifiée est:

$$P_{rad} = \alpha C(T_w^4 - T_a^4)S_{lac} \text{ en Watt. (7.1) (Weisman and Brutsaert 1973)}$$

Avec :

- α : Emissivité de l'eau=0.9
- C: Constante de Stephan=5.67E-8 W/m²K⁴
- S_{lac} : Surface du lac en m².
- T_w : Température du lac en Kelvin
- T_a : Température de l'air en Kelvin.

Nous donnons un exemple de valeur calculée à partir des paramètres météorologiques moyens de l'année 1993 pour le lac de cratère Taal (Tableau 2.1). La surface du lac est de 10⁶ m².

Température de l'air en °C (moyenne sur 1993)	28.5
Température du lac en °C (moyenne sur 1993)	34
Bilan du rayonnement thermique en MW	-28 (perte pour le lac)

Tableau VII.2.1 : Exemple de valeur du rayonnement thermique pour le Taal.

b) Convection de l'air

La température du lac étant supérieure à celle de l'air, une convection forcée de l'air au dessus de la surface du lac se produit. Cette circulation d'air sur la surface du lac va refroidir celui-ci. On rend compte généralement de cet échange énergétique par une fonction linéaire de la vitesse du vent et de l'écart de température.

$$P_{conv} = \rho_{air} C_p S_{lac} E (T_w - T_a) u \text{ en Watt (7.2) (Weisman and Brutsaert 1973)}$$

Avec:

- ρ_{air} : Densité de l'air=1.2kg.m⁻³
- C_p : Chaleur massique de l'eau=4174 J.kg⁻¹.°C⁻¹
- S_{lac} : Surface du lac en m².
- T_w : Température du lac en Kelvin
- T_a : Température de l'air en Kelvin.
- E : Moyenne du flux de chaleur sur le lac. Une valeur approchée de E a été calculée d'après les résultats de Weisman et Brutsaert : $E = -0.022 \ln(u) + 0.088$.
- u : Vitesse du vent à la surface du lac, calculée sur la base d'un profil vertical

logarithmique de vitesse. La vitesse du vent étant donnée comme égale à v à l'altitude Z_r .

$$u = \frac{vK}{\ln(H_{anemo} / Z_r)} \text{ (7.3) (Sutton, 1951)}$$

- H_{anemo} : Hauteur de l'anémomètre par rapport au sol.
- v : Vitesse du vent à la hauteur de l'anémomètre.
- K : Constante de Von Karmann=0.35.
- Z_r : Longueur de rugosité=2.10⁻⁴ m

Vitesse du Vent à la surface du lac en m/s	1	5	10	20
Température de l'air en °C	28.5	28.5	28.5	28.5
Température de l'eau en °C	34	34	34	34
Valeur de la Convection en MW	-19	-56	-80	-95

Tableau VII.2.2 : Exemple de valeur de la convection pour le lac de cratère Taal.

Les pertes par convection sont donc dépendantes de la vitesse du vent contrairement aux pertes par rayonnement. Si le vent est supérieur à 2m/s, les pertes par convection seront plus importantes que les pertes par rayonnement.

c) Evaporation de l'eau

L'évaporation de l'eau du lac va refroidir celui-ci par perte de la chaleur latente. Cette évaporation sera amplifiée par la vitesse du vent. L'hygrométrie de l'air joue aussi un rôle notable : plus l'air est sec, plus l'évaporation sera forte. Si, dans une journée, le lac perd par évaporation une hauteur d'eau H_v , la masse d'eau évaporée est égale à $\rho_{eau} * S_{lac} * H_v$ ce qui correspond à une énergie de : $Q_{evapo} = L * \rho_{eau} * S_{lac} * H_v$. Weisman et Brutsaert donnent une valeur de Q_{evapo} en fonction de la vitesse du vent, de l'hygrométrie de l'air au niveau du lac (q_w), et de l'hygrométrie de l'air loin du lac (q_a), soit:

$$P_{evapo} = L S_{lac} (q_w - q_a) u E \text{ en Watt (7.4) (Weisman and Brutsaert 1973)}$$

Avec:

- L : Chaleur latente d'évaporation de l'eau=2.4 10⁶ J.kg⁻¹.
- S_{lac} : Surface du lac
- q_w : Humidité spécifique au niveau du lac = pression de vapeur saturante*100% (kg.m⁻³).
- q_a : Humidité spécifique de l'air au-dessus du lac=pression de vapeur saturante*%hygrométrie (kg.m⁻³).

- u: Vitesse du vent à la surface du lac.

La hauteur d'eau H_v perdue par unité de temps sera donc est égale à:

$$H_v = \frac{(q_w - q_a)uE}{\rho_{eau}}, \text{ soit pour une journée : } H_v = \frac{(q_w - q_a)uE}{\rho_{eau}} \Delta t$$

Avec Δt : Nombre de secondes dans un jour (=86400).

Vitesse du vent à la surface du lac en m/s	1	5	10	20	2	2	2	2
Hygrométrie en %	78	78	78	78	60	70	80	90
Température de l'air en °C	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5	28.5
Température de l'eau en °C	34	34	34	34	34	34	34	34
Valeur de l'évaporation en MW	-142	-424	-602	-713	-304	-265	-227	-189
Hauteur d'évaporation correspondante par jour en mm	5.1	15.3	21.7	25.7	10.9	9.6	8.2	6.8

Tableau VII.2.3 : Exemples de valeurs de la perte de puissance par évaporation pour le lac de cratère.

On constate que l'évaporation est très dépendante de la vitesse du vent et un peu moins de l'hygrométrie. La valeur de l'échange évaporatif est très important et est le premier facteur de refroidissement du lac. Pour des vitesses de vent supérieures à 5m/s, l'échange thermique dû à l'évaporation peut être plus important que l'apport thermique volcanique.

d) Pluie

On suppose que la température de l'eau de pluie est égale à celle de l'air. L'eau de pluie va apporter une énergie négative (si l'on suppose que la température de l'air est inférieure à celle du lac) égale à:

$$Q_{rain} = \rho_{eau} S_{lac} H C_p (T_a - T_w) \text{ en Joules} \quad \text{soit} \quad P_{rain} = \frac{Q_{rain}}{\Delta t} \text{ en Watt} \quad (7.5)$$

Avec :

- Δt : Nombre de secondes dans un jour.
- H : Hauteur pluviométrique.
- C : Chaleur massique de l'eau.

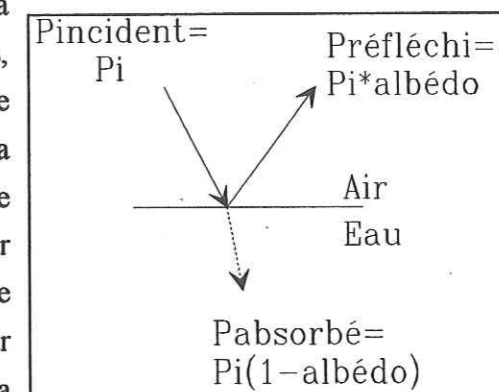
Hauteur pluviométrique en mm	5	10	20	50
Température de l'air en °C	28.5	28.5	28.5	28.5
Température de l'eau en °C	34	34	34	34
Valeur de la pluviométrie en MW	-1.3	-2.6	-5.3	-13.3

Tableau VII.2.4 : Exemples de valeurs de l'effet pluviométrique.

On voit ici que l'influence de la pluviométrie est négligeable par rapport aux autres échanges.

e) Rayonnement Solaire

Le rayonnement solaire incident à la surface de l'eau se sépare en deux parties, une partie est absorbée par l'eau et l'autre est réfléchi. On appelle albédo la réflectivité de la surface de l'eau pour le rayonnement solaire, il est de 5 à 20% pour l'eau de mer et dépend de la couleur de l'eau et de sa surface, lisse ou perturbée par des vagues. Le lac de cratère a généralement une couleur foncée, par contre le vent à sa surface est faible et crée peu de vaguelettes. Nous prendrons une valeur de l'albédo égale à 10%. La puissance absorbée sera égale à:



$$P_{sun} = (1 - albedo) P_i S_{lac} \quad (7.6)$$

Avec :

- Albédo : Partie de l'énergie solaire réfléchi en %
- P_i : Valeur moyenne de l'énergie solaire sur 24h en W/m²
- S_{lac} : Surface du lac.

Saison	Saison sèche	Saison humide
Valeur de l'ensoleillement moyen journalier par m ²	61W	52W
Puissance reçue par le lac de cratère (surface = 1.10 ⁶ m ²)	54MW	47MW

Tableau VII.2.5 : Exemple de valeurs de l'apport solaire pour le lac de cratère.

f) Récapitulatif

Les valeurs des différents échanges météorologiques calculées sur la moyenne des valeurs de 1993 pour la lac de cratère du Taal sont décrites au tableau VII.2.6.

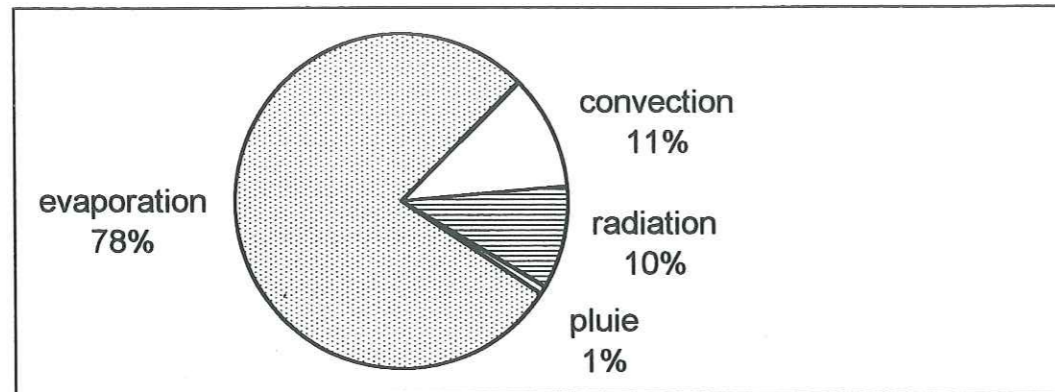


Figure VII.2.1 : Répartition des différentes pertes en pourcentage pour le lac de cratère.

L'échange le plus important est celui dû à l'évaporation de l'eau. L'effet de la pluie est négligeable, l'apport solaire moyen de 50MW est suffisamment important pour ne pas être négligé, il contribue au réchauffement du lac et se rajoute à la puissance apportée par la chaleur magmatique. Nous avons représenté les différents modes d'échanges thermiques à la figure VII.2.2. On distingue les apports météorologiques ($P_{météo}$) des apports volcaniques (P_{volcan}), la déduction des apports météorologiques va nous permettre d'estimer les apports volcaniques.

Valeurs météorologiques moyennes, année 1993	
Vitesse du vent à la surface du lac en m/s	2
Hygrométrie en %	78
Température de l'air en °C	28.5
Température du lac en °C	34
Hauteur pluviométrique ramenée à la surface du lac en mm	7
Valeurs moyennes des échanges thermiques météorologiques journaliers en MW, année 1993	
Rayonnement	-28
Convection	-31
Evaporation	-227
Pluie	-2
Soleil	+50
Total pertes(négatif)	288
Total gains	50
Total échanges=Gains-Pertes	-238

Tableau VII.2.6 : Récapitulatif des valeurs des échanges météo pour l'année 1993.

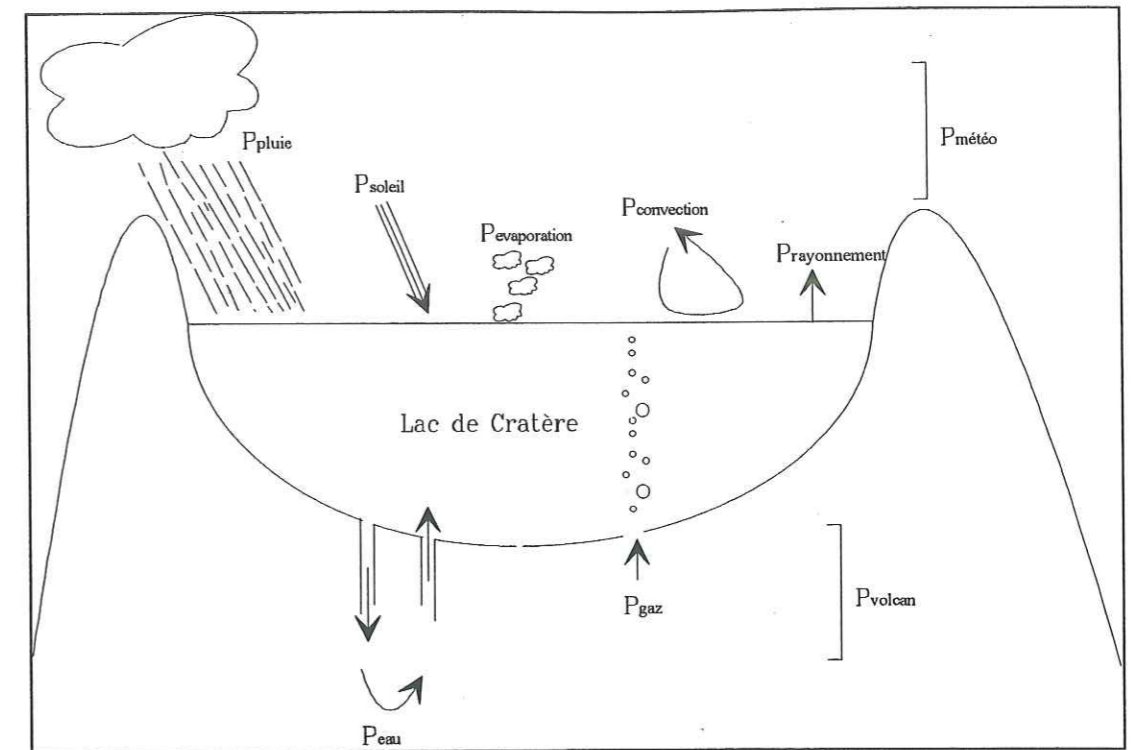


Figure VII.2.2 : Différents modes d'échanges thermiques.

3. Méthode de calcul du bilan thermique

Les paramètres météorologiques à notre disposition sont mesurés quotidiennement. Nous effectuerons donc le bilan thermique pour chacun de ces jours.

Notre évaluation du bilan commence par la lecture des paramètres météo journaliers, on calcule ensuite à partir de ceux-ci les valeurs des différents échanges thermiques: évaporation, convection, radiation, pluie, apport solaire. Puis on fait la somme de ces échanges, qui sont les échanges du lac avec le milieu extérieur, on les appelle $P_{Météo}$ (fig VII.3.1). Soit :

$$P_{Météo} = P_{soleil} + P_{radiation} + P_{convection} + P_{évaporation} + P_{pluie} \text{ (en Watt)} \quad (7.7)$$

A partir des variations de température du lac, on calcule le $m\Delta t$ qui correspond au résultat global des effets thermiques reçus par le lac, on l'appellera P_{Vrai} .

$$P_{Vrai} = \rho_{eau} V_{lac} C_p (T_{lac} - T_{(lac-1)}) / \Delta t \quad (7.8)$$

Avec:

- ρ_{lac} : Densité de l'eau.
- V_{lac} : Volume du lac.
- C_p : Chaleur massique de l'eau.
- T_{lac} : Température du lac au jour de calcul
- $T_{(lac-1)}$: Température du lac la veille du jour de calcul.
- Δt : Nbre de secondes dans un jour.

Variations du volume du lac de cratère V_{lac}

Nous estimons les variations du volume du MCL en fonction de son niveau. A partir des données bathymétriques établies par E.ramos, nous avons déterminé un profil moyen (fig VII.4.3), on voit que la pente pour les 20 premiers mètres de profondeur est de $p=\Delta y/\Delta x=3$.

Pour calculer les variations de volume en fonction du niveau du lac, on considère le lac conique ($V = \frac{\pi r^2 Z}{3}$). Sa surface est donc un cercle de rayon R. Nous prendrons un volume nominal $V_0 = 40.10^6 \text{ m}^3$ et une profondeur maximale de $Z=75\text{m}$. Le rayon nominal qui correspond au volume nominal est donc $R_0 = \sqrt{\frac{3.V_0}{\pi.Z}}$.

Une variation de niveau Δh fera changer le rayon R de $p.\Delta h$, on aura alors:

$$R = R_0 + p.\Delta h$$

Ce qui donne comme nouveau volume:
$$V = \frac{\pi(R_0 + p.\Delta h)^2 Z}{3}$$

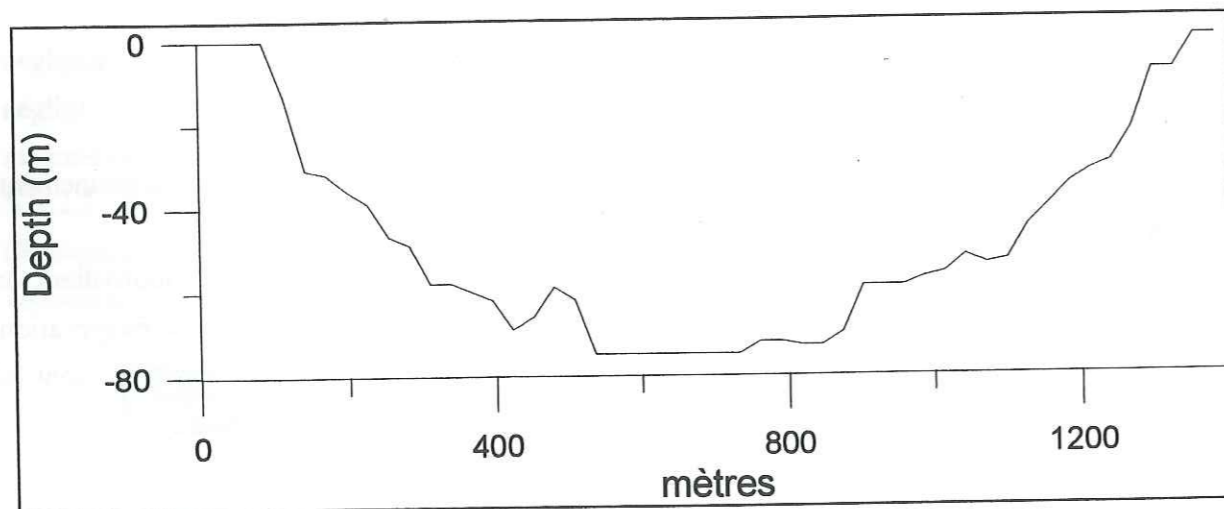


Figure VII.4.3 : Profil moyen du lac de cratère Taal(d'après E.Ramos, 1989).

L'énergie reçue par le lac de cratère est la somme des apports énergétiques dus au réchauffement par la présence du magma en profondeur et au refroidissement par le milieu extérieur.

On a donc:
$$P_{vrai} = P_{volcan} + P_{météo}$$

Nous pouvons en déduire l'énergie réellement apportée par l'édifice volcanique au lac de cratère.

Soit :
$$P_{Volcan} = P_{vrai} - P_{météo} \quad (7.9)$$

La valeur de P_{volcan} est donc calculée pour chaque journée. Nous représentons ensuite un

organigramme synthétisant la méthode de calcul du bilan thermique (fig. VII.3.1).

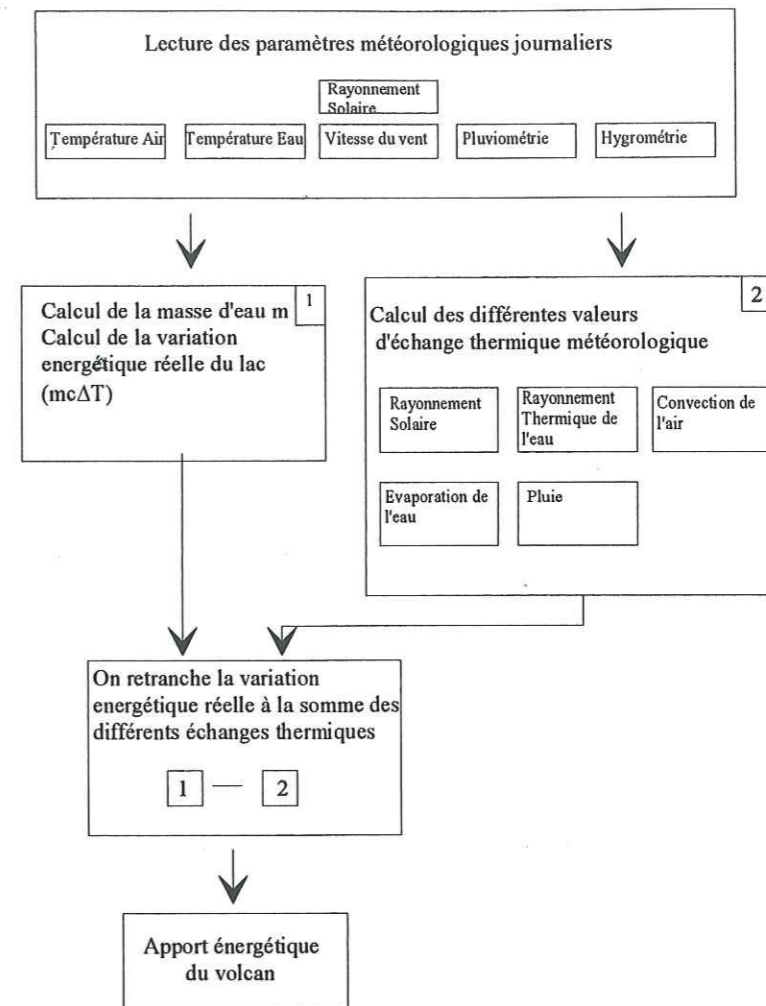


Figure VII.3.1: Organigramme du calcul du bilan thermique.

4. Caractéristiques Climatiques

Les données météorologiques disponibles proviennent de différentes sources. L'observatoire de Pira-Piraso (au nord de l'île volcanique) procède à des mesures journalières de la température du lac Taal, de son niveau, des températures minimales et maximales de l'air, de la pluviométrie et de la vitesse du vent. Des mesures hebdomadaires de la température et du niveau du lac de cratère(MCL) sont aussi effectuées. Nous disposons, par ailleurs, de mesures du rayonnement solaire pour la ville de Quezon city (proche banlieue de Manille, situé à 60km au nord du Taal). Comme on peut le voir à la figure VII.4.1, le climat se divise en 2 périodes, sèche et humide. La période sèche est en moyenne de début Janvier à fin Juin, la période humide de début Juillet à fin décembre.

a) Température de l'air

La température moyenne de l'air augmente pendant la période sèche de 5°C en moyenne passant de 27 à 32°C environ (fig. VII.4.1). Puis la saison humide fait progressivement descendre la température moyenne de l'air jusqu'à 27°C. Les variations de la température de l'air dans une journée (variations diurnes) sont typiquement de 9°C. Nous ne disposons que de mesures mini et maxi de la température journalière et recherchons à obtenir une température moyenne sur la journée. La température maximale de l'air mesurée est très dépendante du rayonnement solaire, il semblerait que cette mesure soit perturbée par le rayonnement. Afin de limiter cet effet, nous prendrons pour nos calculs une température journalière moyenne de l'air égale à $T_{moyen} = \frac{2T_{min} + T_{max}}{3}$.

La précision des mesures de la température de l'air va influencer sur le résultat global de puissance thermique calculée. Une température de l'air mesurée plus élevée aura tendance à faire baisser la puissance calculée. Pour une erreur de ±1°C la puissance totale variera de ±30MW.

b) Vitesse du vent

La mesure de la vitesse du vent effectuée à Pira-Piraso est imprécise car faite de manière qualitative. Néanmoins cette mesure semble très cohérente avec d'autres données mesurées plus précisément au sud du Taal. La moyenne annuelle de la vitesse du vent est de 3.3 m/s, sa vitesse est maximale de octobre à mars, ayant pour moyenne 3.8m/s. Un vent plus faible est observé d'avril à septembre avec une moyenne de 2.8m/s. On peut remarquer que la vitesse du vent varie de façon inverse par rapport à la température de l'air. L'encaissement du lac de cratère tend à ralentir la vitesse du vent à la surface du lac. Nous prendrons un coefficient diviseur égal à 2. Le choix de ce coefficient a été fait de manière à ce que les effets météorologiques calculés lors d'importants épisodes (vent fort) qui ont tendance à refroidir le lac correspondent à l'énergie perdue calculée à partir des variations de la température du lac. La valeur de ce coefficient est donc calculée à partir des effets météorologiques à court terme. Sur le long terme, une erreur de ±10% sur ce coefficient diviseur changera la moyenne de la puissance volcanique de ±15MW.

c) Ensoleillement

Les valeurs de l'ensoleillement journalier disponibles sont celles mesurées à Quezon City, qui est une ville assez polluée où le rayonnement solaire est souvent diffus. Les variations sont saisonnières (fig. VII.4.3), l'ensoleillement étant plus important pendant les saisons sèches avec en moyenne 61 W/m² sur une journée et seulement 52 W/m² en saison humide. Nous prendrons un coefficient d'albédo de 10%. Nous ne disposons que des mesures de 1992 à 1994, nous prendrons la moyenne sur ces années comme modèle de variation pour les autres

années de notre étude. La surface du lac de cratère étant de 10⁶ m², Chaque W/m² d'erreur sur l'estimation de l'apport solaire, change de 1MW l'estimation de la puissance journalière.

d) Humidité de l'air

Nous disposons de valeurs de mesure de l'humidité relative de l'air pour la ville de Quezon City (fig. VII.4.3). On remarque que l'humidité est importante tout au long de l'année et varie en fonction des saisons, en moyenne de 75% pendant les saisons sèches et 81% pendant les saisons humides. Le milieu urbain n'est pas forcément très représentatif par rapport au volcan Taal, la ville de Quezon city est très certainement plus humide que la campagne à 60km au sud, mais la position du MCL sur une île doit augmenter l'humidité de l'air. Nous prendrons donc ces valeurs d'humidité pour nos calculs. Une erreur de ±10% d'hygrométrie entraîne une variation dans le calcul de puissance thermique journalière de ±30MW.

e) Pluviométrie

La pluviométrie globale montre un total de précipitations égal à 7.61 mètres de 1990 à 1994, soit en moyenne 4.4mm/jour. Cette pluviométrie montre un contraste important entre les saisons sèches et humides.

Saisons sèches

Les saisons sèches sont marquées par un changement rapide de la pluviométrie qui s'atténue fortement. Leur durée est variable, en 1990/91 : elle a commencé fin novembre et s'est terminée début Juin (fig. VII.5.1); en 1991/92 elle a débuté fin décembre pour finir à la mi-mai. La pluviométrie totale pendant cette période de 1990 à 1995 a été en moyenne de 13.8mm. Ce qui correspond à 0.1mm/jour.

Saisons humides

Les saisons humides sont marquées par une pluviométrie importante et régulière (fig. VII.5.1). L'apport météorique total pendant cette période varie de 1m40 à 1m80 ce qui correspond en moyenne à 7.4mm/jour.

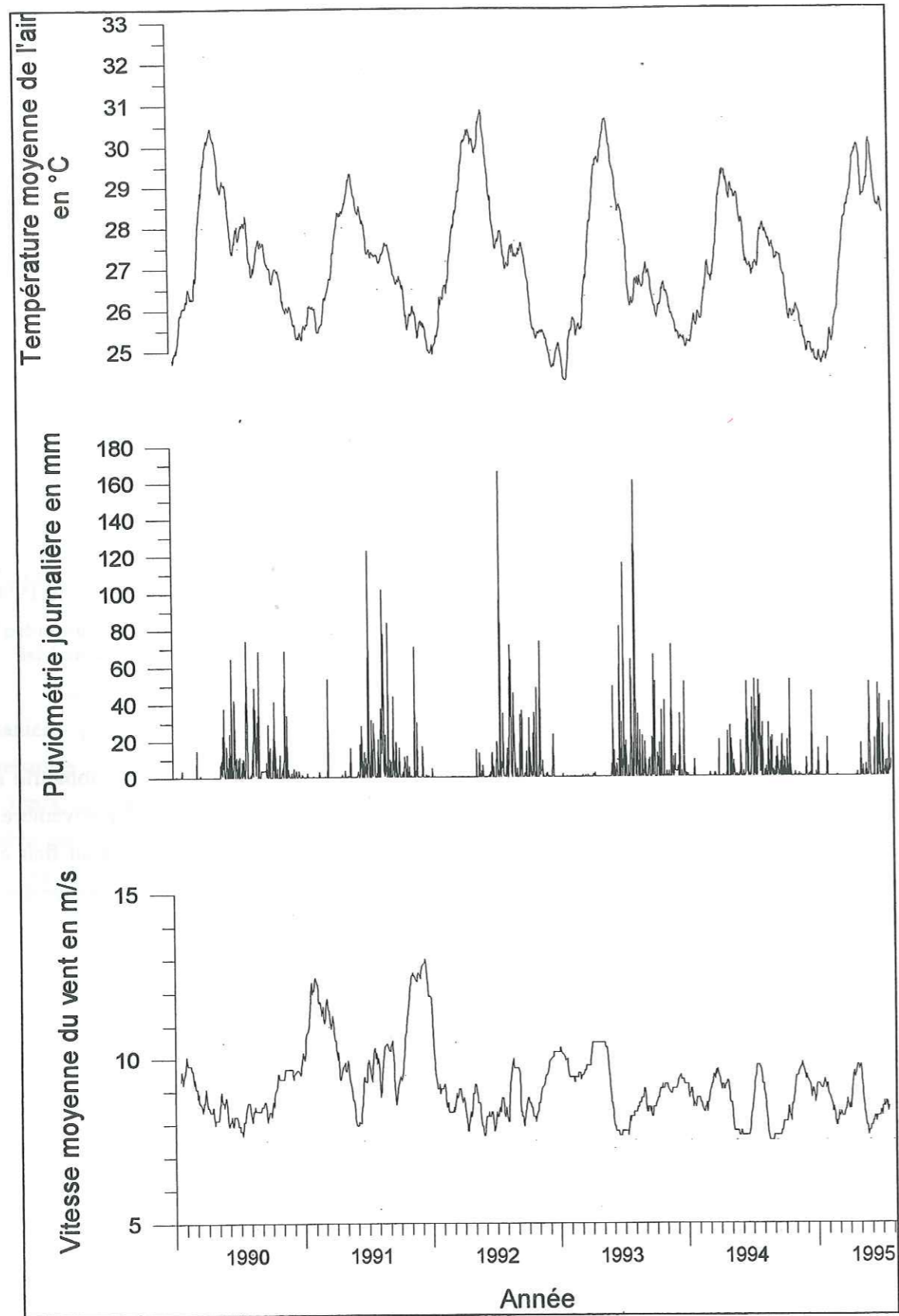


Figure VII.4.1 : Température de l'air, pluviométrie et vitesse du vent de 90 à 95.

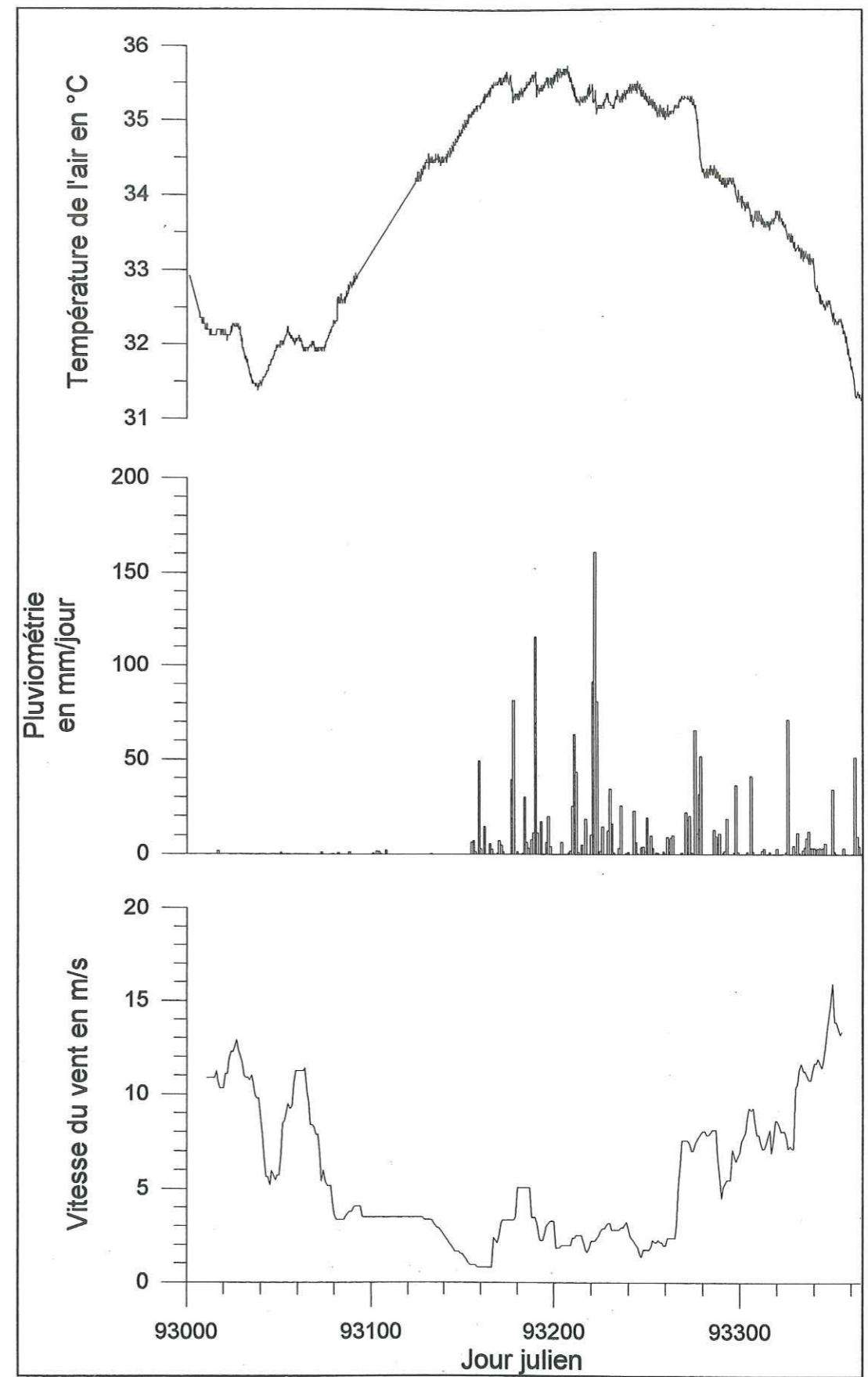


Figure VII.4.2 : Température de l'air, pluviométrie et vitesse du vent pour l'année 1993.

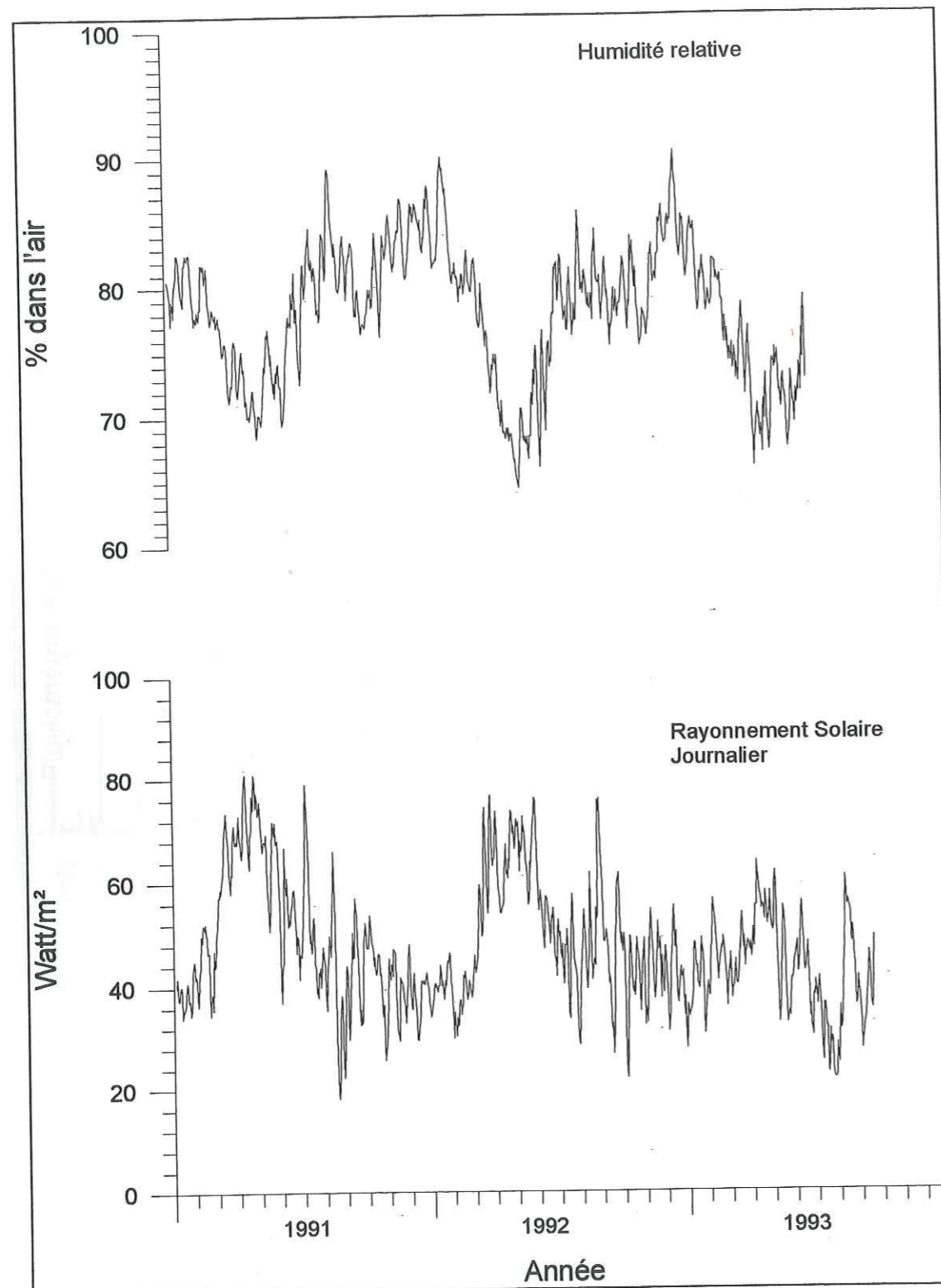


Figure VII.4.3 : Humidité relative en % et Rayonnement solaire journalier en Watt/m² à Quezon city.

f) Effet de la hauteur pluviométrique sur la variation du niveau du lac

La quantité d'eau reçue par le lac lors d'une pluie dépend de l'effet du bassin versant, nous nous proposons donc de regarder en détail les données enregistrées liées aux échanges hydriques.

Si une certaine hauteur d'eau H tombe par unité de surface, la variation relative du niveau H_p du lac dépendra normalement de l'importance de son bassin versant. Soit S_{versant} la surface du bassin versant et S_{lac} la surface du lac, on aura :

$$H_p = H \left(\frac{S_{\text{lac}} + S_{\text{versant}}}{S_{\text{lac}}} \right)$$

Le rapport $\left(\frac{S_{\text{lac}} + S_{\text{versant}}}{S_{\text{lac}}} \right)$ est égal à 2.4 pour le lac de cratère principal.

Malgré cela, il semble que les variations des niveaux des lacs ne répondent pas tout à fait de cette manière. Nous nous proposons donc d'étudier la réponse du niveau du lac Taal et du lac de cratère lors d'un important épisode pluvieux du 5 au 12 août 1993, où il fut enregistré un total de 344mm de précipitations (tableau VII.5.1).

Pour le lac de cratère, la pluviométrie de 344mm en 7 jours a fait augmenter le niveau de 430mm, pendant cette période l'évaporation journalière moyenne du lac est de 5.6mm, soit pour les 7 jours, $7 * 5.6 = 39.2$ mm.

L'apport réel en eau est donc de $430 + 39.2 = 469$ mm, ce qui donne un coefficient de bassin versant de $469/344 = 1.4$ environ, ce qui est bien différent du rapport des surfaces égal à 2.4.

Une partie importante de l'eau reçue dans le bassin versant semble ne pas avoir contribué à l'augmentation du niveau du lac. Le volume d'eau tombé sur le bassin versant est de $344 \text{mm} * S_{\text{lac}} * (2.4 - 1)$, alors que le volume arrivé jusqu'au lac est de $(469 - 344) * S_{\text{lac}}$, soit seulement 26% de l'eau tombée sur le bassin versant qui aurait rejoint le lac de cratère.

Cette perte peut être en partie expliquée si l'on considère que l'évaporation est plus importante pour l'eau qui tombe sur le feuillage et sur le sol. La deuxième explication plausible consiste à dire que la bordure du lac est constituée de terrains perméables qui forment une nappe ayant le même niveau que le lac.

L'incertitude sur le calcul du coefficient de bassin versant est peu importante sur le long terme, car si l'on prend un coefficient de bassin versant de 2.8 au lieu de 1.4 on a une différence de seulement 2MW sur la moyenne de la puissance journalière. Cette incertitude est par contre plus importante sur les effets court terme.

Pour le lac Taal, nous ne connaissons pas la valeur théorique de la surface du bassin

versant. Il n'existe néanmoins pas de cours d'eau se jetant dans le lac. En refaisant la même estimation que pour le lac de cratère, nous obtenons une valeur de 1.2 comme coefficient de bassin versant.

Période du 5 au 12 août 1993	Lac de cratère	Lac Taal
Pluviométrie totale	344mm	344mm
Différence de niveau du lac	+430mm	+390mm
Evaporation moyenne	5.6*7=39.2mm	4.4*7=30.8mm
Apports hydrologiques totaux: Δniveau+évaporation	430+39=469mm	390+31=421mm
Coefficient bassin versant réel	469/344≅1.4	421/344≅1.2

Tableau VII.5.1 : Variations des niveaux des lacs lors d'un fort épisode pluvieux du 5 au 12 août 1995.

g) Pertes en eau et évaporation

La mesure du niveau du lac de cratère principal est effectuée tous les 5 jours en moyenne avec une précision au centimètre. Les variations du niveau de ce lac sont représentées en figure VII.5.5. Le niveau du lac est au minimum en fin de saison sèche (mai-juin) et au maximum en fin de saison humide (novembre-Décembre). Ces variations suivent donc le rythme des saisons et sont de l'ordre du mètre, elles sont beaucoup moins régulières que pour le lac Taal (fig. VII.5.6). Cette irrégularité vient qu'il y a superposition des effets des déformations du cratère et des effets d'infiltration avec les effets météorologiques. Le niveau du lac de cratère augmente de 1990 à 1992 jusqu'à une chute importante consécutive à la crise de février 1992 (fig. VII.5.5). Cette chute est d'environ 1mètre si l'on considère que le niveau était en augmentation constante depuis 1990, elle est de 70cm entre le minimum de l'année 91 et le minimum de l'année 92. En 1994 on n'observe pas de diminution pendant la saison sèche, cet effet est probablement lié aux déformations consécutives à la crise sismo-volcanique de 1994. Il semble donc que la crise de 1994 ait agi en sens inverse de celle de 1992 sur la variation de niveau du lac.

Malgré la pluviométrie, le niveau du lac de cratère n'augmente pas sur le long terme, il y a donc des pertes en eau qui sont dues à l'évaporation du lac et aux échanges d'eau que le lac peut avoir avec l'extérieur. Si nous appelons Δniveau la différence de niveau du lac mesurée entre deux jours consécutifs, Δp la hauteur pluviométrique ramenée à la surface du lac (=Hauteur pluviométrique*Coefficient bassin versant) et Δpertes la somme des pertes évaporatives Δévapo et des pertes liquides Δliquide.

On a : $\Delta\text{niveau} = \Delta\text{pluie} + \Delta\text{pertes}$

On peut calculer les pertes totales en eau à partir de la pluviométrie et des différences de niveau mesurées, on aura une hauteur d'eau Δpertes égale à:

$$\Delta\text{pertes} = \Delta\text{Niveau} - \Delta\text{pluie} \quad (7.10)$$

Le graphe d'en bas de la figure VII.5.7 représente les valeurs cumulées des pertes d'eau dues à l'évaporation et au bilan des échanges intérieurs. On observe une perte (un peu moins régulière que pour le lac Taal), qui s'élève en moyenne sur l'année à 6.2mm/jour (fig. VII.5.7, droite sur le graphe 'pertes totales cumulées'). Si l'on calcule les pertes évaporatives par la relation de Weisman et Brutsaert, on obtient une valeur moyenne de l'évaporation égale à 5.5 mm/jour.

Si l'on retranche les pertes évaporatives aux pertes totales cumulées, ce qui correspond à retrancher 6.2mm/jour, on obtient une 'mise à plat' des pertes totales (fig. VII.5.7). Ce graphique donne donc les variations des échanges en eau déduit de l'évaporation et de la pluviométrie (Δliquide). On remarque que ce graphique est très similaire au graphique (Mcl-Taal Levels fig VII.5.7) ce qui montre que les variations du lac Taal donnent une bonne référence pour le calcul des différences de niveau dues à la pluviométrie et à l'évaporation

Le graphique Mcl-Taal level montre aussi que le lac Taal et le Main Crater Lake ne sont pas directement reliés par une "conduite d'eau" de large ouverture car la différence des niveaux est très supérieure à zéro (jusqu'à plus d'un mètre).

On voit que les pertes totales sont minimales lors des crises sismo-volcaniques de 1992 et 1994.

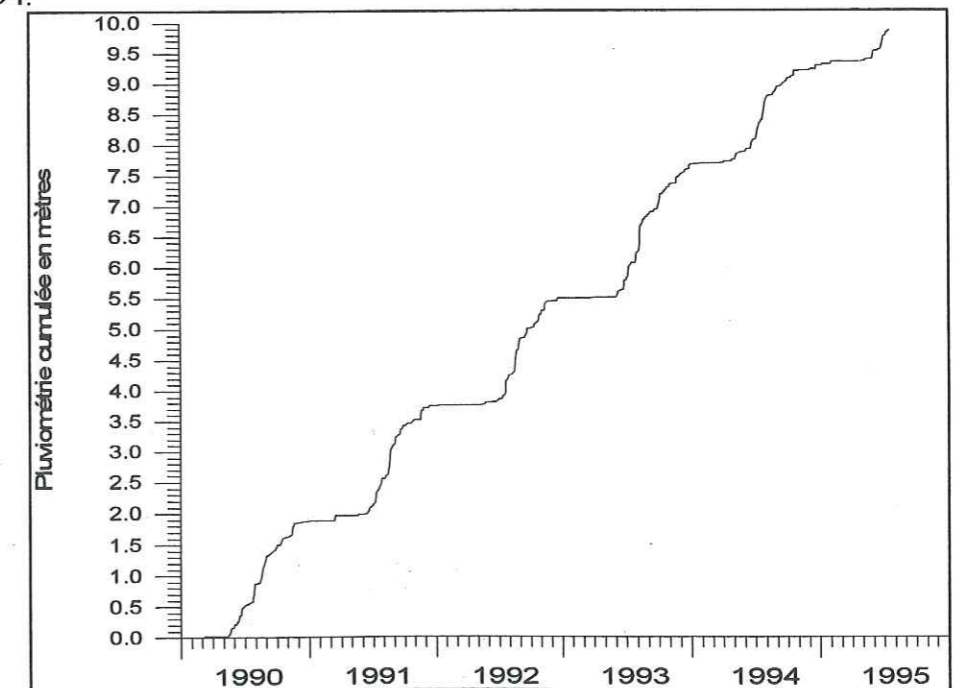


Figure VII.5.4 : Pluviométrie cumulée en mm.

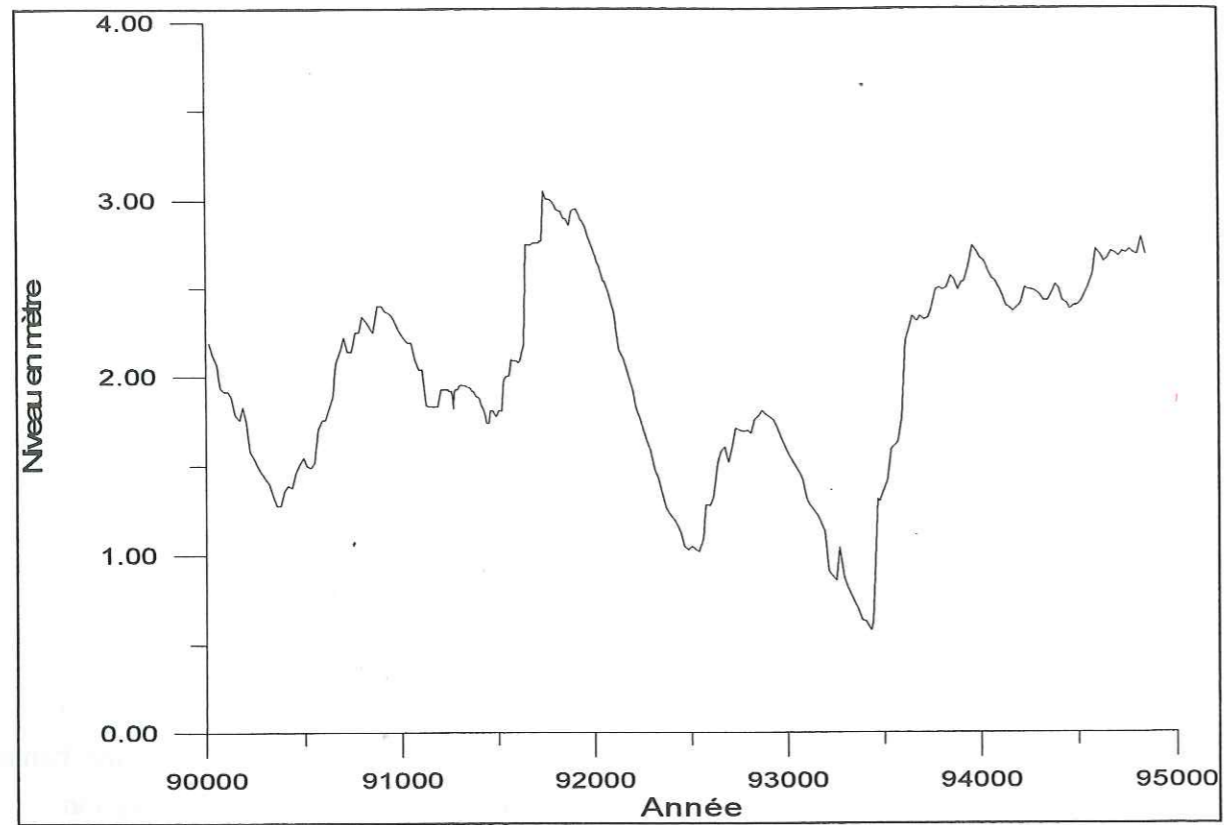


Figure VII.5.5 : Variations du niveau du lac de cratère.

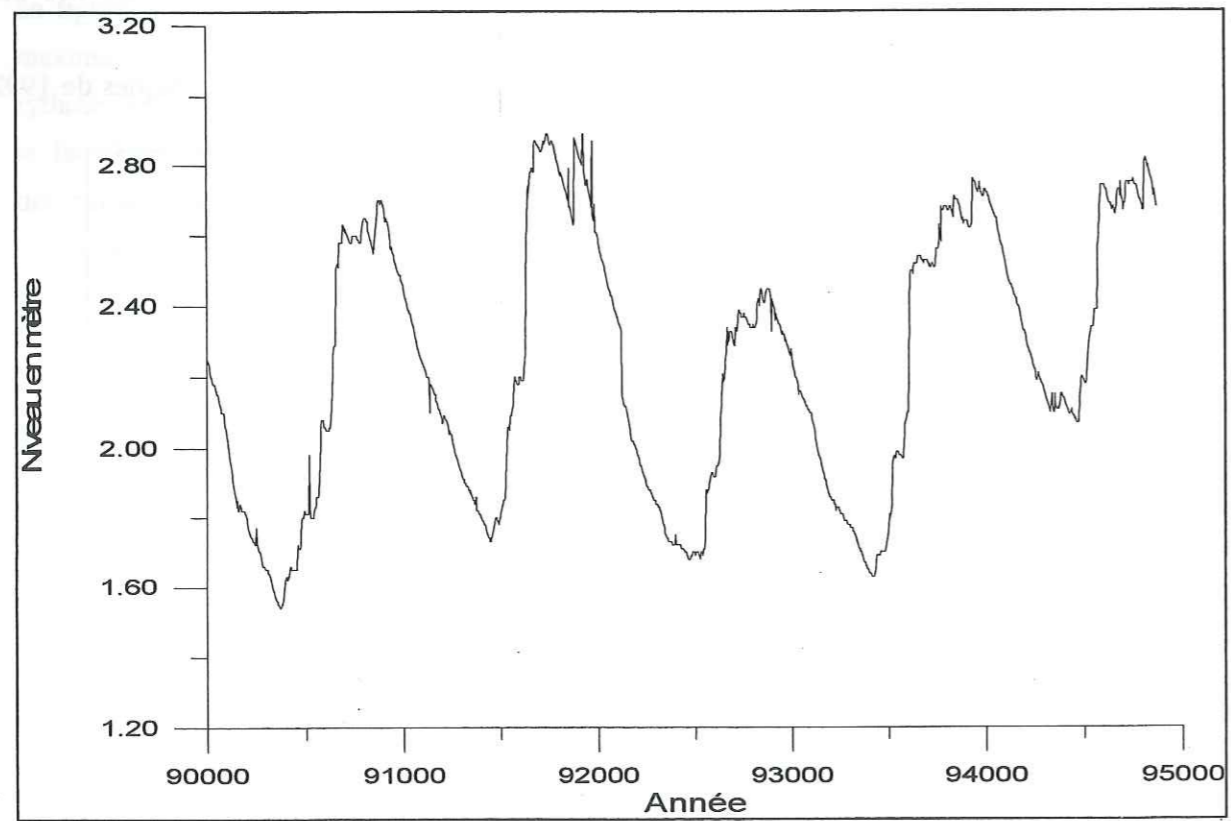


Figure VII.5.6 : Variations du niveau du lac Taal.

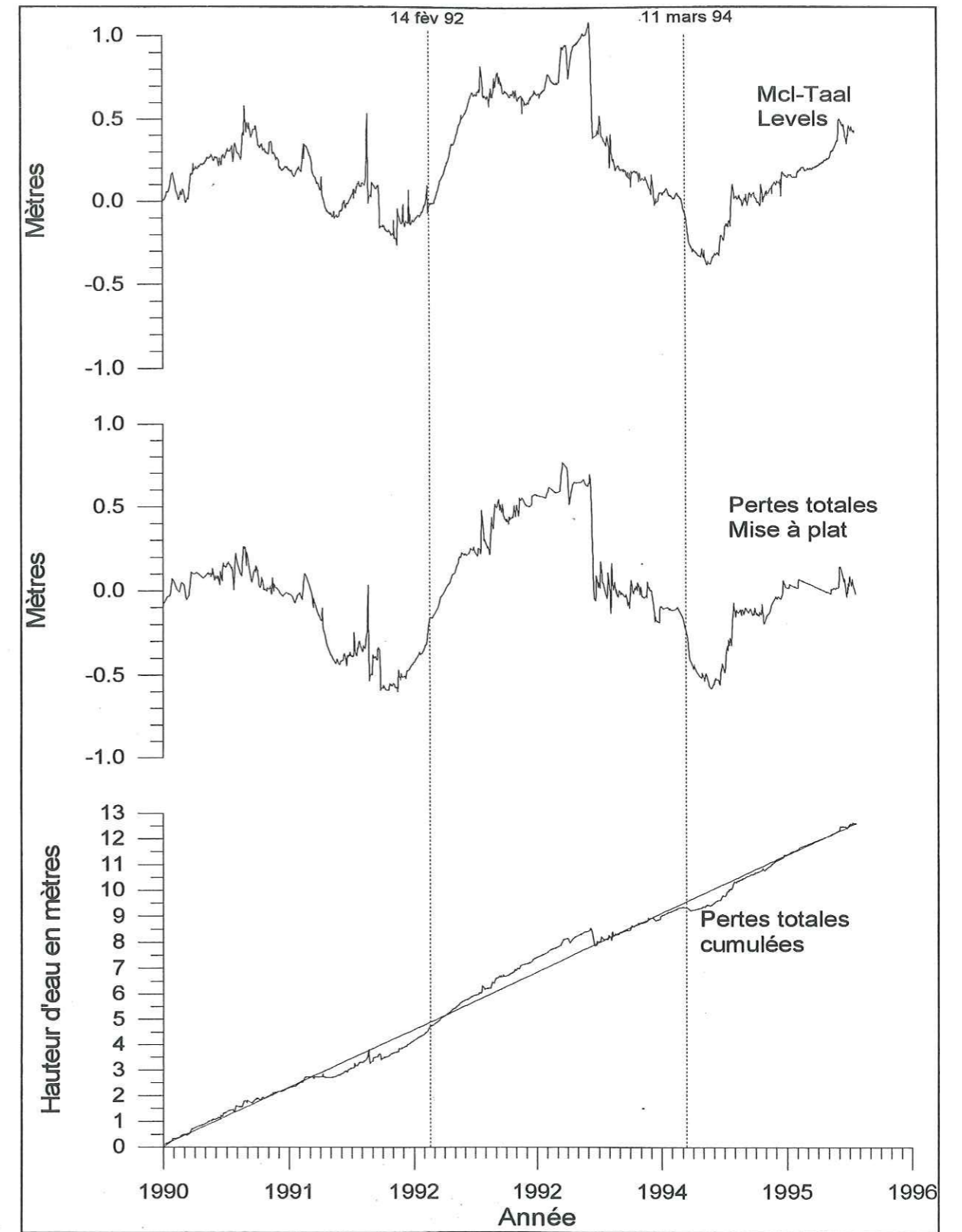


Figure VII.5.7 : Lac de cratère : Apports pluviométriques et pertes évaporatives cumulées.

6. Calcul du bilan thermique

Nous nous proposons maintenant de procéder au calcul du bilan thermique. Nous regarderons tout d'abord qualitativement l'évolution de la température des deux lacs.

6.1. Evolution de la température

a) Lac Taal

La température du lac Taal est mesurée quotidiennement en surface à Pira-Piraso, elle est représentée à la figure VII.6.1. On peut observer tout d'abord une alternance saison sèche/pluvieuse, avec une fluctuation d'environ 5°C par an. Depuis juillet 1992, en plus de la fluctuation annuelle, la température augmente progressivement d'environ $3.7 \cdot 10^{-3} \text{°C}$ par jour (soit 1.3°C par an) et dépasse la température minimale de l'air. La mesure étant faite au bord du lac, elle n'est pas représentative de la température globale du lac. La zone de Pira-Piraso a montré de fortes déformations lors de la crise sismo-volcanique du 14 Février 1992 : Une inflation radiale de 300 μ radians mesurée sur les tiltmètres "watertubes" et une surrection de 14 cm ont été observées ce jour là. On peut raisonnablement conclure que l'augmentation de température observée provient de certaines sources chaudes reconnues antérieurement se trouvant dans le lac à proximité du rivage et qui ont été réactivées suite à l'épisode du 14 Février 92. Il est à noter que les apports thermiques des sources sub-lacustres sont en constante augmentation depuis 1992, montrant une augmentation de l'activité hydrothermale dans cette zone. De plus cette augmentation est retardée par rapport à la crise sismique de février 92.

b) Lac de cratère

Cette température est mesurée manuellement au bord du lac toutes les semaines environ. On peut remarquer sur la figure VII.6.2 que la température du lac est supérieure à la température de l'air depuis 1990, à un épisode près. Les données antérieures montrent que pendant la période éruptive de 1967-70 la température du lac était proche de 37°, elle est descendue progressivement à 30° jusqu'en 1980, soit une perte moyenne de 0.7°C par an. La température était ensuite relativement stable de 1980 à 1990 puis elle a réaugmenté à partir de 1990. En 1995, la température est revenue à 38° (le même niveau que pendant la période éruptive de 1967-70) soit une augmentation assez forte de 1.6°C par an.

La station acoustique développée par le L.I.G. a mesuré la température sur différentes périodes à une profondeur de 40m environ. Nous avons comparé ces mesures avec celles du Phivolcs prises à la surface (fig. VII.6.3). On peut remarquer que la valeur absolue et les variations de celle-ci sont sensiblement identiques. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que

la température du lac de cratère est uniforme. Le réchauffement du lac par le fond, les mouvements de fluide et les émissions gazeuses tendent à faciliter un mouvement intérieur convectif de l'eau du lac. Les apports de chaleur sont donc distribués sur l'ensemble du lac.

Si l'on compare les températures du MCL avec celles du lac Taal mesurées à Pira-Piraso (fig. VII.6.2), on voit que le MCL a commencé à se réchauffer depuis 1990 alors que les sources chaudes de Pira-Piraso ne se sont mises en action qu'à partir de juillet 1992.

La différence des températures se stabilise à partir de ce moment là ce qui montre bien la réactivation des sources chaudes à Pira-Piraso et qu'il y a très certainement une liaison qui s'est créée entre les sources de Pira-Piraso et les sources alimentant le lac de cratère. Cette différence va ensuite décroître lentement indiquant qu'il y a modification des apports thermiques: soit un gain à Pira-Piraso, soit une diminution dans le MCL.

Les apports thermiques du MCL augmentent plus fortement qu'à Pira-Piraso lors de la crise sismo-volcanique de mars 1994.

Nous prendrons pour notre étude la température du capteur les jours où elle est à notre disposition. Sa valeur est plus précise puisque c'est une moyenne journalière de plusieurs mesures; pour les autres jours, nous nous baserons sur la température mesurée par le Phivolcs.

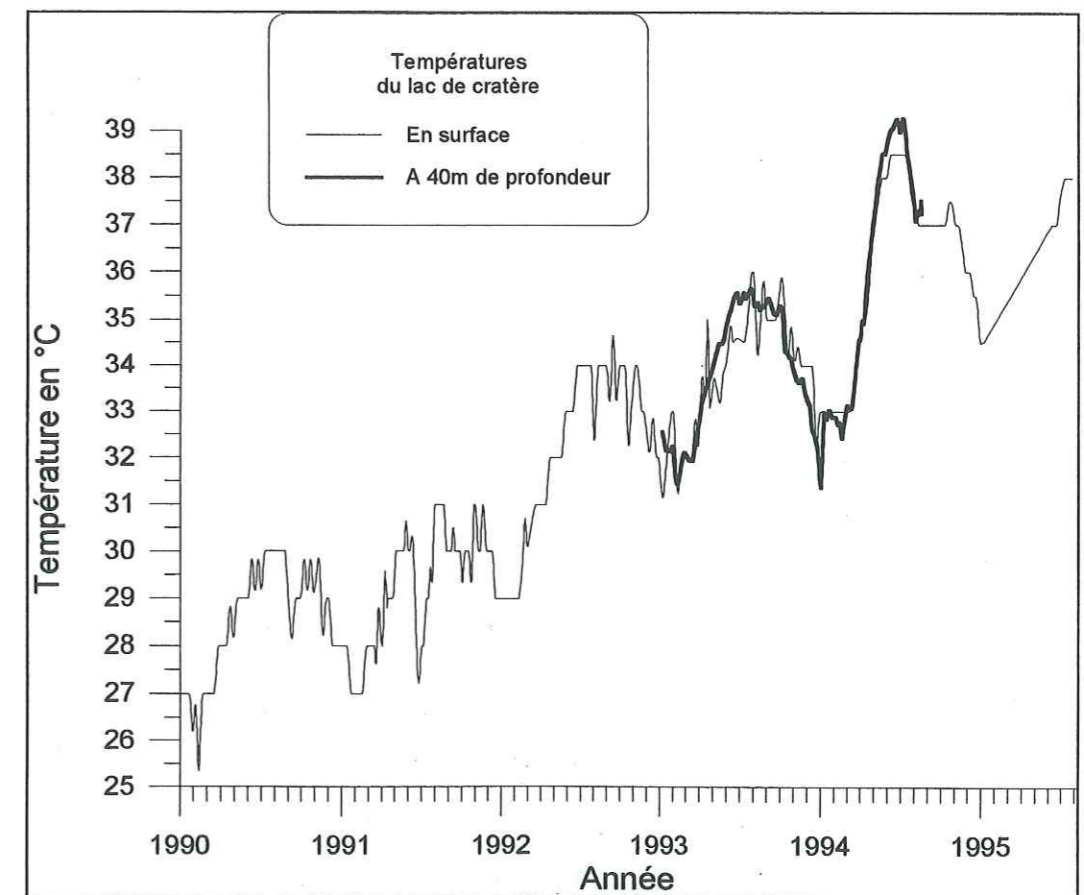


Figure VII.6.3 : Température du lac de cratère en surface et à 40mètres de profondeur.

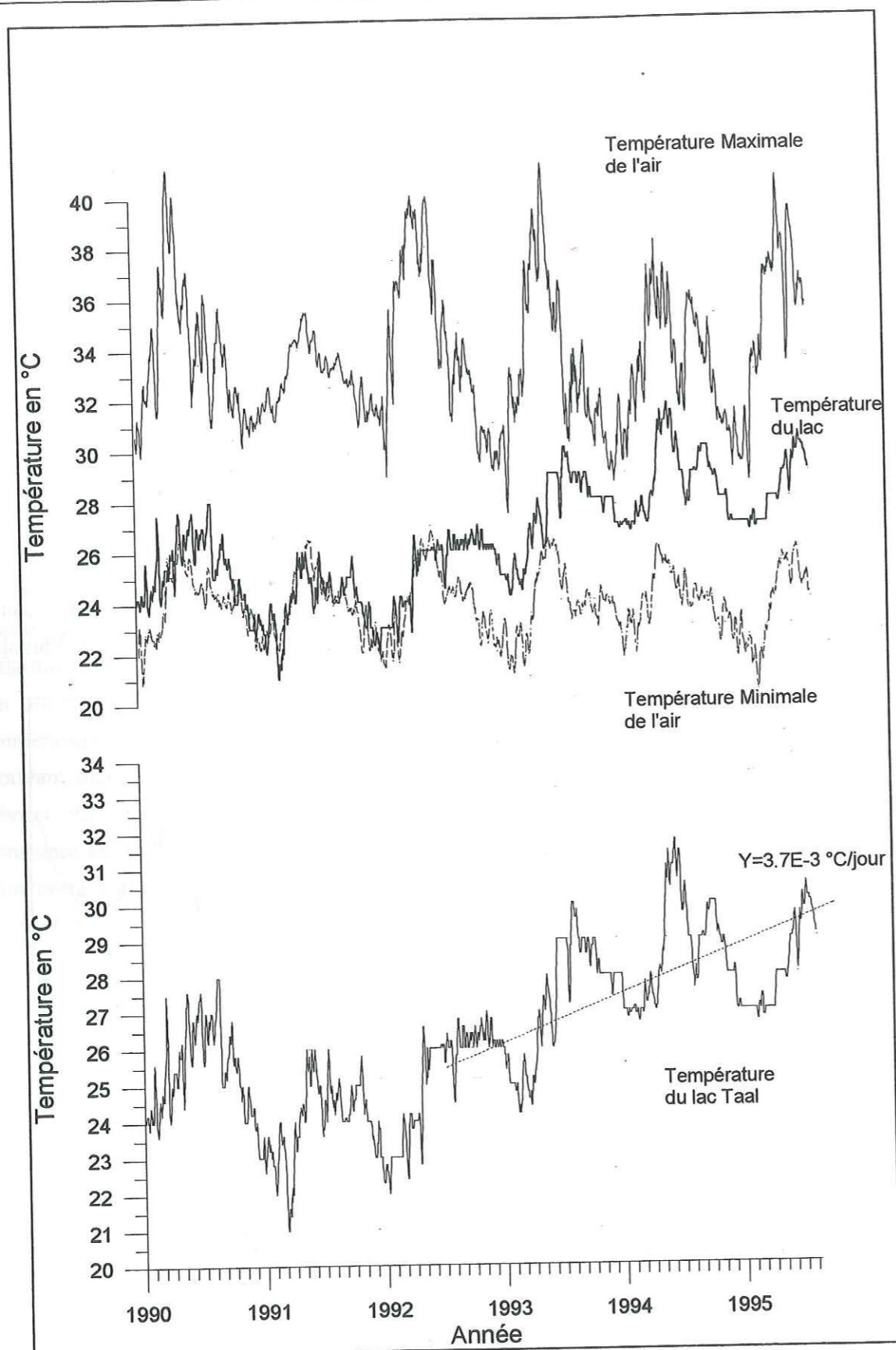


Figure VII.6.1 : Température de l'eau du lac Taal mesurée à Pira-piraso comparée avec la température de l'air.

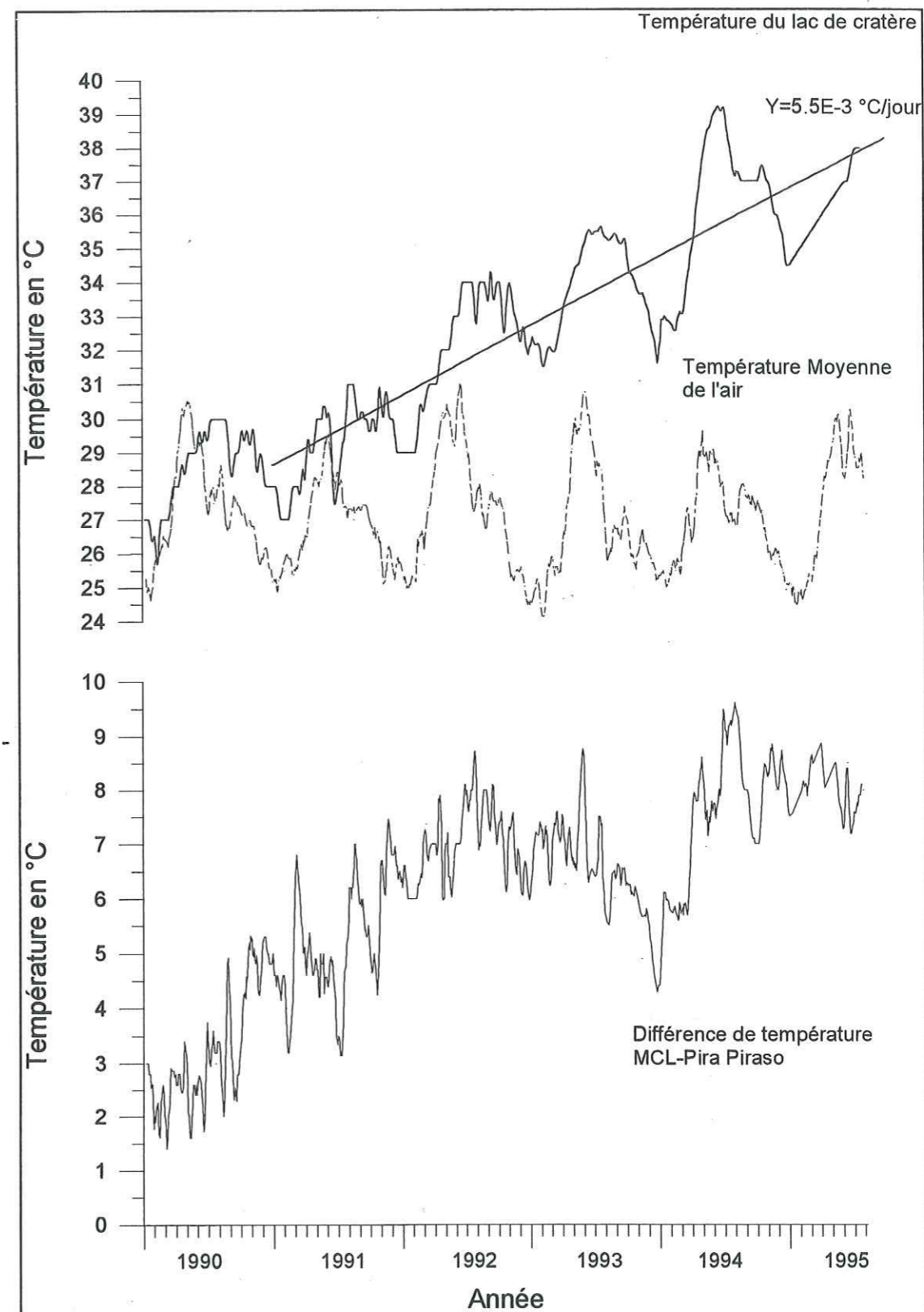


Figure VII.6.2 : Température de surface du lac de cratère comparée à la température de l'air et différence de température entre le lac de cratère(MCL) et le lac Taal mesurée à Pira-piraso.

6.2. Validité du calcul de bilan

Afin de vérifier la validité de nos calculs, nous avons voulu essayer d'appliquer dans un premier temps nos calculs à un hypothétique mètre cube d'eau situé sur l'île volcanique. Le calcul est effectué sur la période 1990-1995. Ce mètre cube n'aurait aucun échange thermique avec le sol mais seulement avec le milieu extérieur. Sa surface serait de 1m² et son volume de 1m³. Nous assumerons une température de départ égale à 22°C, puis nous calculerons les températures suivantes en fonction des échanges météorologiques. Ce calcul nous permet de vérifier tout d'abord que notre modèle ne diverge pas et ensuite il nous permet de voir si les différences climatiques au cours des années ne montrent pas un réchauffement ou un refroidissement.

Si l'on regarde la température calculée du mètre cube d'eau (fig. VII.6.4), on voit que celle-ci ne diverge pas. Cette température est constamment inférieure à celle de l'air, on peut penser que les échanges avec l'air ambiant tendent à avoir une température de l'eau égale à celle de l'air. Cette différence est due en fait aux pertes évaporatives importantes qui refroidissent continuellement le liquide.

La répartition des contributions des différents échanges sur la période de calcul est la suivante:

Apport solaire	50 W
évaporation	-78 W
Radiation	-0.02 W
convection	28 W
pluie	0.6 W
total	156.84W
Cumul puissance Volcan	-2.4 W
Soit total/jour	-1.2 10 ⁻³ ± 0 W

Tableau VII.6.1 : Répartition des différents échanges pour un m³ d'eau.

On voit que le total sur cinq années est de -2.4W ce qui correspond à une moyenne journalière proche de zéro. Le calcul des effets climatiques sur ces cinq années montre qu'il n'y a ni réchauffement ni refroidissement, toute modification sur la température du lac de cratère ou du lac Taal ne peut donc être due aux effets météorologiques mais provient de l'influence volcanique.

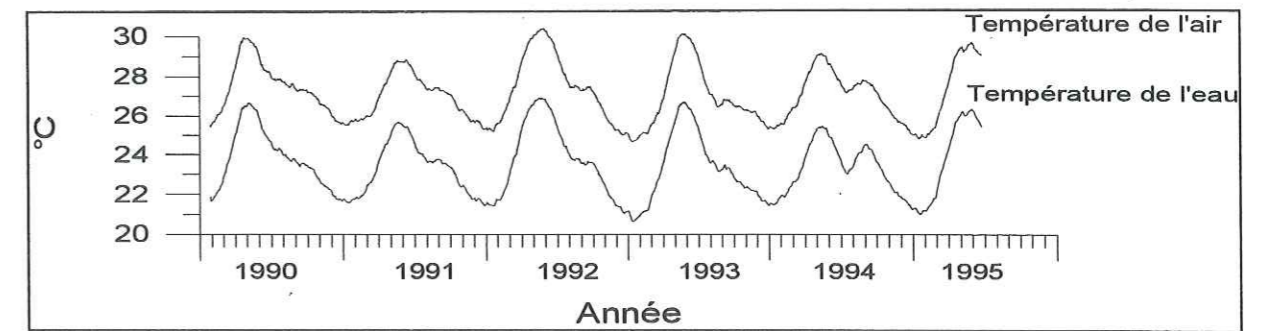


Figure VII.6.4 : Température de l'air et de l'eau pour un mètre cube d'eau.

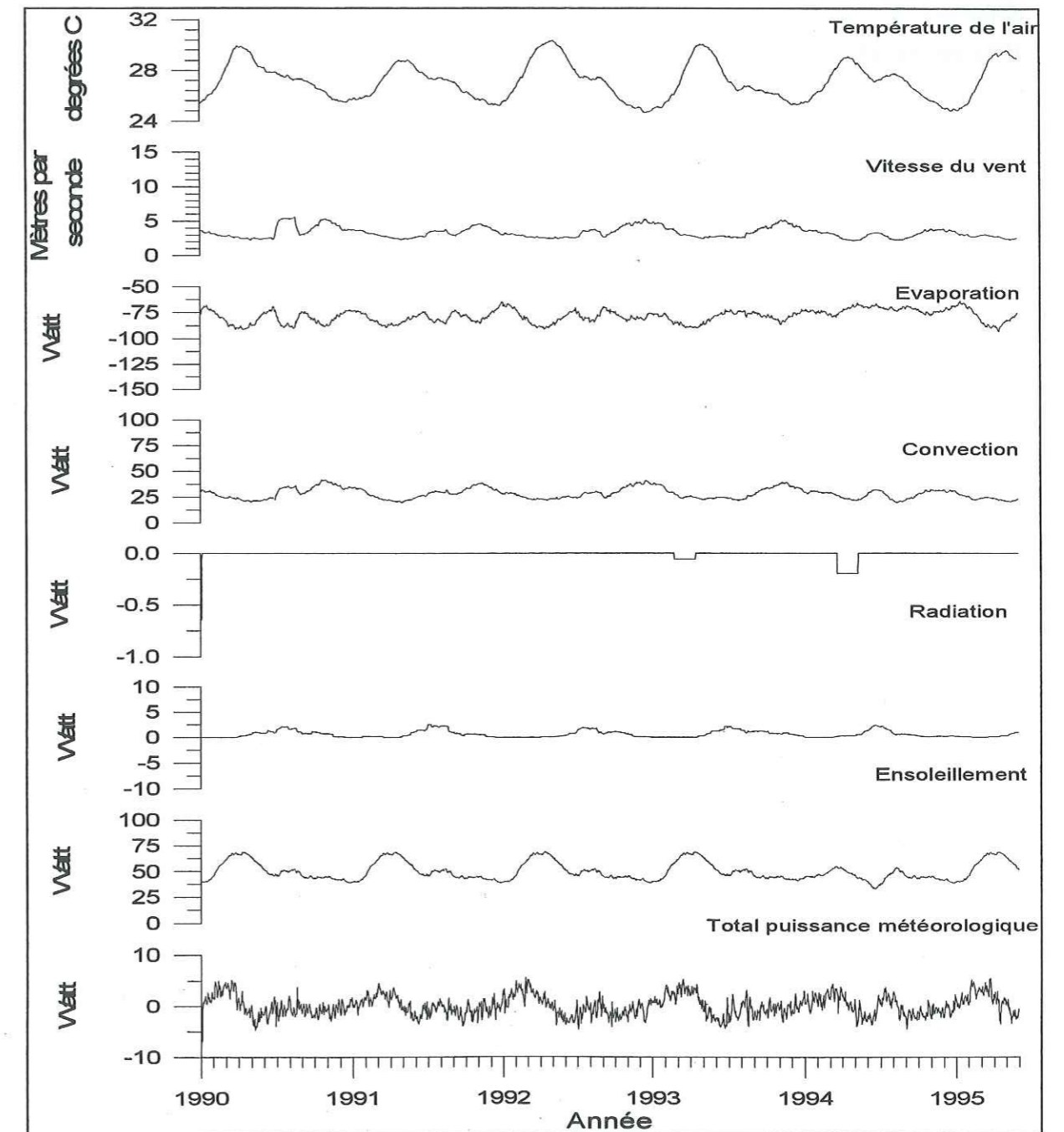


Figure VII.6.5 : Résultats pour le mètre cube d'eau.

7. Analyse des résultats

a) Bilan thermique du lac de cratère

Si l'on regarde les résultats détaillés des échanges météorologiques pour le lac de cratère (fig. VII.7.1), on voit que les effets ont tendance à s'amplifier et donc à refroidir plus fortement le lac. Ceci est dû à l'augmentation de la température du lac qui va faire augmenter la différence de température avec l'air extérieur. Un important épisode pluvieux et venteux en juin 1991 va refroidir fortement le lac de cratère (fig. VII.7.2), on voit que cet épisode influe sur la puissance volcanique calculée et la rend négative, ce qui est impossible (sauf si il y a une arrivée d'eau plus froide - venant du lac Taal par exemple - dans le lac de cratère). Il semble donc qu'à ce moment là les effets météorologiques soient mal pris en compte.

On peut distinguer plusieurs périodes dans les variations de la puissance thermique (fig. VII.7.2):

a) Une augmentation lente depuis 1990 jusqu'à la crise de février 92 avec un gain moyen de 0.1MW/jour. La puissance moyenne est faible avec seulement 50MW.

b) La crise de février 92 amorce une activité plus importante qui porte l'augmentation de puissance à 0.6MW/jour et amène la puissance à un niveau proche de 200MW. Cette augmentation n'a lieu que deux mois après la crise, elle débutera vers le 16 avril 1992.

c) L'augmentation de la puissance se stabilise pour revenir à un niveau faible qui était celui de 1990-91 soit +0.1MW/jour. La puissance moyenne est aux alentours de 200MW.

d) L'activité sismique qui commence au début de l'année 1994 fait augmenter rapidement la puissance thermique d'environ 3MW/jour jusqu'à la fin mars 1994. La crise sismo-volcanique du 11 mars est incluse dans cette période. La puissance volcanique atteint un maximum de 350MW.

e) Après cette crise, la puissance a diminué pour se stabiliser aux alentours de 250 MW.

La puissance thermique a donc été multipliée par 5 entre 1989 et 1995. L'augmentation de cette puissance thermique montre un regain d'activité du système hydrothermal magma-lac de cratère. Essayons maintenant de regarder la variation conjointe des autres paramètres avec la puissance thermique.

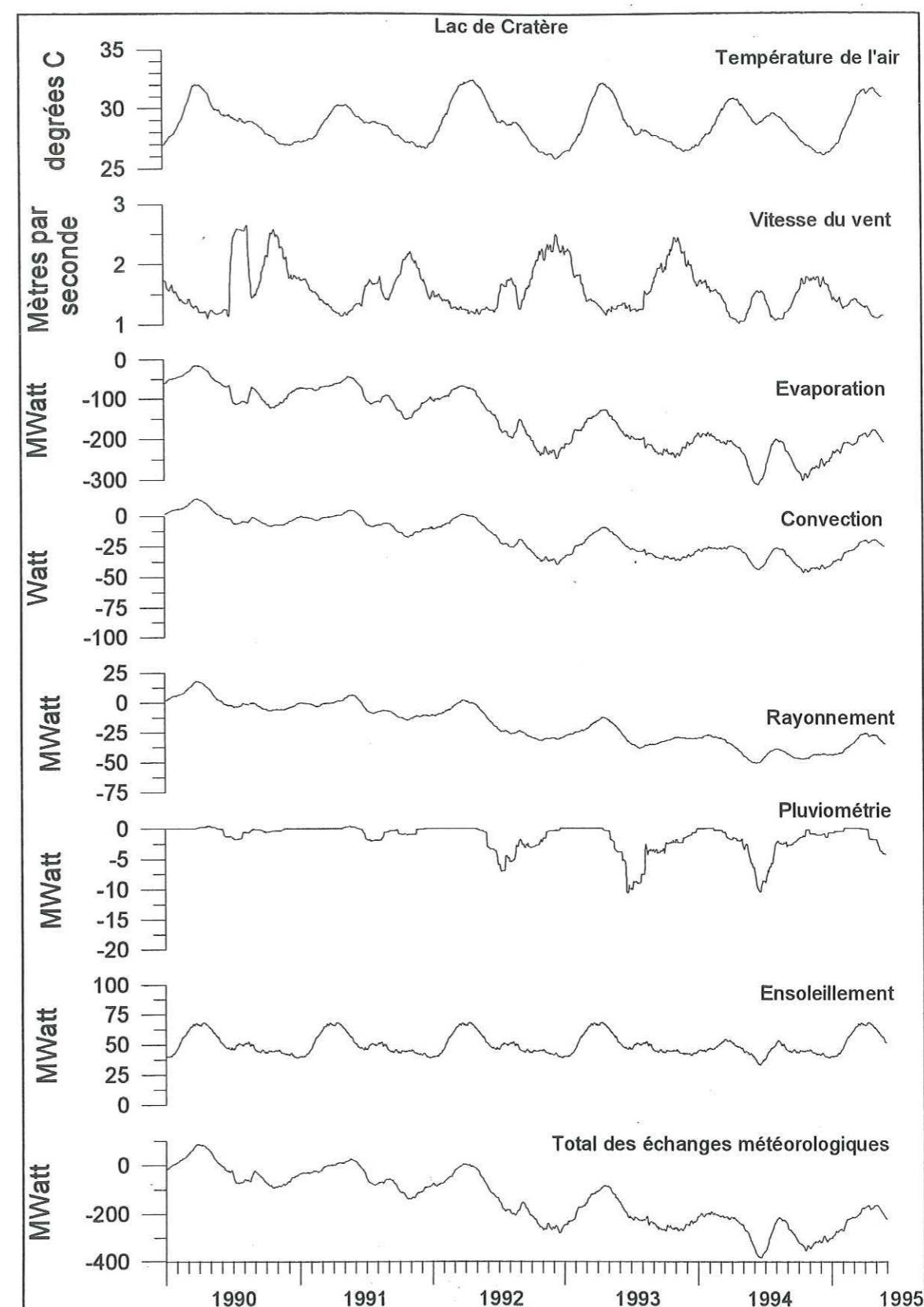


Figure VII.7.1 : Détail des échanges météorologiques pour le lac de cratère.

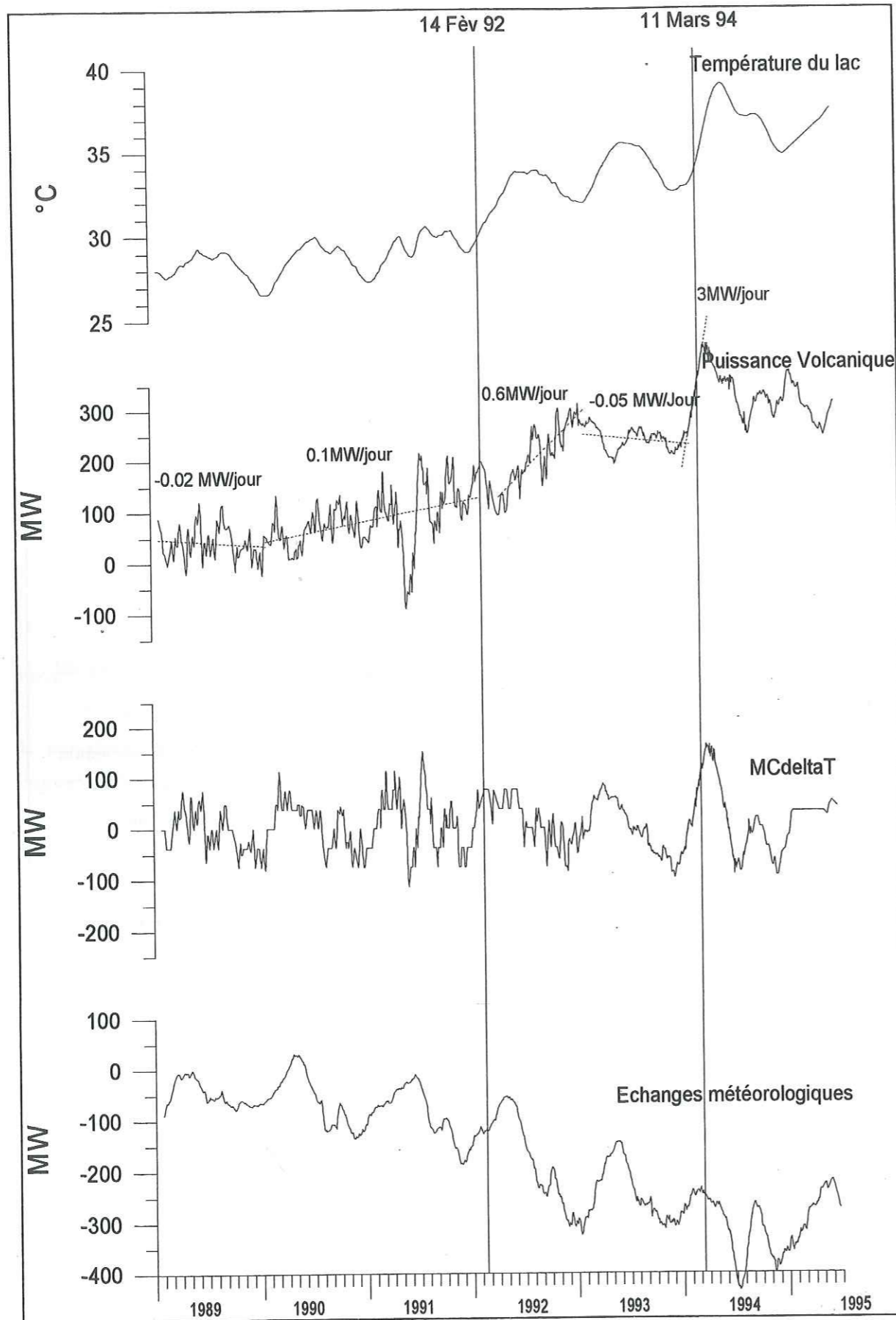


Figure VII.7.2 : résultats du bilan thermique pour le lac de cratère.

b) Variation des déformations

Un inclinomètre de type « Watertube » est installé à Pira-Piraso (cf Chap. V.5°). Nous avons calculé la composante de l'inclinaison suivant Nord 19°Ouest - qui correspond à la direction du fort mouvement observé le 14 février 92 (290µrad) - et nous avons représenté celle-ci avec la puissance thermique et la sismicité (fig. VII.7.4).

On observe une stabilité depuis 1989 jusqu'à mai 1990. A partir de mai 1990, l'inclinaison augmente progressivement jusqu'en 1995. Cette augmentation est ponctuée de fortes périodes d'augmentation en 1992 et 1994, post-sismique en 1992 et co-sismique en 1994.

On observe une similitude entre les variations de la puissance volcanique et celles de la déformation : nous avons calculé les coefficients de pente pour différentes périodes et effectué le rapport entre le taux d'augmentation de la puissance et celui des déformations (tableau VII.7.1 et figure VII.7.3). On constate que ce rapport est égal à environ 1.2 pour les longues périodes (périodes 1&2), par contre ce rapport est plus élevé pour les périodes correspondant à des fortes variations (périodes 3,4 &5), avec une valeur moyenne de 3.2, soit le triple du rapport sur les longues périodes. On voit donc que les variations de la puissance ne sont plus linéaires lors des crises sismo-volcaniques.

Les variations de l'inclinaison du volcan sont donc fortement corrélées avec les variations de la puissance thermique. L'inflation observée sur l'inclinomètre "Watertube" se traduit dans le cratère central par l'ouverture de fissures verticales qui favorisent le transfert thermique.

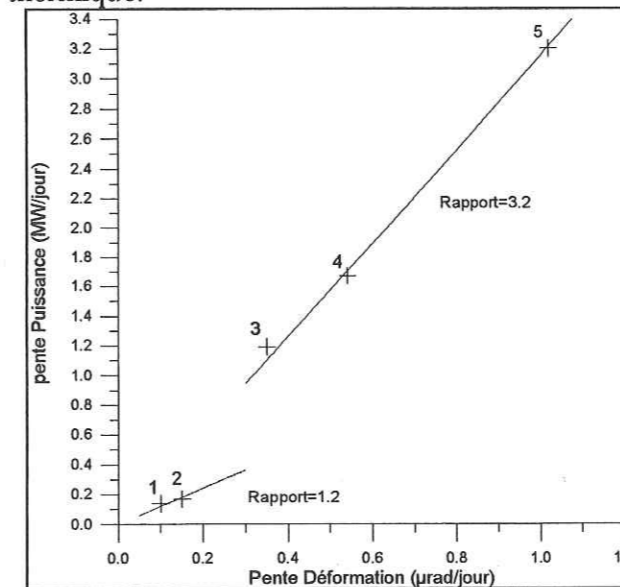


Figure VII.7.3 : Taux d'augmentation de la puissance en fonction du taux d'augmentation de la déformation.

Périodes	Pente des déformations (µrad/jours)	Pente pour la puissance (MW/jour)	Rapport puissance/déformation
1990 à crise 92 ① 10/5/90 au 21/4/92	0.10	0.138	1.38
Longue Période ② 10/5/90 au 10/2/95	0.15	0.17	1.13
Crise Février 92 ③ 21/4/92 au 30/8/92	0.35	1.19	3.40
Crise Mars 94 A ④ 24/12/93 au 12/4/94	0.54	1.67	3.09
Crise mars 94 B ⑤ 4/3/94 au 12/4/94	1.02	3.20	3.14

Tableau VII.7.1 : Valeurs des taux de déformation, de puissance et rapport de ceux-ci.

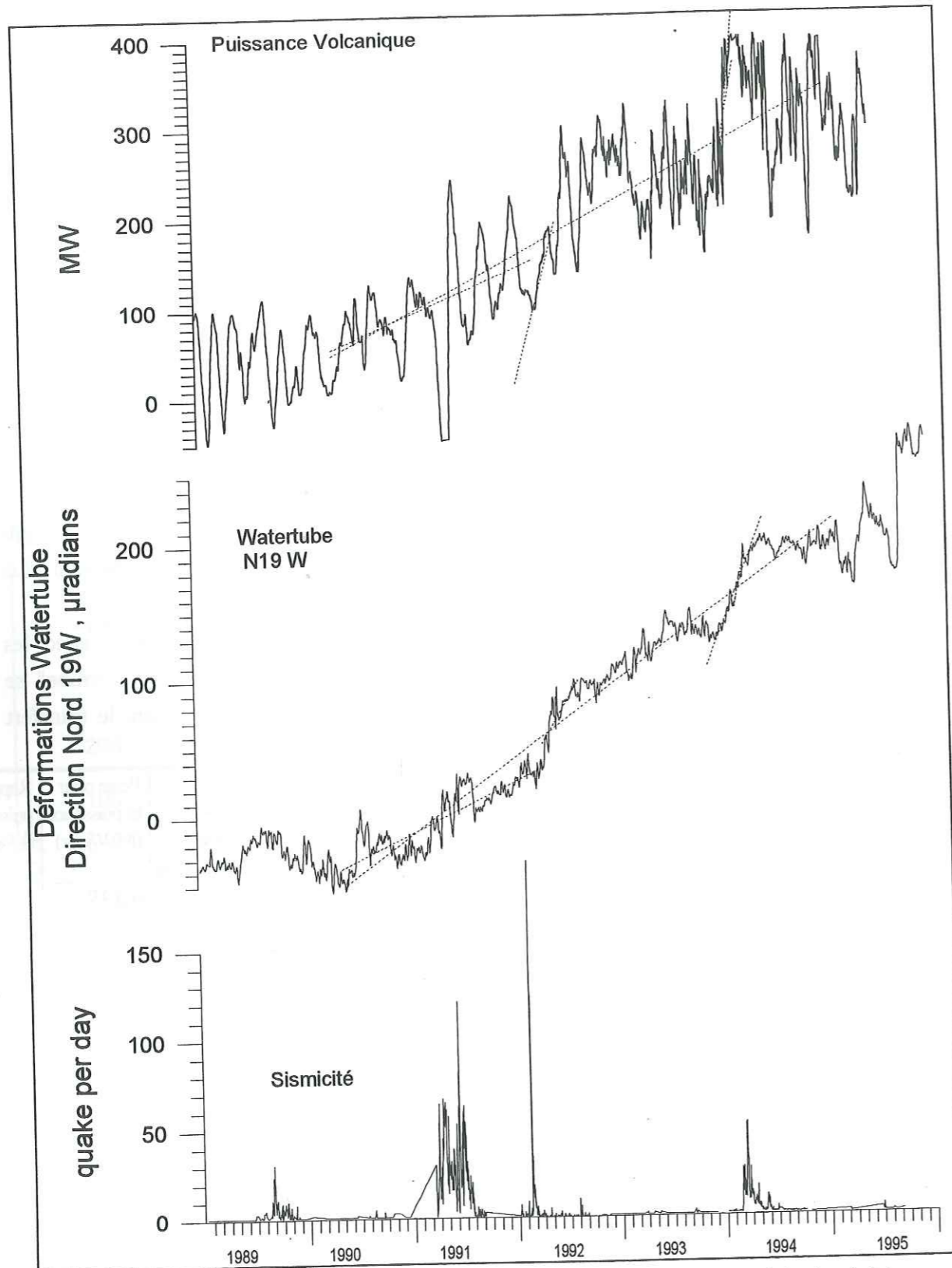


Figure VII.7.4 Puissance thermique comparée aux déformations et à la sismicité.

Nous nous proposons maintenant d'étudier les déformations d'une plaque mince élastique soumise à une pression verticale à sa base, afin d'en déduire la relation entre l'extension longitudinale à la surface - liée à l'ouverture de fissures verticales - et son inclinaison.

On considère une plaque de hauteur h et de longueur L , subissant, depuis l'état initial, une pression à sa base qui la déforme verticalement, l'origine de cette pression pouvant être magmatique ou hydrothermale. L'amplitude de la déformation verticale à la base est dw (dw =déflexion, <0 si déformation vers le haut, fig. V.7.5). On a $x=0$ et $y=0$ au centre de la plaque, les conditions aux limites étant $dw=0$ pour $x=-L/2$ et $x=L/2$.

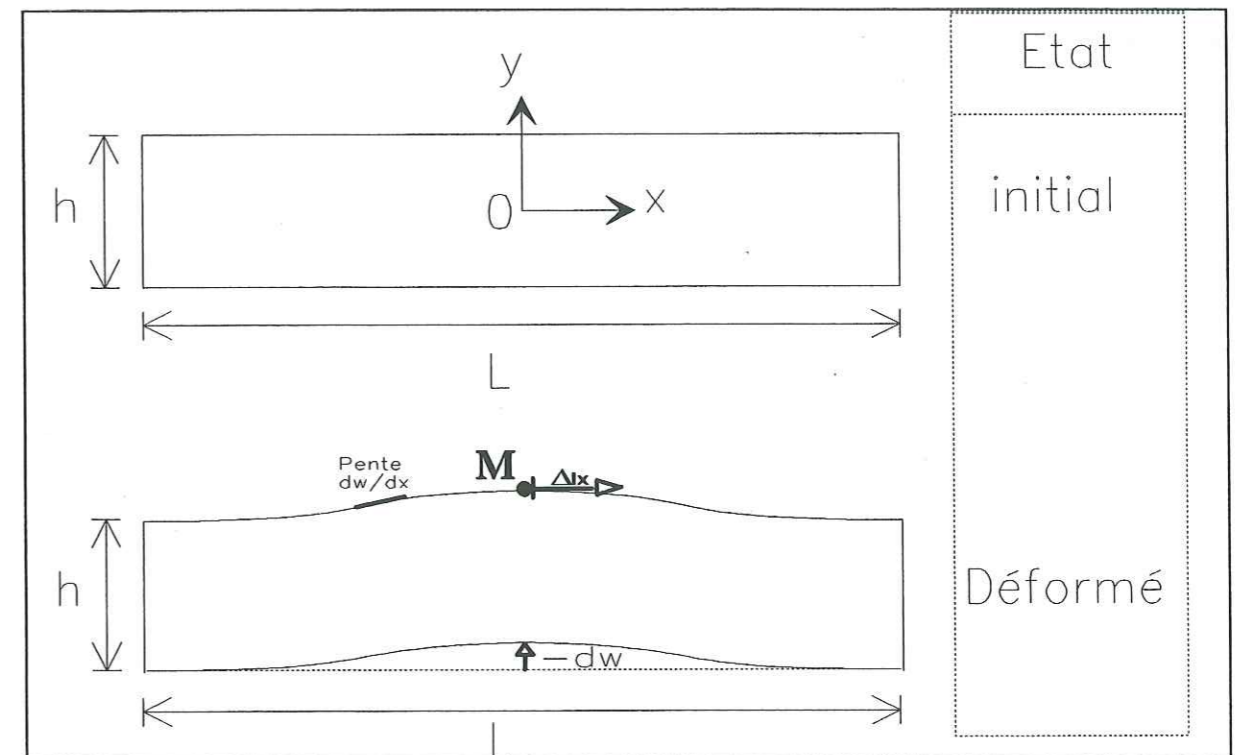


Figure VII.7.5 : Modèle de couche plane élastique subissant une pression verticale à la base.

Turcotte (1982) donne la valeur de w comme étant égale à :

$$w = -\frac{(p - \rho gh)}{24D} \left(x^4 - \frac{L^2 x^2}{2} + \frac{L^4}{16} \right) \quad (7.11)$$

Avec:

- p : Pression à la base
- D : Coefficient de rigidité du milieu
- ρ : densité du milieu
- h : hauteur de la plaque
- L : Longueur de la plaque

La pente mesurée par les inclinomètres (Watertube, tilt1 & 2) est égale à $\alpha = -\frac{dw}{dx}$,

ce qui donne $\alpha = \frac{(p - \rho gh)}{24D} (4x^3 - L^2x)$. (7.12)

Au point de M, de coordonnées (x,y), l'extension longitudinale $\epsilon_{xx} = \frac{\Delta L_x}{L_x}$

est égale à $-y \frac{d^2 w}{dx^2}$ soit $\epsilon_{xx} = \frac{y(p - \rho gh)}{24D} (12x^2 - L^2)$

Au sommet de la plaque (cratère du volcan), les coordonnées de M sont $x=0$ et $y = \frac{h}{2}$ (fig.

V.7.1), on a alors :

$\epsilon_{xx|_{\text{sommet}}} = \epsilon_{xx} = \frac{hL^2(p - \rho gh)}{48D}$. En remplaçant (p-ρgh), on en déduit la pente α en fonction de

ϵ_{xx} , et on obtient :

$$\alpha = \frac{2\epsilon_{xx}}{hL^2} (4x^3 - L^2x) \quad (7.13)$$

L et h étant des constantes; pour une valeur de x fixée, il y a une relation linéaire entre l'inclinaison (ou pente) α et l'extension longitudinale ϵ_{xx} au sommet. Nous en concluons que dans le cas de ce modèle élastique simulé, l'ouverture des fissures de surface au cours du temps est proportionnelle à l'inclinaison mesurée. Si l'on suppose que le milieu est poreux et que la vitesse du fluide (eau chaude) suit une loi de Darcy du type :

$$q = \text{vitesse de darcy} = \frac{k}{\mu} \left(\frac{dp}{dz} - \rho_{\text{eau}} gh \right) \quad (7.14)$$

Avec :

k : Perméabilité en m^2 (de 10^{-7} m^2 pour un milieu des perméable comme les graviers à 10^{-20} m^2 pour un milieu imperméable comme le granit)

μ : viscosité dynamique en Pa.s

dp/dz : gradient de pression

g = 9.81

h : hauteur d'eau en m

Alors le débit du liquide D_l circulant dans le système hydrothermal est relié à la vitesse d'écoulement V et à la surface d'ouverture des orifices S par la relation $D_l = SV$, on voit que le débit liquide est proportionnel à la surface d'ouverture des orifices. Les variations de cette surface $\frac{\Delta S}{S}$ étant proportionnelles à l'extension longitudinale $\epsilon_{xx} = \frac{\Delta L_x}{L_x}$, nous en concluons que la variation du débit liquide au sommet est proportionnelle à la variation de l'inclinaison du terrain en un point donné des flancs du volcan.

Cette variation du débit liquide étant elle aussi proportionnelle à la puissance thermique (la puissance pouvant être considérée comme majoritairement transférée par le liquide, voir au chapitre VII.8°). Notre modèle permet donc d'expliquer la corrélation entre les variations de puissance thermique apportée au lac et les variations de l'inclinaison mesurée à Pira-piraso.

c) Effets de la pluviométrie

Si l'on regarde les précipitations pendant la période 1990-95, on observe que la puissance thermique se met presque systématiquement à augmenter au début des saisons pluvieuses (en pointillé à la figure VII.7.6). Ces observations sont valables pour les années 90, 91, 92 et 93. On ne distingue rien pour l'année 1994 car la puissance augmente à cause de la crise du mois de Mars. On voit donc que les échanges thermiques dans le système hydrothermal augmentent avec le niveau piézométrique. Pour la crise sismo-volcanique du 14 février 1992, l'augmentation de la puissance n'a lieu que deux mois après et correspond exactement au début de la saison des pluies (16 avril 92). C'est seulement lorsque la pluie est arrivée que la puissance thermique s'est mise à augmenter très sensiblement. Il apparaît donc que l'eau d'origine météoritique a servi de liquide caloporteur.

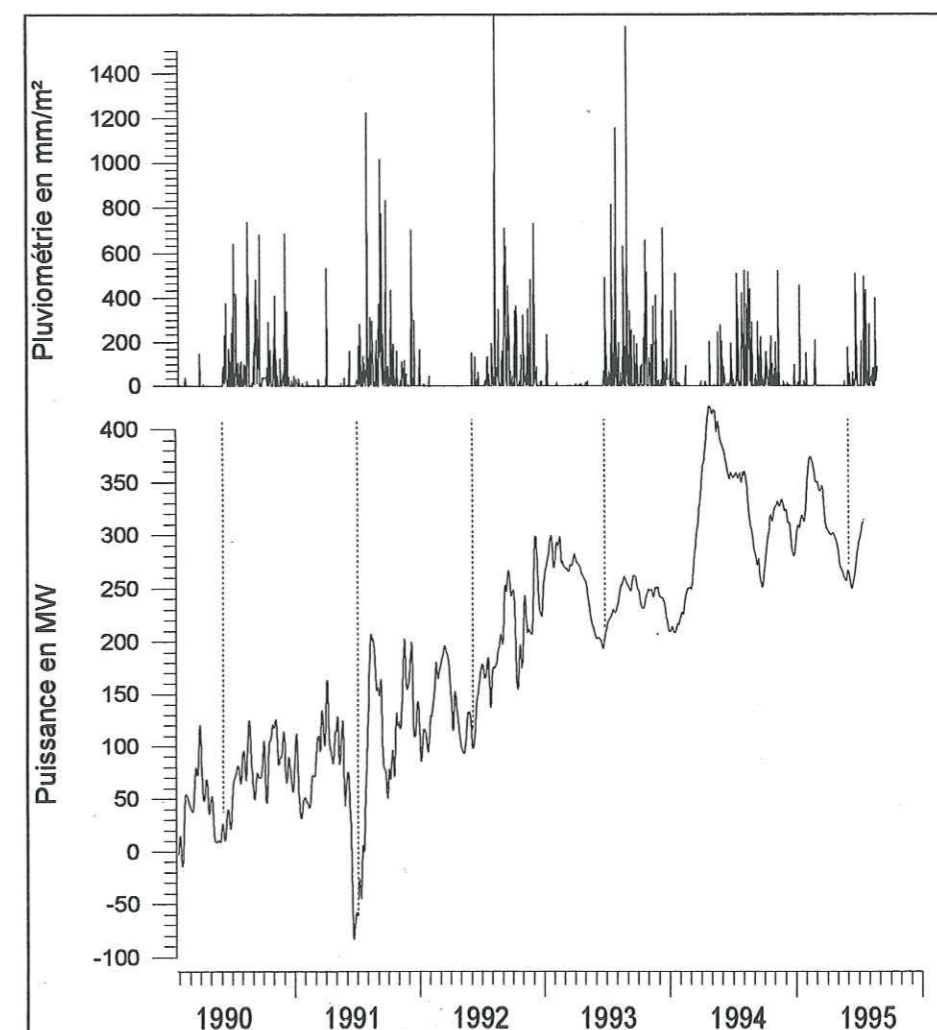


Figure VII.7.6 : Effet de la pluviométrie sur la puissance thermique. Les pointillés indiquent le début de chaque saison pluvieuse.

La crise de 92 s'est produite en saison sèche, on observe que le réchauffement des

zones superficielles induit par cette crise (suite à une intrusion ou autre) n'est pas arrivé jusqu'au lac de cratère faute de fluide caloporteur.

On peut donc penser que lorsque la pluie charge le terrain en eau, le système hydrothermal utilise cette eau pour échanger la chaleur entre le magma et le lac de cratère. En saison sèche, le taux de transmission thermique entre le magma et le système hydrothermal est donc réduit.

Débit gazeux et pluviométrie

Sur une période plus courte, si l'on regarde maintenant l'effet des premières pluies de la saison humide sur le volcan, on observe un accroissement du niveau de bruit acoustique juste après la première pluie. Le transfert dans la zone hydrothermale est donc rapide, d'une durée inférieure à une journée. Il est possible que lors d'épisodes pluvieux, une partie de l'eau de pluie soit transformée en vapeur et s'échappe par le fond du lac provoquant un accroissement du niveau de bruit acoustique. L'eau de pluie descendrait donc jusqu'à son point de vaporisation dans le système hydrothermal. Nous avons un exemple de ce phénomène le 6 Avril 1994 où, à une période de la saison sèche, il y a eu une précipitation importante d'une hauteur de 20 mm (figure VII.7.7)

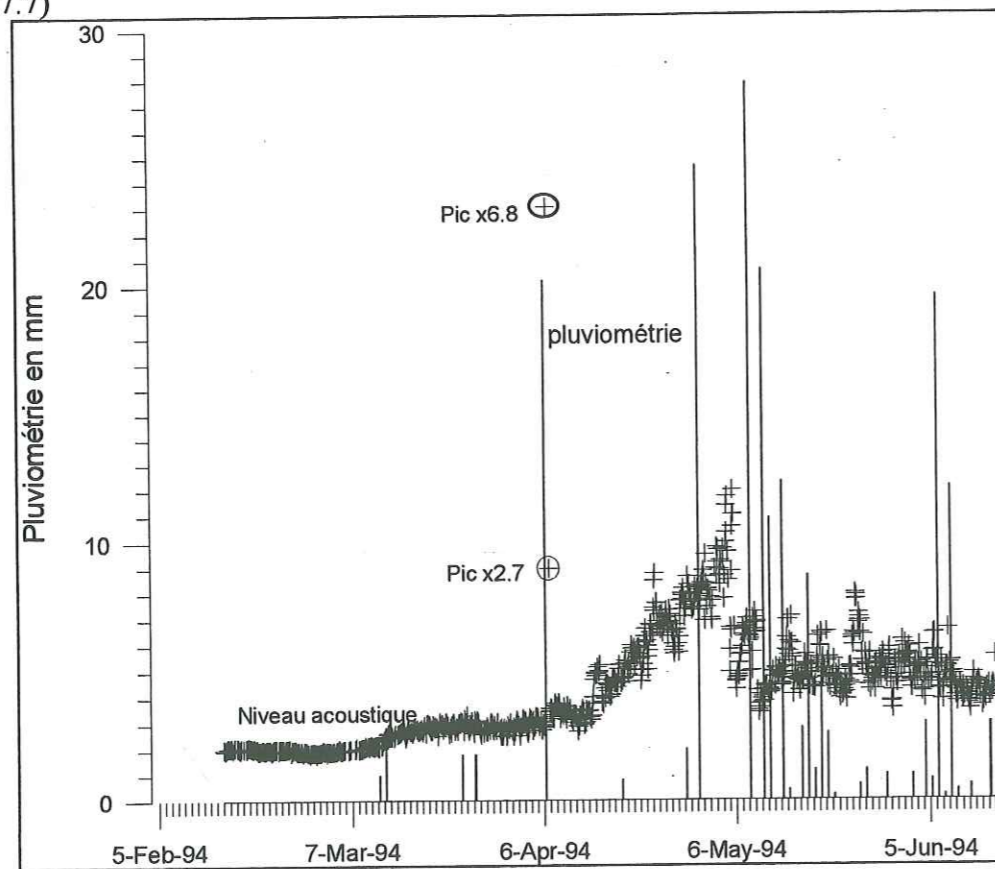


Figure VII.7.7 : Niveau acoustique RMS et pluviométrie, 1994. on distingue 2 pics du niveau acoustique suite à une précipitation d'une hauteur de 20mm.

A partir de cette exemple, nous allons maintenant essayer d'estimer le débit gazeux qui

correspondrait à la transformation de toute l'eau de pluie en vapeur puis en fumerolles se dégageant au fond du lac. Ce débit gazeux sera donc une valeur maximale. Le jour suivant cette précipitation, le niveau de pression acoustique dans la bande 200Hz- 20kHz a été multiplié par 6.8 pendant 2heures et par 2.7 pendant 2heures (croix entourées sur la figure V.7.6).

Si nous supposons que l'augmentation du niveau acoustique au dessus du niveau normal est uniquement liée à la production de vapeur, et que cette vapeur provient de l'eau de pluie récupérée par le bassin versant du lac de cratère, nous pouvons calculer le débit gazeux correspondant.

Surface du bassin versant

Le coefficient réel de bassin versant du lac de cratère est égal à 1.4 (voir chap.4.§g). Sur toute l'eau qui est tombé dans le bassin versant du Taal (d'une surface de 2.4Mm²), on peut donc répartir les chutes de la manière suivante :

surface	Répartition
1Mm ²	Directement dans le lac
0.4Mm ²	Tombé sur le versant entourant le lac puis dans le lac par ruissellement
1Mm ²	Tombé sur le versant entourant le lac puis infiltré dans la roche ou évaporé en surface
2.4Mm ²	Total

Nous supposons que l'eau de pluie qui va se transformer en vapeur est celle qui s'est infiltré par les versants entourant le lac, ce qui correspond à une surface de 1Mm².

Volume d'eau

On peut en déduire le volume d'eau correspondant :

$$Q = \text{hauteur pluviométrique} * \text{Surface} = 2 \times 10^{-2} * 1 \times 10^6 = 2 \times 10^4 \text{ m}^3$$

Ce volume d'eau est un volume maximal donc la valeur réelle de Q est inférieure à 2 10⁴ m³

Volume de vapeur correspondant

A la profondeur moyenne du lac de cratère, soit 70m, la densité de la vapeur d'eau est de 4.07kg/m³, le volume d'un m³ d'eau transformé en vapeur sera donc de $\frac{1000}{4.07} = 245.7 \text{ m}^3$.

Le volume maximal de vapeur d'eau est donc $V_{\text{vapeur}} = 245.7 * Q = 4.9 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Soit \dot{V}_{normal} la valeur du débit gazeux avant le pic et V_{normal} le volume apportée par un débit \dot{V}_{normal} pendant 4heures la relation entre les deux est $V_{\text{normal}} = 4 * 3600 * \dot{V}_{\text{normal}}$.

Débit gazeux

Le débit gazeux étant proportionnel au carré du niveau de pression acoustique $\dot{V} = kP^2_{rms}$ (voir chap. VI. §2). L'augmentation acoustique d'un facteur 6.8 pendant 2heures et 2.7 pendant 2heures donne comme coefficient multiplicateur du débit gazeux c (par heure): $c=(6.8^2+2.7^2)/2=26.7$

Le volume total de gaz émis pendant 1h est donc augmenté d'un facteur 26.7 par rapport au volume normalement émis, soit: $V_{total}=c*V_{normal}=c*3600*\dot{V}_{normal}$. Le volume de vapeur d'eau ajouté pendant cette période est donc de:

$$V_{vapeur}=V_{total}-V_{normal}=(c-1)*4*3600*\dot{V}_{normal} = 370080*\dot{V}_{normal}$$

La valeur maximale de V_{vapeur} est égale à $4.9 \times 10^6 \text{ m}^3$, nous en déduisons une vapeur maximale de \dot{V}_{normal} égale à :

$$\dot{V}_{normal} = \frac{V_{vapeur}}{370080} = 13.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$$

Si toute l'eau de pluie tombée sur les versants du lac se transforme en vapeur et se dégage par les fumerolles du fond du lac, on obtient une borne maximale pour l'estimation du débit gazeux normal égale à $13.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

d) Comparaisons avec le Ruapehu

Un calcul de puissance thermique similaire a été effectué pour le volcan Ruapehu (Hurst, 1996, fig. VII.7.6). On voit dans cette étude que l'apport énergétique au lac de cratère du volcan est caractérisé par des phénomènes transitoires d'une durée de 3 mois environ, la puissance passe de 100 à 500MW pendant cette durée. Le déclenchement de ces périodes de réchauffement est lié à une sismicité correspondant à un trémor, contrairement au Taal où les périodes de réchauffement sont déclenchées par une sismicité cassante.

Le système thermique du Ruapehu est un système ouvert (c'est à dire avec une grande capacité d'échange thermique entre la source magmatique et le lac) qui peut être représenté comme un caloduc, et qui est relativement isolé de l'extérieur. Ce système a une grande efficacité thermique, il se met en route rapidement ce qui explique l'accroissement rapide de la puissance thermique, et se refroidit rapidement.

Au Taal, la puissance thermique augmente pendant une longue période, on peut donc penser que l'énergie accumulée par le magma n'arrive pas à se dégager rapidement.

Les fumerolles dégagent une quantité de gaz beaucoup plus importante qu'au Ruapehu. Le gaz passe plutôt par des fissures étroites (là où l'eau ne peut passer), l'eau a donc plus de difficulté à s'infiltrer au Taal qu'au Ruapehu, l'eau étant - nous le verrons plus loin - le principal fluide d'échange thermique.

Ces constatations nous amènent à la conclusion qu'au Taal, le système hydrothermal magma+lac est plutôt fermé, c'est à dire que les transferts de chaleur entre le magma et le lac sont beaucoup plus faibles qu'au Ruapehu.

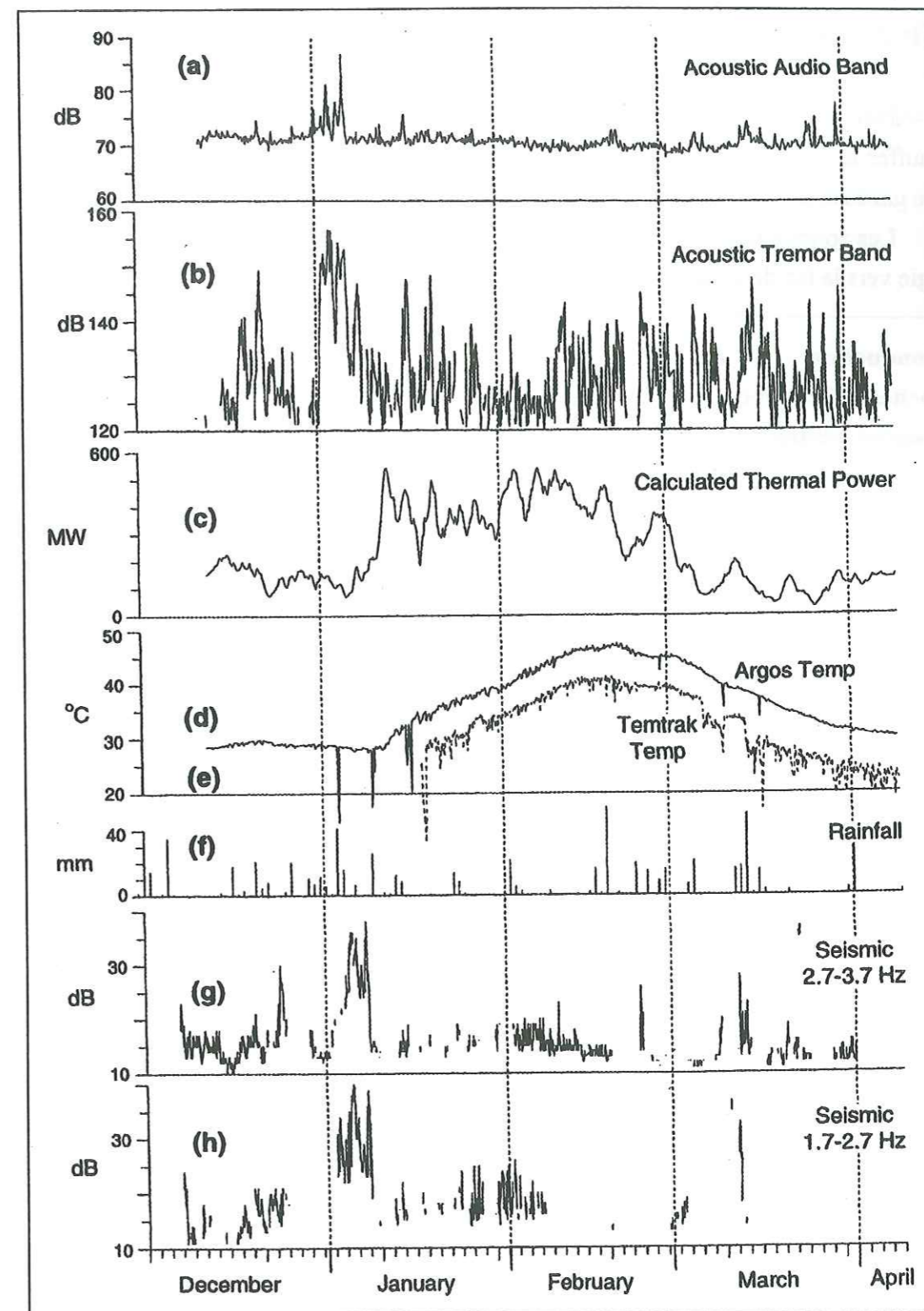


Figure VII.7.6 : Calcul de la puissance thermique au Ruapehu de décembre 1993 à Avril 1994, (Hurst et al., 1996).

8. Modes de transfert thermique

Nous nous proposons d'étudier les modes de transfert thermique qui permettent de réchauffer le lac de cratère. L'apport thermique se fait soit sous la forme liquide, soit sous la forme gazeuse soit par le mélange des deux.

Les zones à haute température de l'édifice volcanique situées sous le lac transfèrent leur énergie vers le lac de cratère.

- **Conduction des roches.** Ce type de transfert est très lent et peu efficace comparé au transfert convectif.
- **Convection de liquide.**
- **Convection de gaz.**

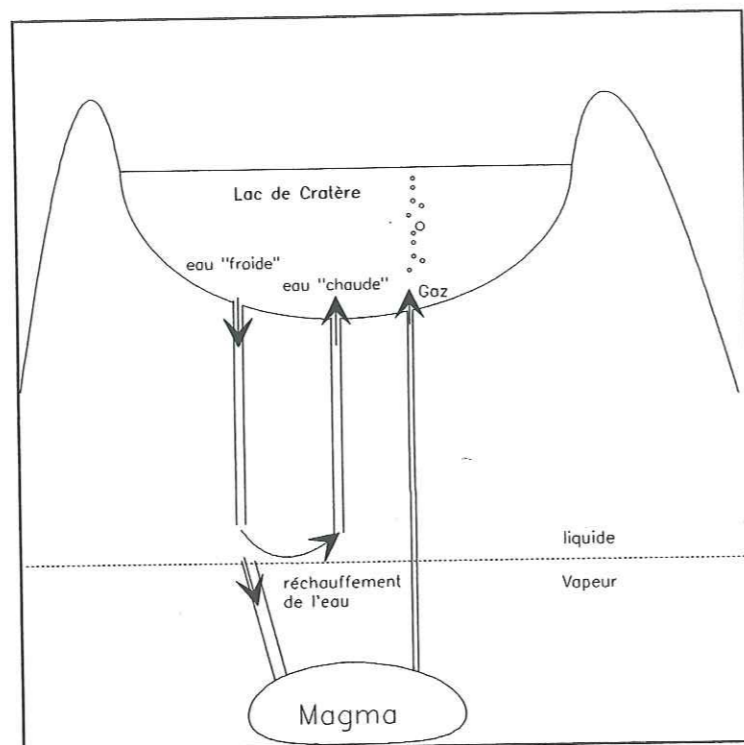


Figure VII.8.1 : Modes de transfert thermique.

Nous considérerons tout d'abord le cas où le transfert thermique se fait uniquement par l'eau.

a) Convection de liquide

L'eau "plus froide" du lac de cratère s'infiltre et va se réchauffer dans les couches plus profondes pour ensuite remonter jusqu'au lac. D'après White (1971), dans un système hydrothermal, la température de l'eau en profondeur est typiquement égale à la température de saturation. Nous considérerons que l'eau qui s'infiltre du lac de cratère est à la température du lac, et que l'eau qui revient est réchauffée à la température de saturation correspondante à la pression des zones profondes du lac. Pour une profondeur de 70 mètres, la température de vapeur saturante est de 170°C.

La différence de température de cette eau crée une différence de densité qui peut amener une circulation naturelle que l'on peut appeler thermosiphon.

amener une circulation naturelle que l'on peut appeler thermosiphon.

Si le débit d'eau circulante est égal à D ($m^3 \cdot s^{-1}$) et que la différence de température entre l'eau du lac ("froide") et l'eau chaude est $T_c - T_f = \Delta t$, la puissance apportée au lac par unité de temps est égale à :

$$P = D \rho C_p \Delta t \Leftrightarrow D = \frac{P}{\rho C_p \Delta t} \quad (7.15)$$

Avec :

- C_p : Capacité calorifique de l'eau
- ρ : Densité de l'eau.

Les sources chaudes assurant l'apport thermique par transfert liquide peuvent être réparties à différentes profondeurs et même près de la surface.

Pour calculer le débit liquide, nous considérerons que les sources qui fournissent de l'eau à haute température sont situées à 70 mètres de profondeur. La température maximale de telles sources est donnée par la relation de Clausius-Clapeyron (Annexe II), elle est égale à 169.1°C. On a calculé la valeur minimale du débit D correspondant à la valeur maximale de température des sources, soit $T = 169.1^\circ C$ (fig. VII.7.1).

• lorsque la puissance est de 50 MW et que la température du lac est de 28°C, le débit liquide requis est de 84 litres/seconde.

• Pour une puissance de 350 MW et une température du lac de 39°C, le débit est de 640 l/s.

On voit donc que l'augmentation progressive de la puissance thermique depuis 1990 est liée à une augmentation du débit de fluide échangé (fig. VII.8.2). En 1990, la valeur minimum calculée correspond à un débit de 50 litres/seconde puis elle augmente progressivement jusqu'à atteindre 300 l/s au début de 1994. Pendant la crise de mars 1994, ce débit a pratiquement doublé et passera par un maximum de 750 l/s.

Les températures de l'eau chaude n'étaient pas obligatoirement aussi élevées en 1989 qu'en 1995. Il y a donc pu avoir augmentation du débit en même temps qu'augmentation des températures de sources. La figure VII.8.3 représente les valeurs de débit nécessaires pour produire une puissance de 50, 200 et 350 MW en fonction de la différence de température ΔT ($= T_{source} - T_{lac}$).

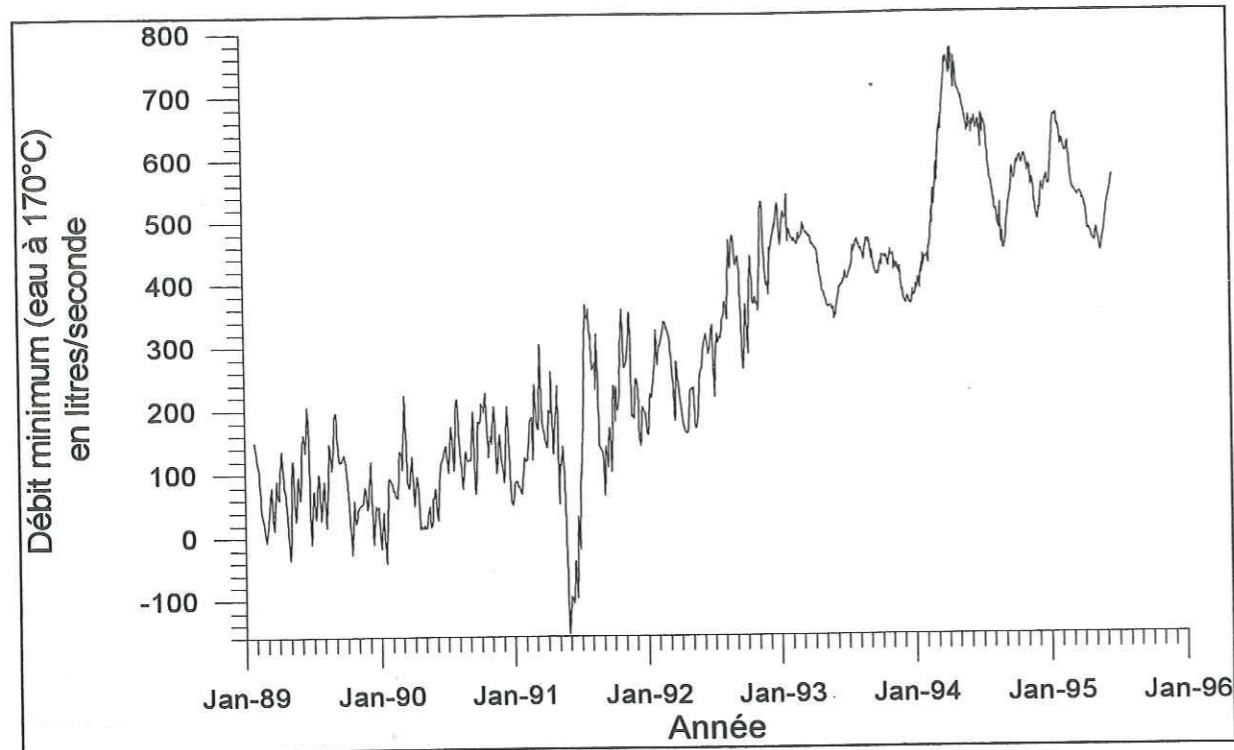


Figure VII.8.2 : Débit liquide minimum nécessaire pour expliquer la puissance volcanique reçue dans le MCL (température d'eau chaude maximale=170°C).

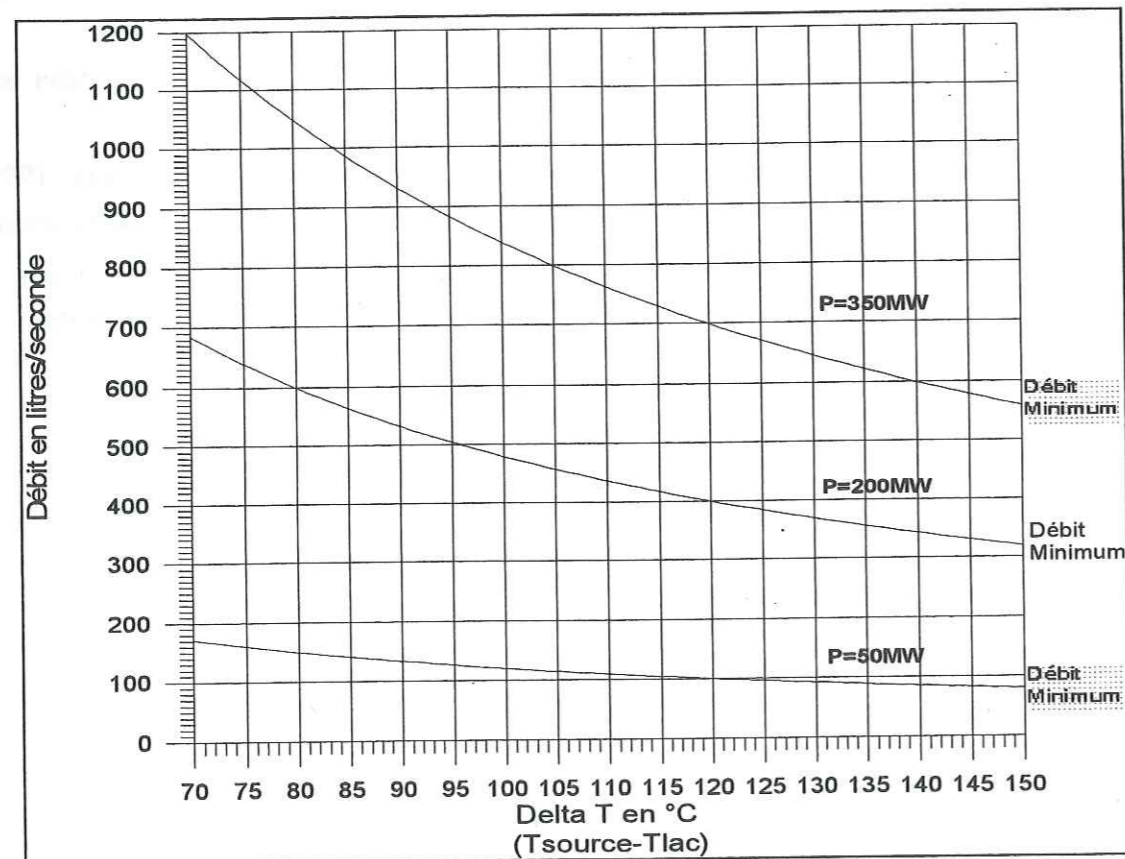


Figure VII.8.3 : Débit liquide nécessaire en fonction de Delta T pour différentes puissances.

b) Convection gazeuse

Si nous prenons l'hypothèse que les gaz entrant dans le lac sont composés essentiellement de vapeur d'eau et que leur température d'arrivée au fond du lac est à la température de saturation. La densité ρ de la vapeur varie linéairement avec la pression statique donc avec la profondeur selon la loi (fig. VII.8.4) :

$$\rho = 4.84 \cdot 10^{-2} Z + 0.677 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$$

où Z est la Profondeur en mètre.

La valeur de l'enthalpie H est sensiblement constante en fonction de la température, elle est égale à 2.8MJ/kg, on aura donc un apport thermique de:

$$W = \rho H \text{ en Joules} \cdot \text{m}^{-3}$$

Soit une puissance thermique:

$$P = \frac{dW}{dt} = \rho H \text{ Watt par m}^3/\text{s}$$

Ce qui donne en fonction de la profondeur (fig. VII.8.5):

$$P = 1.86 + 0.135Z \text{ en MW}/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}) \quad (7.16)$$

Si l'on considère une profondeur moyenne de 70mètres, la puissance amenée par un débit gazeux de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est de 11 MW.

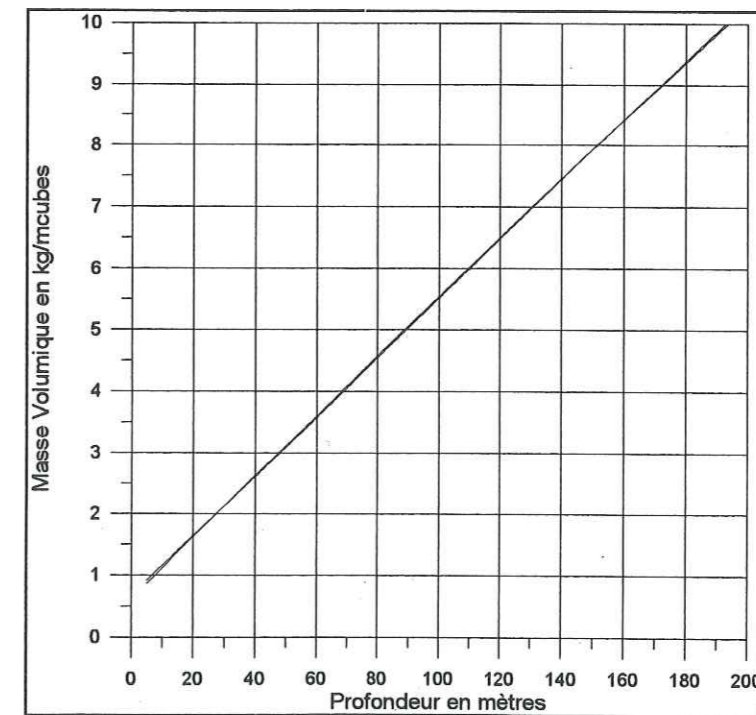


Figure VII.8.4 : Masse volumique de la vapeur d'eau en fonction de la pression statique pour une profondeur donnée.

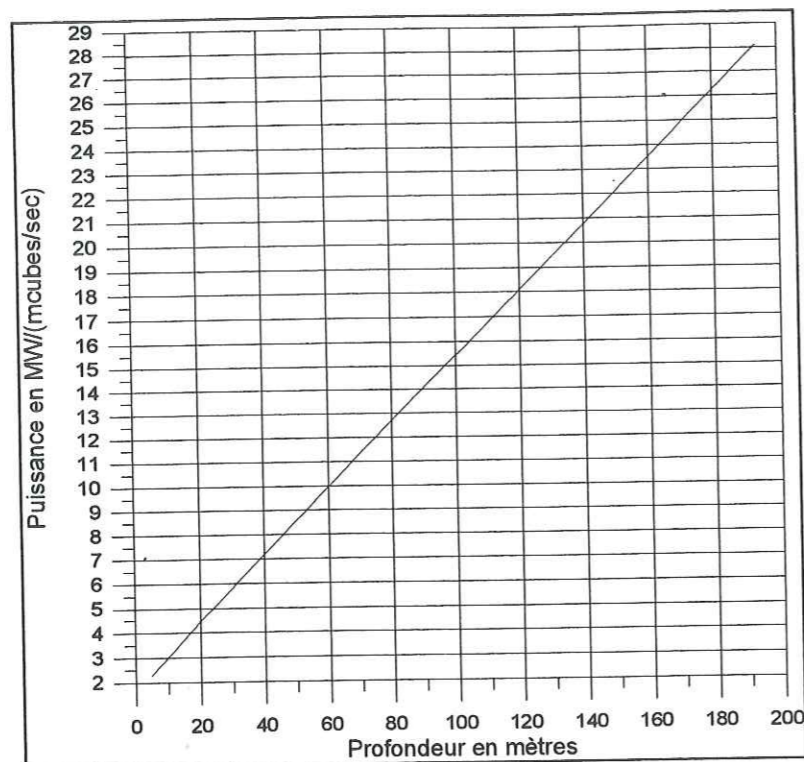


Figure VII.8.5 : Puissance thermique apportée pour un débit de vapeur d'eau de $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en fonction de la pression statique à une profondeur donnée.

c) Discussion

Pour obtenir une puissance thermique de 250 MW, si la chaleur ne provenait que du gaz, cela nécessiterait un débit gazeux de $22.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (à 70 m). D'après les résultats sur le bullage (Chap. VI), on obtient un débit gazeux maximum égal à $4.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, ce qui correspond à un apport thermique de $11 \cdot 4.2 = 46.2 \text{ MW}$, soit 18% du total. Les émissions gazeuses sont donc trop faibles pour apporter la totalité de la puissance thermique. Nous pouvons donc considérer que les circulations de liquide dans le sous sol contribuent majoritairement (au moins 80%) à l'apport thermique.

9. Conclusion

Nous avons pu dans ce chapitre procéder à un bilan thermique de l'énergie apportée par le magma au lac de cratère. Nous ne connaissons donc pas la totalité de l'énergie transmise par le magma vers toutes les zones de l'édifice volcanique. Nous pensons toutefois que notre calcul permet de quantifier la variation globale des flux énergétiques verticaux du magma, le flux apportée au lac n'étant qu'une partie des flux totaux. Le calcul de l'apport thermique au lac de cratère nécessite une connaissance précise des paramètres météorologiques, surtout pour ce qui est de la vitesse du vent et de la température de l'air. Une fréquence d'échantillonnage des mesures au moins journalière est souhaitable, ce qui n'est pas le cas pour toutes les données que nous avons eu à notre disposition. Cela nous a obligé à procéder à des lissages.

Résultats longue période

Le calcul de la puissance thermique permet de confirmer que l'activité du volcan Taal est en nette reprise depuis 1990, la puissance thermique mesurée passant de 50MW à 250MW soit une multiplication par un facteur 5 pendant 5 ans.

Résultats lors des crises sismo-volcaniques

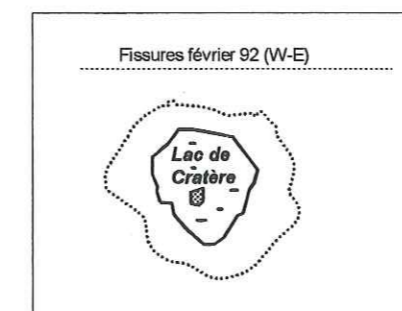


Figure VII.9.1 : fracturation février 92

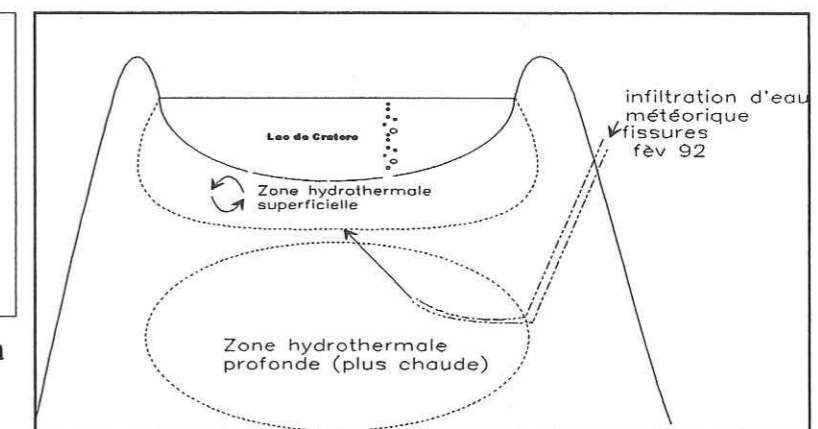


Figure VII.9.2

- La crise sismo-volcanique du 14 février 1992 a provoqué l'ouverture de fissures au nord du lac de cratère, mais n'a pas été suivi immédiatement d'une augmentation de la puissance thermique. C'est seulement deux mois plus tard qu'une augmentation importante des flux thermiques est apparue (+0.6MW/jour en moyenne) ainsi qu'une augmentation du taux de déformation. Cette augmentation n'a commencé qu'avec l'arrivée de la saison pluvieuse.

On peut faire l'hypothèse que l'eau d'origine météorique s'est infiltrée dans le système hydrothermal par les fissures ouvertes lors de la crise sismique, puis s'est ensuite réchauffée en alimentant les zones hydrothermale profondes, pour revenir enfin dans le système hydrothermal superficiel ou dans le lac directement. Elle a donc servi de fluide caloporteur dans le système

hydrothermal.

Même si les fissures de 1992 n'ont pas joué un rôle majeur, il est probable que le commencement de la saison pluvieuse ait permis à l'eau météorique de recharger le système hydrothermal par infiltration, ce système ayant perdu une partie de son eau pendant la saison sèche qui a commencé depuis le mois de janvier.

L'apport thermique étant à 80% d'origine liquide, l'augmentation des flux thermiques est lié à l'augmentation des flux liquides et de leur température. Lors de cette crise, le volcan Taal a libéré de l'énergie d'origine magmatique, les effets thermiques engendrés par cette libération d'énergie ne sont pas transitoires (de la durée de la sismicité) mais permanents, c'est ainsi que la puissance thermique n'a cessé d'augmenter depuis 1992.

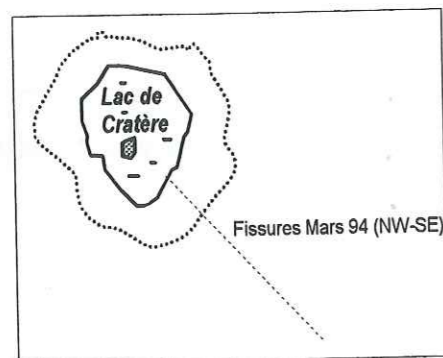


Figure VII.9.3 : Fracturation mars 94

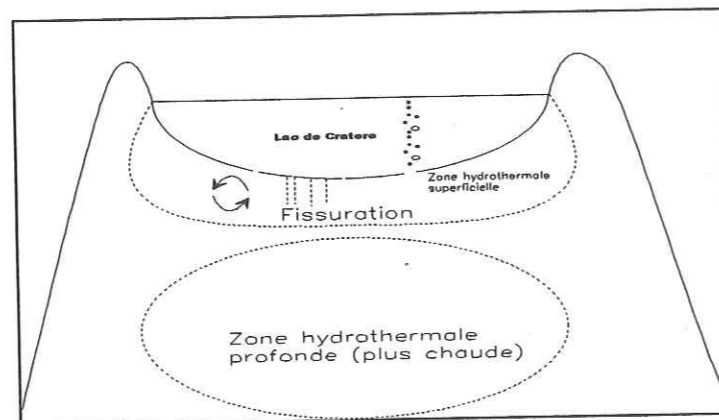


Figure VII.9.4

- La crise sismique du 11 mars 94 est suivie d'une période de forte augmentation de la puissance thermique. Cette activité sismique a engendré une réaction instantanée du système hydrothermal, on observe une fracturation de direction NW-SE dans la zone SE du cratère (figure VII.9.3)

On peut faire l'hypothèse que cette fracturation a permis une amélioration de la perméabilité du système hydrothermal superficiel par une fissuration de celui-ci, contrairement au cas de fév. 92 où les fractures étaient tangentes au cratère. La circulation des fluides s'en est trouvée améliorée et le taux de transfert thermique a augmenté.

Influence du niveau piézométrique

On peut donc conclure que le niveau piézométrique joue un rôle majeur dans le système hydrothermal, plus ce niveau est élevé, plus les échanges thermiques s'accroissent.

Intérêt pour la surveillance

En mars 1994, la puissance thermique montre une augmentation forte bien avant l'augmentation de la température du lac, le suivi de l'évolution de la puissance peut donc permettre de détecter une reprise d'activité plus à l'avance qu'une simple mesure de température du lac de cratère.

Corrélation avec la sismicité

Les séismes volcaniques de Taal tendent à fracturer l'édifice, cette fracturation augmente les surfaces d'échange thermique roche-fluide et augmente la perméabilité du milieu, tout cela permet un meilleur transfert et augmente la puissance thermique échangée. On distingue en effet une bonne corrélation entre l'activité sismo-volcanique et la puissance transmise au lac. Les exemples ne manquent pas : la période de 1991, la crise de février 92 et celle de mars 94 montrent toutes une augmentation de l'énergie transmise au lac de cratère suite à la sismicité.

Par contre, le séisme distant tectonique de Mindoro du 15 novembre 1994 n'a pas augmenté la perméabilité car la puissance thermique s'est mise à baisser suite à cet événement. Il faut toutefois noter que son amplitude est relativement faible par rapport aux événements de fév. 1992 et mars 1994.

Corrélations avec les déformations

Les variations de l'inclinaison du volcan sont fortement corrélées avec les variations de la puissance thermique. Il est fort probable que les variations de l'inclinaison donnent une image de l'état de la perméabilité du système hydrothermal. L'inclinaison est la résultante des effets du système hydrothermal et du système magmatique. Il serait donc souhaitable de parvenir à distinguer des variations qui proviennent de l'un ou l'autre des systèmes.

En conclusion nous montrons ici que la puissance thermique est un paramètre très intéressant dans l'étude du comportement d'un édifice volcanique car elle est étroitement liée à l'activité volcanique et à la phénoménologie des crises éruptives.

Conclusion générale

Acoustique

Notre étude nous a permis de suivre l'évolution des signaux acoustiques et de mettre en évidence leur richesse. En effet, les signaux acoustiques apportent un éclairage nouveau sur la phénoménologie de l'activité volcanique. L'amélioration de la mesure qui a été effectuée est un outil permettant de mieux distinguer les différents phénomènes à la source des bruits acoustiques. La station acoustique du Taal permet d'acquérir des échantillons temporels du signal, on obtient alors un sonogramme qui donne une image acoustique beaucoup plus riche d'information que de simples bandes dont l'interprétation peut souvent être difficile. Malheureusement, il manque une étude plus approfondie des phénomènes acoustiques dans les lacs pour pouvoir exploiter plus en détail les spectres.

Trop peu d'événements importants ont été enregistrés au cours de ce travail pour permettre d'identifier clairement les phénomènes. La continuation de ces enregistrements (tous les 1/4 d'heure) et l'activité relativement importante du Taal, nous laissent espérer que les années permettront d'accumuler suffisamment de données intéressantes. L'étude de l'émission acoustique haute fréquences n'a malheureusement pas pu être faite, car il y a une défaillance du système de filtrage des hautes fréquences. Il semblerait toutefois préférable de faire cette étude en enregistrant en parallèle avec un capteur plus approprié, sensible aux fréquences supérieures à 100kHz. Cette méthode permettrait de faire le lien dans le spectre avec les fréquences plus basses et d'augmenter la sensibilité.

La quantification du débit gazeux est difficile dans l'absolu mais reste possible en relatif. Pour permettre des mesures en absolu plus précises, il faudrait pouvoir effectuer une étude de l'absorption sur le terrain, car l'absorption dans un tel milieu est très peu étudiée à ce jour. Il serait aussi nécessaire de procéder à une modélisation des sources acoustiques et à un étalonnage sur le terrain en étudiant le spectre émis par une source de bullage artificielle.

Séisme de Mindoro

Le séisme de Mindoro a provoqué un changement important dans le signal acoustique, nous avons pu mettre en évidence la dualité de comportement en fonction des fréquences enregistrées.

On observe sur toutes les mesures effectuées une chute des flux verticaux suite au séisme de Mindoro, chute de $-1/10^{\text{ème}}$ instantanée pour le dégazage, et chute de $-1/2$ quasi-instantanée pour la puissance. Les flux gazeux restent ralentis pendant 5 jours pour

réaugmenter brusquement le 5^{ème} jour. Ces caractéristiques nous montrent qu'un séisme distant peut générer des effets sur le système hydrothermal et non seulement sur le système magmatique comme cela a été interprété pour le séisme de Landers.

La différence de comportement lors de la remontée des flux gazeux et liquides après le séisme (les flux liquides réaugmentent progressivement alors que les flux gazeux réaugmentent brutalement) nous amène à la conclusion que les variations des flux liquides correspondent aux caractéristiques d'un milieu poreux qui a subi une chute de pression alors que les variations des flux gazeux correspondent aux caractéristiques d'un milieu fracturé dont la perméabilité a varié.

Notre méconnaissance de la structure du Taal (profondeur de l'aquifère, profondeur et activité du magma) ne nous permet pas de bien comprendre la complexité des mouvements de fluides dans le système hydrothermal. L'étude de l'effet des contraintes dynamiques et statiques sur un réservoir magmatique nous permettrait aussi une meilleure compréhension. Malheureusement, nous n'avons à notre disposition que peu de données de déformation nous permettant de comprendre les mouvements de l'édifice, mais heureusement, depuis quelques temps, un réseau de mesures d'inclinaison et de niveau d'eau est opérationnel au Taal, ce réseau sera ensuite complété par des mesures GPS. Tout cela nous permettra de mieux mettre en rapport les variations de la déformation avec celles des transferts thermiques.

Bilan Thermique

L'étude réalisée dans cette thèse est un des premiers suivi à long terme de l'activité thermique d'un volcan actif. Elle nous a permis de quantifier les échanges en eau qui se produisent dans le système hydrothermal, les résultats montrent que la puissance thermique reçue par le lac de cratère du volcan Taal ne cesse d'augmenter depuis 1990, ayant été multiplié par 5 entre 1990 et 1995. Une forte augmentation de la puissance thermique s'est aussi produite suite aux crises sismique du 14 février 1992 et du 11 mars 1994.

On constate que la déformation mesurée à Pira-Piraso est fortement corrélée avec les variations thermiques, ce qui montre que l'état de fissuration de l'édifice est directement relié aux échanges thermiques lac de cratère - magma. L'apport des mesures acoustiques permet de mieux différencier les apports gazeux des apports liquides, nous concluons, grâce à l'étude du Ruapehu et du Taal, que l'apport liquide constitue l'apport principal dans le flux thermique.

A l'avenir, une amélioration des mesures des paramètres météorologiques et de température du lac, par une mesure locale placée sur le rocher du lac de cratère principal du lac Taal est vivement souhaitable. Il serait aussi souhaitable de lier les études géochimiques

(géothermomètre, composition et origine des eaux et gaz) aux études acoustiques et thermiques afin de mieux contraindre le modèle thermique. Toutes ces améliorations permettraient d'obtenir une bien meilleure précision dans le calcul thermique car les paramètres météorologiques actuels sont pour la plupart distants du lac de cratère. Cette amélioration ouvrirait aussi le champ à l'étude des variations sur une courte période.

L'étude des signaux acoustiques dans les lacs de cratère des volcans actifs est donc une nouvelle méthode qui permet d'obtenir des informations jusqu'alors difficilement quantifiables. Elle ne peut se faire sans avoir à disposition d'autres paramètres de mesures sur le volcan, permettant ainsi la comparaison et la compréhension des phénomènes. Cette méthode semble donc avoir un avenir prometteur devant elle. L'étude des variations thermiques est elle aussi très prometteuse, elle est facilitée dans les volcans dotés d'un lac de cratère et permet un suivi précis de l'activité du volcan.

Nous espérons que le travail effectué au cours de cette thèse aura permis d'éclaircir les méthodes de mesures et les possibilités d'interprétation des signaux acoustiques et des variations thermiques. Souhaitons donc que ce type de mesure en milieu volcanique sorte du stade de l'expérimentation et soit considéré comme un paramètre valable dans l'étude de la phénoménologie des systèmes volcaniques.

Références bibliographiques

- Antsyferov, M. S., (1966). Principles of the application of seismo-acoustics to coal seams subject to rockburst, in *Seismo-acoustic methods in mining*, edited by M.S. Antsyferov, 1-8, Consultants bureau, New York.
- Armstrong, B. H., (1969). Acoustic emission prior to rockbursts and earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**(3), 1259-1279.
- Atkinson, B. K., and R. D. Rowling, (1981). Acoustic emission during stress corrosion cracking in rocks, *Earthquake Prediction*, edited by D. W. Simpson and P.G. Richards, pp605-616, Washington D. C.
- Atkinson, B. K., D. MacDonald, and G. Meredith, (1984). Acoustic response and fracture mechanics of granite subjected to thermal and stress cycling experiments, *Proceedings of Third Conference on Acoustic Emission/Microseismic activity in Geologic Structures and Materials*, edited by H.R. Hardy and F.W. Leighton, pp5-18, Trans. Tech., Clausthal, Germany.
- Bacon, C. F., (1975). Acoustic emission along the San Andreas fault in Southern Central California, *Calif. Geol.*, **28**, pp147-154.
- Bercy, C., J.C. Sabroux and G. Suparwoto, (1983). Underwater noise survey in the Crater Lake of Kelut volcano, *H. Tazieff & J.C. Sabroux (eds) Forecasting Volcanic Events*. Elsevier, Amsterdam, pp529-543.
- Bischke, R.E., J. Suppe and R. del Pilard, (1990). A new branch of the Philippines fault system as observed from aeromagnetic and seismic data. *Tectonophysics* **183**, pp243-264.
- Bouchon, M., (1981). A simple method to calculate Green's function for layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, pp959-971.
- Brantley et al. (1993). Crater lakes reveal volcanic heat and volcanic fluxes. *GSA Today*, **3**, pp173-178.
- Brekhovskikh, L.M. and Yu. P. Lysanov, (1991). *Fundamentals of Ocean Acoustics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Brown, G.C., H. Rymer and D. Stevenson, (1991). Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. *J. Geol. Soc. London*, **148**, pp585-593.
- Cardwell, R. K., B.L. Isacks and D.E. Karig, (1980). The spacial distribution of earthquakes, focal mechanism solutions and subducted lithosphere in the Philippine and North-eastern Indonesian Islands in the tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands. *Geophys. Monogr. Ser.*, edited by D.E. Hayes, AGU, Washington, D.C., **23**, pp1-35.
- Christenson, B.W., G.H. Blick and M.E. Crump, (1992). Ruapehu Crater Lake bathymetry, temperature profile and water column chemistry, February 1991. In Scott, B.J. and Sherburn, S. (compilers) *Volcano and geothermal observations 1991*. *New Zealand Volcanological Record 20*. Institute of Geological & Nuclear Sciences Science Report 92/7, pp75-81.

- Clift, Grace and Weber, Bubbles drops and particles, *Academic Press*, 1978, pp324-327
- Cotton, F. and O. Coutant. Dynamic stress variations due to shear faults in a plane layered medium. LGIT (URA CNRS 733), Observatoire de Grenoble, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Dawson, G.B. and G.K. Sorrell, (1985). Construction and operation of a remotely controlled catamaran for measuring the depth of Crater Lake on Mt Ruapehu. Wellington. *DSIR Geophysics Division Technical Note 96*, 36pp.
- Devin, C., (1959). Survey of thermal, radiation and viscous damping of pulsating air bubbles in water. *J. Acoust. Soc. Am.* **31**, pp1654-1667.
- Despine G. (1996). Etudes d'activités induites sur le volcan Taal(Philippines) et Irazu (Costa Rica) par des séismes tectoniques de forte magnitude. *Rapport de DEA*, Laboratoire d'Instrumentation Géophysique, Université de Savoie, France.
- Dibble R. R., (1974). Volcanic seismology and accompanying activity of Ruapehu Volcano, New Zealand, in *Physical Volcanology*, edited by L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, and A. Rapolla, pp. 49-85, Elsevier, Amsterdam.
- Dibble, R. R., (1966). Seismic recordings of subterranean volcanic activity at Ruapehu during 1964, *Bull. Volcanol.*, **29**, pp761-762.
- Durr, K. and D. Meister, (1984). Evaluation of pillar deformation and stability in a salt mine, utilizing acoustic emission, mine survey and rock deformation data, in *Proceedings of Third Conference on Acoustic Emission/Microseismic activity in Geologic Structures and Materials*, edited by H.R. Hardy and F.W. Leighton, pp. 283-301, Trans. Tech., Clausthal, Germany.
- Eastman, G. Y., (1968). The Heat Pipe. *Scientific American* **218**, pp38-46.
- Endo Elliot T., t. Murray, (1991). Real-time seismic amplitude measurement(RSAM) : a volcano monitoring and prediction tool. *Bull. Volcanol.*, **53**, pp533-545.
- Ezrow D.H., (1962). Measurement of the thermal-noise spectrum of water, *J. Acoust. Soc. Am.*, **34/5**, pp550.
- Ferrazzini V., B. Chouet, (1990). Quantitative analysis of long-period events recorded during hydrofracture experiments at fenton hill, new Mexico. *J.G.R.* vol **95**, N°B13, pp21,871-21,884.
- Föster, H. D. Oles, U. Knittle, M.J. Defant and R.C. Torres, (1990). The Macolod Corridor : a rift crossing the Philippines island arc, *Tectonophysics* **183**, pp265-271.
- Gibson, F. W., (1970). Measurement of the effect of air bubbles on the speed of sound in water, *J. Acoust. Soc. Am.*, **48(5)**, pp1195-1197.
- Hill, D. P. and J.S. Malcolm, (1995). Response of Long Valley caldera to the Mw=7.3 Landers, California, Earthquake. *J.G.R.* **100**, N° B7, pp 12985-13005. (july 10,1995).
- Hurst, A.W. and R.R. Dibble, (1981). Bathymetry, heat output and convection in Ruapehu crater lake, New-Zealand. *J.V.G.R.*, **9**, pp215-236.
- Hurst, A.W., H.M. Bibby, B.J. Scott and M.J. McGuinness, (1991). The heat source of Ruapehu Crater Lake; deductions from the energy and mass balances. *J. Volcanol Geotherm. Res.* **46**, pp1-20.
- Hurst, A.W., J. Vandemeulebrouck, (1996). Acoustic noise and temperature monitoring of the crater lake of Mount Ruaphu Volcano. *Journal of Volcanology and geothermal research* **71**, pp45-51.
- Kieffer, S., (1977). Sound speed in liquid-gas mixture : water-air and water-steam, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2895-2904.
- Kieffer, S., (1984). Seismicity of Old Faithful Geyser : An isolated source of geothermal noise and possible analogue of volcanic seismicity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, pp59-95.
- Kranz, R. L., T. Satoh, O. Nishizawa, K. Kusunose, M. Takahashi, K. Masuda and A. Hirata, (1990). Laboratory study of fluid pressure diffusion in rock using Acoustic emissions, *J. Geophys. Res.*, **95**, pp21,593-21,607.
- Leaird, J. D., (1984). Acoustic emission monitoring on avalanche prone slopes. *Third conference. Series on rock and soil mechanics*, vol **8**.
- Leet, R., (1990). Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flows channels as a source of harmonic tremor, *J. Geophys. Res.*, **95**, pp12,927-12,945.
- Little, A.S., K.D. Stolzenbach and G.M. Purdy, (1990). The sound field near hydrothermal vents on axial seamount, Juan de Fuca ridge, *J. Geophys. Res.*, **95**, pp12,927-12,945.
- Llinskii, (1992). Cooperative radiation and scattering of acoustic waves by gas bubbles in liquids, *J. Acoust. Soc. Am.*, **5**, p2837 (nov 92).
- Lockner, D. and J. Byerlee, (1977). Acoustic emission and creep in rock at high confining pressure and differential stress, *Bull. Seism. Soc. Am.*, pp247-258.
- Lomask, M. R., and R. A. Saenger, (1960). Ambient noise in a deep inland lake, *J. Acoust. Soc. Am.*, **32(7)**, p878.
- Lu, N. Q., A. Prosperetti and S. W. Yoon, (1990). Underwater noise emissions from bubble clouds. *IEEE J. Oceanic Eng.*, **15**, pp275-281.
- Marsh, H.M. and M. Schulkin, (1962). Sound absorption in sea water. *J. Acoust. Soc. Am.*, **34**, pp864-865
- Medwin, H., (1974). Sound phase and amplitude fluctuations due to temperature microstructure in the upper ocean, *J. Acoust. Soc. Am.*, **56/4**, p1105 (oct 74).
- Medwin, H., (1992). The anatomy of underwater rain noise, *J. Acoust. Soc. Am.* **3**, p1613.
- Mellen, R. H., (1952). The thermal-noise limit in the detection of underwater acoustic signals, *J. Acoust. Soc. Am.*, **24/5**, p478.
- Meyer, E. and Skudrzyk E., (1953). akustical behavior **3**, p434.
- Minnaert M., (1933) *Phil. Mag.* **XVI**, 235.

- Mogi, K., (1957). Relations between eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surface around them, *Bull. Earthquakes Inst. Univ. Tokyo* **36**, pp99-134.
- Newhall C.G., S. Self, (1982), The volcanic explosivity index (VEI) : an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Jour. Geophys. Res. (Ocean and atmosphere)*, **87**, pp1231-38.
- Nishigami, K. and al.(1994), Shallow crustal structure beneath Taal volcano, Philippines, revealed by the 1993 seismic explosion survey, *Bulletin of the Disaster Prevention ressearch Institute, Kyoto University*, March 1994.
- Ohba, T., J. Hirabayashi and K. Nogami, (1994). Water, heat and chloride budgets of the crater lake, Kusatsu-Shirane volcano, Japan. *Geochem. J.*, vol. **28**, N°3, pp199-216.
- Oppenheimer, C., (1992). Sulphur eruptions at Volcan Poàs, Costa rica, *J. Vol. Geoth. Res.* **49**, pp1-21.
- Pasternack, G.B. and J.C. Varekamp, (1997). Volcanic lake systematics I. Physical constraints, *Bull. Volc.*, vol. **58**, N°7, pp528-538.
- Phivolcs, (1994). 15 November 1994 Mindoro earthquake : preliminary report of investigation. *Phivolcs Special report n°2*.
- Reymond, M.C. and A. M. Jaroszewska, (1991). Study of Acoustic Emission in rock specimens from copper mines of Poland, *J. Acoustique*, **4**, pp525-533.
- Ross, D., (1987). Mechanics of Underwater Noise. *Los Altos, California, U.S.A., Peninsula Publishing*. p375.
- Rowe, G. L. and S.L. Brantley, (1992). Fluid-volcano interaction in an active stratovolcano : the crater lake system of Poàs volcano, Costa rica, *J. Volc. Geoth. Res.* **49**, pp23-51.
- Rowe, G.L., S. Ohsawa and Al., (1992). Using crater lake chemistry to predict volcanic activity at Poàs volcano, Costa-rica, *Bulletin volcanology* **54**, pp494-503.
- Rydelek, P. and P.Davis, (1988). Tidal triggering of earthquake swarms at Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geoph. Res.* **93**, N°B5, pp4401-4411.
- Sala, P., (1982). Etude expérimentale de la fissuration et de la rupture des roches par émission acoustique. Application à l'étude de la sismogénèse, *These*, Université de Grenoble, France.
- Saxe, R. F., W. H. Sides and R.G. Foster, (1971). The detection of boiling in nuclear reactors, *J. Nucl. Energy*, **25**, pp139-153.
- Saxe, R. F. and R. K. Cothren, (1970). The characteristics of the acoustical pulses emitted by boiling bubbles in water, *J. Acoust. Soc. Am.*, **48**, pp1257-1265.
- Scholz, C. H., (1968). Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression, *J. Geophys. Res.*, **73**, pp1417-1432.
- Scholz, C. H., (1968). Experimental study of the fracturing process in brittle rock, *J. Geophys. Res.*, **73**, pp1447-1454.
- Scott, B.J., (1992). Ruapehu Crater Lake observations and inspections 1991. In: Scott, B.J.

- and Sherburn, S. (compilers) Volcano and geothermal observations 1991. New Zealand Volcanological Record 20. *Institute of Geological & Nuclear Sciences Science Report 92/7*, pp61-63.
- Simkin et al., (1981). Catalog of Active Volcanoes in the World (CAVW), p175.
- Simpson, D.V. and S.K. Negmatullaev (1981). Induced seismicity at Nurek reservoir, Tadjikistan, USSR, *Bull. Seism. Soc. Am.* **71**, pp1561-1586.
- Sondergeld, C. H., L.H. Granryd and L.H. Estey, (1984). Acoustic Emission during compression testing of rock, *Proceedings of Third Conference on Acoustic Emission/Microseismic activity in Geologic Structures and Materials*, edited by H.R. Hardy and F.W. Leighton, pp131-145, Trans. Tech., Clausthal, Germany.
- Strasberg, M., (1956). Gas bubble as source of sound in liquid, *J. Acoust. Soc. Am.* **28**, N°1, p20.
- Sutton, O.G., Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere, *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, **146**, pp701-722, 1934.
- Sutton, O.G., (1951). Atmospheric turbulence and diffusion. *Compendium of Meteorology*, T.F. Malone (editor), American Meteorological Society, Boston, Mass., pp.492-509.
- Teng, T. L., and T. L. Hengsey, (1981). The detection of nanoequakes, *Earthquake Prediction*, edited by D. W. Simpson and P.G. Richards, pp533-542, Washington D. C.
- Terada, M., T. Yanagidani and S. Ehara, (1984). Acoustic emission rate controlled compression test of rocks, *Proceedings of Third Conference on Acoustic Emission/Microseismic activity in Geologic Structures and Materials*, edited by H.R. Hardy and F.W. Leighton, pp159-171, Trans. Tech., Clausthal, Germany..
- Thiercelin, M., (1980) Application de l'émission acoustique à l'étude de la fissuration et de la rupture des roches, *Thèse*, Université de Grenoble, France.
- Thompson and Hurst AW, (1977). Temperature monitoring at crater lake mt Ruapehu, *technical note N°68* geophysics division, department of scientific and industrial research wellington, New-Zealand (juillet 1977).
- Turcotte, D.L. and G. Schubert, (1982). Geodynamics Applications of Continuum Physics to geological Problems, *John Wiley & Sons*.
- Urick Robert J, Principles of underwater sound, *Mc Graw-Hill*, 3rd edition.
- Walker D.A., (1991). A search for hydroacoustic signals associated with the 2 June 1988 temperature anomaly at axial seamount, *Geophys. Res. Lett.*, **18**(7), pp1249-1252.
- Weisman, R.N. and W. Brutsaert, (1973). Evaporation and cooling of a lake under Unstable Atmospheric conditions. *Water Resour. Res.*, **9**, pp1242-1257
- Wenz, G. M., (1962). Acoustic ambient noise in the ocean: Spectra and sources, *J. Acoust. Soc. Am.* **34**, pp1936-1956.

**Annexe I : Description technique de la station
acoustique du Taal**

1. Description des éléments

a) Hydrophone

Hydrophone piézo-électrique B&K8106 ayant une bande passante 1Hz-160kHz et une sensibilité de -150 dB réf 1V/ μ Pa. Un préampli est intégré à cet hydrophone, ce préampli est muni d'un filtre passe-haut à 200Hz (fig. A.2).

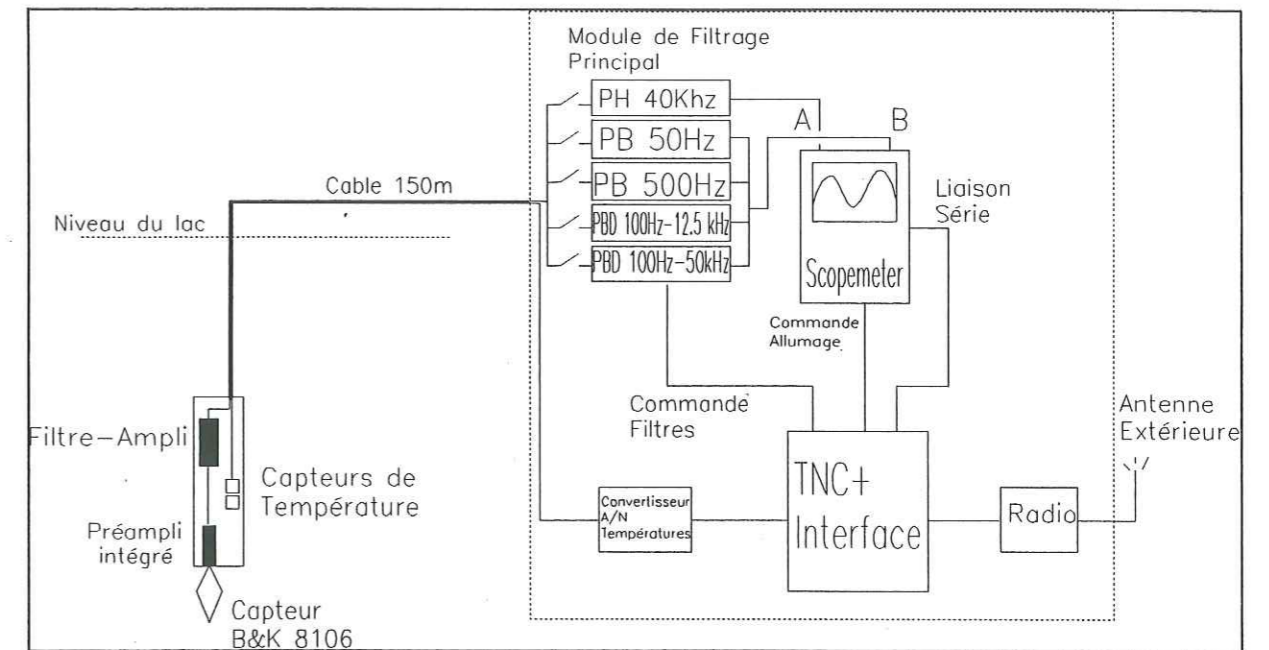


Fig. AI.1 : Détail de la station de mesure

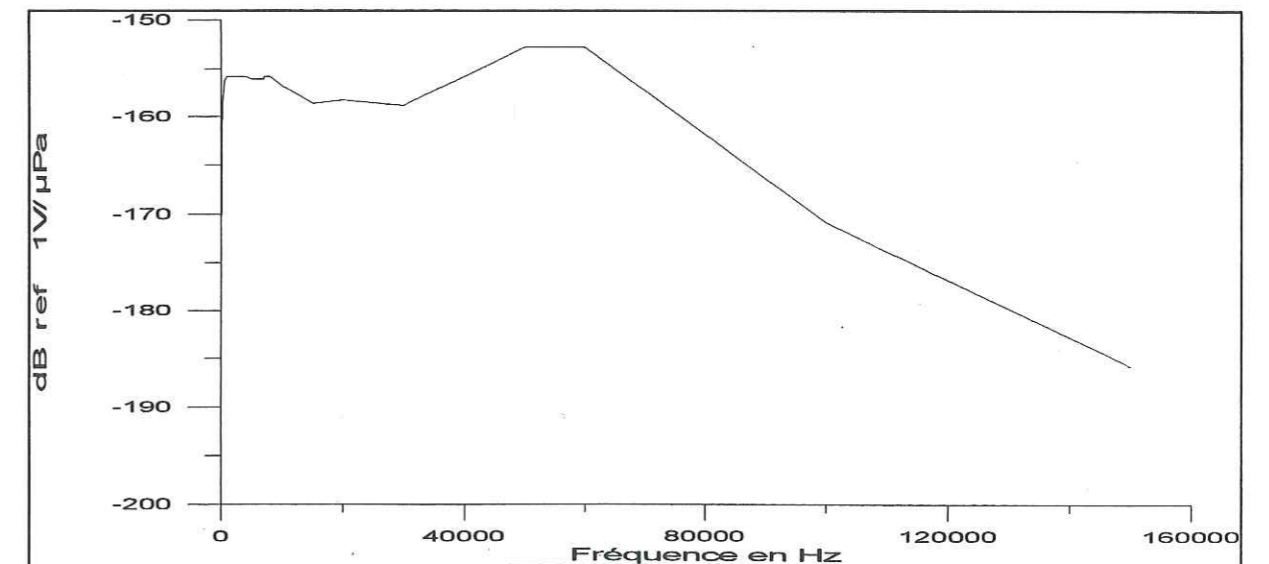


fig. AI.2 Réponse de l'hydrophone 8106.

2. Connectique

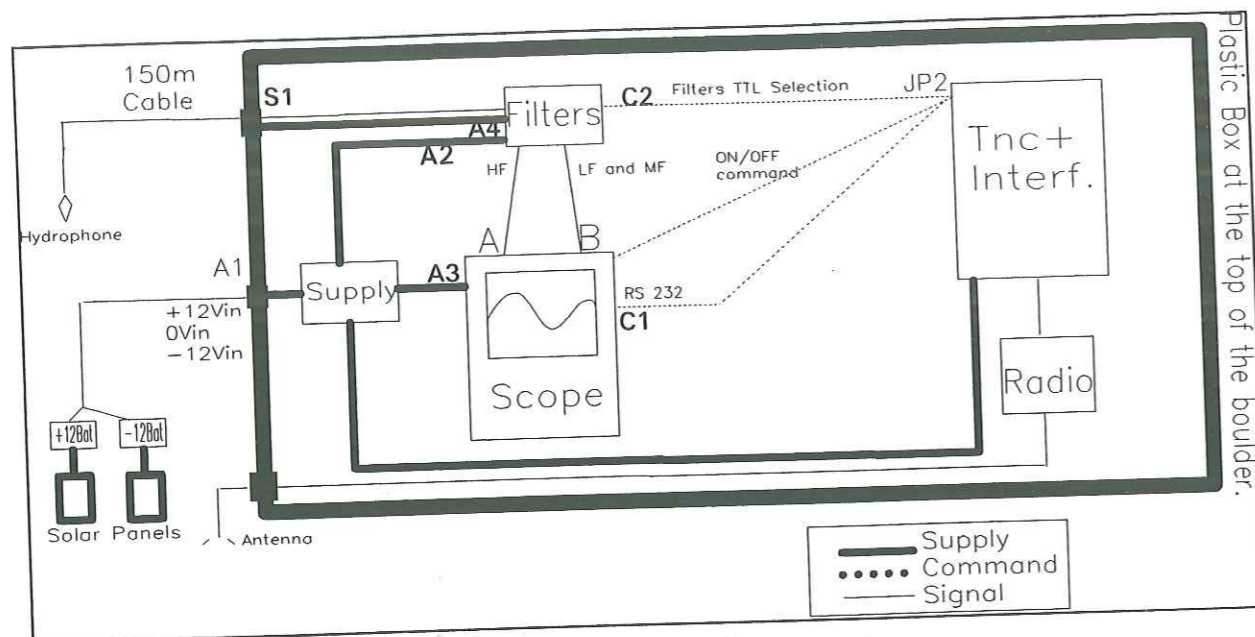


Figure AI.3: Boite contenant le scopemeter avec nom des connecteurs.

Détail des connecteurs :

A:alimentation C:communication S:Signaux

A1:entree alim +12,-12v générale

Bulgin 3pin
E 0V
L +12V
N -12V

A2:Alim filtres

Blinder femelle 3pin
1 +12V
2 -12V
3 0V

A3:Alim Scopemeter

Connecteur d'alimentation femelle
extérieur 0V
intérieur 12V

A4:Alim Hydrophone et filtre-ampli immergés.

Blinder mâle 3pin
1 +12v
2 -12
3 0V

A5:Alim ampli casque(optionnel)

Blinder femelle 3pin
1 +12V
2 -12V
3 0V

C1:Connecteur Série scopemeter-extérieur 9 pins mâle

2 Rx
3 Tx
5 GND
8 CTS: 12volts

C2:Connecteur commutation

Filtres C2

Niveaux TTL 5V
0 Gnd
1 Passe bas 50Hz
2 Passe bas 500Hz
3 Passe bande 100Hz-12.5kHz
4 Passe bande 100Hz-50kHz
5 On/off alim filtres+hydrophone

Connecteur INTTNC JP2

pin number, wire color	désignation	Pin number	Désignation
Serial link			
C1:Scopemeter TNC plus		INTTNC PLUS JP2	
2 blue	TX	12	RXD1
3 white	RX	2	TXD1
5 black	GND	14	GND
8 red	CTS=Optical Supply 12V	5	Battery
Filters Commutation			
		INTTNC PLUS JP2	
0	Gnd	14	GND
1 (software call=#2)	Low pass 50Hz	19	Port 2-line 0
2 " #3	Low pass 500Hz	21	Port 2-line1
3 " #4	Band Pass 100Hz-12.5kHz	23	Port 2-line2
4 " #5	Band Pass 100Hz-50kHz	25	Port 2-line3
5 " #6	Supply hydro+ filters on/off	27	Port 2-line4
Temperature acquisition AD7710 supply			
		INTTNC PLUS JP2	
red	+12V	5	Battery
M/A analogique with +12V		5	Battery
black	Gnd	14	Gnd
purple	Sdata	16 and 18	MISO and MOSI
Orange	SCLK	22	SCK
Temperature acquisition AD7710 converter			
		INTTNC PLUS JP2	
Blue	A0 ADchannel 4	33	port P7
Yellow	1/RFS AD channel 4	31	Port P6
Pink	A0 AD channel 5	37	Port Q1
White	1/RFS AD channel 5	35	Port Q0
Green	Remote	32	PA7

Signaux

S1:

Bulgin femelle embase 9ch
1 +12V
2 Signal hydro Out #1
3 Température 1

4 Température 2
5 Signal hydro Out #2
6 Tresses
7 -12V
8 GND
9 GND

3. Fréquences d'échantillonnage du Scopemeter

Numéro base de temps	Base de temps par division	Fréquence d'échantillonnage $F=25/(\text{base de temps})$	Temps d'acquisition $T=512/F$	Numéro Sensibilité	Sensibilité par division
1	1 μ s	25Mhz	20 μ s	1	5mV
2	2	12.5Mhz	41 μ s	2	10mV
3	5	5Mhz	102 μ s	3	20mV
4	10	2.5Mhz	204 μ s	4	50mV
5	20	1.25Mhz	408 μ s	5	100mV
6	50	500kHz	1ms	6	200mV
7	100	250kHz	2ms	7	500mV
8	200	125kHz	4ms	8	1V
9	500	50kHz	10ms	9	2V
10	1ms	25kHz	20ms	10	5V
11	2	12.5kHz	40ms	11	10V
12	5	5000Hz	102ms	12	20V
13	10	2500Hz	204ms	13	50V
14	20	1250Hz	408ms		
15	50	500Hz	1s		
16	100	250Hz	2s		
17	200	125Hz	4s		
18	500	50Hz	10s		
19	1s	25Hz	20s		
20	2s	12.5Hz	40s		

4. Correspondance des numéros des filtres

	Filtre Numéro
Voie A=HF=Seulement 1 filtre:	Passe-haut 40kHz 0
Voie B=LF ou MF	Passe-bas 50Hz 1
"	Passe-bas 500Hz 2
"	Passe Bande 100hz-12.5kHz 3
"	Passe Bande 100hz-50kHz 4

Annexe II : Paramètres physiques

1. Définition du niveau de Pression Acoustique, conversions

Le niveau de pression acoustique NPA est défini par : $NPA = 20 \log_{10} \frac{P}{P_0}$

Avec P_0 : Pression de référence.

La valeur ISO de P_0 est $1 \mu\text{Pa}$ pour les tous les milieux sauf dans l'air où $P_0 = 20 \mu\text{Pa}$.

On trouve des pressions de référence différentes, nous donnons une table de conversion ci-dessous :

P_0 : Pression de référence	Différence par rapport à un NPA en dB ref $1 \mu\text{Pa}$
$20 \mu\text{Pa}$	-6 dB
0.0002 dyn/cm^2	-6 dB
$1 \text{ dyn/cm}^2 = 1 \mu\text{bar}$	-100 dB
N/m^2	-120 dB

Tableau AII.1 : Nombre de décibels à retrancher à d'autres valeurs de la pression de référence P_0 pour obtenir des dB ref $1 \mu\text{Pa}$:

2. Unités de mesure

Nom	Symbole	Dimension	Symbole équivalent	Nom équivalent
Pression	Pascal= $\text{Pa} = \text{N/m}^2$	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$	J.m^{-3}	Densité d'Energie
Puissance	Watt=Joules/Seconde= J/s	ML^2T^{-3}	J.s^{-1}	Puissance
Energie	Joules	$\text{ML}^2 \text{T}^{-2}$	J	Energie
Intensité $I = p^2/\rho c$	Watt/m ²	MT^{-3}	$\text{J.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$	Flux d'Energie
Niveau de Pression Acoustique égal à $\frac{P_{\text{rms}}}{\sqrt{f_2 - f_1}}$	$\text{Pa}/\sqrt{\text{Hz}}$	$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2.5}$	$\text{J.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$	Densité Spectrale d'Energie

3. Tension superficielle de l'eau

température en °Celsius	Tension superficielle en N/m
0	0.0756351
5	0.0749484
10	0.0741636
15	0.0736731
20	0.0723978
25	0.0721035
30	0.0714168
35	0.0704358
40	0.0697491
50	0.0679833

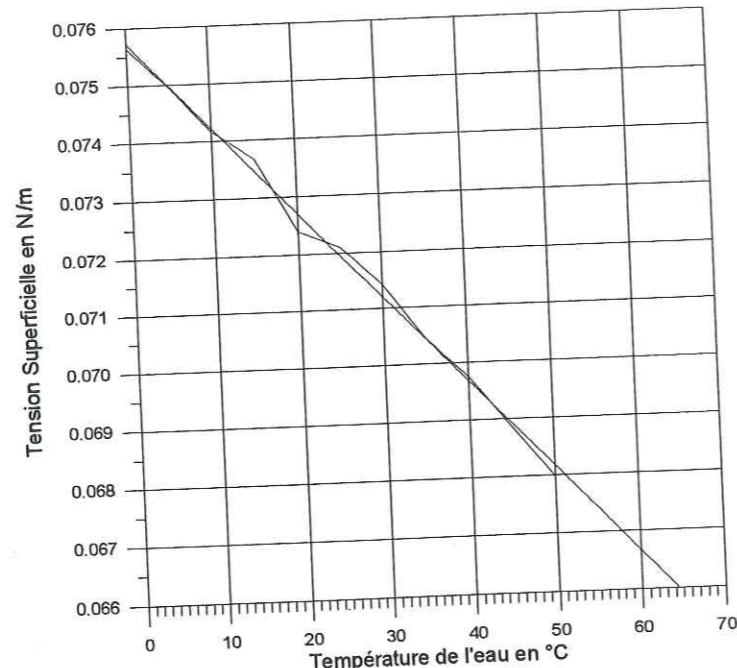


Figure AII.2 : Tension superficielle de l'eau en fonction de la Température.

Tableau AII.2 : Tension superficielle

Approximation: Tension sup = $1.51 \cdot 10^{-4} \cdot T + 0.07572$ en $N \cdot m^{-1}$,
Avec: T : Température en °C

4. Pression de vapeur saturante

La Pression de vapeur saturante est donnée par la relation de Clausius- Clapeyron :

$$P_{sat} = P_0 \exp\left(\frac{L}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right)$$

Avec, pour l'eau:

- P_0 : Pression de référence (= $1.013 \cdot 10^5$ Pascal)
- T_0 : Température de référence (= 373.15 K)
- T : Température en K
- $R = 8.314$
- L : Chaleur latente de l'eau (= $4.07 \cdot 10^4$ J/mole)

Profondeur r(m)	Température à saturation en °C	Profondeur en mètres	Température à saturation en °C
0	100	55	161.0
5	111.5	60	163.9
10	120.3	65	166.6
15	127.4	70	169.1
20	133.4	75	171.5
25	138.6	80	173.8
30	143.2	85	176.0
35	147.4	90	178.2
40	151.2	95	180.2
45	154.7	100	182.1
50	158.0	150	198.5

Tableau AII.3 : Température à saturation

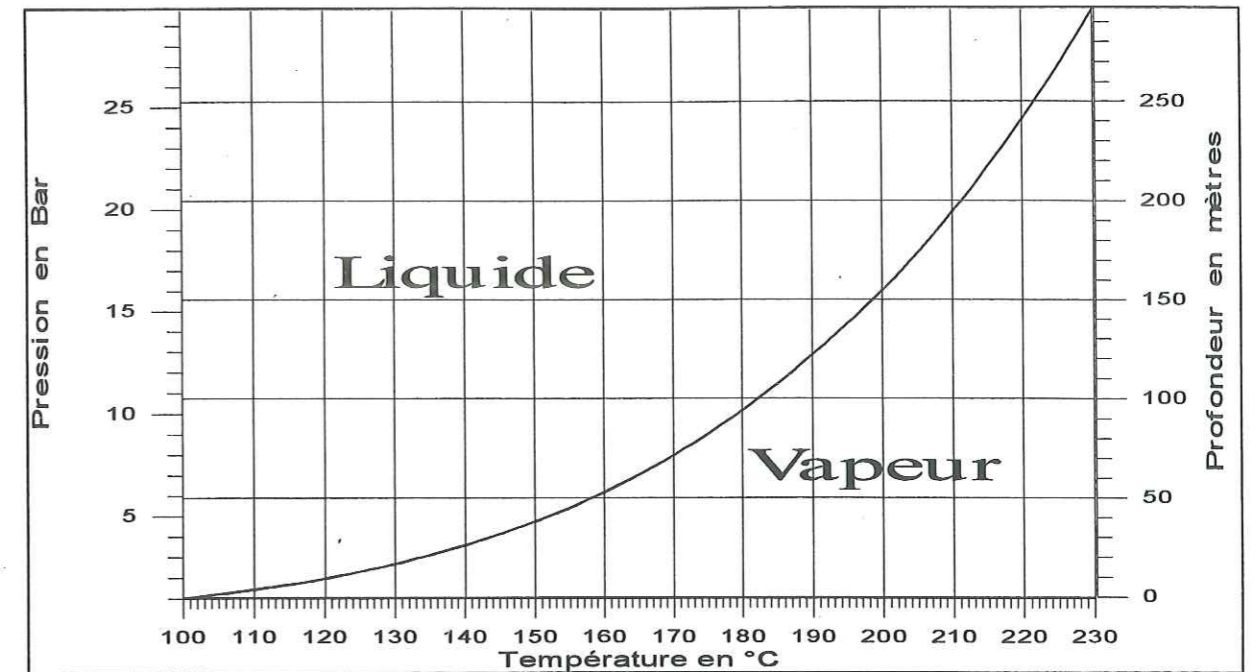


Figure AII.1 : Pression de vapeur saturante pour T=100 à 230°C

5. Extrait des tables de vapeur

Valeurs thermodynamiques:

chaleur massique de l'eau	$C_p = 4174 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$
chaleur massique de l'air	$C_{air} = 1005 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$
chaleur latente de vaporisation de l'eau	$L = 2.4 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$

Profondeur en mètres	Pression statique en Pa	Température à Saturation en °C	Masse volumique kg/m^3	Enthalpie MJ/kg	Puissance par m^3/s en MWatt
4.9	$1.5 \cdot 10^5$	111.4	0.86	2.70	2.3
20.2	$3 \cdot 10^5$	133.5	1.65	2.73	4.5
40.6	$5 \cdot 10^5$	151.8	2.67	2.75	7.3
61.0	$7 \cdot 10^5$	165.0	3.66	2.76	10.1
91.6	$10 \cdot 10^5$	179.9	5.14	2.78	14.3
142.6	$15 \cdot 10^5$	198	7.59	2.79	21.1
193.5	$20 \cdot 10^5$	212.4	10.0	2.80	28.1

6. Vitesse du son dans différents milieux

Air à 21°C	344 m/s
Eau douce	1480
Eau salée à 3.5% et à 21°C	1520
Alcool	1213
Plomb	1220
Hydrogène à 0°C	1269
Corps Humain	1558
Bois	3350
Aluminium	5120
Verre	5200
Plexiglas	1800

7. Volcanic explosivity Index (VEI) (Newhall, 1982).

VEI	Description	Plume Height	Volume	Classification	How often	Example
0	non-explosive	<100 m	1000s m ³	Hawaiian	daily	Kilauea
1	gentle	100-1000 m	10,000s m ³	Haw/Strombolian	daily	Stromboli
2	explosive	1-5 km	1,000,000s m ³	Strom/Vulcanian	weekly	Galeras, 1992
3	severe	3-15 km	10,000,000s m ³	Vulcanian	yearly	Ruiz, 1985
4	cataclysmic	10-25 km	100,000,000s m ³	Vulc/Plinian	10's of years	Galunggung, 1982
5	paroxysmal	>25 km	1 km ³	Plinian	100's of years	St. Helens, 1981
6	colossal	>25 km	10s km ³	Plin/Ultra-Plinian	100's of years	Krakatau, 1883
7	super-colossal	>25 km	100s km ³	Ultra-Plinian	1000's of years	Tambora, 1815
8	mega-colossal	>25 km	1,000s km ³	Ultra-Plinian	10,000's of years	Yellowstone, 2 Ma

Nicolas **POUSSIELGUE**

Thèse de Géophysique

Laboratoire d'Instrumentation Géophysique. Université de Savoie

Signal acoustique et activité thermique dans les lacs de cratère de volcans actifs. Réalisation d'une station de mesure hydroacoustique au Taal (Philippines).

Résumé :

Afin d'étudier les variations temporelles du signal acoustique dans un lac de cratère nous avons réalisé une station de mesure permanente et l'avons installée en novembre 1994 dans le lac de cratère du volcan Taal (Philippines). Cette station acquiert tous les quarts d'heure des échantillons temporels du signal acoustique (à 40 mètres de profondeur) dans trois bandes de fréquences différentes: BF(<500hz), MF (<12,5 kHz) et HF(<500kHz). Le traitement des données permet la représentation d'un sonogramme.

Une variation importante du signal acoustique a été induite par le séisme de Mindoro (magnitude 7.1) du 15 Novembre 1994 situé à 46 km du Taal. La puissance thermique apportée au lac chute brutalement de 50%, le débit gazeux est ralenti de 1/10^{ème}. Les flux liquide et gazeux ne reviennent à leur état initial que 5 jours après. On assiste à un phénomène transitoire qui touche tous les paramètres mesurés : déformations, acoustique, thermique.

A partir des données de la température du lac de cratère du Taal et des valeurs météorologiques, un calcul de l'apport énergétique de l'édifice volcanique au lac de cratère de 1990 à 1995 permet de mettre en évidence la reprise d'activité du volcan Taal depuis 1990, la puissance thermique mesurée passant de 50MW à 250MW. Le flux gazeux mesuré ne suffisant pas pour apporter une telle puissance, que ce soit au Taal ou au Ruapehu, nous concluons que la chaleur est apportée majoritairement par des échanges liquides. Nous montrons par ailleurs que les variations de l'inclinaison du volcan sont fortement corrélées avec les variations de la puissance thermique.

La mesure du signal acoustique en milieu volcanique est donc une méthode prometteuse qui mérite d'être mise en œuvre dans d'autres édifices volcaniques.

Acoustic signal and thermal activity in active volcanoes crater lakes. Elaboration of an hydroacoustic measuring station in the Taal (Philippines).

Abstract :

To study the acoustic signal precisely in a crater lake we carried out an acoustic measuring remote station and installed it in November 1994 in the crater lake of the Taal volcano (Philippines). This station acquires every fifteen minutes temporal samples of the acoustic signal (at a 40 meters depth) in three different frequency bands: low frequencies (<500hz), intermediate frequency (<12,5 kHz) and high frequencies (<500kHz). Data processing allow the representation of a sonogramme.

An important variation of the acoustic signal was induced by the earthquake of Mindoro (magnitude 7.1) of 15 November 1994 located at 46 km of Taal. The thermal power brought to the lake falls rapidly of 50%, the gas flow is slowed down a tenth. Liquid and gas flows return in their initial state only 5 days afterwards. A transient phenomenon is observed in all the measured parameters: tiltmeters, acoustics, thermal power.

From the temperature measurement of the Taal crater lake and weather values, we made a calculation of the energy contribution of the volcanic system to the crater lake from 1990 to 1995, this shows a renewal of the activity of the Taal volcano since 1990, the calculated thermal power was increasing from 50MW to 250MW. Gas flow measured are too low to bring such a power, that it is in Taal or Ruapehu, we conclude that heat is brought mainly by liquid exchanges. We in addition show that the variations of the slope of the volcano are strongly correlated with the variations of the thermal power.

The measurement of acoustic signal in a volcanic medium is thus a promising method which deserves to be implemented in other volcanoes.

Mots Clés :

Débit gazeux - Déformations - Fumerolles - HydroAcoustique -Lacs de cratère - Taal - Transferts thermiques - Surveillance volcanique - Système hydrothermal.