HAL
open science

Apport de l'étude des sources sismo-volcaniques à la connaissance des processus éruptifs du volcan Yasur Vanuatu

Laurence Perrier

▶ **To cite this version:**

Laurence Perrier. Apport de l'étude des sources sismo-volcaniques à la connaissance des processus éruptifs du volcan Yasur Vanuatu. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU054 . tel-00766993

HAL Id: tel-00766993

https://theses.hal.science/tel-00766993

Submitted on 19 Dec 2012

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.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Géophysique**

Arrêté ministériel :

Présentée par

Laurence PERRIER

Thèse dirigée par **Philippe Lesage**
et codirigée par **Jean-Philippe Métaxian**

préparée au sein de l' **Institut des Sciences de la Terre (ISTerre)**
et de l'école doctorale **Terre, Univers, Environnement**

Apport de l'Etude des Sources Sismo-Volcaniques à la Connaissance des Processus Eruptifs du Volcan Yasur, Vanuatu

Thèse soutenue publiquement le **15 Décembre 2011**,
devant le jury composé de :

M. Jean-François Lénat
PH., Université Blaise Pascal, Rapporteur
M. François Beauducel
PH., Institut de Physique du Globe de Paris, Rapporteur
M. Jean Battaglia
CR. CNRS, Université Blaise Pascal, Examinateur
M. Patrick Allard
DR. CNRS, Institut de Physique du Globe de Paris, Examinateur
M. Philippe Lesage
M. de Conf., Université de Savoie, Directeur de thèse
M. Jean-Philippe Métaxian
CR. IRD, Université de Savoie, Co-Directeur de thèse
M. Franck Donnadieu
PH. AD., Université Blaise Pascal, Invité

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Jean-Philippe Métaxian pour m'avoir proposé un sujet de thèse si passionnant, qui m'a offert l'opportunité de travailler sur un thème qui m'est cher : la volcanologie, mais également pour m'avoir laissé une grande autonomie dans mon travail et au contraire avoir été là pour me recadrer dans les périodes plus difficiles. Pour cela, je tiens à lui dire merci.

Je souhaite également remercier Philippe Lesage qui suit mon travail depuis quelques années et qui a toujours été présent pour s'assurer que mes trois années de thèse se passent sans encombre.

Je tiens aussi à dire un grand merci à tous les membres de l'équipe volcans et de ISTerre Chambéry, pour leur accueil au sein du laboratoire, mais aussi pour les nombreuses discussions scientifiques (ou non) autour d'un café à la cafet'.

Je remercie Jean Battaglia pour sa disponibilité, sa gentillesse et les nombreux échanges fructueux que j'ai pu avoir avec lui au cours de ma thèse.

Je remercie aussi tout naturellement ma famille pour avoir accepter mes choix de carrière et pour m'avoir soutenue dans les périodes de stress. Mon attention se porte tout particulièrement sur mes parents et ma sœur Johanne qui ont su me rebooster au bon moment et sans qui je n'aurais pas vécu ces trois années. Je tiens aussi à remercier Stéphane qui a enfin su comprendre qu'être thésard ne signifiait pas se tourner les pouces derrière un ordinateur.

Un très grand merci également aux filles du "bureau qui pétille". Ca a été un grand honneur pour moi d'en être la présidente et d'avoir été assisté dans les bons moments comme dans les mauvais par des filles aussi chouettes que vous. Merci à Estelle, pour nos échanges de connaissance, surtout en informatique, mais aussi pour ta gentillesse et les innombrables découvertes souvent à l'origine de fous rires qui s'entendaient à l'autre bout de Belledonnes et que je ne suis pas prête d'oublier. Merci à Lalo Volcano, pour avoir su rapidement cerner mon sale caractère et pour avoir été là dans les périodes les plus difficiles qui ont se sont produites ces derniers mois. Ta perspicacité nous aura tout de même coûté de nombreuses despé, fraîchement dégustées à la terrasse du Cardi, mais qui étaient souvent plus que nécessaires. Merci à Didie pour être toujours là depuis notre première année de licence et malgré les grosses disputes qu'on a pu avoir, hein colloc !!! Merci les filles.

Un grand merci également à Benjamin qui, malgré les grands chamboulements qu'il a apporté à ma vie ces derniers mois, a su supporter mes nombreuses sautes d'humeur et rester à mes côtés pour me soutenir. Merci pour ta patience.

Merci aux anciens thésards du laboratoire, pour nous avoir souvent dit que les derniers mois seraient difficiles mais que la fin était très appréciable. Merci Fabien,

Alex, Damien, Olivier, Pierre-François et Aurélie.

Merci à mes deux secrétaires préférés Maxime et Fabien, qui ont toujours pris beaucoup de plaisir en se mêlant des affaires du bureau qui pétille.

Merci à Séverine et Alex, pour être encore à mes côtés et me soutenir après quinze années de folle aventure.

Un merci aussi à Daniel Clarke pour avoir pris de son temps, au combien précieux en fin de thèse, pour corriger mon anglais “à la française”.

Je dédie cette thèse à mon père qui a été mon plus grand soutien depuis des années et à qui je dois cette passion pour les volcans.

Résumé

Le Yasur est un petit stratovolcan situé au coeur d'une grande caldeira, dans la partie sud-est de l'Ile de Tanna (Sud Vanuatu). Le cratère sommital, culminant à environ 360 m d'altitude, est occupé par trois évents : deux évents (A et B) dans le sous-cratère sud et un évent (C) dans le sous-cratère nord. L'activité du Yasur est caractérisée par des explosions de bulles de gaz et l'émission de petits panaches de cendres. Afin de mieux comprendre les processus volcaniques qui se produisent au sein de l'édifice, un large réseau de capteurs, comprenant 12 antennes sismiques et 10 stations large-bande, a été déployé autour du Yasur en 2008, enregistrant le signal sismique en continu. Le modèle de vitesse de la structure superficielle du volcan ainsi que de la caldeira de Siwi a été estimé jusqu'à 200 m de profondeur en utilisant les méthodes SPAC et f-k - deux techniques d'analyse du bruit ambiant inclues dans le logiciel Geospy - sur les signaux enregistrés par sept antennes. Quatre zones principales ont été distinguées et interprétées en terme de couches géologiques et de répartition des fluides aquifère, système hydrothermal) dans la structure volcanique. Le modèle de vitesse a ensuite été intégré dans un algorithme de tracé de rai et combiné à une méthode de triangulation sismique pour localiser la source des explosions et des événements longue période. Les localisations ont permis de suivre l'évolution de l'activité en 2008 dans les différents évents, et de proposer deux modèles de dynamique éruptive pour expliquer la périodicité des explosions stromboliennes et l'intense activité observée au Yasur. Les localisations ont également permis l'estimation de la vitesse d'ascension des poches de gaz ainsi qu'une estimation de la géométrie du conduit volcanique.

Abstract

Yasur is a small stratovolcano located ina large caldera, in the south-eastern part of Tanna Island (South Vanuatu). The summit crater, reaching 360 meters a.s.l., is occupied by three vents : two vents (A and B) in the southern crater and one vent (C) in the northern crater. The Yasur's activity is characterized by explosions of gas bubbles and emissions of small ash plumes. To better understand volcanic processes which occur inside the edifice, a large seismic network, consisting of 12 antennas and 10 broadband stations, was deployed in 2008 around Yasur, recording continuously the seismic signal. Velocity model of the superficial structure of Yasur and Siwi caldera was estimated until 200 m depth using SPAC and f-k methods – two ambient noise techniques included in the software Geopsy – on data recorded by seven antennas. Four main areas were identified and interpreted in terms og geological layers and fluid distributions (aquifer, hydrothermal system) inside the volcanic structure. The velocity model was integrated in a ray tracing algorithm, combined to a seismic triangulation technique to locate the source of explosion quakes and long-period events. Locations allowed to follow the evolution of the 2008 volcanic activity in the different vents and to propose two eruptive dynamics models to explain the periodicity of strombolian explosions ant the intense activity observed at Yasur. Locations also allowed to estimate the slug rise velocities and the geometry of the volcanic conduit.

Table des matières

Introduction générale 5

CHAPITRE I : *Etat de l'art : Etudes des structures volcaniques et localisations des sources sismo-volcaniques* 8

I.1. **Introduction** 8

I.2. **Les études de structures** 9

I.2.1. La géologie stratigraphique et structurale 9

I.2.2. Les méthodes potentielles 9

La gravimétrie 9

Le magnétisme 15

I.2.3. Les méthodes électriques 17

I.2.4. Les méthodes sismiques 25

La tomographie sismique 26

Analyse des ondes de surface par des méthodes de filtre multiple 38

Les méthodes d'antennes sismiques 41

I.2.5. Discussion et conclusions 48

I.3. **Les méthodes de localisation des sources sismo-volcaniques** 54

I.3.1. La polarisation des ondes 54

I.3.2. Les amplitudes sismiques 57

I.3.3. L'inversion de forme d'onde 60

I.3.4. Les méthodes d'antennes sismiques 63

La méthode de triangulation sismique....66

La méthode du "Zero Lag Cross Correlation"....68

La méthode MUSIC....72

I.3.5. Discussion et conclusions....78

CHAPITRE II : *Contexte géodynamique et volcanologique* 82

II.1. **L'arc du Vanuatu**....82

II.1.1. Structure de l'arc....84

II.1.2. Sismicité de l'arc....89

II.2 **L'Ile de Tanna**....91

II.3. **Le volcan Yasur**....99

II.3.1. L'activité volcanique du Yasur....99

II.3.2. Etudes réalisées sur le Yasur....106

Etudes sismologiques....106

Etudes des gaz volcaniques....112

Mesures de température....115

Etude du système hydrothermal....115

II.4. **Conclusions**....117

CHAPITRE III : *Sismicité du volcan Yasur de Janvier 2008 à Février 2009* 120

III.1. **Description du réseau sismique de 2008**....120

III.1.1. Le réseau d'antennes sismiques....120

III.1.2. Le réseau de stations large bande....123

III.1.3. Le jeu de données....126

III.2. **Description de la sismicité observée eu Yasur en 2008** **126**

III.2.1. Description des signaux sismiques **129**

La sismicité liée à la zone de subduction **130**

La sismicité liée à l'activité du Yasur **133**

III.2.2. Les familles d'événements **137**

III.2.3. La relation LP / Explosion **141**

III.3. **Conclusions** **141**

CHAPITRE IV : *Etude de la structure superficielle du Yasur* **146**

IV.1. **Introduction** **146**

IV.2. **Les méthodes SPAC et f-k** **147**

IV.2.1. La méthode SPAC **147**

IV.2.2. La méthode f-k **150**

IV.3. **GEOPSY : estimation des modèles de vitesse** **152**

IV.3.1. Le projet Geopsy **152**

IV.3.2. Geopsy : application des méthodes SPAC et f-k **153**

Estimation des courbes d'autocorrélation avec la méthode SPAC **154**

Estimation des courbes de dispersion avec la méthode f-k haute résolution **156**

Estimation des modèles de vitesse 1D **159**

IV.4. **Estimation of the three-dimensional near-surface velocity structure at Yasur volcano, Vanuatu** **163**

IV.5. **Conclusions** **193**

CHAPITRE V : *Localisations des sources sismo-volcaniques* 196

V.1. **Introduction** 196

V.2. **Locating sources of explosion quakes and long-period events using a seismic triangulation method at Yasur volcano, Yasur** 200

V.3. **Conclusions** 250

Conclusions générales **252**

Bibliographie **259**

ANNEXE I : Création de la base de données "Yasur" **278**

ANNEXE II : Construction du modèle numérique de terrain de la caldeira de Siwi **286**

Introduction générale

La sismologie volcanique, comme son nom l'indique, est l'étude de la sismicité observée sur les édifices volcaniques. Depuis un peu plus d'une vingtaine d'années, la sismologie volcanique s'est différenciée de la sismologie et se présente aujourd'hui comme un domaine bien distinct. Ce développement a suivi un besoin de plus en plus important de pouvoir connaître et comprendre les processus physiques et , d'une manière plus générale, de pouvoir comprendre la dynamique éruptive à l'origine de cette sismicité. En développant des techniques d'analyse de plus en plus adaptées à l'étude des signaux sismo-volcaniques, différents processus magmatiques ont déjà pu être identifiés et assignés comme étant à l'origine de certains de ces signaux. Nous pouvons citer par exemple les mouvements de fluides - multiphasiques (liquide, cristaux, gaz) ou seulement gazeux - identifiés comme étant les processus principaux de formation des signaux longue-période (LP) dont les vibrations sont brèves, et du trémor volcanique dont les vibrations peuvent perdurer sur de plus longues périodes de temps (de quelques minutes à permanent). Un autre processus, attribué à la génération des signaux dits volcano-tectoniques (VT), est la fracturation du milieu encaissant, formé par l'accumulation des roches volcaniques éruptées ou non, ou des parties fragiles du magma à l'interface magma-encaissant. La fracturation est amorcée par des changements de contrainte générés par l'ascension du magma dans l'édifice volcanique. Un dernier processus peut également être cité bien qu'il soit plus évident que les deux précédents. Il s'agit des explosions volcaniques qui génèrent également des signaux sismiques qui peuvent être assimilés aux signaux LP car ils présentent des caractéristiques similaires. L'étude de la sismicité d'origine volcanique est basée sur l'analyse (1) de la forme des signaux (distinction des ondes P et S sur les VT, signaux émergents sans distinction des ondes S pour les signaux LP et le trémor), (2) de leur contenu spectral (entre 5 et 15 Hz pour les VT, entre 1 et 5 Hz pour les LP et le trémor), (3) de leurs amplitudes, mais elle est également réalisée en effectuant

de la localisation des sources. Elle apporte autant d'informations nécessaires pour la compréhension des différents processus, primordiale pour l'amélioration des systèmes de prédiction des éruptions et donc l'amélioration des systèmes d'alerte.

Le travail réalisé au cours de cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet ANR (Agence National de la Recherche) dédié à l'étude de la dynamique éruptive des volcans de l'arc du Vanuatu et basé sur une étude multidisciplinaire, regroupant mesures acoustiques, géochimiques, électriques et électromagnétiques, sismologiques, géodésiques et radar doppler. Ce projet s'est concentré sur deux sites principaux, les volcans Yasur sur l'Ile de Tanna dans la partie sud du Vanuatu et Ambrym situé au centre de l'arc. Nous nous sommes ici intéressés au volcan Yasur car celui-ci présente de nombreux aspects volcaniques et géodynamiques qui ont retenu notre attention tels que (1) son édification au sein d'une caldeira dont le centre est affecté par la croissance d'un dôme résurgent, (2) son activité explosive qui en fait un volcan analogue au Stromboli, l'un des volcans les plus étudiés au monde, et (3) son activité permanente de forte intensité probablement liée à la convergence rapide des plaques lithosphériques dans la partie sud de l'arc. Les principaux objectifs du projet, en terme d'analyse des signaux sismo-volcaniques, se sont focalisés dans un premier temps sur l'étude de la source de ces signaux via des techniques de localisation, et dans un second temps sur l'étude de la structure de l'édifice et de ses alentours via des méthodes adaptées à l'étude des structures volcaniques. L'étude des signaux sismiques observés au Yasur a pour but d'apporter un suivi des fluctuations de l'activité éruptive mais également de comprendre les processus à l'origine de la cyclicité des explosions stromboliennes qui régit la dynamique éruptive du volcan.

Ce manuscrit sera présenté sous la forme de cinq chapitres dont les thèmes seront :

1. Un état de l'art dans le domaine de la sismologie volcanique : nous proposerons dans ce chapitre une description détaillée des principales méthodes existantes pour l'étude des structures volcaniques et pour la localisation des sources sismiques.

2. Le contexte géodynamique et volcanologique : ce chapitre présente un grand nombre d'études réalisées sur l'arc du Vanuatu (études bathymétriques, sismologiques, géodésiques) et sur l'Ile de Tanna afin de mieux comprendre dans

quel contexte s'est édifié le cône du Yasur. Il regroupe également les études réalisées jusqu'à présent sur le volcan lui-même.

3. La sismicité du volcan Yasur en 2008 : nous détaillerons dans ce chapitre le réseau sismologique déployé autour du Yasur ainsi que le jeu de données enregistré durant l'année 2008. Les principaux signaux sismo-volcaniques observés durant l'expérience seront également décrits dans ce chapitre.
4. L'étude de la structure superficielle du Yasur : nous décrirons ici les données ainsi que les logiciels utilisés pour l'estimation des courbes de dispersion des ondes de surface et la détermination des modèles de vitesse des ondes P et S. Ces modèles, de la partie superficielle du complexe volcanique, seront présentés sous différentes formes (1-D et extrapolation 2-D et 3-D).
5. La localisation des sources sismo-volcaniques : nous proposons dans ce chapitre une étude des signaux sismo-volcaniques, permettant de conclure sur l'évolution de la sismicité au cours de l'année, ainsi que de proposer un modèle pour la dynamique éruptive à l'origine de l'activité strombolienne du Yasur.

Pour terminer, nous présenterons les conclusions générales apportées par ce travail de thèse sur la structure et la dynamique éruptive du Yasur, ainsi que les perspectives qui pourront lui faire suite.

CHAPITRE I

Etat de l'art : Etudes des structures volcaniques et localisations des sources sismo-volcaniques.

1 Introduction

La connaissance de la structure des édifices volcaniques est cruciale pour la compréhension des divers processus - géologiques, géochimiques et géophysiques - qui se produisent en son sein. Elle est généralement basée sur des études de géologie stratigraphique ou structurale ainsi que sur l'utilisation de nombreuses méthodes géophysiques telles que les méthodes potentielles (gravimétrie et magnétisme), électriques ou sismologiques. En fonction de leur résolution de détection des objets géologiques dans le sol, ces techniques permettent de repérer des unités stratigraphiques bien distinctes ainsi que les principaux accidents tectoniques ou zones de fracturation pouvant être à l'origine de zones d'instabilité. En sismologie, l'étude de la structure conduit à la détermination d'un modèle de vitesse de propagation des ondes dans le sol. Cette information est capitale car elle permet l'amélioration des localisations des sources sismiques en réduisant les incertitudes sur le trajet des ondes dans la structure (Bean et al., 2008). En effet, les techniques existantes pour localiser les sources sismiques s'appuient, pour la plupart, sur la connaissance que l'on a de la structure. Elles permettent alors un positionnement de la source sismique dans l'espace, fournissant ainsi des informations sur la dynamique éruptive des édifices volcaniques.

Dans ce chapitre, nous présenterons dans une première partie l'état de l'art existant en matière d'étude des structures volcaniques puis nous développerons dans une deuxième partie les méthodes les plus employées actuellement pour la localisation des sources sismo-volcaniques. Chacune de ces parties s'appuie sur des exemples issus d'études réalisées sur divers édifices volcaniques afin de mettre en avant les

avantages qu'offrent les différentes approches ainsi que leurs limites.

2 Les études de structure

2.1 La géologie stratigraphique et structurale

L'étude de la stratigraphie est basée sur l'analyse d'échantillons (estimation de la composition et datation) provenant de séquences de dépôts. Un repérage des discontinuités tectoniques (failles, rift) permet de compléter les informations sur la lithologie. De telles études donnent non seulement accès à la structure superficielle mais également à l'évolution des édifices au cours du temps.

Carney et MacFarlane (1979) ont proposé une étude de la géologie de surface des îles de Tanna, Aneityum, Futuna et Aniwa. A Tanna, leurs investigations, complétées par des observations plus anciennes, leur ont permis de proposer une série de coupes géologiques (Fig. 1.1) mettant en évidence les trois grands centres volcaniques de l'île et leurs dépôts pyroclastiques associés [cf. Chapitre II].

Chevallier et Bachèlery (1981) ont utilisé une approche similaire dans le but d'obtenir la structure du Piton de la Fournaise et de retracer son évolution. Ils ont ainsi défini quatre phases, la majorité ayant été associée à un événement tectonique majeur responsable de modifications dans la structure de l'édifice (Fig. 1.2).

2.2 Les méthodes potentielles

En gravimétrie et en magnétisme, nous nous intéressons à la mesure d'un vecteur champ qui est la conséquence de l'existence d'une force liée à la présence de masses en gravimétrie, ou à la présence d'aimantation en magnétisme. Les masses et les aimantations sont la source d'une fonction scalaire, que l'on appelle le potentiel, dont le laplacien est nul à l'extérieur des structures.

La gravimétrie

La gravimétrie est une méthode adaptée à l'étude des structures internes des édifices volcaniques. Les mesures du champ de pesanteur permettent d'imager la ré-

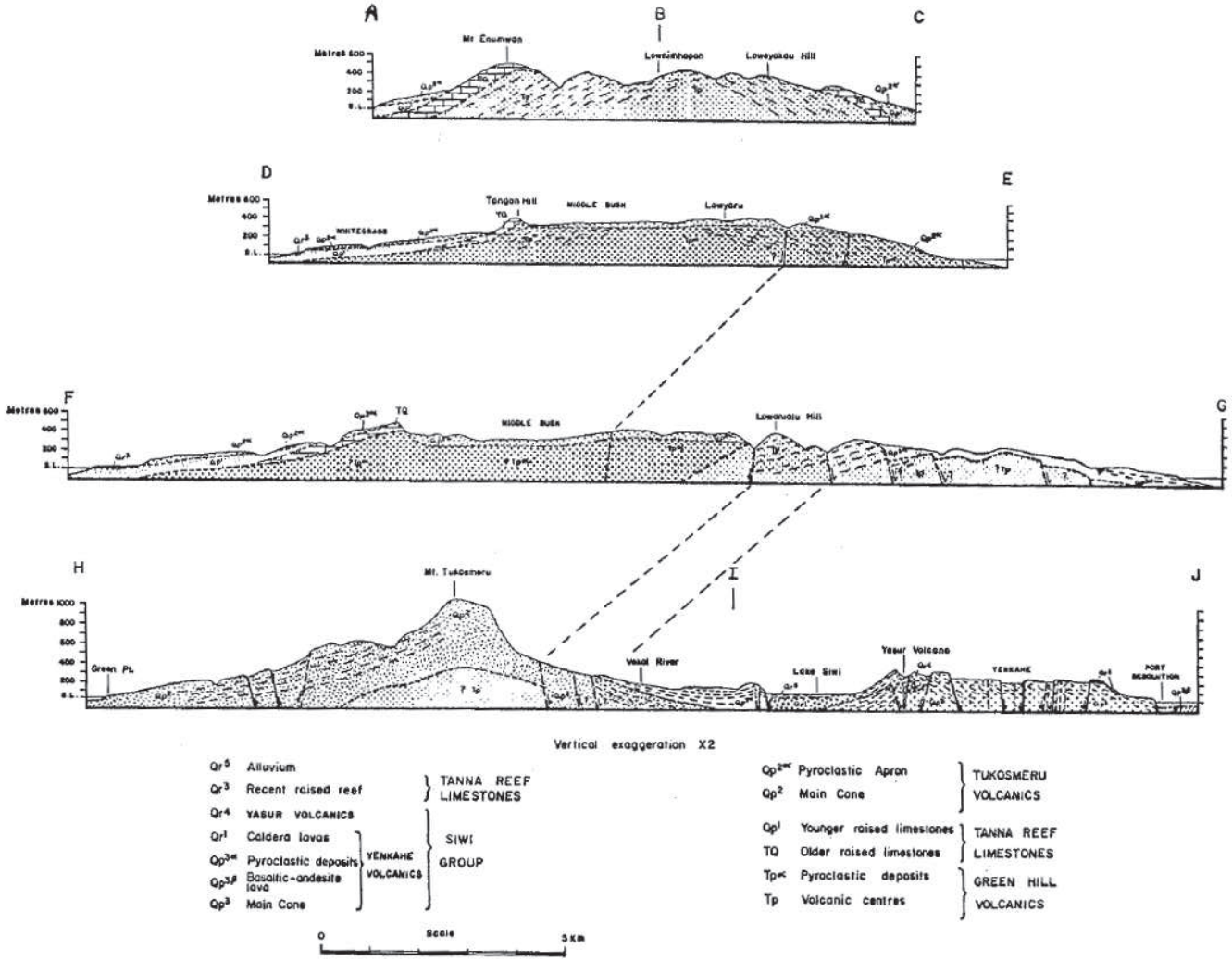


Fig. 1.1 : Figure extraite de Carney et MacFarlane (1979) représentant quatre coupes géologiques d'orientation W-E. La section HJ montre une coupe de la structure réalisée dans la partie sud de l'Île de Tanna à travers le Mont Tukosmeru à l'ouest et la caldeira de Siwi à l'est.

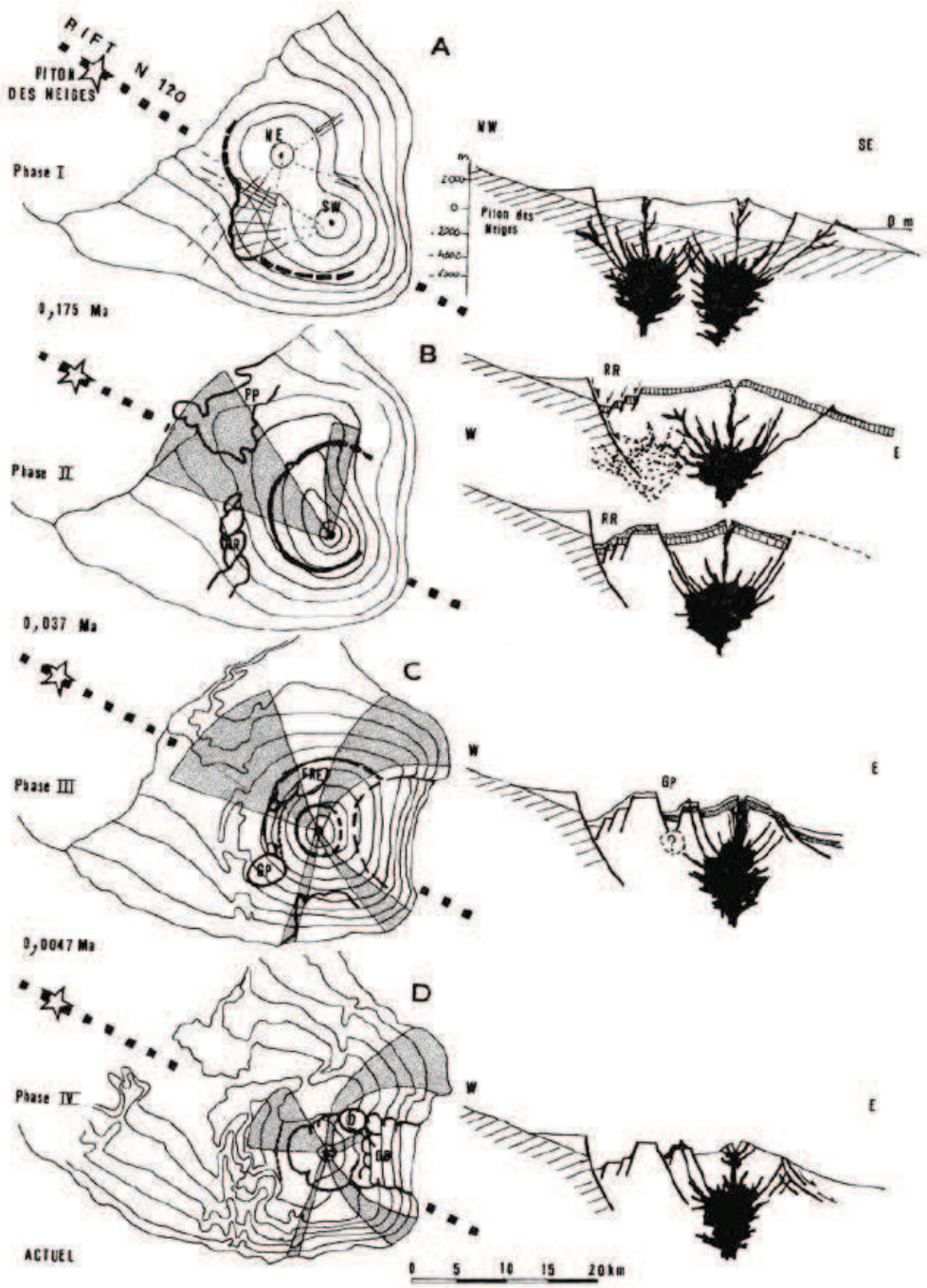


Fig. 1.2 : Evolution de la structure du Piton de la Fournaise proposée par Chevallier et Bachèlery (1981) après analyse de piles stratigraphiques.

partition des masses au sein de l'édifice en mettant en évidence la présence de corps géologiques montrant des contrastes de densité bien marqués avec les roches volcaniques encaissantes. Nous pouvons citer par exemple les intrusions magmatiques comprenant les chambres magmatiques profondes ou superficielles, les plutons, les dykes et les sills, mais également les coulées de lave qu'elles soient anciennes, donc recouvertes de dépôts volcaniques plus jeunes, ou récentes et affleurant en surface. Les relevés gravimétriques sont réalisés lors de campagnes de mesure suivant un maillage relativement régulier sur l'ensemble de l'édifice volcanique.

De nombreuses campagnes de mesures gravimétriques ont été réalisées sur l'île de la Réunion (Océan Indien) depuis 1976 (Rechenmann, 1976 ; Gérard et al., 1980 ; Demange et al., 1989 ; Rançon et al., 1989 ; Rousset et al., 1989 ; Malengreau et al., 1995 ; Lambert (2003) ; Levieux (2004) ; Gailler et al., 2009).

Les profils calculés par Malengreau et al. (1999), caractérisant l'anomalie de Bouguer, montrent deux structures denses à l'origine d'anomalies positives. Ces deux corps, interprétés comme des corps intrusifs, ont été localisés sous le Piton des Neiges et le Grand Brûlé (Fig. 1.3). L'anomalie sous le Piton des Neiges a été associée par ces auteurs à un essaim de sills et à une accumulation de gabbros. L'extension verticale de l'intrusion semble indiquer que la croissance du Piton des Neiges a débuté lors des premiers stades du volcanisme à la Réunion. L'intrusion sous-jacente au Grand Brûlé ne serait pas synchrone au volcanisme actuel selon Malengreau et al. (1999). Elle aurait été associée à un ancien centre volcanique sur lequel le Piton de la Fournaise se serait édifié (Lénat et al., 1990 ; Malengreau et al., 1995). Malengreau et al. (1999) ont également montré qu'aucun complexe dense ne se trouvait à l'aplomb du Piton de la Fournaise, mettant en avant le faible développement des complexes au sein de ce jeune édifice.

Gailler et al. (2009) se sont uniquement intéressés à la structure interne du Piton de la Fournaise en utilisant un nouveau jeu de données acquis en 2007. Les cartes d'anomalie de Bouguer mettent en évidence des anomalies positives à l'ouest et au nord-ouest de la zone centrale associées à des zones d'empilement de lave denses (Fig. 1.4 et Fig. 1.5). Gailler et al. (2009) ont également mis en évidence de zones à faible densité sous les Rivières des Remparts et Langevin (Fig 1.5) interprétées comme

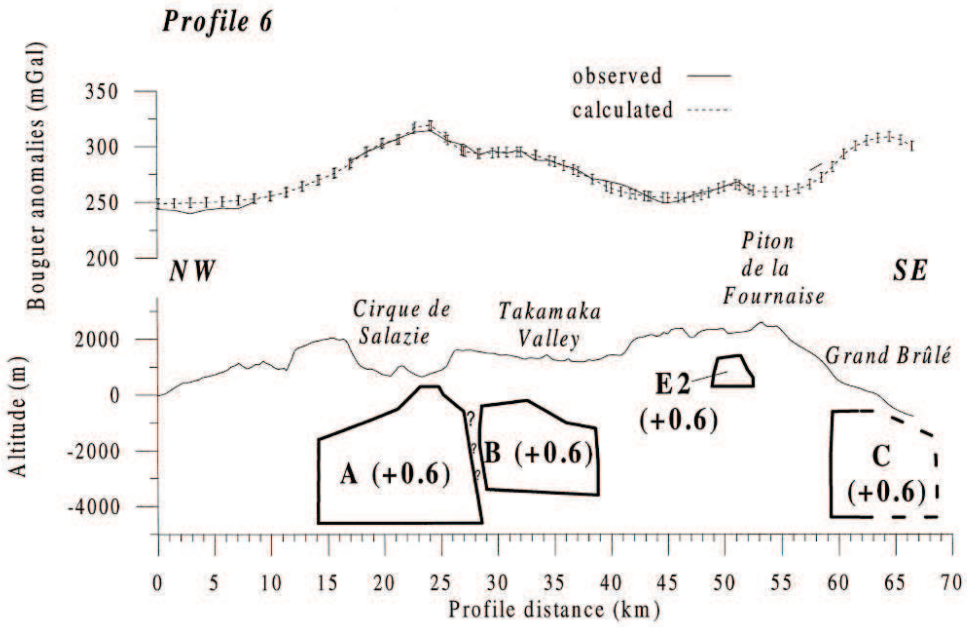


Fig. 1.3 : Figure extraite de Malengreau et al. (1999). L'anomalie de Bouguer, obtenue le long d'un profil NW-SE traversant le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise, ainsi que le modèle de répartition des masses à l'origine de celle-ci sont représentés.

étant liées à des brèches issues de l'érosion et/ou à un mouvement de masse vers le sud. Enfin, deux structures denses et profondes ont été identifiées ; la première sous le Grand Brûlé, la seconde sous la Plaine des Sables et l'Enclos-Fouqué (Fig. 1.4). Pour Gailler et al. (2009), cette dernière, centrée sur la faille de l'Enclos, suggère que l'ancien centre volcanique était localisé à environ 1.5 km à l'est de la position proposée par Bachèlery et Mairine (1990).

La gravimétrie a également été employée par Gottsmann et al. (2008) sur environ 700 stations mesurées au Complexe Volcanique Central de Tenerife (CVC). La carte de l'anomalie de Bouguer leur a permis de distinguer une anomalie positive au cœur du CVC ainsi qu'une anomalie localisée au centre de la caldeira Las Cañadas (Fig. 1.6). Les résultats de l'inversion 3-D leur ont permis d'avancer que : (1) le centre de l'île est dominé par un corps dense lié à l'intersection de la ride de Teno-Santiago et de la dorsale ; (2) le CVC est précoce dans l'évolution de Tenerife ; (3) la caldeira de Las Cañadas s'est formée suite à un effondrement vertical ; (4) l'anomalie en forme de fer à cheval à faible profondeur au nord de la caldeira (Fig. 1.7) correspond à

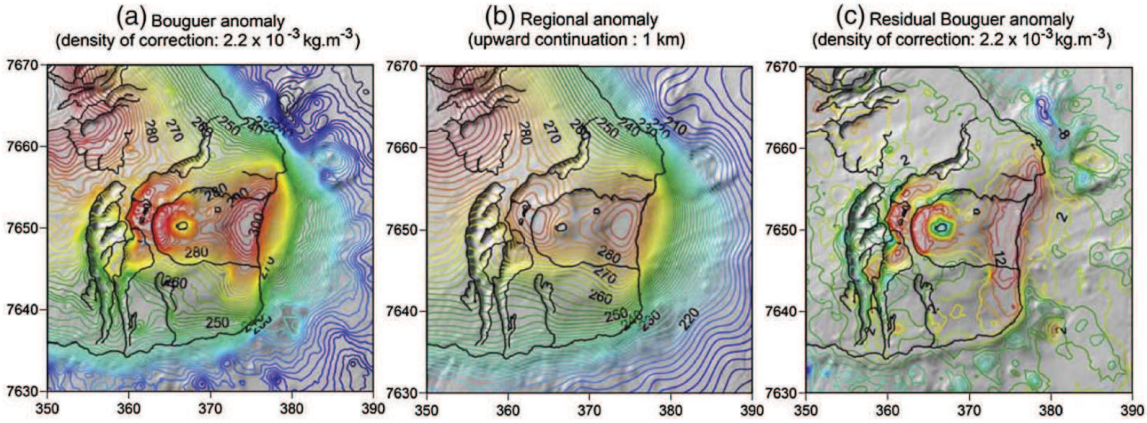


Fig. 1.4 : Cartes d'isovaleurs représentant (a) l'anomalie de Bouguer, (b) l'anomalie régionale et (c) l'anomalie de Bouguer résiduelle obtenues au Piton de la Fournaise [cartes extraites de Gailler et al. (2009)].

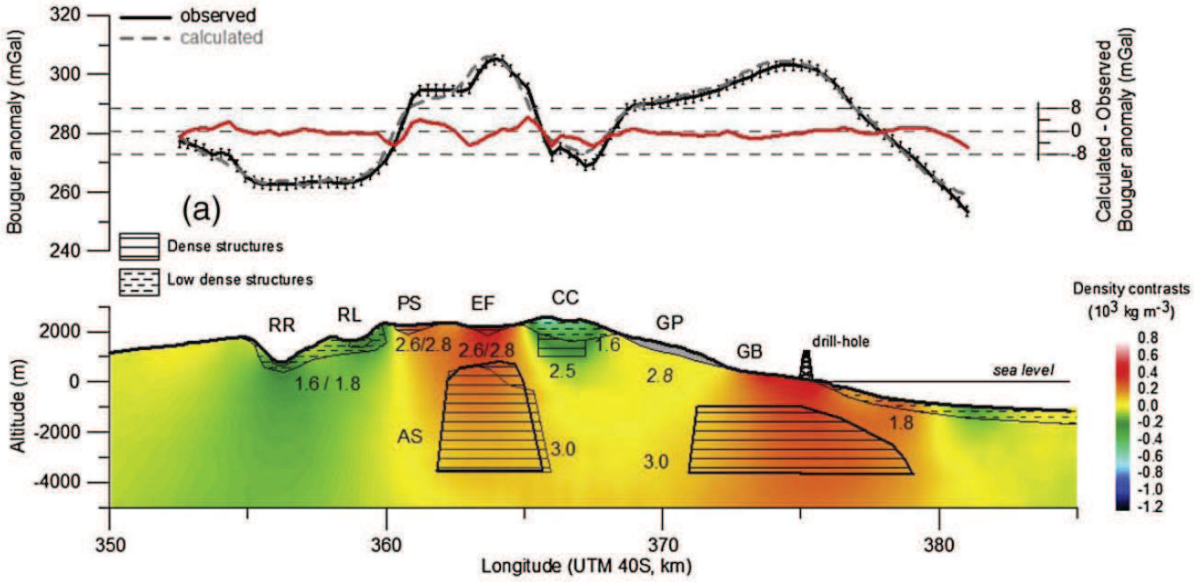


Fig. 1.5 : Anomalie de Bouguer et anomalie de Bouguer résiduelle calculées le long d'un profil recoupant le Piton de la Fournaise d'ouest en est [d'après Gailler et al. (2009). Le modèle de répartition des masses dans la structure, issu de l'inversion 3-D de l'anomalie de Bouguer, est également représenté. L'échelle des couleurs indiquent les contrastes de densité obtenus par rapport à une densité de référence de 2.2 kg/m^{-3}.

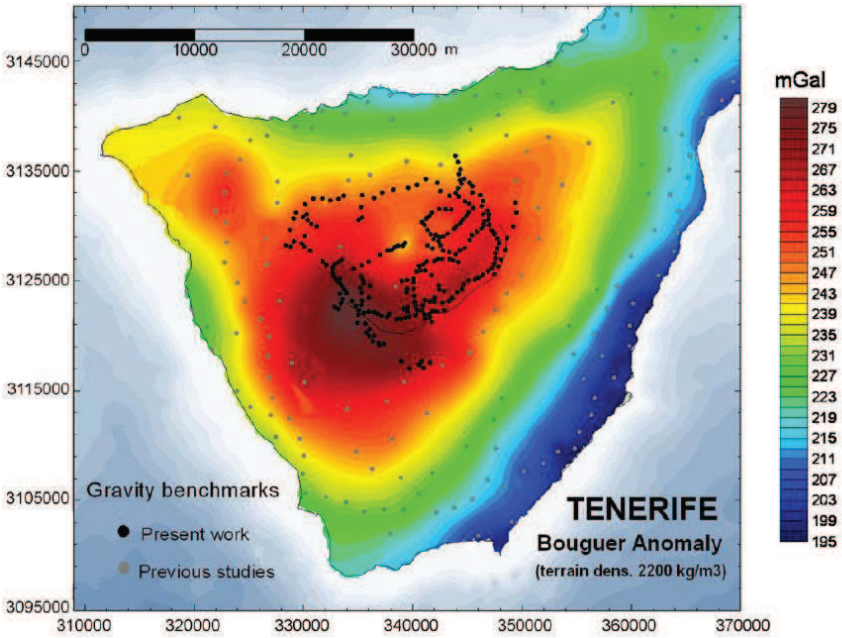


Fig. 1.6 : Figure extraite de Gottsmann et al. (2008) représentant la carte de l'anomalie de Bouguer calculée à Tenerife. Les points gris et noirs indiquent les stations de mesure du champ gravimétrique.

des intrusions superficielles marquant l'extension horizontale et (5) l'intérieur du complexe Pico Viejo – Pico Tiede est caractérisé par un corps de forme cylindrique s'étendant jusqu'à 3000 m sous le niveau de la mer. L'utilisation de la gravimétrie dans l'étude des structures volcaniques apporte non seulement une image de la répartition des masses dans l'édifice mais également des informations sur la mise en place de ces différentes unités géologiques qui le composent.

Le magnétisme

Le géomagnétisme est utilisé pour imager les variations de l'intensité du champ magnétique dans une zone d'étude choisie. En effet, tout corps géologique peut entraîner des perturbations du champ magnétique régional. L'anomalie générée peut être positive si l'objet est fortement aimanté et être à l'inverse négative si l'objet est moins aimanté que les roches encaissantes. En domaine volcanique, les roches ignées sont riches en magnétite. Lors de leur refroidissement, la magnétite s'aimante en direction du champ magnétique dans lequel elle se trouve. L'intensité de l'aimantation

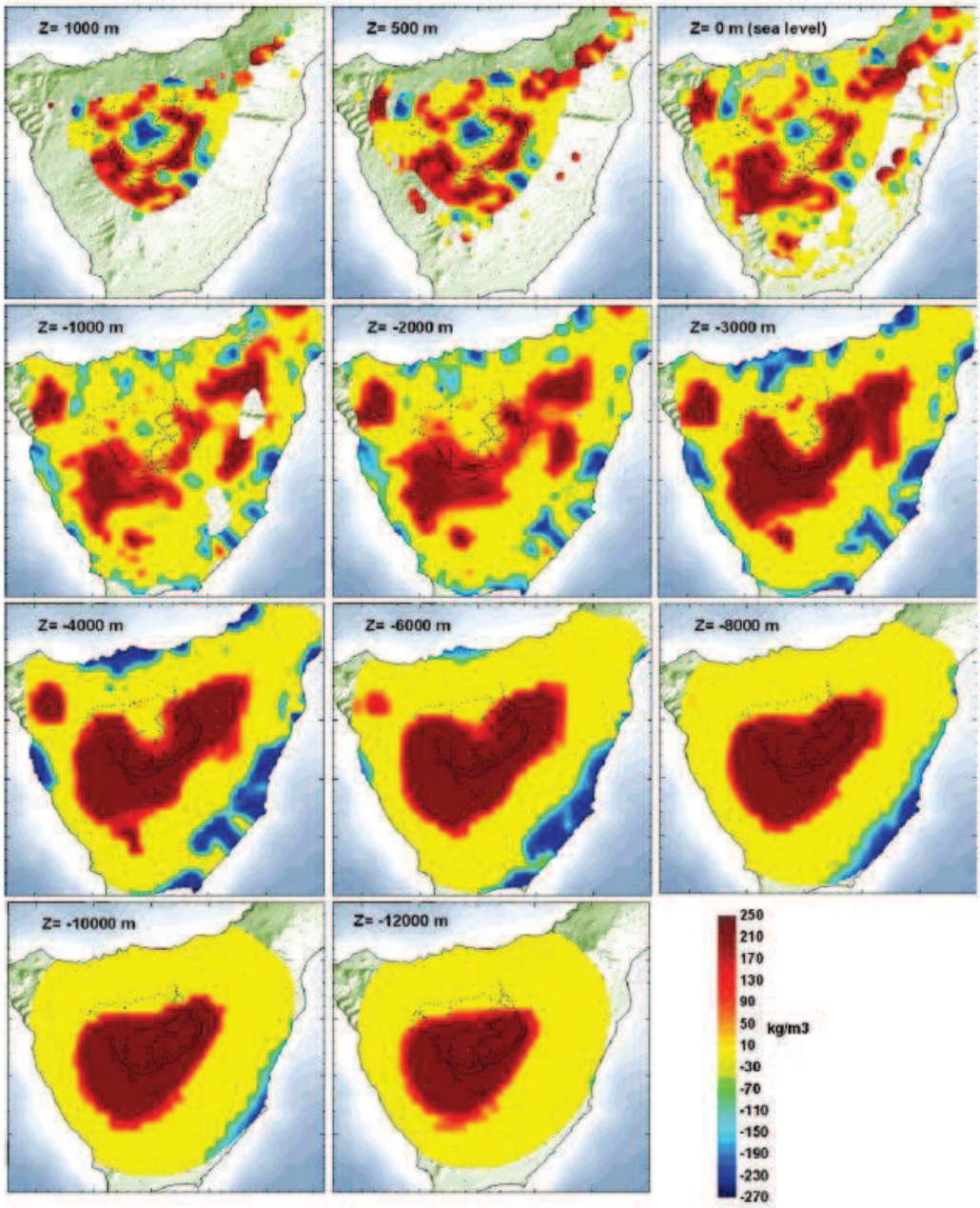


Fig. 1.7 : Sections horizontales extraites à différentes profondeurs dans le modèle 3-D de contraste de densité obtenu pour le Complexe Volcanique Central de Tenerife [Gottsman et al., 2008].

dépend alors de leur teneur en magnétite. En général, les roches basiques (basaltes) sont plus riches en magnétite que les roches plus acides (andésites). Elles montrent des intensités d'aimantation plus importantes. Ces caractéristiques peuvent alors être utilisées pour étudier la structure des édifices volcaniques. Toutefois, les variations spatiales du champ magnétique sont plus difficiles à interpréter que les anomalies gravimétriques.

Lénat et al. (2001) ont utilisé des données collectées à la Réunion lors de trois campagnes, une campagne de magnétisme aéroporté et deux campagnes de mesures magnétiques réalisées en mer. La carte d'anomalie magnétique réduite au pôle issue de leur étude et présentée en Fig. 1.8 montre que les flancs sous-marins peu profonds sont faiblement aimantés. Pour ces auteurs, cette faible intensité d'aimantation serait due à la présence de dépôts mis en place lors de glissements de terrain. En contraste avec les flancs, l'île de la Réunion présente deux anomalies de forte intensité : (1) le flanc ouest ainsi que le centre du Piton des Neiges ; (2) le Piton de la Fournaise. Lénat et al. (2001) ont interprété ces deux anomalies comme étant le résultat de l'empilement de roches volcaniques jeunes. Toutefois, ils ont remarqué que les flancs nord et est du Piton de la Fournaise était affecté d'une anomalie magnétique inversée qu'ils ont interprété comme étant des restes de l'ancien centre volcanique Les Alizés. Ces observations leur ont permis d'établir des profils interprétatifs de la structure du Piton de la Fournaise et du Piton des Neiges (Fig. 1.9).

2.3 Les méthodes électriques

Les méthodes électriques sont basées sur la mesure de la résistivité des roches, c'est-à-dire l'aptitude qu'ont ces dernières à laisser passer un courant électrique naturellement présent dans le sol ou injecté à l'aide d'électrodes. Les valeurs de résistivité vont être dépendantes de plusieurs paramètres tels que la nature des roches (Loke, 2000), leur altération, leur porosité, le contenu en eau, la salinité et la température (Revil et al., 2010). Les résultats se présentent sous la forme d'une distribution des résistivités en 1, 2 ou 3-D permettant de remonter à la structure de l'édifice volcanique. Plusieurs techniques peuvent être utilisées : les mesures du potentiel spontané (PS), les profils verticaux (de type Schlumberger, Wenner, pôle-pôle, dipôle-dipôle),

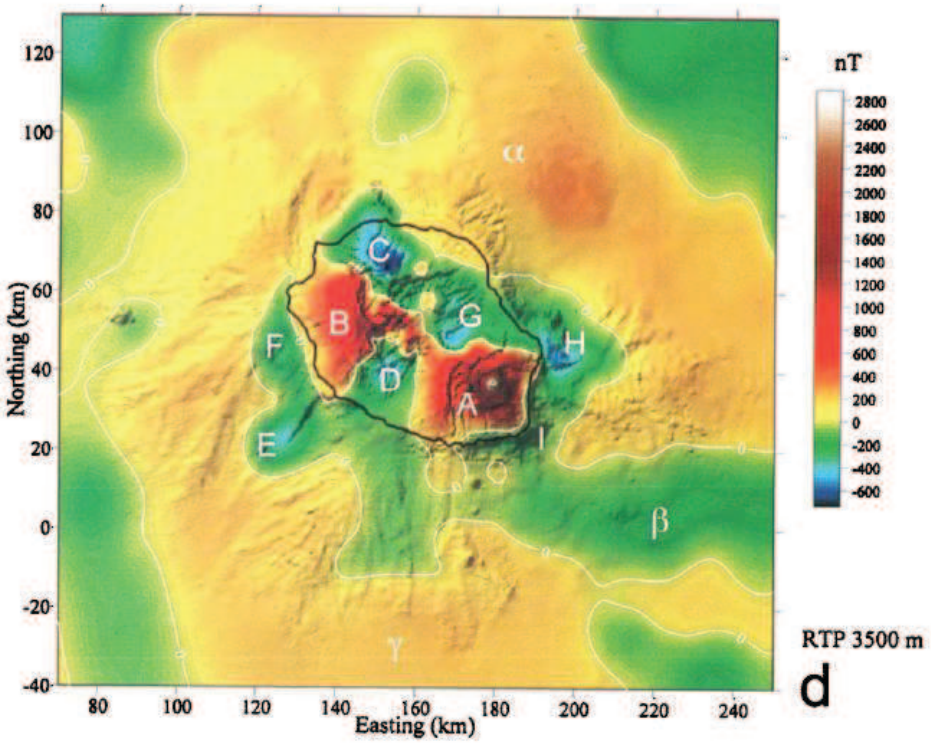


Fig. 1.8 : Carte de l'anomalie magnétique de l'Ile de la Réunion réalisée par Lénat et al. (2001).

la tomographie électrique 2-D ou 3-D ainsi que l'électromagnétisme. Ces méthodes sont souvent accompagnées par des mesures de flux de CO2 et de température. Ces dernières, présentées sous forme d'anomalies, permettent de distinguer les types de fluides en mouvement dans la structure (fluides hydrothermaux, aquifère).

Lénat et al. (2000) ont proposé d'étudier la structure du Piton de la Fournaise en combinant des sondages électriques de type Schlumberger réalisés en 1987 et des sondages électromagnétiques relevés en 1992. La répartition des résistivités obtenue le long de plusieurs profils 1-D leur a permis, par interpolation, d'imager la structure en 2-D (Fig. 1.10). Leurs profils mettent en évidence la présence de couches conductrices (< 100 ohm.m) en profondeur sur l'ensemble des sondages. Les zones les plus conductrices (< 20 ohm.m) sont localisées dans l'Enclos alors qu'à l'extérieur les résistivités sont inférieures à 60 ohm.m. Sous la portion la plus active au sommet du Piton de la Fournaise, la zone conductrice monte de quelques centaines de mètres, coïncidant avec une anomalie PS positive. Pour ces auteurs, les corps conducteurs mettent en évidence la présence d'un système hydrothermal, dont l'eau chaude asso-

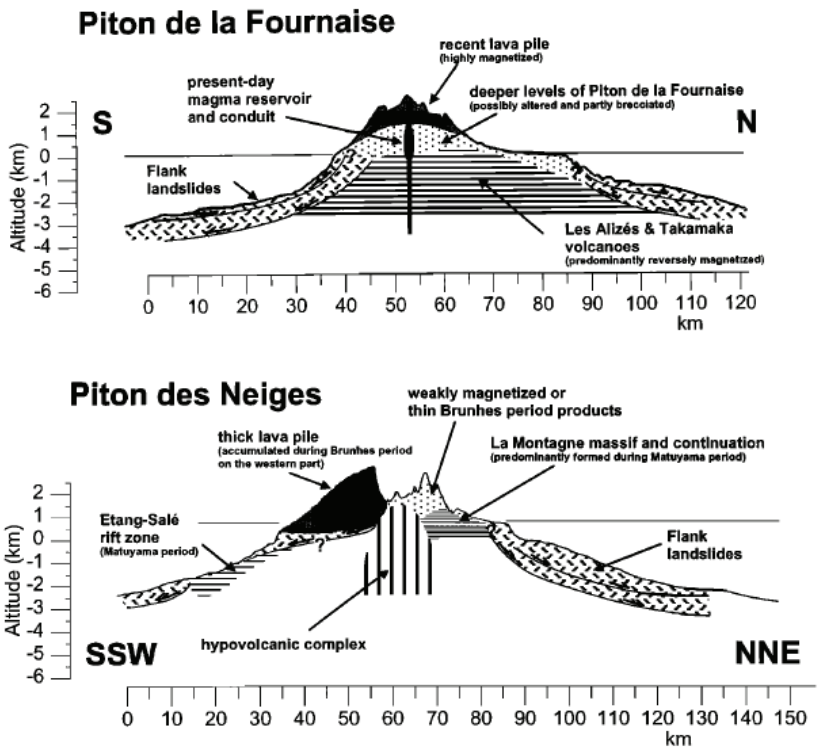


Fig. 1.9 : Figure extraite de Lénat et al. (2001) représentant deux profils interprétatifs de la structure du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise obtenus d'après les anomalies magnétiques (Fig. 1.8).

ciée aux gaz fait diminuer les valeurs de résistivité des roches. En bordure interne de l'Enclos, les couches conductrices s'enfoncent attestant d'une altération des roches en profondeur. A l'extérieur de l'Enclos, l'origine des couches conductrices n'a pas été définie par Lénat et al. (2000) mais ils ont suggéré l'existence de minéraux hydratés pouvant être présents dans des brèches ou des produits pyroclastiques. Les interprétations expliquant la présence des couches conductrices en profondeur suggèrent que leur nature pouvait être différente à l'intérieur et à l'extérieur de l'Enclos, impliquant un changement lithologique majeur.

Autre exemple d'applications de données électriques en volcanologie, Finizola et al. (2004) ont utilisé des mesures PS afin de délimiter les zones de circulation des fluides ainsi que les grandes discontinuités recoupant la structure du Misti (Pérou). La carte des gradients Ce (PS/altitude) met en évidence une zone de transition concentrique autour du sommet de l'édifice (Fig. 1.11). Finizola et al. (2004) ont interprété cette transition comme étant le résultat d'un changement latéral de la lithologie. Ils ont également mis en évidence de fortes valeurs de l'anomalie PS

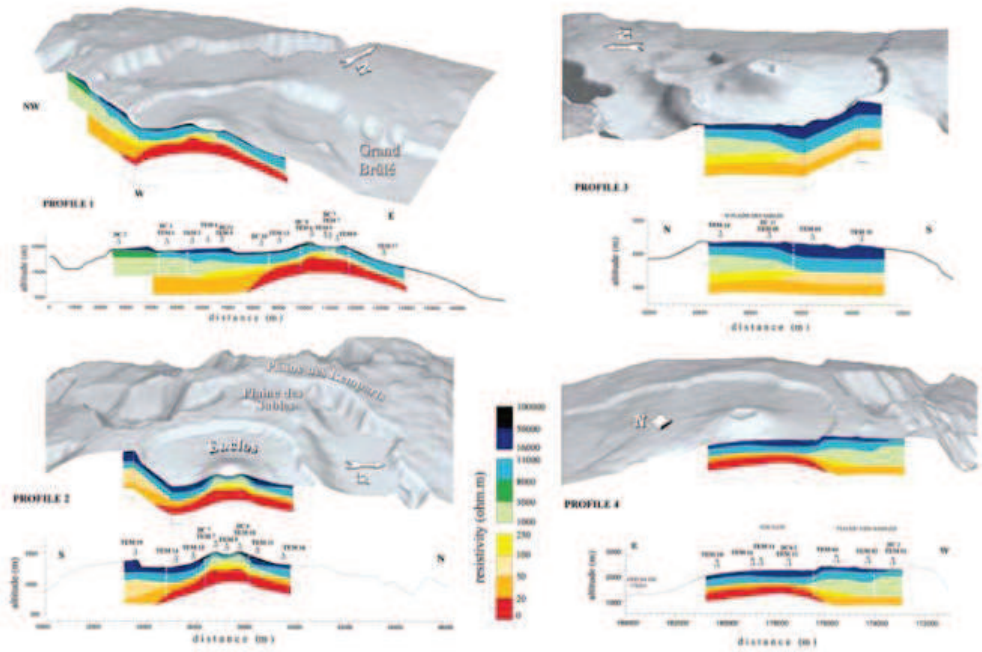


Fig. 1.10 : Coupes géoélectriques réalisées à travers la structure du Piton de la Fournaise par Lénat et al. (2000) en combinant les sondages électriques de type Schlumberger ainsi que les sondages électromagnétiques.

indiquant la présence du système hydrothermal probablement contraint par une ancienne caldeira.

En Mai 2004, un long profil de tomographie électrique ainsi que des mesures de potentiel spontanée, de flux de CO2 et de température ont été réalisés au Stromboli (Finizola et al., 2006). Les résistivités, découlant de la tomographie, mettent en évidence un corps conducteur (< 50 ohm.m) dans la partie sommitale du volcan. Ces valeurs, associées à des anomalies positives de température, PS et CO2 indiquent la position du système hydrothermal (Fig. 1.12). Deux autres corps conducteurs, situés sous le flanc nord-est du Stromboli, sont interprétées par la présence de roches poreuses saturées en eau. L'anomalie négative du potentiel spontané au niveau du corps C2 (Fig. 1.12) indique que les fluides en présence correspondent à un aquifère. La nette transition des résistivités observées entre C2 et R2 (Fig. 1.12) coïncide avec la faille régionale N41°, responsable de l'alignement des îles Lipari, Panarea et Stromboli. Selon Finizola et al. (2006), cette faille aurait joué un rôle majeur dans l'effondrement ayant donné la forme actuelle du volcan. D'autres structures sont

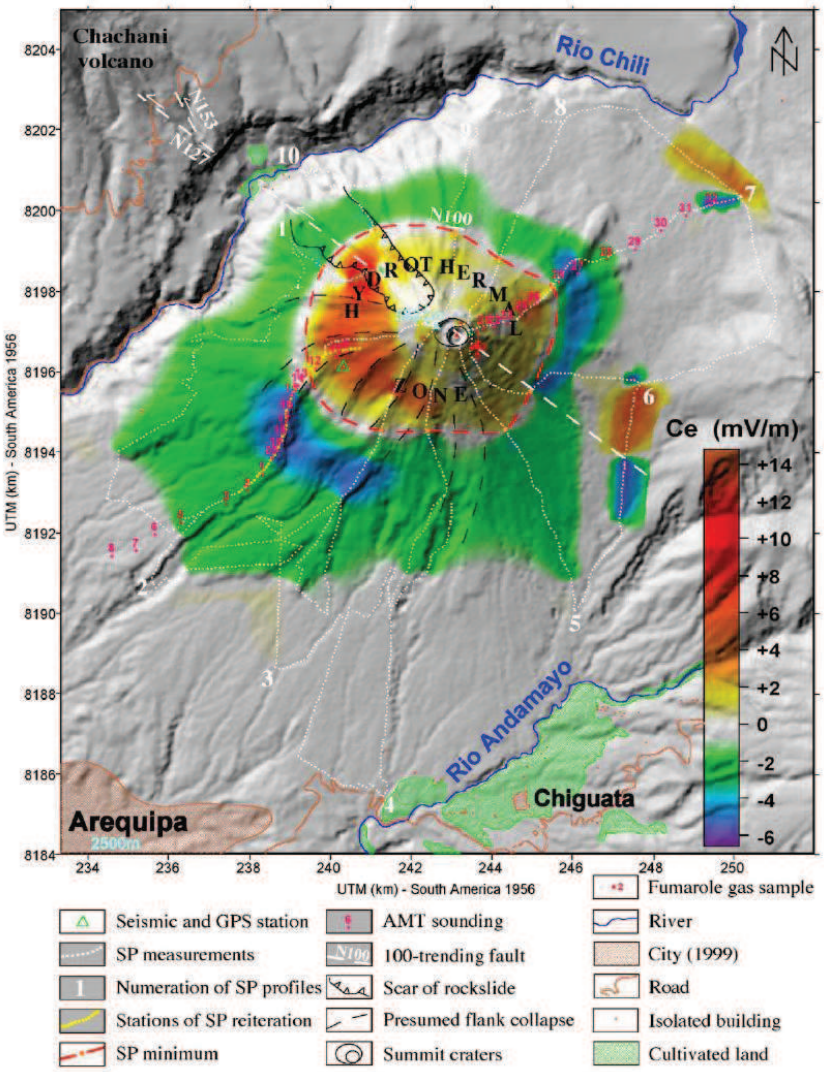


Fig. 1.11 : Carte extraite de Finizola et al. (2004) sur laquelle sont représentées la répartition des valeurs Ce sur le volcan Misti.

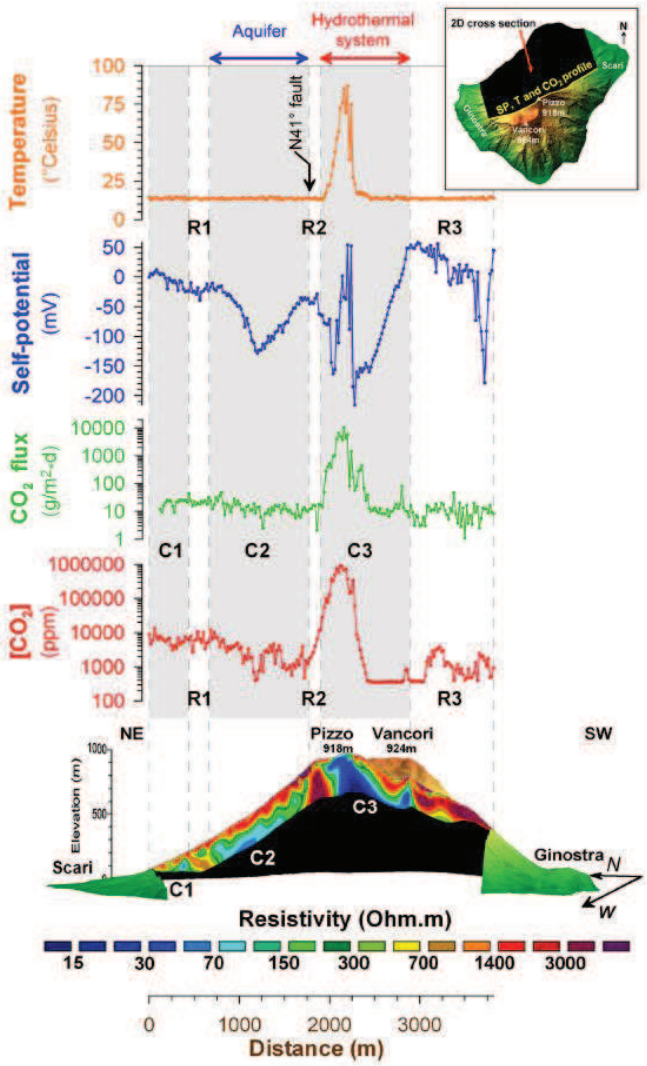


Fig. 1.12 : Profil de résistivité électrique traversant la structure du Stromboli, associé aux mesures de température, de potentiel spontané et de CO_2 [d'après Finizola et al. (2006)]. Les lettres C et R marquent respectivement les corps conducteurs et les corps résistants.

mises en évidence via la tomographie électrique. Le corps conducteur C2 correspondrait à une structure d'effondrement qui aurait été guidée par la faille N41°. Cet effondrement pourrait être à l'origine des unités Scari. Le corps C2 est lui-même recouvert par une couche résistance qui affleure en surface (Fig. 1.12). Cette couche a été interprétée comme étant une coulée de lave compacte des unités Vancori. Cette étude préliminaire de la structure réalisée au Stromboli aura permis de mettre en évidence l'extension spatiale du système hydrothermal et du réseau hydrogéologique ainsi que le rôle de la faille N41° dans la forme actuelle de l'édifice.

Plus récemment, Revil et al. (2008) puis Carde-Cabusson et al. (2009) ont traité

les données de résistivité acquises par neuf profils de tomographie électrique réalisés en Octobre 2005, Mai et Octobre 2006 à Vulcano (Italie) afin d'en obtenir la structure interne. Les bords du cratère Pietre Cotte sont mis en évidence par des contrastes de résistivité bien marqués (Fig. 1.13). Les faibles résistivités ($<$ 20 ohm.m) sous le cratère caractérisent la présence du système hydrothermal. A l'intérieur du cratère Punte Nere, les profils de tomographie électrique montrent une intrusion magmatique caractérisée par de fortes résistivités (Fig. 1.13). Sa forme suggère une mise en place à la fin de l'activité du cratère Punte Nere (Barde-Cabusson et al., 2009). A l'est – nord-est de l'intrusion, de faibles résistivités sont de nouveau observées, attestant que l'activité hydrothermal se produit le long de limites structurales (Barde-Cabusson et al., 2009). Revil et al. (2010) ont utilisé les mêmes profils pour réaliser une tomographie 3-D du cratère de La Fossa. Le tomogramme montre un corps conducteur sous-jacent le cratère de Pietre Cotte cohérent avec l'emplacement des sites fumerolliens et la source de déformation responsable de la déflation de 1990-1996 (Fig. 1.14). Pour ces auteurs, ce corps magmatique pourrait correspondre au système magmatique principal.

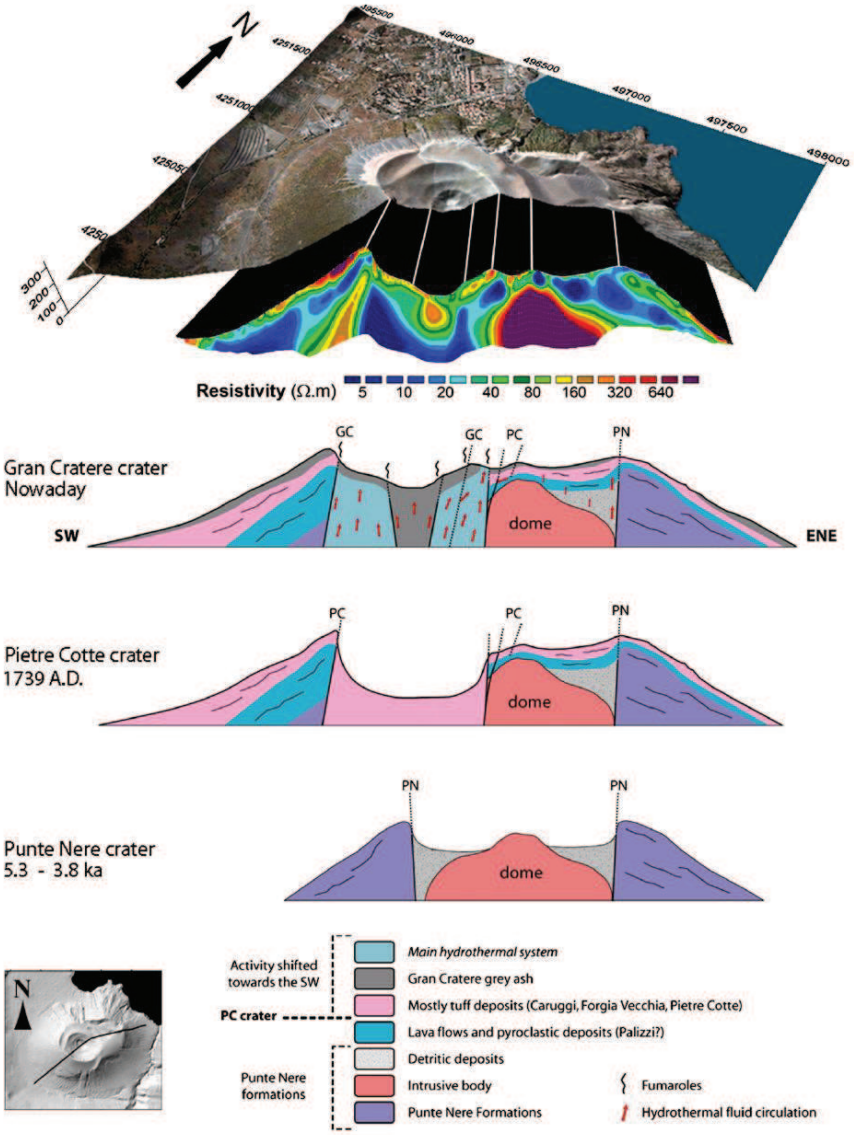


Fig. 1.13 : Représentation schématique de l'évolution du cône de La Fossa, Vulcano, proposée par Barde-Cabusson et al. (2009). PN : cratère Punte Nere ; PC : cratère Pietre Cotte ; GC : cratère Gran Cratere.

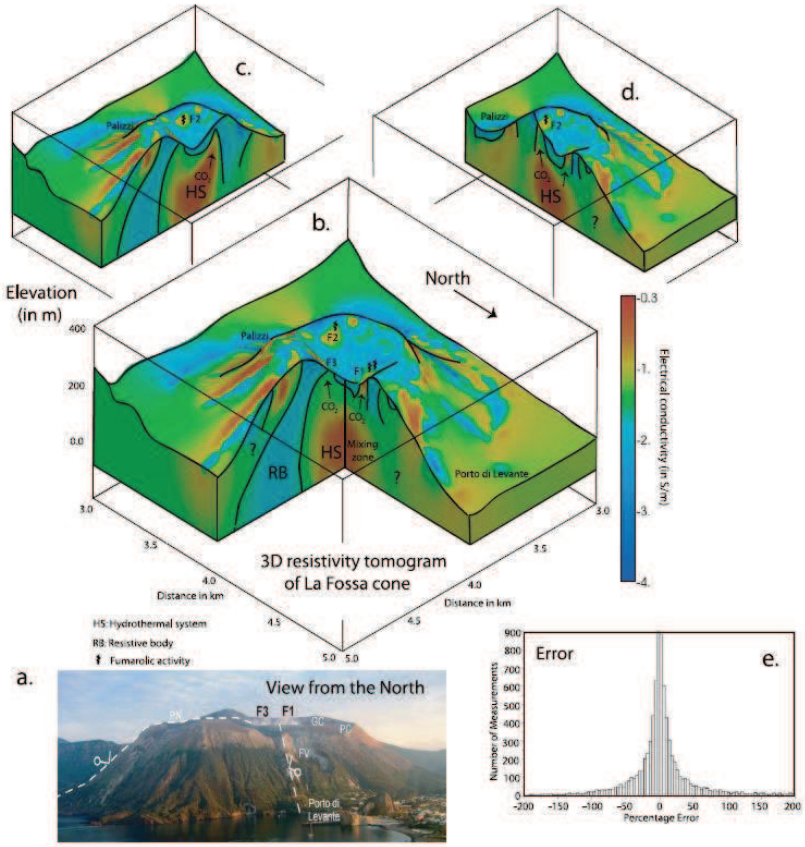


Fig. 1.14 : Tomogramme 3-D montrant la répartition des résistivités au sein du cône de La Fossa, Vulcano, extrait de Revil et al. (2010).

2.4 Les méthodes sismiques

Il existe de nombreuses techniques en sismologie permettant d'étudier la structure interne des édifices volcaniques. Elles sont basées sur l'analyse des différents types de signaux sismiques enregistrés par des réseaux de capteurs implantés sur et aux alentours du volcan. Il peut s'agir de téléséismes, de séismes régionaux, de séismes locaux de type tectonique, liés à de la fracturation, ou de type volcanique, liés aux mouvements de fluides au sein de la structure. L'utilisation des méthodes sismiques donne accès aux vitesses ainsi qu'à l'atténuation des ondes sismiques dans le milieu. Tout contraste de densité dans le milieu influe sur les propriétés physiques des ondes lors de leur propagation en particulier sur leurs vitesses. Les changements de vitesse induits par les hétérogénéités du milieu permettent alors de localiser les variations de densité. Ces variations sont généralement liées à la nature et à la température des roches composant le milieu, à leur compaction, à la présence d'eau et à

la fracturation. L'estimation des vitesses sismiques permet alors d'imager le sous-sol et donc d'obtenir la structure interne des édifices volcaniques. Le principe ainsi que les applications en volcanologie des méthodes sismiques les plus couramment utilisées, telles que la tomographie sismique active et passive, la corrélation de bruit, ainsi que les méthodes d'antennes, sont décrites dans les paragraphes suivants.

La tomographie sismique

Parmi toutes les méthodes sismiques existantes, la tomographie sismique est sans doute la plus utilisée. Elle est basée sur l'inversion des temps de parcours des ondes dans le milieu, fournissant des informations sur les variations des propriétés sismiques dans la structure (Fig. 1.15). La relation entre les temps de parcours et la vitesse du milieu peut être exprimée par (Lees, 2007) :

$$\Delta T = \int_{rai} \frac{1}{V(rai)} dl = \int_{rai} S(rai) dl \tag{1}$$

où ΔT est le temps de parcours, V la vitesse, S la lenteur (avec $S = 1/V$), dl un élément le long de la trajectoire du rai. La tomographie sismique est réalisée en plusieurs étapes :

1. La première étape consiste à localiser les séismes en utilisant un modèle de vitesse 1D.
2. Les trajectoires des rais entre les sources et les récapteurs sont calculées et la zone d'intérêt, pour laquelle on souhaite calculer le tomogramme, est divisée en petites cellules.
3. Pour chaque trajectoire du rai, une fonction de pondération est déterminée. Cette opération revient à estimer la longueur de pénétration de chaque cellule que le rai traverse.
4. Les temps de parcours sont calculés et comparés aux temps de parcours observés, permettant d'obtenir ainsi les temps de parcours résiduels. Ces derniers sont ensuite projetés le long de la trajectoire du rai selon la fonction de pondération estimée précédemment.

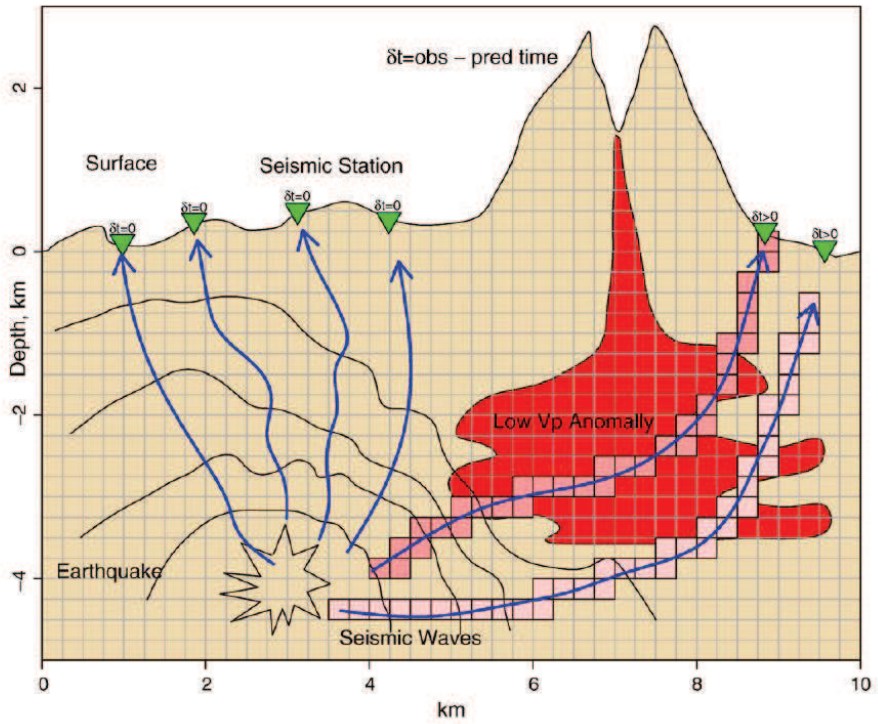


Fig. 1.15 : Représentation schématique illustrant le principe de la tomographie sismique en milieu volcanique [Lees, 2007].

5. L'inversion des temps de parcours pour retrouver la vitesse du milieu est non-linéaire car la position des séismes et la trajectoire des rais dépendent du modèle de vitesse de la structure. La vitesse du milieu est trouvée par itération d'étapes linéarisées convergeant vers la solution finale.

Les données utilisées sont soit générées par une source naturelle (comme par exemple les séismes tectoniques régionaux, locaux), on parle alors de tomographie passive, ou par une source artificielle donnant lieu à de la tomographie active. Récemment, la tomographie passive s'est ouverte sur une nouvelle approche basée sur l'analyse du bruit de fond, la corrélation de bruit.

La tomographie sismique passive

Nous avons vu qu'il existait deux sortes de tomographie passive : (1) la tomographie "classique" basée sur l'analyse de séismes et (2) la tomographie basée sur l'étude du bruit ambiant.

1. La tomographie "classique"

   La tomographie sismique passive dite "classique" est réalisée à partir de jeux

de données contenant des téléséismes, des séismes régionaux, locaux voire la sismicité générée par l'activité volcanique. Cette sismicité est enregistrée soit par les stations appartenant à des réseaux sismologiques permanents, soit lors de campagnes sismologiques. La résolution du tomogramme est fonction du nombre de rais sismiques traversant la structure ainsi que de leur répartition au sein de celle-ci. Elle dépend donc du nombre de séismes utilisé, de la répartition spatiale des sources et du nombre de stations sur lesquelles ils ont été enregistrés. Compte tenu de ces conditions, la tomographie sismique requiert les jeux de données comprenant au minimum des mois voire des années d'observations. L'utilisation des signaux sismiques issus de l'activité volcanique permet d'imager les premiers kilomètres de la structure (Prono et al., 2009), alors que l'utilisation des téléséismes permet d'imager à des profondeurs plus importantes, de l'ordre de plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres (Schurr et al., 2003). Les anomalies mises en évidence montrent des dimensions allant de un à plusieurs kilomètres (Lees, 2007).

Cette approche a été utilisée sur de nombreux volcans afin d'en obtenir la structure interne. Des études de structure ont été réalisées sur tout type de volcans tels que des caldeiras (Krafla : Foulger et Arnott, 1993) ; Les Champs Phlégréens : Battaglia et al., 2008 ; Long Valley : O'Doherty et al., 1997 ; Taupo : Sherburn et al., 2003 ; Toba : Matsuryono et al., 2001 ; Yellowstone : Yuan et Dueker, 2005), des volcans bouclier (Kilauea : Haslinger et al., 2001 ; Monteiller et al., 2005 ; Piton de la Fournaise : Prono et al., 2009) ainsi que sur de nombreux stratovolcans (Mont Etna : Patanè et al., 2006 ; Mont Fuji : Nakamichi (2005) ; Nevado des Ruiz : Londono et Sudo, 2003 ; Pinatubo : Mori et al., 1996 ; Popocatépetl : Berger et al., 2011 ; Tungurahua : Molina et al., 2005). Etant donné le nombre important d'études de tomographie réalisées en domaine volcanique, trois exemples récents ont été sélectionnés et décrits dans les paragraphes suivants.

Monteiller et al. (2005) ont développé un algorithme efficace de tomographie sismique en doubles différences. Les temps de propagation sont calculés en différences finies. L'inversion du modèle de vitesse et des localisations de séismes

sont réalisées simultanément en utilisant l'approche probabiliste de Tarantola-Valette. Monteiller et al. (2005) ont testé cet algorithme sur un jeu de données composé d'environ 30 000 microséismes enregistrés entre 1988 et 1999 par le réseau permanent de l'USGS Hawaiian Volcano Observatory. La tomographie révèle la présence de deux corps rapides, entourés et séparés l'un de l'autre par un milieu plus lent (Fig. 1.16). L'emplacement des deux anomalies à forte vitesse correspond aux deux caldeiras qui se sont formées sur l'île de Hawaii (Mauna Loa et Kilauea). Ils ont également révélé une anomalie à forte vitesse correspondant au rift à l'est du Kilauea. Ces auteurs ont suggéré que les corps rapides correspondaient à des zones où un magma dense s'est mis en place à haute pression via un complexe de dykes qui se sont élargis au fil du temps. La zone lente entre le Mauna Loa et le Kilauea correspondraient, selon eux, à un remplissage superficiel progressif d'une vallée par des coulées de lave. L'utilisation de la tomographie leur a également permis de mettre en évidence un fort gradient horizontal de vitesse au niveau du flanc sud-est du Kilauea, coïncidant avec le système de failles Hilina (Fig. 1.16).

Prono et al. (2009), puis Berger et al. (2011), ont utilisé ce même algorithme pour déterminer respectivement la structure interne des volcans Piton de la Fournaise et Popocatépetl. Au Piton de la Fournaise, les données utilisées ont été acquises entre 1996 et 1999 comprenant ainsi les phases inter-éruptives et les crises sismiques qui ont précédé les éruptions de Mars 1998, Juillet et Septembre 1999. Le tomogramme révèle la présence d'un corps rapide localisé sous les cratères sommitaux, au-dessus du niveau de la mer (Fig. 1.17). Prono et al. (2009) ont interprété ce corps comme étant un complexe magmatique comprenant des dykes et des sills. L'essaim de sismicité localisé au-dessus du niveau de la mer (Fig. 1.17) atteste de l'importante fracturation des roches lors du passage du magma. Le corps rapide est entouré par un corps lent correspondant à des scories et des laves vésiculées et fracturées localisées sur les flancs du volcan. Deux autres anomalies lentes ont été révélées sous la caldeira. Ces dernières ont été interprétées comme étant des zones de stockage du magma.

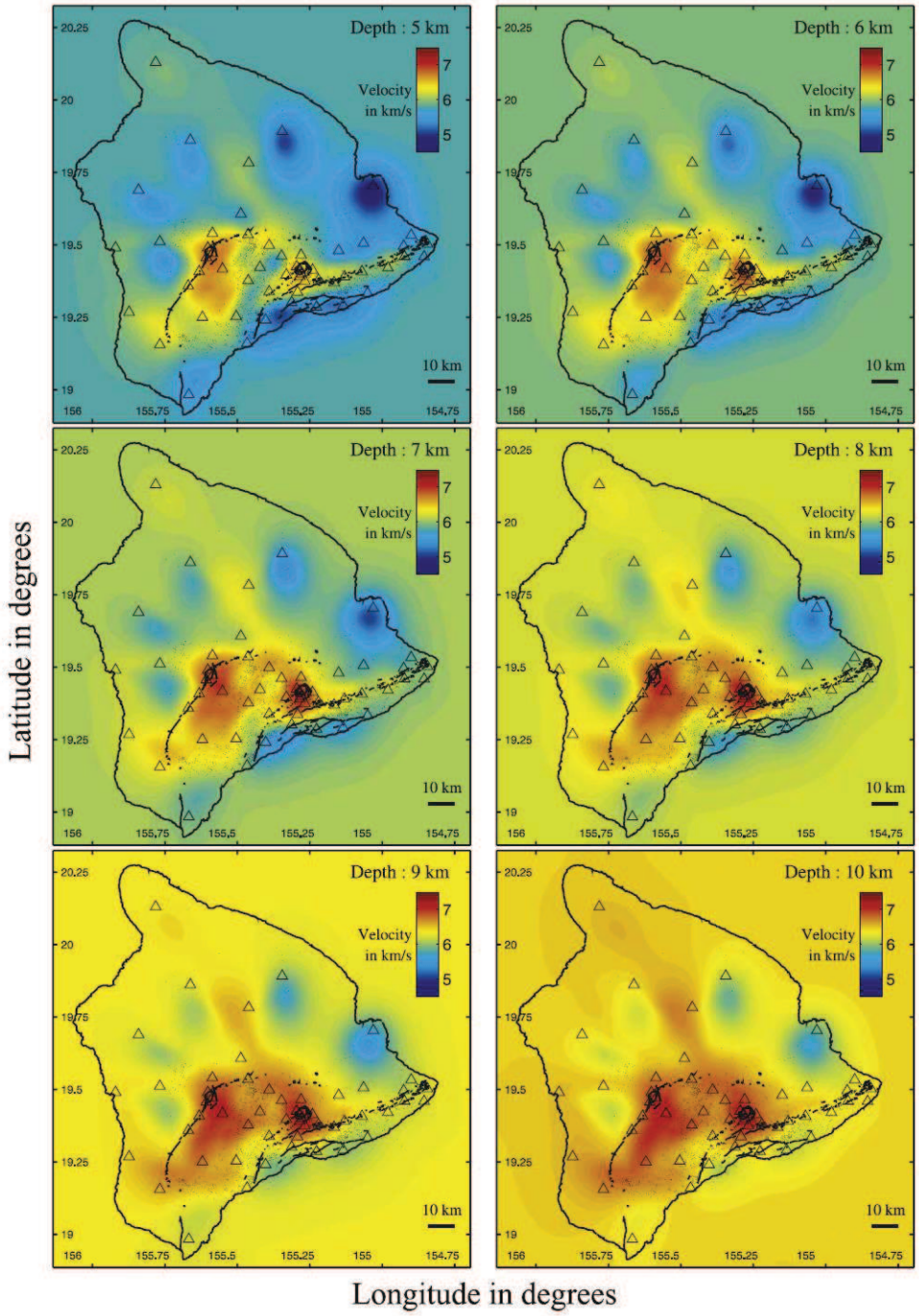


Fig. 1.16 : Modèles de vitesse des ondes P obtenus entre 5 et 10 km de profondeur sous le volcan Kilauea par Monteiller et al. (2005). L'ensemble des triangles représente le réseau de stations. Les failles sont indiquées par des traits noirs.

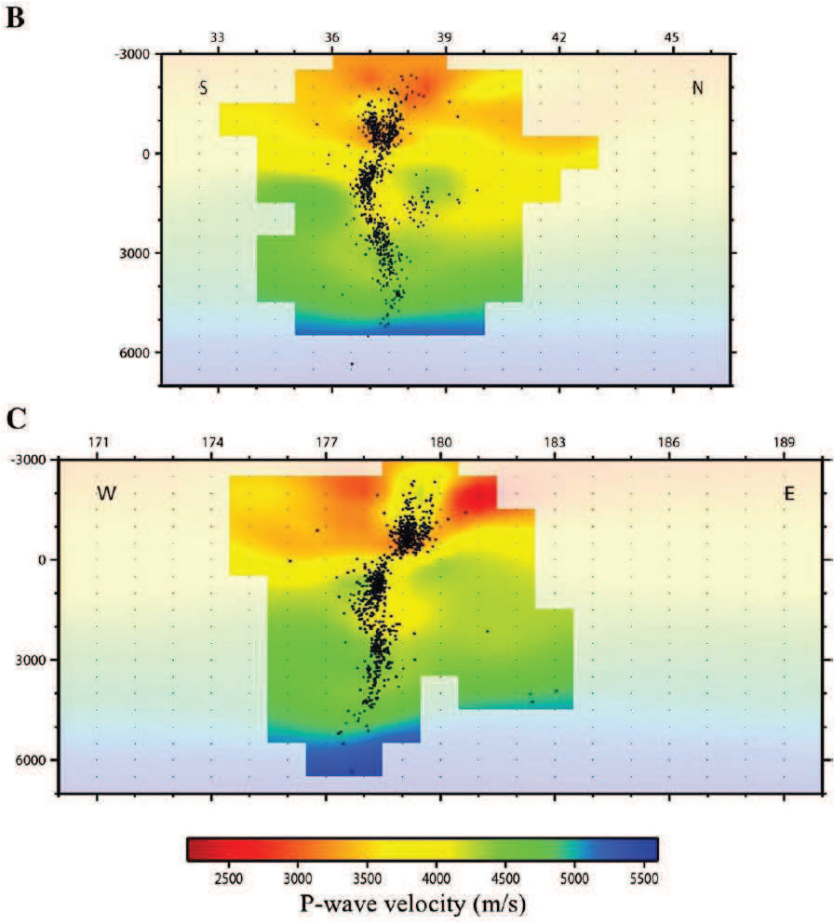


Fig. 1.17 : Profils 2-D extraits du modèle de vitesse des ondes P calculé au Piton de la Fournaise par Prôno et al. (2009). Les points noirs marquent les hypocentres des séismes enregistrés entre 1996 et 1999.

Au Popocatépetl, Berger et al. (2011) ont révélé la présence de corps lents entourés des corps plus rapides (Fig. 1.18). Ces zones lentes, ne pouvant être rattachées à la présence d'une chambre magmatique, ont été assignées à des systèmes de dykes et de sills. Des corps rapides ont également été repérés au nord et au nord-ouest de la zone de calcul. Berger et al. (2011) ont suggéré que ces anomalies de vitesse pourraient être liées à d'anciens complexes de dykes.

2. La corrélation de bruit

   La détermination de la structure interne des édifices volcaniques, via l'utilisation de la méthode de corrélation de bruit de fond, est basée sur l'estimation des fonctions de Green à partir de l'inter-corrélation d'enregistrements de bruit sismique ambiant obtenus sur deux stations (Shapiro et Campillo, 2004 ; Sabra et al., 2005). Celles-ci sont ensuite utilisées pour la reconstruction des ondes de Rayleigh et de Love, elles-mêmes utilisées pour estimer soit les courbes de dispersion de la vitesse de groupe (Brenguier et al., 2006) soit les courbes de dispersion de la vitesse de phase des ondes (Luzón et al., 2011).

   Brenguier et al. (2007) ont utilisé une inversion tomographique des vitesses de groupe en appliquant l'algorithme décrit par Barmin et al. (2001). Ce procédé permet l'obtention de cartes 2-D d'anomalies de vitesse montrant une forte corrélation avec les structures géologiques. L'estimation des vitesses sismiques en profondeur a été réalisée via les codes d'inversion des ondes de surface de Herrmann et Al-Eqabi (1991). Des modèles aléatoires sont générés dans l'espace des paramètres. Les courbes de dispersion issues de l'inversion des modèles sont ajustées aux courbes de dispersion construites pour chaque cellule de la carte. Le meilleur ajustement fournit le modèle de vitesse affecté à la cellule. En combinant l'ensemble des modèles obtenus pour chaque cellule, Brenguier et al. (2007) ont construit un modèle 3-D des vitesses des ondes S. Cette méthode a été appliquée sur 18 mois de bruit sismique ambiant enregistré par 21 capteurs verticaux courte-période appartenant au réseau permanent de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise. Le modèle de vitesse, estimé pour des altitudes variant de +2 à -1 km au-dessus du niveau de la mer, révèle un corps rapide délimité spatialement par les bords de la caldeira active

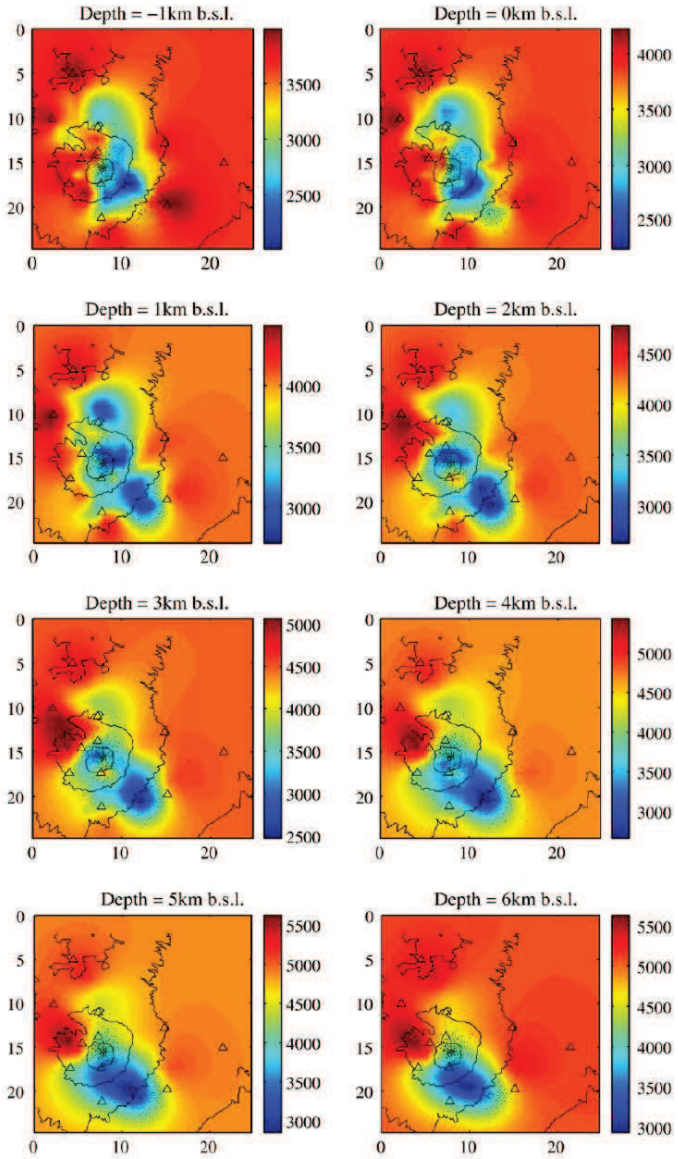


Fig. 1.18 : Sections horizontales extraites du modèle de vitesse des ondes P estimé pour le volcan Popocatépetl [Berger et al., 2011]. Les points noirs indiquent la position des hypocentres. Les vitesses sont exprimées en m/s. Les stations utilisées sont indiquées par des triangles.

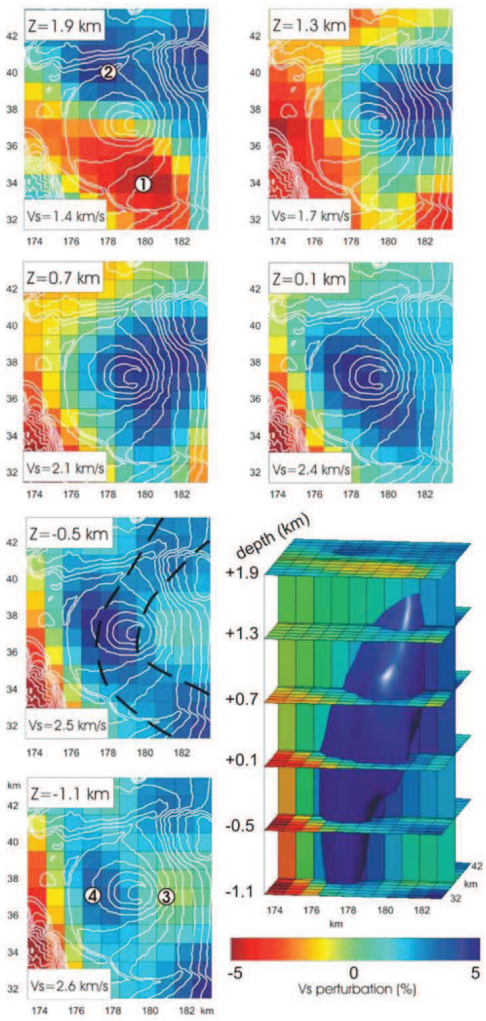


Fig. 1.19 : Figure extraite de Brenguier et al. (2007) représentant six sections horizontales du modèles de vitesse des ondes S estimé au Piton de la Fournaise. Une vue 3-D de l'anomalie dont la perturbation de vitesse est supérieure à 2.5% est également représentée.

(Fig. 1.19). Les directions préférentielles (N30° et N130°) de cette anomalie à 0.5 km sous le niveau de la mer mettent en évidence, selon ces auteurs, les chemins d'injection du magma dans les zones de rift situées au nord-est et au sud-est des cratères sommitaux. Ce corps est encerclé par un anneau à faible vitesse V_S, associé aux produits effusifs liés à la construction du Piton de la Fournaise. Le modèle de vitesse des ondes S déterminé par Brenguier et al. (2007) montre des structures en accord avec le modèle de vitesse des ondes P estimé par Prõno et al. (2009).

Luzón et al. (2011) ont estimé les courbes de dispersion de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh en appliquant la corrélation de bruit sur les enregistre-

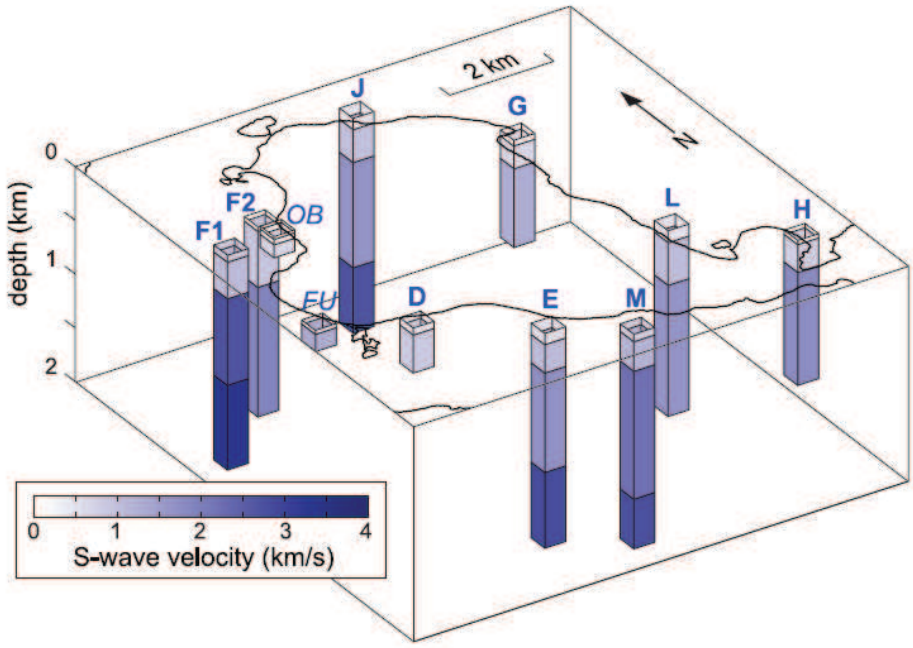


Fig. 1.20 : Représentation 3-D des différents modèles de vitesse 1-D obtenus pour les divers sites le long de la côte de Deception Island [d'après Luzón et al. (2011)].

ments obtenus sur huit antennes de capteurs sismiques réparties le long de la côte de Deception Island (Antarctique). Les courbes de dispersion, calculées pour chaque paire de capteurs, ont été moyennées pour construire une courbe de dispersion globale pour chaque site. Les modèles de vitesse des ondes S (Fig. 1.20), estimés à partir du programme d'inversion des ondes de surface de Herrmann (1987), révèlent la présence de deux couches majeures dans les 400 premiers mètres de la structure, associées à des dépôts pyroclastiques et à des sédiments. La plus superficielle, d'une centaine de mètres d'épaisseur, présente des vitesses V_S comprises entre 0.2 et 0.8 km/s, alors que la seconde couche, de 300 m d'épaisseur présente des vitesses de 0.7-1.1 km/s. En profondeur, le nombre de couches et les vitesses sont plus variables ; les vitesses V_S ayant été estimées entre 1.3 et 2.8 km/s. Luzón et al. (2011) ont associé ces couches profondes à la structure et aux dépôts pré-caldériques. Ils ont également suggéré que les faibles vitesses résulteraient de l'altération produite par le système hydrothermal et que les zones plus rapides pourraient indiquer la présence de matériaux compacts.

La tomographie sismique active

La tomographie sismique active, comme son nom l'indique, est basée sur l'utilisation de données provenant de campagnes de sismique active. Un champ d'onde est généré par une source artificielle (explosif, camion vibreur, ou canon à air dans le cas d'une source sous-marine) et enregistré par un grand nombre de capteurs. La tomographie peut alors être réalisée en utilisant les temps des premières arrivées. Les couches ou anomalies de vitesse sont clairement détectées jusqu'à quelques kilomètres de profondeur (< 5 km), en fonction de l'espacement inter-capteurs et de l'intensité de la source. Cette méthode donne une meilleure résolution permettant la détection des anomalies de plus petites tailles, dont les dimensions s'échelonnent entre quelques centaines de mètres (Mora et al., 2006) et quelques kilomètres.

La tomographie sismique active a été moins fréquemment utilisée que la tomographie sismique passive pour des raisons de coûts financiers. Elle a été appliquée au Vésuve par Zollo et al. (1998) et De Matteis et al. (2000), au Mont Usu par Onizawa et al. (2007), aux Champs Phlégréens par Battaglia et al. (2008) et au Mont Asama par Aoki et al. (2009).

Onizawa et al. (2007) ont proposé d'étudier la structure du Mont Usu à partir des données provenant d'une campagne de sismique active réalisée en 2001. La tomographie 2-D met en évidence cinq grandes formations géologiques datées jusqu'au Pré-Néogène (Fig. 1.21). Le résultat le plus remarquable est la mise en évidence d'un plongement du socle Pré-Néogène vers le sud-sud-ouest. La relocalisation de 2000 événements précédant les éruptions de Mars 2000 montre une migration des sources sismiques contrainte par le plongement du socle. La distribution spatiale des sources sismiques montre que celles-ci deviennent de plus en plus superficielles au nord du Mont Usu.

Battaglia et al. (2008) ont combiné deux jeux de données, l'un contenant 606 séismes enregistrés en 1984 et un second comprenant les enregistrements de 1528 tirs réalisés lors d'une campagne sismique active, afin de déterminer la structure interne des Champs Phlégréens. La tomographie résultant de cette combinaison leur a permis de mettre en évidence une structure annulaire présentant des vitesses rapides au sud de la baie de Pozzuoli, marquant les bords de la caldeira (Fig. 1.22).

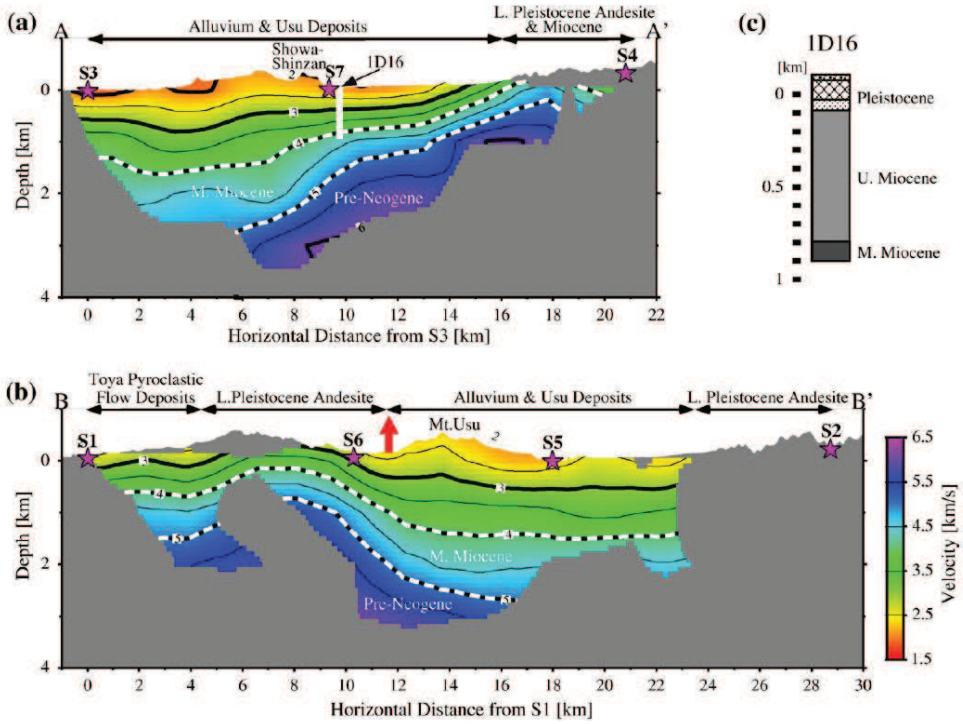


Fig. 1.21 : Profils extraits du modèle de vitesse des ondes P réalisé à partir d'enregistrements provenant d'une campagne de sismique active au Mont Usu [figure extraite de Onizawa et al. (2007)]. La position des tirs est indiquée par des étoiles violettes. Les informations apportées par la géologie sont superposées aux sections 2-D.

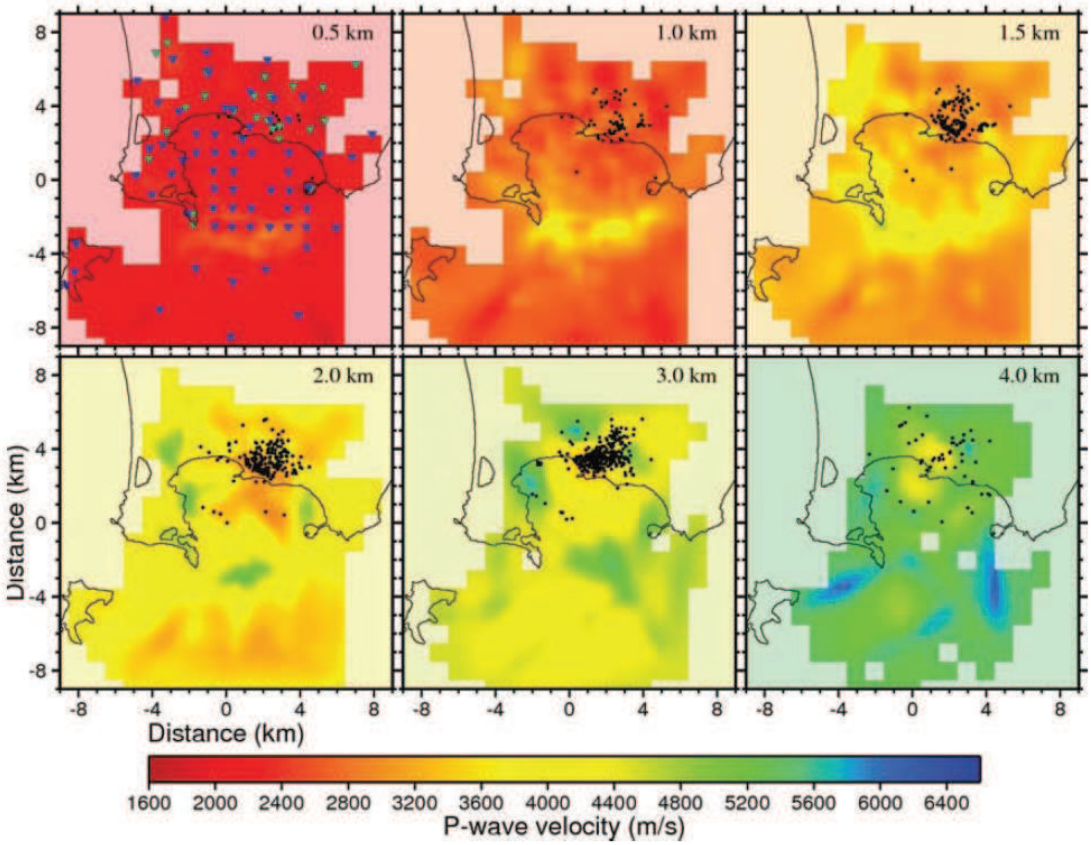


Fig. 1.22 : Sections horizontales du modèle de vitesse des ondes P déterminé sous la caldeira des Champs Phlégréens [figure extraite de Battaglia et al. (2008)].

Les rapports de vitesse V_P/V_S montrent (1) une anomalie de fort rapport V_P/V_S à 1 km de profondeur sous la ville de Pozzuoli correspondant à des roches contenant des fluides et (2) un corps à faible rapport V_P/V_S s'étendant à 3-4 km de profondeur sous une grande portion de la caldeira. Battaglia et al. (2008) ont suggéré que cette seconde anomalie pourrait correspondre au toit de formations enrichies en gaz. La combinaison de la tomographie passive avec de la tomographie active a permis à ces auteurs d'obtenir une image plus précise de la partie superficielle de la structure des Champs Phlégréens que s'ils avaient utilisé la tomographie passive seule.

Analyse des ondes de surface par des méthodes de filtre multiple

La technique de filtre multiple a été employée dans quelques cas d'étude de la structure en domaine volcanique. Ce fut le cas pour le Stromboli par La Rocca et al. (2000) et au Popocatépetl par De Barros et al. (2008). Dans ces deux études,

l'utilisation de cette méthode a eu pour but d'extraire le mode fondamental des ondes de Rayleigh afin d'en déduire la courbe de dispersion de la vitesse de phase ou de groupe. Les modèles de vitesse issus de l'inversion des courbes de dispersion montrent toutefois des échelles spatiales très différentes liées aux choix des signaux utilisés. En effet, à partir d'explosions générées par l'activité du Stromboli, La Rocca et al. (2000) ont déterminé une modèle de vitesse jusqu'à 250 m de profondeur alors que De Barros et al. (2008) ont déterminé le modèle de vitesse du Popocatépetl jusqu'à 55 km de profondeur en utilisant des téléséismes. La méthode utilisée est décrite brièvement dans le paragraphe suivant en s'appuyant sur l'étude réalisée par La Rocca et al. (2000).

La Rocca et al. (2000) ont proposé d'étudier la structure du volcan Stromboli en deux sites, Labronzo au nord et Ginostra à l'ouest de l'île. Leur étude s'est portée sur 14 explosions enregistrées en 1992 pour le site de Labronzo et sur 20 explosions enregistrées en 1997 pour le site de Ginostra. Elle est basée sur l'utilisation de la technique de filtre multiple décrite par Dziewonski et al. (1969), ainsi que sur une méthode d'ajustement de la phase des sismogrammes (Phase-Matched Filter, PMF) détaillée par Herrin et Goforth (1977). Les signaux, enregistrés par la composante verticale des sismomètres, sont filtrés dans une étroite bande de fréquence centrée autour d'une série de fréquences comprises entre 2 et 8 Hz. Pour chaque bande de fréquence, la vitesse de groupe est estimée en mesurant le temps d'arrivée du maximum d'amplitude de l'enveloppe du signal filtré. La courbe de dispersion pour chaque événement est obtenue en traçant les maximums d'amplitude comme une fonction de la vitesse de groupe et de la fréquence. Pour éliminer les ondes de volume ainsi que les autres modes, pour ne garder que le mode fondamental des ondes de Rayleigh, la phase des sismogrammes est ajustée en utilisant une courbe de dispersion dite courbe d'essai. Cette courbe est issue de la sommation des courbes de dispersion obtenues à partir des maximums d'amplitudes des signaux filtrés. L'ajustement de la phase est réalisé sur l'ensemble des sismogrammes enregistrés sur les trois composantes des sismomètres (14x3 pour Labronzo, 20x3 pour Ginostra). Pour chaque sismogramme, La Rocca et al. (2000) ont calculé une courbe de dispersion de la vitesse de groupe ou de phase. L'ensemble des courbes a ensuite été sommé

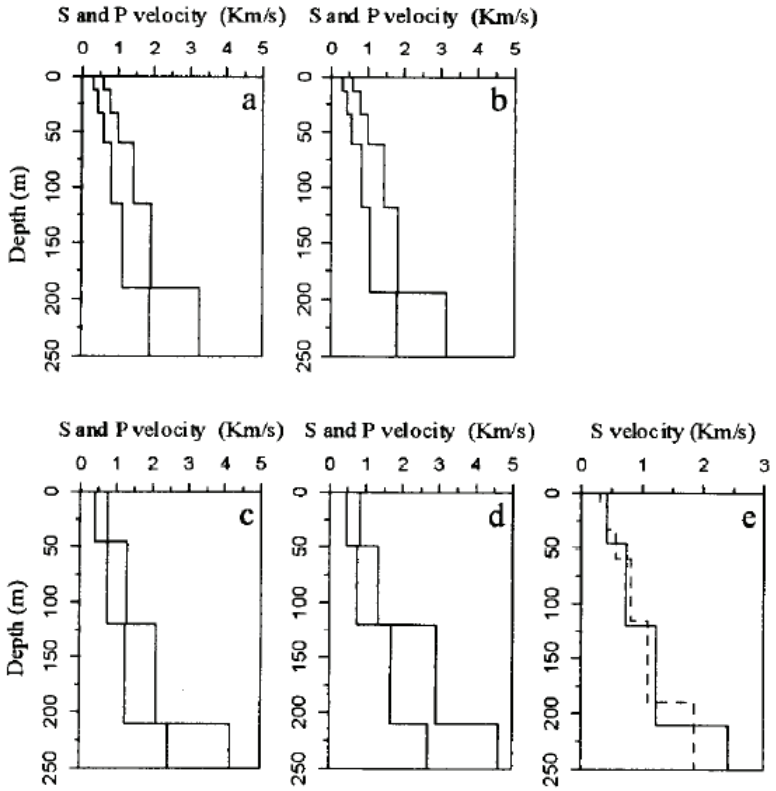


Fig. 1.23 : Modèles de vitesse 1-D des ondes P et S estimés par La Rocca et al. (2000) à partir de l'inversion des courbes de dispersion des vitesses de groupe et de phase obtenue pour les sites de Labronzo (graphes (a) et (b)) et de Ginostra (graphes (c) et (d)). Le graphe (e) montre les vitesses des ondes S obtenues à labronzo (trait pointillé) et Ginostra (trait plein).

pour obtenir la courbe de dispersion finale. La détermination du modèle de vitesse a été réalisée à partir des codes d'inversion des ondes de surface de Herrmann (1987) appliqués sur la courbe de dispersion finale calculée pour chaque site. Les modèles obtenus pour Labronzo et Ginostra sont relativement similaires (Fig. 1.23). A Labronzo, le modèle, résolus jusqu'à 250 m de profondeur, montre une structure à cinq couches et un demi-espace. Les vitesses V_P varient de 600 m/s pour la couche superficielle à 3200 m/s pour le demi-espace ; les vitesses V_S sont comprises respectivement entre 300 et 1800 m/s. A Ginostra, la structure ne présente que trois couches et un demi-espace. La couche superficielle présente des vitesses V_P de $\sim$ 700 m/s et des vitesses V_S de 400 m/s. Les vitesses V_P et V_S atteignent respectivement 4000 m/s et 2400 m/s dans le demi-espace.

De Barros et al. (2008) ont appliqué un procédé similaire sur un jeu de données comprenant 26 séismes régionaux et téléséismes enregistrés par un réseau de stations

large-bande déployé autour du volcan Popocatépetl d'Octobre 2002 à Février 2003. L'extraction du mode fondamental des ondes de Rayleigh et le calcul des vitesses de phase ont été réalisés pour des périodes comprises entre 2 et 50 s. L'inversion de la courbe de dispersion finale, via l'utilisation des programmes d'inversion de Herrmann (1987), a permis à ces auteurs de déterminer la structure crustale jusqu'à 55 km de profondeur environ sous le Popocatépetl et ses alentours (Fig 1.24). Celle-ci comprend quatre milieux distincts, trois au-dessus de la discontinuité de Mohorovičić et un sous-jacent. La couche superficielle, de 3 km d'épaisseur, présente une vitesse de 2.2 km/s. Cette couche a été associée à des dépôts pyroclastiques provenant du volcan, reposant sur les dépôts de la Ceinture Volcanique Mexicaine. Elle repose sur un ensemble, s'étendant de 6 à 20 km de profondeur jusqu'au Moho, dont les vitesses V_S varient de 3.4 à 3.7 km/s. Cet ensemble a été interprété comme étant la croûte supérieure. Entre la croûte supérieure et le Moho, la croûte inférieure présente une vitesse constante de 3.75 km/s. En-dessous du Moho, la vitesse des ondes de cisaillement a été estimée à 4.3 km/s. De Barros et al. (2008) ont également mis en évidence de possibles variations latérales entre 5 et 10 km de profondeur, dont la présence est marquée par d'importantes diffraction pour les périodes comprises entre 6 et 12 s.

Les méthodes d'antennes sismiques

Les techniques d'antenne sismique ont commencé à se développer dans les années 1960 et avaient pour but premier de détecter et d'identifier les explosions nucléaires. Leurs applications se sont par la suite diversifiées en raison de leurs caractéristiques et des avantages qu'elles présentent. En effet, une antenne sismique se compose de plusieurs sismomètres, verticaux et/ou trois-composantes, dont la distance inter-capteurs est inférieure à la longueur d'onde $\lambda = c/f$ (c la vitesse de déplacement et f la fréquence), ce qui lui confère une configuration sur une zone géographique restreinte (Rost et Thomas, 2002). Ce type de dispositif apporte deux avantages majeurs pour les études sismologiques :

1. Il permet l'obtention de données de qualité. L'utilisation de capteurs identiques fournit des enregistrements homogènes. De plus, la sommation de l'ensemble

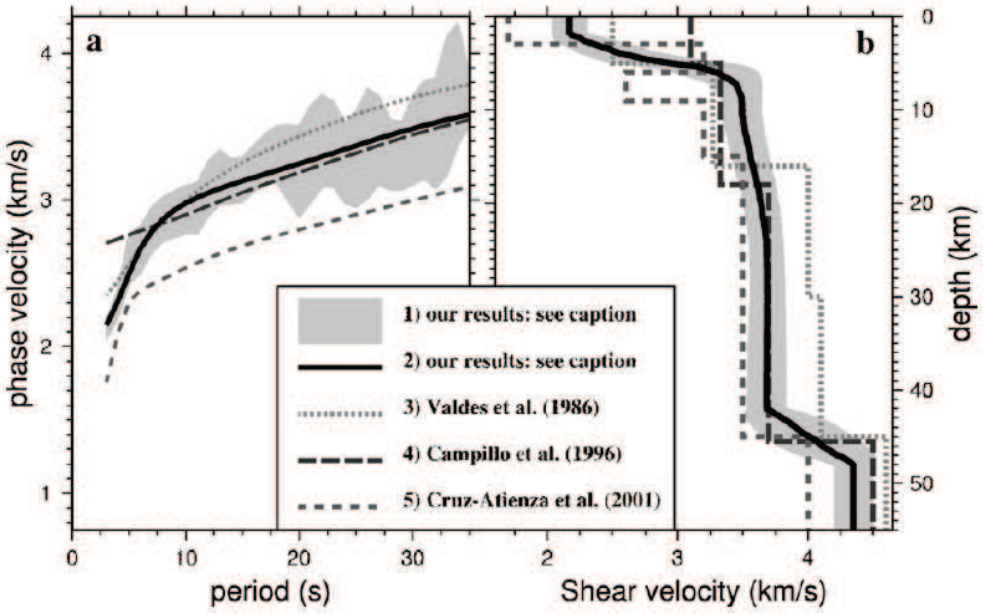


Fig. 1.24 : Figure extraite de De Barros et al. (2008) mettant en évidence les différentes courbes de dispersion des vitesses de phase des ondes de Rayleigh ainsi que les modèles de vitesse des ondes S calculés au Popocatépetl lor de diverses études.

des sismogrammes, enregistrés par les capteurs de l'antenne, permet l'amélioration du rapport signal-sur-bruit et fait ressortir ainsi des phases qui n'auraient pas forcément été identifiables avec un seul capteur.

2. L'accès à des données de qualité offre la possibilité d'étudier les propriétés physiques du champ d'ondes et donc la structure de la Terre de façon plus détaillée.

Les techniques d'antennes sont basées sur l'intercorrélation des enregistrements et utilisées pour leur habilité à mesurer le vecteur lenteur. Elles reposent généralement sur l'hypothèse d'un champ d'ondes composé d'ondes planes au niveau de l'antenne sismique. Toutefois, ces techniques ont également été utilisées sur des champs d'ondes sphériques lorsque l'hypothèse d'un champ d'ondes planes n'était pas envisageable c'est-à-dire lorsque les antennes étaient trop proches de la source (Almendros et al., 1999). La direction de propagation des ondes élastiques peut alors être décrite par deux paramètres : (1) la lenteur, qui n'est autre que l'inverse de la vitesse apparente du champ d'ondes traversant le réseau et (2) le back-azimuth, représentant l'angle d'arrivée du champ d'onde au niveau du réseau, est mesuré entre le nord et

la direction de l'épicentre. Ces paramètres définissent à eux deux le vecteur lenteur. L'information sur le vecteur lenteur peut être utilisée dans divers aspects de la sismologie tels que la localisation des sources sismiques, la séparation des différents types d'onde composant le sismogramme ou encore l'étude des structures à petite échelle. Les méthodes utilisées pour la localisation des sources sismiques sont détaillées dans la section 3 de ce chapitre. Les paragraphes suivants sont consacrés aux méthodes employées dans l'étude des structures en domaine volcanique.

La technique d'antenne la plus utilisée pour l'étude des édifices volcaniques est la méthode d'Autocorrélation spatiale, développée par Aki (1957). Basée sur l'analyse d'un bruit stochastique et stationnaire, elle donne accès à la vitesse de phase des ondes de surface, via le calcul des coefficients de corrélation entre chaque paire de stations. La méthode Fréquence-Nombre d'onde ou f-k (Lacoss et al., 1969 ; Capon, 1969), employée pour séparer les différents types d'ondes composant le champ d'ondes, commence à être appliquée sur les signaux d'origine volcanique afin de déterminer le modèle de vitesse de la structure superficielle de l'édifice. Une description plus détaillée de ces méthodes est donnée dans le chapitre V consacré à l'étude de la structure du Yasur.

Applications de la méthode SPAC

La méthode SPAC a permis d'établir les modèles de vitesse de nombreux édifices volcaniques. Elle a été appliquée entre autres sur les volcans Kilauea (Ferrazzini et al., 1991 ; Saccorotti et al., 2003), Masaya (Métaxian et al., 1997), Stromboli (Chouet et al., 1998) et Arenal (Mora et al., 2008). Lors de ces études de structure, les courbes de dispersion des ondes de Rayleigh et/ou de Love, estimées par la méthode SPAC, ont été inversés avec les codes de Herrmann (1987) afin d'en déduire le modèle de vitesse 1-D des ondes P et/ou S.

Ferrazzini et al. (1991) ont été les premiers à appliquer la méthode SPAC au domaine volcanique. En 1988, un réseau de onze capteurs trois-composantes, de géométrie semi-circulaire et de 120 m d'ouverture, a été installé à 0.9 km du cratère Puu Oo (Hawaii). Leur analyse a mis en évidence un champ d'ondes composé d'ondes de Rayleigh et d'ondes de Love se propageant avec des vitesses de phase comprises entre 700 m/s à 2 Hz et 300 m/s à 8 Hz. Les modèles de vitesses des ondes P

et S, expliquant au mieux les vitesses de phase, sont estimés par ces auteurs via une approche essai-erreur. Les modèles (Fig. 1.25), déterminés jusqu'à 200 mètres de profondeur, sont constitués de deux couches et d'un demi-espace. La première couche, de 30 m d'épaisseur, présente une vitesse des ondes P de 650 m/s et une vitesse des ondes S de 350 m/s. Cette couche superficielle repose sur une couche d'une épaisseur de 75 m dont les ondes P se propagent à une vitesse de 1250 m/s et les ondes S à une vitesse de 720 m/s. Le demi-espace présente des vitesses de 2500 m/s et 1440 m/s respectivement pour les ondes P et S. Ferrazzini et al. (1991) ont rattaché la couche superficielle de leurs modèles aux produits de l'éruption de 1983, c'est-à-dire à une couche de cendres recouvertes par une coulée de lave de type pahoehoe partiellement solidifié. La seconde couche du modèle est affiliée à une couche présente en surface avant l'éruption de 1983.

Métaxian et al. (1997) ont également utilisé la méthode SPAC pour analyser le trémor permanent enregistré au volcan Masaya (Nicaragua) et déterminer le modèle de vitesses des ondes P et S. Pour ce faire, trois antennes semi-circulaires, dont une présentant un rayon de 120 m et deux présentant un rayon de 60 m, chacune composée de huit sismomètres trois-composantes ont été installées respectivement en 1992 et 1993 sur les flancs du volcan. La décomposition du champ d'ondes a mis en évidence la présence d'ondes de Rayleigh et d'onde de Love en quantité comparable. Les vitesses de phase de ces deux types d'ondes ont été estimées entre 730 et 1240 m/s à 2 Hz et entre 330 et 550 m/s à 6 Hz. Les modèles de vitesse des ondes P et S, réalisée par le biais du programme d'inversion des ondes de surface développé par Herrmann (1987), leur a permis de mettre en évidence des structures jusqu'à 900 mètres de profondeur. Les modèles obtenus sont constitués de trois à quatre couches et d'un demi-espace. Le modèle moyen résultant (Fig. 1.25) présente une couche superficielle dont les vitesses sont comprises entre 600 et 1000 m/s pour les ondes compressives et entre 300 et 600 m/s pour les ondes de cisaillement. Cette couche surplombe deux autres couches d'épaisseur plus importante (130-180 m et 510-540 m) à l'intérieur desquelles les ondes P se propagent respectivement à des vitesses de 2000 m/s et 3500 m/s et les ondes S à des vitesses de 900-1200 m/s et 1600-2 000 m/s. Le demi-espace présente des vitesses de 4800-5800 m/s pour

les ondes P et 2700-4000 m/s pour les ondes S. Métaxian et al. (1997) ont associé chaque couche identifiée dans leurs modèles à une phase de l'activité volcanique. La couche superficielle, à faibles vitesses sismiques, correspondrait à des matériaux hétérogènes et non consolidés issus de l'activité récente du volcan. Ils se seraient déposés sur la structure du cône actuel (seconde couche du modèle) mis en place après l'effondrement de la caldeira de Masaya. En profondeur, la présence d'une importante couche de dépôts pyroclastiques marque probablement la formation de celle-ci.

En se basant sur une approche similaire à celle utilisée par Ferrazzini et al. (1991), Chouet et al. (1998) utilisèrent deux réseaux semi-circulaires, de 60 m et 150 m de rayon, afin de déterminer la structure superficielle du Stromboli (Italie). Les modèles de vitesse, estimés jusqu'à 300 mètres de profondeur, sont constitués de quatre couches et d'un demi-espace (Fig. 1.25). La couche superficielle, de 8 m d'épaisseur, montre de faibles vitesses sismiques (410 m/s pour les ondes P, 270 m/s pour les ondes S). Chouet et al. (1998) ont émis l'hypothèse que cette couche pourrait correspondre à une couche de terre végétale. Les modèles montrent que celle-ci repose sur une couche de 35 m d'épaisseur dont les vitesses de propagation sont 800 m/s et 520 m/s respectivement pour les ondes P et S. Les deux autres couches, plus profondes, montrent des épaisseurs plus importantes (70 et 90 m). Les vitesses des ondes P sont de 1420 m/s et 2000 m/s, et les vitesses des ondes S sont de 810 m/s et 1140 m/s. Enfin, les vitesses du demi-espace ont été estimées à 3500 m/s et 2000 m/s respectivement pour les ondes compressives et les ondes de cisaillement.

Saccorotti et al. (2003) ont proposé d'analyser le trémor enregistré par trois réseaux semi-circulaires, de 300 m et 400 m d'ouverture, afin d'estimer la structure superficielle du Kilauea (Hawaii). Les résultats montrent qu'à l'intérieur de la caldeira, les vitesses de phase sont comprises entre 1400 et 1800 m/s à 1 Hz et entre 300 et 400 m/s à 10 Hz pour les ondes de Rayleigh, et entre 2600 m/s à 1 Hz et 400 m/s à 10 Hz pour les ondes de Love. En dehors de la caldeira, les vitesses de phase obtenues sont quasi-similaires pour les ondes de Rayleigh et plus faibles pour les ondes de Love (600 m/s à 1 Hz et 150 m/s à 10 Hz). Le modèle moyen de la structure, résolu jusqu'à une profondeur de 1 km, est composé de quatre couches

et d'un demi-espace (Fig. 1.25). Les couches superficielles, représentant 50 à 60 m d'épaisseur, présentent des vitesses comprises entre 300 et 800 m/s pour les ondes S. Celles-ci recouvrent deux couches de plus grande épaisseur dont la base est estimée à 340-420 m de profondeur. Les ondes de cisaillement se propagent dans ces deux couches à des vitesses comprises entre 800 et 1500 m/s. Le demi-espace présente des vitesses Vs proches de 2000 m/s. Saccorotti et al. (2003) ont associé les variations de vitesses des ondes S, mises en évidence par la méthode SPAC, à la limite sud de la caldeira.

Plus récemment, Mora et al. (2006) ont utilisé la même procédure pour estimer les modèles de vitesse au niveau de deux sites sur le volcan Arenal (Costa Rica). Les vitesses de phase calculées au niveau du flanc ouest sont comprises entre 765 m/s à 1 Hz et 300 m/s à 12 Hz pour les ondes de Rayleigh et entre 780 et 292 m/s pour les ondes de Love dans la même bande de fréquence. Pour le flanc est, les vitesses de phase varient de 1386 à 300 m/s pour les ondes de Rayleigh et de 1913 à 315 m/s pour les ondes de Love. Les modèles de vitesses (Fig. 1.25) montrent trois couches superficielles, représentant une épaisseur cumulée de 25-40 m, dans lesquelles la vitesse des ondes P varie de 250 à 1000 m/s, et celle des ondes S de 120 à 500 m/s. Ces dernières reposent sur deux couches, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur chacune, dont les vitesses sont comprises entre 1450 et 2800 m/s pour les ondes P et comprises entre 700 et 1700 m/s pour les ondes S.

Applications de la méthode f-k

La méthode f-k a régulièrement été appliquée pour des études de structure superficielle. Elle a été utilisée pour déterminer la vitesse des ondes S dans les premières centaines de mètres voire les premiers kilomètres de la structure. Nous pouvons citer par exemple les études réalisées par Kagawa (1996) au niveau de la ville de Mexico (Mexique), Satoh et al. (2001) dans la région de Sendai (Japon), et plus récemment par Lin et al. (2009) à Taiwan. Malgré les nombreuses applications existantes de la méthode f-k pour l'estimation des vitesses de phase des ondes de surface, celle-ci reste peu utilisée pour les études des édifices volcaniques. En Avril 2007, cinq réseaux circulaires ont été installés aux Champs Phlégréens (Italie) dans le cratère de la Solfatare (Petrosino et al., 2009). Chaque réseau était composé de trois capteurs

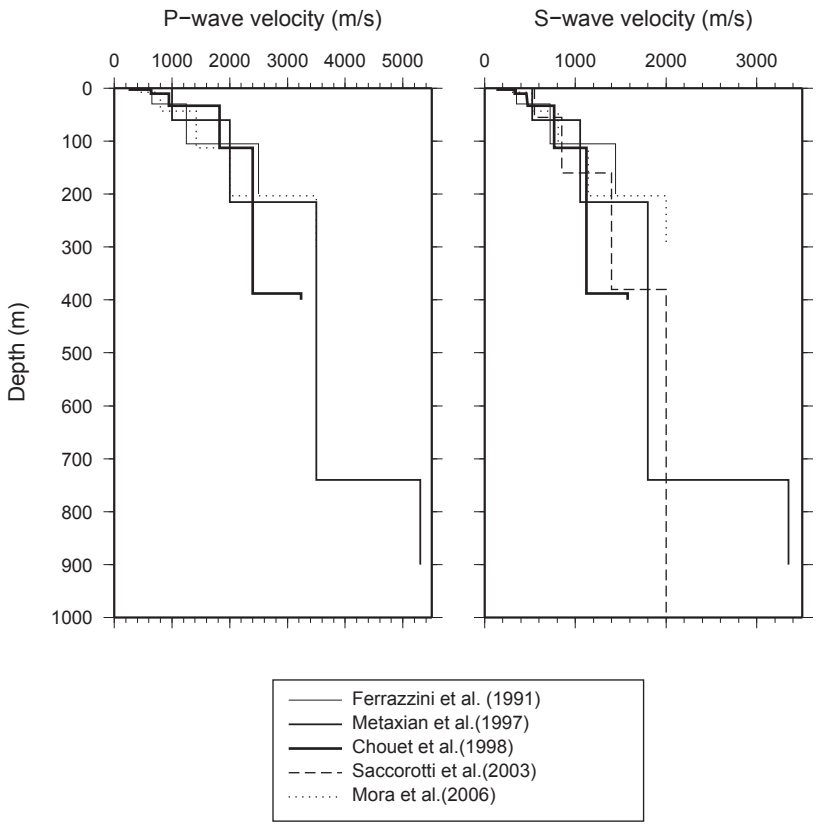


Fig. 1.25 : Modèles de vitesse 1-D calculés pour les volcans Kilauea (Ferrazzini et al., 1991 ; Saccorotti et al., 2003), Masaya (Métaxian et al., 1997), Stromboli (Chouet et al., 1998) et Arenal (Mora et al., 2006). L'ensemble des modèles ont été déterminés avec la méthode SPAC.

3-composantes, placés radialement tous les 120°, à des distances de 5, 10, 25, 50 et 100 m, autour d'un quatrième sismomètre central. La détermination des vitesse de phase des ondes de Rayleigh pour chacun des sites a été réalisée via l'utilisation des méthodes SPAC, f-k et SPAC modifié (Bettig et al., 2001). Les courbes de dispersion, semblables d'un site à l'autre, montrent des vitesses de 1000 m/s à 2 Hz et de 100 m/s à 20 Hz (Petrosino et al., 2009 ; Cusano et al., 2011). L'inversion des courbes de dispersion a été effectuée en utilisant un algorithme de voisinage développé par Wathelet (2008) afin d'obtenir un modèle de vitesse 1-D en chacun des sites. Une méthode de krigeage a ensuite été utilisée pour combiner les vitesses estimées sous les cinq réseaux pour construire le modèle de vitesse 3-D du cratère de la Solfatare. Le modèle 3-D a été complété par des mesures de plans de faille et de fracture relevées à l'intérieur et à l'extérieur du cratère en Octobre 2009.

2.5 Discussion et conclusions

Nous avons vu dans cette première partie qu'il existe de nombreuses méthodes permettant d'obtenir des informations sur la structure interne des édifices volcaniques. Dans le cas des techniques géophysiques, chacune d'entres elles va être sensible à des structures ou corps géologiques présentant des caractéristiques physiques particulières rendant leur détection possible. Les études de géologie stratigraphique et structurale, basées sur l'observation des dépôts et sur les mesures des plans de fracture, fournissent une image réaliste de la structure de subsurface. Cependant celles-ci restent très superficielles et dépendent du nombre d'observables disponibles sur le terrain. Elles peuvent toutefois être utilisées pour apporter un complément d'informations aux modèles de structure issus des études géophysiques afin d'obtenir des modèles plus réalistes (Cusano et al., 2011).

Les études gravimétriques sont sensibles aux variations de densité dans l'édifice volcanique. Elles mettent principalement en évidence les intrusions, telles que les réservoirs magmatiques ou les zones d'alimentation (complexe de dykes), ainsi que les coulées de lave, dont la densité est légèrement supérieure aux roches encaissantes. La résolution des cartes d'anomalies du champ gravimétrique dépend essentiellement de l'espacement des stations de mesure. Un espacement régulier permet une meilleure

délimitation des anomalies et donc d'obtenir une meilleure image des structures internes.

Les études de structure basées sur l'analyse du champ magnétique vont être sensibles à la présence de roches mafiques riches en magnétite telles que les basaltes, pouvant être à l'origine des contrastes d'aimantation induits. Comme pour la gravimétrie, la résolution des cartes d'anomalies magnétiques dépend de la couverture des points de mesure sur la zone d'intérêt. Toutefois les cartes en géomagnétisme sont plus difficiles à interpréter en terme de structure et nécessitent souvent une connaissance a priori des roches et structures en présence. Les méthodes électriques sont basées sur la mesure de la résistivité des roches. Nous avons vu dans la section 2.3 de ce chapitre que la résistivité dépend d'un certain nombre de paramètres caractérisant le milieu dont la nature des roches. De ce fait, les méthodes électriques semblent être appropriées pour l'identification des différentes unités géologiques composant la partie superficielle du sol. Néanmoins, la présence de fluides (météorique, juvénile ou d'origine marine) influent sur les valeurs de résistivité rendant parfois l'interprétation géologique plus difficile. Les méthodes électriques, combinées aux mesures de température et de CO2, sont cependant très efficaces pour détecter et imager la géométrie des systèmes hydrothermaux, des nappes phréatiques et des systèmes de failles, facilitant les circulations de fluides, présents au sein de l'édifice volcanique. Un des avantages de ces méthodes est qu'elles peuvent permettre l'obtention d'une image très précise de la structure avec une résolution de détection des contrastes de résistivité inférieure au mètre. A l'inverse, la profondeur d'investigation étant dépendante de la longueur des profils, le matériel disponible ou les conditions de terrain, pouvant empêcher la mise en place de grands profils, restreignent l'étude des structures profondes. Les méthodes électriques restent donc adaptées à l'étude superficielle des structures volcaniques.

Les méthodes sismiques sont les plus utilisées pour l'étude des structures volcaniques. Elles donnent accès aux vitesses des ondes P et S dans la structure, elles-mêmes dépendantes des propriétés du milieu. Les profondeurs d'investigation qu'elles offrent sont fonction de l'ouverture du réseau sismologique, qu'il s'agisse de capteurs indépendants ou d'une antenne sismique, et de la bande de fréquence utilisée. La

bande de fréquence est déterminée par le choix des sismomètres composant le réseau (capteurs courte-période ou large-bande) ainsi que par les types d'événements sismiques disponibles dans les jeux de données (téléséismes, séismes régionaux, locaux). Les capteurs courte-période enregistrent les fréquences supérieures à 1 Hz et sont adaptés à l'étude des signaux sismo-volcaniques. Les sismomètres large-bande, couramment utilisés sur les volcans, enregistrent des signaux dans la bande de fréquence comprise entre 0.01-0.02 et 50 Hz, en fonction de la fréquence d'échantillonnage, correspondant aux ondes qui peuvent se propager et être détectées loin de la source [e.g. les téléséismes]. L'utilisation de téléséismes dans la construction de modèles de vitesse permet d'obtenir un état de la structure sur quelques dizaines de kilomètres [e.g. estimation du modèle de vitesse des ondes S du Popocatépetl jusqu'à 55 km par De Barros et al. (2008)]. Les basses fréquences, plus sensibles aux grandes structures, permettent la détection d'anomalies de vitesse dont les tailles sont kilométriques ou deca-kilométriques. L'utilisation d'événements locaux comme les signaux sismo-volcaniques, restreint la profondeur d'investigation de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres [e.g. le modèle de vitesse des ondes P estimés sur moins de 10 km de profondeur au Piton de la Fournaise par Prôno et al. (2009)]. Les plus hautes fréquences, sensibles aux hétérogénéités locales, conduit à la construction de modèles de vitesse mieux résolus, avec des anomalies de vitesse dont la taille peut varier de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. La tomographie passive est la méthode sismique la plus utilisée car elle peut être réalisée à partir de jeux de données existants enregistrés par les réseaux de capteurs permanents installés sur de nombreux volcans actifs. Elle a l'avantage de fournir un modèle de vitesse 3D de la structure. Par contre, l'inconvénient de cette approche est que la résolution du tomogramme final est contraint par la distribution des rais traversant la structure (Lees, 2007). Si la structure est bien couverte, son image sera bien reconstruite lors de l'inversion. A l'inverse, si des portions de la structure ne sont pas traversées par les rais, celles-ci ne seront évidemment pas reconstruites. Une bonne répartition des rais sismiques dans la structure nécessite une bonne couverture instrumentale du site, une quantité suffisante de séismes, une bonne répartition spatiale des sources et donc par conséquent des temps d'observation très longs. De ce

fait, la tomographie passive est très coûteuse en temps, en énergie mais aussi financièrement. Néanmoins, cette contrainte peut être contournée lorsque la tomographie est réalisée à partir de catalogues de données d'observatoire, composés de plusieurs années d'enregistrement. La tomographie active, malgré une meilleure résolution des anomalies de vitesse, est moins utilisée que la tomographie passive. En effet, elle nécessite des moyens plus coûteux - grand nombre de capteurs (288 capteurs utilisés par Onizawa et al. (2007) et 154 capteurs utilisés par Battaglia et al. (2008)), une source artificielle suffisamment puissante - ce qui la rend plus contraignante en terme de mise en place sur le terrain. Comme pour les méthodes électriques, la profondeur d'investigation et la résolution dépendent respectivement de l'extension du réseau de capteurs et de l'espacement inter-capteurs. La tomographie sismique active est généralement utilisée pour obtenir une image 2D plus précise de la partie superficielle de l'édifice volcanique voire améliorer des modèles de vitesse obtenus en tomographie sismique passive (Battaglia et al., 2008). Les méthodes de filtre multiple et les méthodes d'antennes sont basées sur l'estimation de la courbe de dispersion des vitesses de groupe ou de phase des ondes de surface, fournissant des modèles de vitesse 1D. La profondeur d'investigation et la résolution de détection des différentes couches composant le milieu sont directement liées à la bande de fréquence dans laquelle est extrait le mode fondamental des ondes de surface ainsi qu'aux caractéristiques du réseau (nombre de capteurs, ouverture du réseau).

Dans cette première partie de chapitre sur l'état de l'art, nous avons pu constater que chacune des techniques existantes pour l'étude de la structure apporte une information particulière sur la morphologie interne des édifices volcaniques : lithologie, système de failles, intrusions magmatiques, circulation de fluides, vitesses des ondes sismiques. La réalisation d'un modèle réaliste de la structure reviendrait alors à combiner l'ensemble de ces informations. Toutefois certaines techniques sont coûteuses et difficiles à mettre en place et rares sont les volcans qui en bénéficient ; le meilleur exemple que nous pouvons citer est le Piton de la Fournaise sur lequel de nombreuses campagnes de mesures ont été réalisées ces 30 dernières années (Chevallier et Bachélery, 1981 ; Lénat et al., 2000 ; Lénat et al., 2001 ; Prôno et al., 2009 ; Gailler et al., 2009). Malgré tout, de plus en plus de volcans sont équipés de réseaux

sismologiques permanents dédiés à la surveillance qui donnent accès à la sismicité lointaine ou locale, en continu ou sur de longues périodes de temps. Des modèles de vitesse des ondes P ou S peuvent alors être calculés via la tomographie sismique passive. Cependant, la qualité des jeux de données, liée au nombre d'événements et de sismomètres, ne permet pas toujours d'obtenir une bonne résolution du modèle de vitesse, surtout dans la partie la plus superficielle de l'édifice. L'obtention d'un tel modèle de vitesse peut se montrer suffisant pour localiser des séismes profonds, notamment les VT, mais sera peu adapté pour les localisations de la sismicité superficielle. Bean et al. (2008) ont démontré que la partie superficielle avait une incidence majeure sur la localisation des signaux sismo-volcaniques, généralement répartis dans les premières centaines de mètres aux premiers kilomètres de la structure. Pour localiser la source de ces signaux, il est donc nécessaire de se procurer un modèle de vitesse plus résolu en surface. Les techniques d'antennes sismiques telles que les méthodes SPAC et f-k sont adaptées pour l'obtention d'un modèle de vitesse de la partie superficielle des édifices volcaniques. L'utilisation des ces deux techniques nécessitent peu d'enregistrement de bruit (quelques heures voire quelques jours) pour déterminer les modèles de vitesse, ce qui rend les expériences d'antennes assez rapides. De ce fait, l'utilisation d'antennes pour l'étude de la structure d'un édifice volcanique est de plus en plus courante car celles-ci peuvent être déployées pour l'enregistrement du bruit avant l'installation d'un réseau classique autour du volcan. Toutefois, lorsqu'aucune donnée d'antenne n'est disponible pour l'estimation du modèle de vitesse, un modèle de vitesse moyen peut être utilisé. Le modèle proposé ici, présenté dans la Fig. 1.26, est déterminé à partir des gammes de vitesses et des épaisseurs de couches données par les modèles 1-D présentés dans la Fig. 1.25 et représentées par la zone grisée dans la Fig. 1.26. Les gammes de vitesses V_P et V_S définies pour les principales couches sont moyennées. Le modèle moyen comprend alors six couches et 1/2 espace, et propose des vitesses des ondes P et S variant respectivement de $\sim$ 800 et 450 m/s en surface à 5300 et $\sim$ 2700 m/s à 1 km de profondeur (Table 1.1). Les modèles de vitesse 1-D de la Fig. 1.25 offre une autre alternative à ce modèle en couches, qui est de considérer un gradient de vitesse jusqu'à 300 m de profondeur (Fig. 1.26). L'utilisation de l'un de ces modèles

Couche	Epaisseur	V_P	V_S
1	30	820	450
2	30	1312	667
3	49	1625	885
4	100	2250	1245
5	92	2950	1560
6	439	3500	1900
7	260	5300	2675

Table 1.1 : Couches et vitesses des ondes P et S composant le modèle de vitesse proposé pour les structures superficielles des édifices volcaniques.

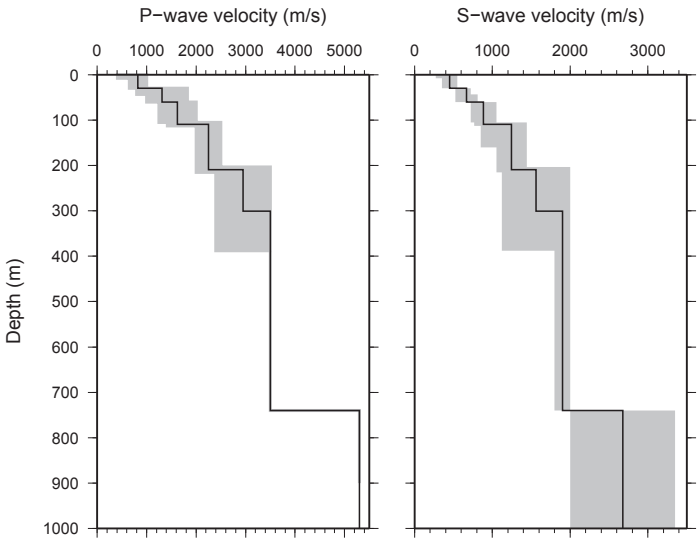


Fig. 1.26 : Modèle de vitesse moyen des ondes P et S (en noir) estimé à partir des modèles de vitesse calculés avec la méthode SPAC (zone grise) et présentés dans la Fig. 1.25. Les lignes tiretées indiquent le gradient de vitesse sur les 300 premiers mètres du modèle.

dans le cas des volcans n'ayant pas de modèle ou comme complément d'une tomographie passive pourrait permettre l'amélioration de la localisation des hypocentres sismo-volcaniques et ainsi de mieux comprendre la dynamique éruptive des volcans.

3 Les méthodes de localisation des sources sismo-volcaniques

En raison de la particularité des signaux sismo-volcaniques due à la complexité des processus physiques et de la structure des édifices, de nouvelles techniques d'analyse des signaux ont été développées au cours des 15 dernières années. Nous nous intéresserons ici aux méthodes de localisation des sources développées dans le but de remplacer les méthodes de localisation classiques basées sur les temps d'arrivée, inutilisables pour l'étude des signaux sismo-volcaniques [cf. Chapitre V]. Comme nous avons pu le mentionner lors de l'introduction de ce travail de thèse, la connaissance de la position des sources sismiques est cruciale pour la compréhension des processus physiques qui se produisent au sein de l'édifice volcanique.En effet, la sismicité se concentre probablement dans les zones de fortes perturbations de l'état de contraintes, associées au transfert de magma vers la surface. En prenant en compte les caractéristiques des différents types de signaux observés en milieu volcanique ainsi que les caractéristiques des structures, de nouvelles méthodes de localisations des sources, plus robustes et plus précises, ont été proposées. Dans cette partie de chapitre consacrée à l'état de l'art en matière de localisation des sources sismo-volcaniques, nous proposons de décrire le principe théorique et quelques applications des méthodes les plus couramment utilisées.

3.1 La polarisation des ondes

L'analyse du mouvement des particules lors du passage d'une onde plane sous un réseau de capteurs est une méthode régulièrement utilisée depuis les années 1990 afin d'obtenir la position de la zone source des signaux sismo-volcaniques (Del Pezzo et al., 1992 ; Neuberg et al., 1994 ; Almendros et al., 2000 ; Neuberg et Pointer, 2000 ; Saccorotti et al., 2002 ; Chouet et al., 2005 ; Cesca et al., 2008 ; Métaxian et al., 2009 ; Petrosino et al., 2011). Cependant, celle-ci n'est fiable que si les sismomètres sont suffisamment proches de la zone source. Le calcul de l'angle apparent de l'onde P incidente ϕ se base sur les composantes horizontales et verticales du déplacement $tan\phi = A_x/A_z$ (Neuberg et Pointer, 2000) ; Le déplacement théorique étant formulé

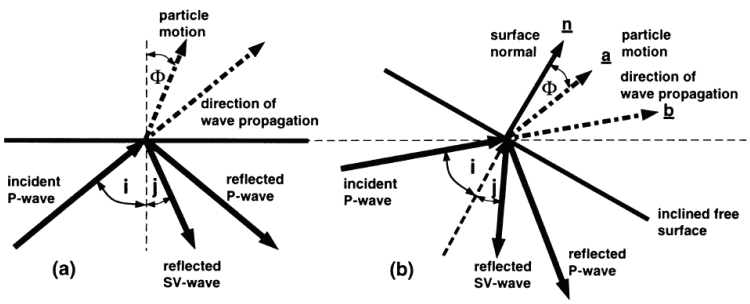


Fig. 1.27 : Schéma extrait de Neuberg et Pointer (2000) représentant les angles d'incidence et les directions du mouvement des particules pour a) une surface libre horizontale et b) une surface inclinée.

par l'expression (Aki et Richards, 1980) :

$$A = \frac{[\frac{4\alpha p}{\beta^2}\frac{cosi}{\alpha}\frac{cosj}{\beta}, 0, \frac{-2\alpha}{\beta^2}\frac{cosi}{\alpha}(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2)]\acute{P}exp[iw(px-t)]}{(\frac{1}{\beta^2} + 4p^2\frac{cosi}{\alpha}\frac{cosj}{\beta})} \tag{2}$$

où α et β représentent respectivement la vitesse des ondes P et S, p le paramètre de rai, i et j les angles de propagation définie sur la figure 1.27. Dans le cas d'une surface libre horizontale, Neuberg et Pointer (2000) ont montré que l'angle d'incidence dans la direction de propagation de l'onde est définie par :

$$i = sin^{-1}(\frac{\alpha}{\beta}sin\frac{1}{2}\phi) \tag{3}$$

En considérant le cas d'une surface libre plane inclinée où les angles ϕ, i et j sont mesurés par rapport à la verticale, Neuberg et Pointer (2000) ont démontré que la direction du mouvement des particules $\mathbf{a} = A/|A|$, la direction de l'angle d'incidence $\mathbf{b} = (b_x, b_y, b_z)$, avec b_z l'angle d'incidence, ainsi que le vecteur normal à la surface $\mathbf{n}$ définissent l'angle d'incidence :

$$i = cos^{-1}\mathbf{n} \cdot \mathbf{b} \tag{4}$$

et l'angle apparent de l'onde P incidente :

$$\phi = cos^{-1}\mathbf{n} \cdot \mathbf{a} \tag{5}$$

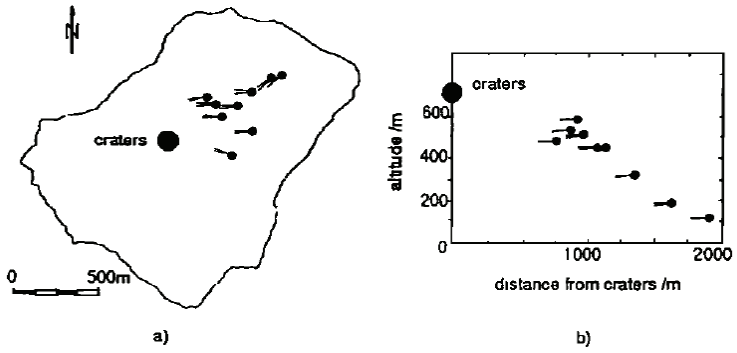


Fig. 1.28 : Mouvements des particules obtenus par Neuberg et al. (1994) au volcan Stromboli.

Si la surface libre est horizontale, seul l'angle d'incidence est affecté par la surface libre et le back-azimuth peut être déterminé. Par contre, si la surface possède une inclinaison alors l'angle d'incidence et le back-azimuth de l'onde P sont affectés. La méthode de polarisation des ondes ne peut apporter qu'une position approximative de la source notamment dans un milieu où les morphologies et les structures internes sont complexes et influent fortement sur la direction de propagation des ondes (Neuberg et Pointer, 2000 ; Hellweg, 2003 ; Métaxian et al., 2009). Elle a été utilisée par Neuberg et al. (1994) sur des signaux longue période enregistrés par deux antennes de capteurs large-bande installées sur le volcan Stromboli. Afin d'utiliser les ondes P directes pour l'analyse du mouvement de particules, les signaux sont filtrés à l'aide d'un filtre passe-bas. Les résultats montrent une zone source s'étendant entre 100 et 600 mètres sous la région des cratères. Tous les épicentres sismiques ont été localisés au nord-ouest des cratères, quelque soit le cratère en activité (Figure 1.28). Les localisations obtenues par Neuberg et al. (1994), en accord avec celles réalisées par Del Pezzo et al. (1992), indiquent alors une région source pour les signaux longue période commune à l'ensemble des cratères.

Cette méthode a également été utilisée à de nombreuses reprises afin de définir la position approximative de la zone source utilisée par la suite dans des techniques de localisation des sources plus précises telles que l'inversion des formes d'onde décrite dans la section suivante. Chouet et al. (2005) ont proposé d'analyser des signaux très longue période enregistrés au Popocatépetl en 2000 par un réseau comprenant

15 sismomètres large bande. Les basses fréquences étant moins affectées par les hétérogénéités du milieu, ceci en fait une méthode plus adaptée pour la localisation des signaux basses fréquences. Les mouvements de particules des signaux traités indiquent une région source localisée sous le cratère sommital et leur répétitivité suggère un processus de source non destructif (Fig. 1.29). Des études de polarisation des ondes ont été également réalisées par Métaxian et al. (2009) sur le volcan Arenal, ainsi que par Petrosino et al. (2011) sur le volcan Colima, afin d'utiliser les positions des régions source obtenues dans des techniques d'inversion de formes d'onde et de tracé de rais respectivement.

3.2 Les amplitudes sismiques

La méthode de localisation basée sur les amplitudes sismiques est décrite d'après Aki et Ferrazzini (2000) et Battaglia et Aki (2003). L'amplitude est calculée pour un laps de temps et une bande de fréquence donnés et identiques à l'ensemble des signaux. Pour les signaux de longue durée, l'amplitude est définie par l'expression :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{n=0}^{N-1}(S_n^F)^2}{N}} \tag{6}$$

où N est le nombre d'échantillons composant le signal S_n^F filtré dans la bande de fréquence. L'amplitude des signaux de courte durée est définie par l'amplitude pic à pic (ou par la moitié de l'amplitude pic à pic). Les amplitudes calculées pour chaque signal et chaque station sont ensuite divisées par un facteur permettant de correction des effets de site estimés pour chaque station du réseau. Ces facteurs sont déterminés en calculant les rapports d'amplitude de la coda des signaux relativement à la coda enregistrée sur une station de référence (Aki et Ferrazzini, 2000).

L'inversion proposée par Battaglia et Aki (2003) permettant de trouver la position de la source est basée sur une recherche sur grille et sur l'hypothèse que la diminution de l'amplitude sismique est proportionnelle à l'inverse de la distance source-station pour les ondes de volume :

$$A(r) = A_0 \frac{e^{-Br}}{r} \tag{7}$$

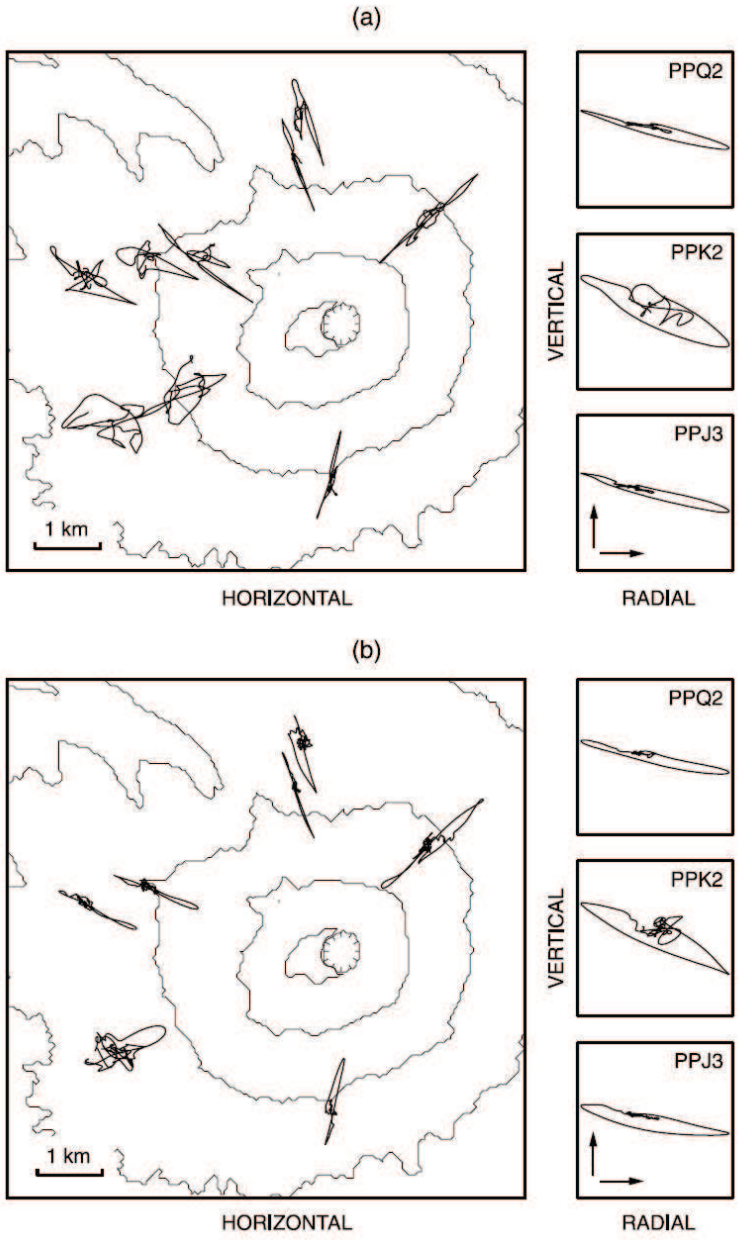


Fig. 1.29 : Mouvements des particules estimées au Popocatépetl par Chouet et al. (2005), dans la bande 15-70 s, pour deux événements survenus a) le 23 Avril et b) le 23 Mai 2000.

et à l'inverse de la racine carré de cette même distance pour les ondes de surface :

$$A(r) = A_0 \frac{e^{-Br}}{\sqrt{r}} \tag{8}$$

avec $B = \pi f/Q\beta$ et r représentant la distance source-station, A_0 l'amplitude à la source, f la fréquence, β la vitesse des ondes et Q le facteur de qualité décrivant l'atténuation intrisèque. Le terme $1/r$ ou $1/\sqrt{r}$ exprime l'atténuation géométrique et le terme $e^{-\pi fr/QB}$ exprime la perte d'énergie due à l'anélasticité du milieu (Aki et Richards, 1980). La position de la source correspond à la valeur minimum des écarts calculés entre les amplitudes issues du modèle et les amplitudes observées et définie par :

$$Err(x_i, y_i, z_l, A_k) = \sum_{n=1}^{N} (A_k \frac{e^{-Br_n}}{r_n} - A_{obs}^n)^2 \tag{9}$$

pour les ondes de volume et :

$$Err(x_i, y_j, A_k) = \sum_{n=1}^{N} (A_k \frac{e^{-Br_n}}{\sqrt{r_n}} - A_{obs}^n)^2 \tag{10}$$

pour les ondes de surface, avec r_n la distance entre la source et le capteur n et A_k l'amplitude de la source ; A_k étant exprimé par $A_k = A_0 + k * dA$ où A_0 représente l'amplitude la plus faible, k=0,1,...,N-1 et dA le pas en amplitude .

Battaglia et Aki (2003) ont utilisé cette technique dans le but de localiser la source de différents types de signaux (volcano-tectonique, tremor, éboulement) enregistrés par le réseau sismologique du Piton de la Fournaise. Les amplitudes observées à chaque station ont été divisées par les facteurs d'amplification estimés par Aki et Ferrazzini (2000). En fonction du type de signal analysé et de la bande de fréquence considérée, la distribution des amplitudes est lisse et régulière (cas du tremor ; Fig. 1.30) ou plus complexe avec des amplitudes modélisées plus faibles que celles observées sur certaines zones de l'édifice (cas des signaux volcano-tectoniques). Les localisations indiquent que la source du tremor est superficielle et proche des fissures éruptives (Fig. 1.31). La position des sources des signaux volcano-tectoniques

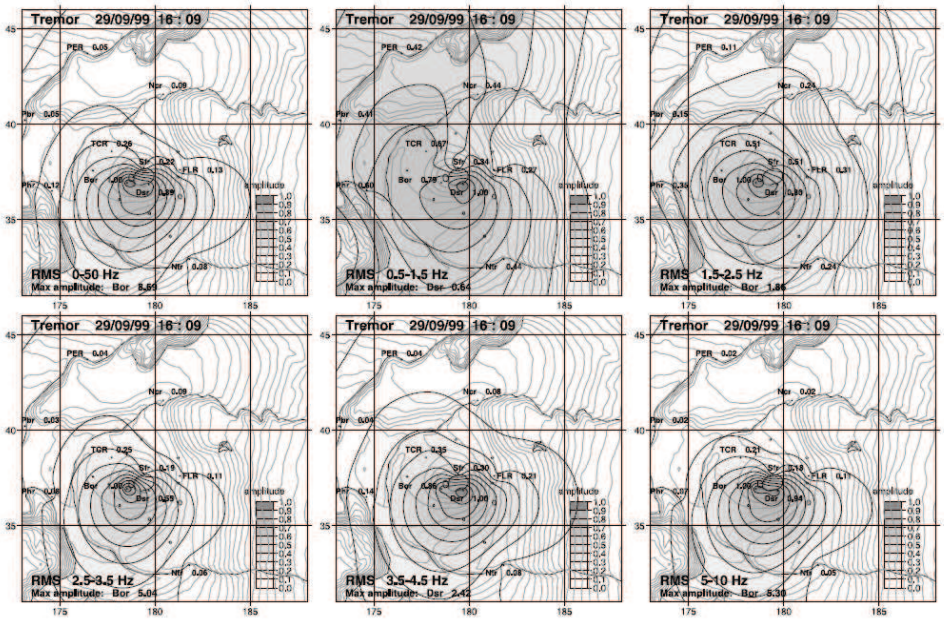


Fig. 1.30 : Distribution des amplitudes dans différentes bandes de fréquence pour un échantillon de trémor enregistré en Septembre 1999 (Battaglia et Aki, 2003)

superficiels calculée est en accord avec les localisations données par les méthodes sismologiques basées sur les temps d'arrivée. Battaglia et Aki (2003) ont également montré que l'étude des sources du tremor, en utilisant les amplitudes sismiques, peut être utilisée pour estimer le taux d'effusion de lave durant les éruptions, celui-ci étant directement relié à l'activité effusive et au taux d'écoulement de lave. Cette méthode a également été utilisée pour localiser les coulées pyroclastiques se produisant sur le volcan Soufriere Hill par Jolly et al. (2002), pour localiser le tremor généré par des coulées de type lahars au volcan Cotopaxi par Kumagai et al. (2009), ou encore pour imager la propagation du magma lors de l'éruption de Janvier 2010 au Piton de la Fournaise par Taisne et al. (2011).

3.3 L'inversion de forme d'onde

L'inversion de la forme d'onde des signaux est une technique couramment utilisée en sismologie volcanique. Elle est utilisée sur les signaux à grande longueur d'onde car ces derniers sont moins affectés par les hétérogénéités présentes dans les structures volcaniques, les plus courtes longueurs d'onde étant fortement sensibles à la structure interne et à la topographie des édifices (Lokmer et al., 2007 ; Bean et al., 2008 ;

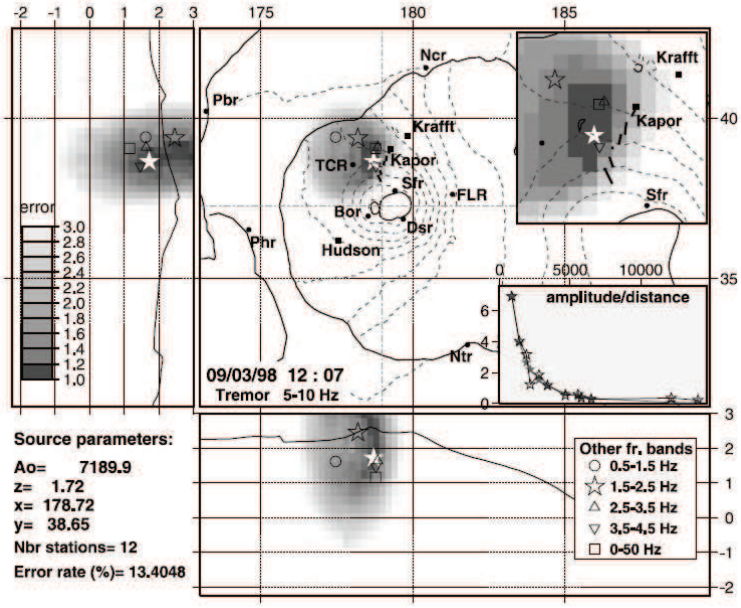


Fig. 1.31 : Localisation, dans la bande de fréquence 5-10 Hz, du premier échantillon de trémor enregistré après l'éruption de Septembre 1999 (d'après Battaglia et Aki (2003). Les segments noirs indiquent la position des fissures éruptives.

Lokmer et al., 2008 ; Métaxian et al., 2009).

La forme d'onde générée en un point par une source impulsionnelle peut être exprimée par l'expression suivante (Aki et Richards, 1980) :

$$u_i(\mathbf{x}, t) = M_{jk}(\xi, t) * g_{ij,k}(\xi, 0; \mathbf{x}, t) \tag{11}$$

où u est le déplacement, M le tenseur des moments sismiques et g le tenseur des fonctions de Green. $*$ représente la convolution temporelle, $\mathbf{x}$ et ξ la position du capteur et de la source respectivement. Les fonctions de Green sont calculées entre chaque point d'une grille 3D, et chaque station. Elles sont calculées pour une structure élastique et homogène, incluant de plus en plus la topographie de l'édifice volcanique. La taille de la maille considérée doit être suffisamment petite pour satisfaire le nombre minimum de mailles par longueur d'onde établi par Ohminato et Chouet (1997). La grille doit, quant à elle, être suffisamment grande pour minimiser les effets dus aux réflexions sur les bords. Une inversion du déplacement est réalisée pour obtenir le tenseur des moments. Ce dernier est ensuite convolué aux fonctions Green afin de construire des formes d'ondes synthétiques pour différentes positions de la source,

placées à chaque noeud d'une zone d'intérêt sur la grille. Le calcul des fonction de Green et donc la construction de synthétiques peut être effectuée en utilisant la méthode des différences finies (e.g. Ohminato et Chouet, 1997 ; Ohminato et al., 1998 ; Chouet et al., 2003 ; Kumagai et al., 2005) ou la méthode ELM "Elastic Lattice Method" proposé par O'Brien et Bean (2004) (e.g. Bean et al., 2008 ; Métaxian et al., 2009 ; Davi et al., 2010). La position de la source correspond à la valeur minimum de la RMS calculée entre les formes d'onde synthétiques et les formes d'onde observées, et est définie par l'équation suivante (Legrand et al., 2000) :

$$RMSerror = \frac{1}{N^{1/2}} \frac{\left[\sum_{i=1}^{3N} \int (O_i(t) - C_i(t))^2 dt\right]^{1/2}}{\left[\sum_{i=1}^{3N} \int (O_i(t))^2 dt\right]^{1/2}} \tag{12}$$

où N indique le nombre de stations, $O_i(t)$ et $C_i(t)$ représentent respectivement les formes d'onde observées et les formes d'onde calculées.

Afin d'optimiser les temps de calcul des formes d'onde synthétiques, la zone source peut être préalablement définie d'autres méthodes de localisation, comme les méthodes de polarisation des ondes (Chouet et al., 2005), des amplitudes sismiques (Kumagai et al., 2010 ; 2011) ou d'intercorrélation (De Barros et al., 2009). Ce procédé permet de ne calculer que les formes d'onde dont les sources sont disposées dans la région considérée. Malgré la précision que l'on peut obtenir sur la position de la source, l'inversion de la forme d'onde est plus fréquemment utilisée pour obtenir le mécanisme à la source. En se basant sur l'équation (11), le mécanisme à la source peut être estimé en procédant à une inversion du tenseur des moments sismiques.

Depuis la fin des années 1990, cette technique de localisation et de détermination du mécanisme à la source a été largement utilisée. En utilisant ce principe, Chouet et al. (2003) ont quantifié les explosions survenues au Stromboli en Septembre 1997. A l'aide d'un réseau comprenant 21 sismomètres large-bande, les zones source ont été localisées à environ 160 m au nord-ouest, et 220 et 260 m sous les évents actifs du Stromboli (Fig. 1.32). Le meilleur mécanisme à la source obtenu lors de l'inversion comprend 6 composantes du tenseur des moments et 3 composantes d'une force unique, interprété comme l'ouverture du fissure. Des études similaires ont été menées

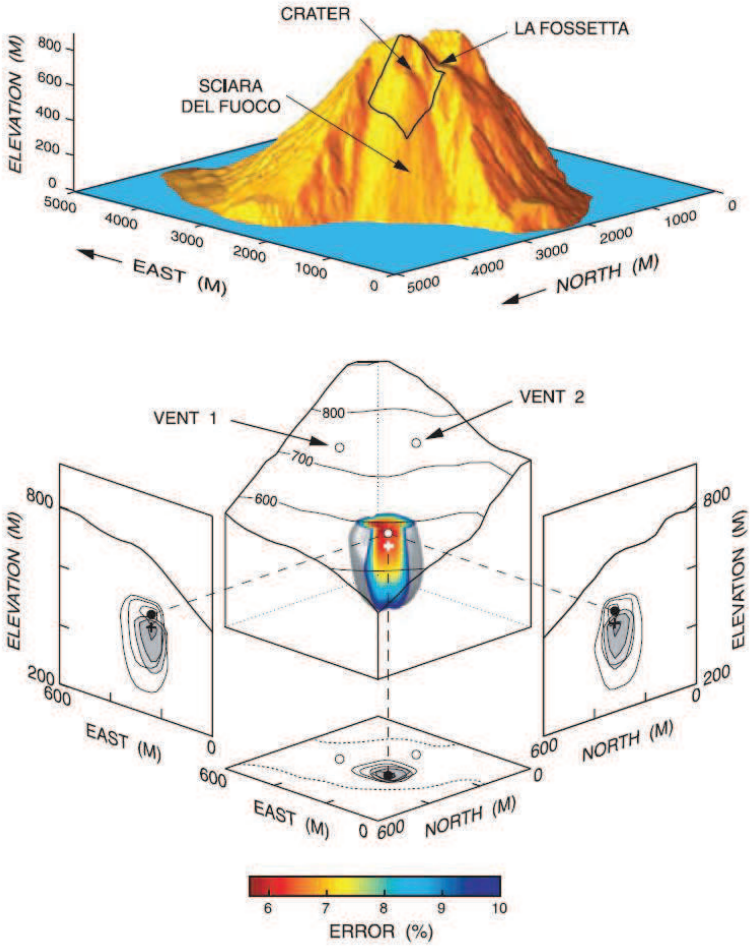


Fig. 1.32 : Localisations de la source de signaux longue période enregistrés en Septembre 1997 au Stromboli (d'après Chouet et al., 2003).

au Popocatépetl par Chouet et al. (2005), à l'Etna par Lokmer et al. (2007) et De Barros et al. (2009), au volcan Arenal par Davi et al. (2011).

3.4 Les méthodes d'antennes sismiques

Comme nous avons pu le mentionner dans la partie traitant des études de structures par le biais des méthodes d'antennes, ces dernières sont basées sur l'intercorrélation des signaux enregistrés par les capteurs formant une antenne sismique. Leur utilisation permet d'estimer le back-azimuth ainsi que la vitesse (ou lenteur) apparente de l'onde se propageant à travers l'antenne. Furomoto et al. (1990) ont utilisé la cohérence des signaux afin de caractériser la source du trémor enregistré par une antenne de capteurs installée aux abords de la caldeira du volcan Izu-Oshima

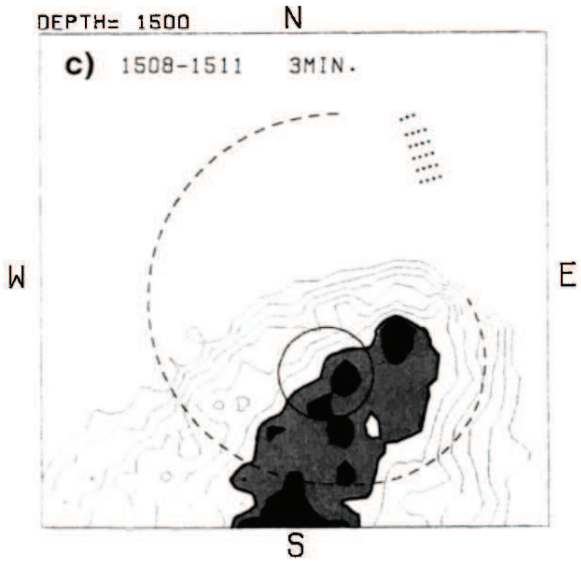


Fig. 1.33 : Carte de la distribution de la semblance réalisée par Furomoto et al. (1990) à l'Izu-Oshima indiquant les sources du trémor.

(Japon). En ce basant sur la semblance des signaux, définie par :

$$S = \frac{\sum_{j=s(i)}^{e(i)} (\sum_{i=1}^{M} f_{ij(i)})^2}{M \sum_{j=s(i)}^{e(i)} \sum_{i=1}^{M} f_{ij(i)}^2} \tag{13}$$

où $f_{ij(i)}$ représente le j(i)^{ime} échantillon, s(i) et e(i) représentant les points de départ et de fin de la fenêtre enregistré par le i^{i}me capteur, Furomoto et al. (1990) ont identifié les zones source marquées par des fortes valeurs de la semblance (Fig. 1.33).

Depuis une vingtaine d'années, les méthodes d'antennes se sont développées pour s'adapter aux contraintes des études des sources sismo-volcaniques. En effet, la variété et la complexité des signaux générés par les différents processus physiques susceptibles de se produire au sein de l'édifice (fracturation, circulation du magma, des gaz) ont influé sur l'amélioration de ces techniques mais aussi à l'élaboration de nouvelles et en font aujourd'hui des méthodes de plus en plus utilisées pour l'étude des sources sismiques.

Rost et Thomas (2002) ont proposé une description du principe théorique et des applications des techniques d'antennes, parmi lesquelles les méthodes de "beamfor-

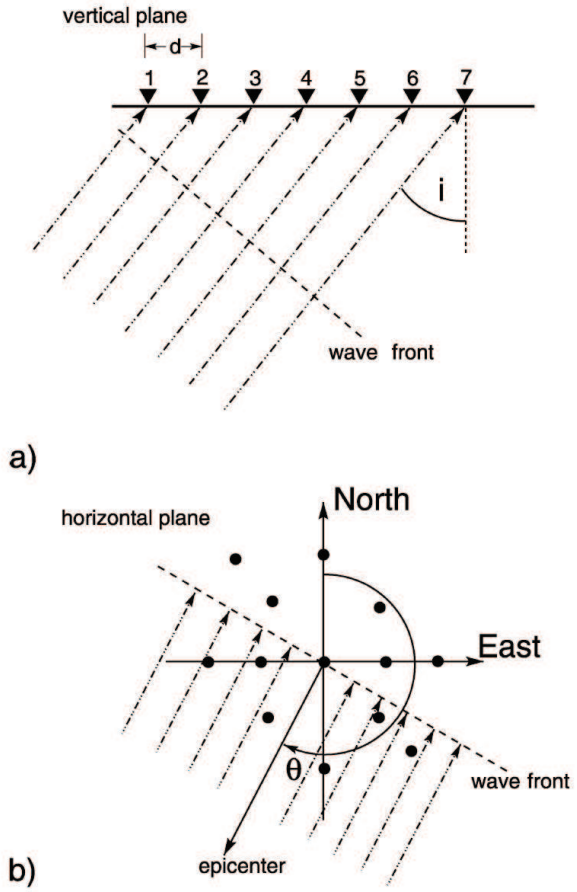


Fig. 1.34 : Schéma représentant un champ d'ondes planes traversant une antenne sismique avec a) un angle d'incidence i et b) un back-azimuth θ (tiré de Rost et Thomas, 2002).

ming". Nous pouvons citer la méthode de triangulation sismique, la méthode dite de "Zero Lag Cross Correlation" et la méthode MUSIC ("Multiple Signal Classification"), toutes trois régulièrement utilisées pour la caractérisation des sources sismiques. Le principe de ces méthodes se base sur la propagation d'ondes planes à travers le réseau de capteurs (Fig. 1.34). Dans les paragraphes suivants, nous détaillerons les principes permettant d'estimer, pour chacune des trois techniques citées ci-dessus, l'azimuth et la vitesse (ou lenteur) apparente des signaux enregistrés sur les édifices volcaniques.

La méthode de triangulation sismique

Nous ne proposons dans ce paragraphe qu'une description succincte de la méthode de triangulation sismique, celle-ci étant détaillée dans le chapitre V sur les localisations des signaux transitoires enregistrés au Yasur.

La méthode de localisation par triangulation sismique, décrite par Métaxian et al. (2002), est basée sur la cohérence des signaux observés sur les capteurs d'une même antenne sismique. Les décalages temporels observés entre deux signaux, enregistrés par les capteurs i et j, sont estimés dans le domaine fréquentiel en utilisant la méthode interspectrale (Jenkins et Watt, 1968 ; Poupinet et al., 1984 ; Fréchet, 1985 ; Got et al., 1994). Pour une fenêtre de temps donnée, la transformée de Fourier des signaux $A_i(f)$ et $A_j(f)$ est calculée (f étant la fréquence). L'interspectre $S_{ij}(f)$ peut alors être défini par l'expression suivante :

$$S_{ij}(f) = A_j^*(f) \cdot A_i(f) \tag{14}$$

ou $*$ dénote le complexe conjugué. Le décalage temporel est ensuite estimé en ajustant une droite à la phase de l'interspectre $\phi(f)$, avec $\phi(f) = 2\pi\delta_i f$ où δ_i représente le décalage temporel (Fig. 1.35). Chaque point de la phase de l'interspectre est pondéré par un facteur défini par (Fréchet, 1985) :

$$W_{ij} = \frac{|S_{ij}(f)|C_{ij}^2(f)}{1 - C_{ij}^2(f)} \tag{15}$$

avec $C_{ij}(f)$ la cohérence entre les deux signaux, elle-même exprimée par :

$$C_{ij}(f) = \frac{\overline{S_{ij}^2(f)}}{\overline{A_i(f)} \cdot \overline{A_j(f)}} \tag{16}$$

Ce procédé permet d'obtenir une grande précision sur l'estimation des décalages temporels entre les paires de capteurs, à condition que les signaux soient correctement synchronisés et cohérents.

Les délais peuvent être exprimés sous forme d'un produit scalaire du vecteur lenteur et du vecteur de position relative des stations [cf. Partie "Methods", Cha-

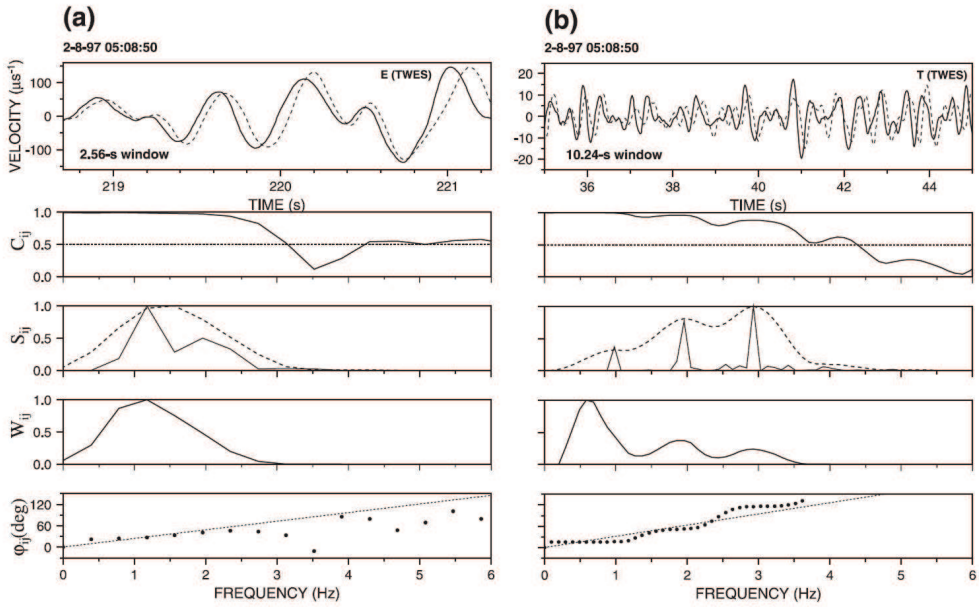


Fig. 1.35 : Exemples de calculs réalisés pour estimer les décalages temporels avec la méthode interspectrale (extraits de Métaxian et al., 2002). L'estimation des délais est ici représentée pour a) une explosion et b) un échantillon de trémor observés à l'Arenal.

pitre V]. La position des stations étant connue et les délais estimés par le biais de la méthode interspectrale décrite ci-dessus, le vecteur lenteur peut être calculé par inversion linéaire si l'on considère (1) l'arrivée d'un champ d'ondes planes non dispersives, (2) une seule onde se propage à travers le réseau ou au moins une onde est dominante et (3) le milieu est latéralement homogène sous l'antenne. Une approche probabiliste est ensuite utilisée afin de déterminer la direction de propagation du champ d'ondes sur une portion du signal enregistré par l'antenne. Si plusieurs antennes sont disposées autour de l'édifice volcanique, les directions de propagation, calculées à chaque antenne, sont combinées. Ce procédé s'effectue sous la forme d'un calcul de densité de probabilité dont le maximum fournit la position de la source. L'erreur sur la localisation de la source est estimée en fonction de l'étalement de la fonction de densité de probabilité et exprimée sous forme d'un rayon quadratique [cf. Partie "Methods", Chapitre V].

Métaxian et al. (2002) ont utilisé ce principe dans le but de localiser les sources des événements discrets et du trémor observés au volcan Arenal. Pour ce faire, quatre

antennes sismiques de forme triangulaire ont été installées autour du volcan, entre 2 et 3.8 km du sommet. Chaque antenne était composée de trois capteurs verticaux de type L4-C séparés les uns des autres d'une distance de 60 mètres. L'estimation des décalages temporels a dans un premier temps été testé avec différentes tailles de fenêtre. Les tests ont montré qu'une taille de fenêtre de 2.56 s pour les événements discrets et de 10.24 s pour le trémor est optimale pour la détermination des délais à l'Arenal. L'estimation de la position de la source a ensuite été réalisée avec 2, 3 ou 4 antennes afin de tester la qualité du processus de localisation de la source. Métaxian et al. (2002) ont ainsi montré, par le biais de ces différents tests, que la position de la source était mieux contrainte si le nombre d'antennes utilisées était élevé et que celles-ci étaient disposées uniformément autour de l'édifice. L'utilisation des quatre antennes ont permis de localiser les sources des événements discrets dans une zone de 1200 m de diamètre et les sources du trémor sur une zone de 800 m de diamètre, légèrement excentrées à l'ouest du sommet (Fig. 1.36).

La méthode du "Zero Lag Cross-Correlation"

La méthode du "Zero Lag Cross-Correlation" permet, comme la méthode de triangulation sismique, de localiser la source des signaux sismo-volcaniques en se basant sur la détermination des caractéristiques du champ d'onde (back-azimuth et vitesse apparente). La principale différence avec la triangulation sismique réside dans le fait que les délais entre deux signaux sont calculés dans le domaine temporel et non pas dans le domaine fréquentiel. La procédure de calcul que nous allons détailler ici est extraite de Del Pezzo et al. (1997).

La détermination de la position de la source est réalisée sur une grille de recherche pour laquelle une vitesse apparente et un back-azimuth initiaux sont fixés. Les décalages temporels correspondant sont ensuite estimés. En considérant une onde plane traversant le réseau de capteurs, la différence de temps de propagation observée entre deux stations i et j est définie par la relation suivante :

$$t_{ij} = p_x \Delta x_{ij} + p_y \Delta y_{ij} \tag{17}$$

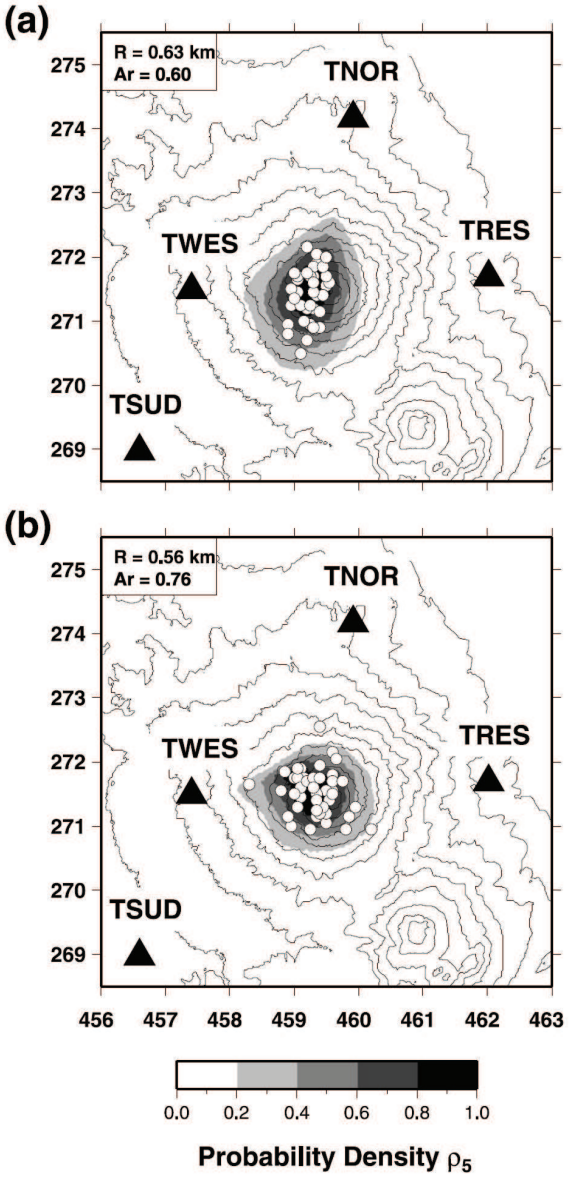


Fig. 1.36 : Localisation des sources estimée pour a) le trémor et b) les explosions et signaux longue période enregistrés au volcan Arenal. Chaque fonction de densité de probabilité a été obtenue par Métaxian et al. (2002) en sommant les fonctions de densité de probabilité de la position de la source estimées pour chaque trémor, explosion et événement longue-période.

où p_x et p_y sont les composantes cartésiennes du vecteur lenteur apparente, et Δx_{ij} et Δy_{ij} les différences de coordonnées entre les stations i et j. Les sismogrammes $A_i(k)$ et $A_j(k)$ (k le temps à l'échantillon), décalés suivant les délais, sont utilisés pour estimer le coefficient d'intercorrélation pour chaque paire de capteurs (Frankel et al., 1991) :

$$C_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^{M} A_k^i \cdot A_k^j}{\sqrt{\sum_{k=1}^{M} (A_k^i)^2 \cdot (A_k^j)^2}} \tag{18}$$

avec M le nombre d'échantillons, ainsi que le coefficient d'intercorrélation moyen $C =< Cij >$. Le calcul du coefficient d'intercorrélation moyen est répété pour différentes valeurs de back-azimuth et de vitesse apparente. La valeur maximum de C correspond au vecteur lenteur "vrai", $C = C(p_x, p_y)$. Le back-azimuth ainsi que la vitesse apparente sont alors estimés à partir des composantes du vecteur lenteur "vrai" et définis par :

$$\phi = arctan(\frac{p_x}{p_y}) \tag{19}$$

$$v_a = \frac{1}{(p_x^2 + p_y^2)^{1/2}} \tag{20}$$

Les erreurs sur le back-azimuth et la vitesse apparente peuvent être définie à partir de l'erreur sur le coefficient d'intercorrelation. Celle-ci peut être exprimée par la relation :

$$\Delta C = \sqrt{\frac{\Delta C_n^2 + \Delta C_C^2}{2}} \tag{21}$$

avec ΔC_n l'erreur due au bruit et ΔC_C l'erreur due au manque de cohérence à travers le réseau pouvant s'expliquer par des effets de site. Ces erreurs sont définies par les expressions suivantes :

$$\Delta C_n / C =< C_n > / C_g \tag{22}$$

$$\Delta C_C = (1 - C_{max})/n \tag{23}$$

où $< C_n >$ est le coefficient moyen calculé à partir de coefficients d'intercorrélation non normalisés par le dénominateur de l'équation (18) sur une fenêtre de temps sélectionnée avant l'arrivée de l'onde P, et C_g le coefficient d'intercorrélation non normalisé maximum ; et $n = N(N-1)/2$ le nombre de paires de capteurs. L'incertitude sur le back-azimuth et la vitesse apparente peut être obtenue en sélectionnant les p_x,p_y sur la grille pour lesquels $c(p_x, p_y) > C_{max} - \Delta C$ permettant de définir une zone d'incertitude.

Del Pezzo et al. (1997) ont utilisé le "Zero Lag Cross-Correlation" sur 7 séismes locaux de faible magnitude enregistrés par deux antennes sismiques composées de 10 et 12 capteurs. L'estimation du back-azimuth et de la vitesse apparente a été réalisée dans la bande de fréquence 4-6 Hz. Les positions des séismes ainsi que les incertitudes sur les localisations sont affichées sur la figure 1.37. De la même manière, La Rocca et al. (2000) ont localisé la source de signaux enregistrés par deux antennes sismiques de 28 et 18 capteurs situées respectivement au nord et à l'ouest des cratères actifs. Les localisations montrent une source principale superficielle sous les évents et des sources secondaires situées à proximité du graben de la Sciara del Fuoco et de l'ancien cône parasite du Timpone del Fuoco (Fig. 1.38). La Rocca et al. (2004) ont repris les données traitées par La Rocca et al. (2000). En utilisant le "Zero Lag Cross-Correlation", ces auteurs ont estimé le vecteur lenteur "observé" pour chacune des deux antennes. La localisation de la source est basée sur une l'utilisation d'une grille de recherche 3D. Pour chaque antenne et chaque nœud de la grille, le temps de propagation est estimé en utilisant le code en différence finie de Podvin et Lecomte (1991), adapté à l'espace 3D par Lomax et al. (2000) ainsi qu'un modèle de vitesse de la structure. Les temps de propagation sont ensuite convertis en vecteur lenteur en considérant des ondes planes. La position de la source est donnée par la valeur minimum de la différence entre les vecteurs lenteur observés et les vecteurs lenteur théoriques. Les localisations montrent des sources peu profondes, avec des profondeurs inférieures à 500 m, sous les cratères actifs (Fig. 1.39). Almendros et al. (1999) ont adapté la méthode du "Zero Lag Cross-Correlation" au cas des ondes

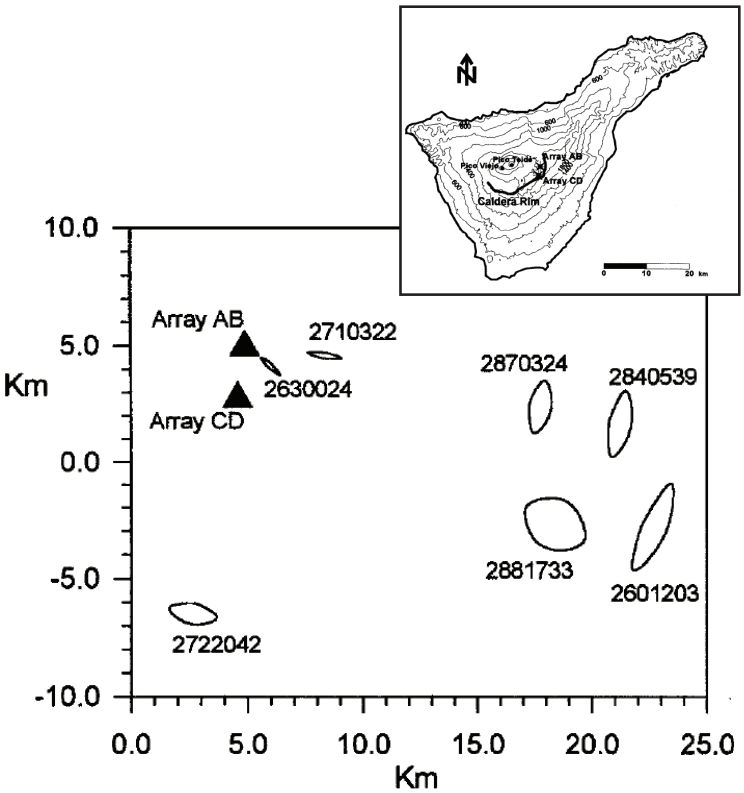


Fig. 1.37 : Positions approximatives des sources de 7 petits séismes de faible magnitude enregistrés au volcan Teide (figure tirée de Del Pezzo et al. (1997)).

sphériques. Cette adaptation a été utilisée sur les enregistrements sismiques observés à Deception Island sur les antennes proches des sources. Pour des sources plus distantes, la version classique de la méthode, basée sur un champ d'ondes planes, a été utilisée.

La méthode MUSIC

La méthode MUSIC ("Multiple Signal Classification"), considérée comme une méthode haute résolution, se base sur une décomposition en vecteurs propres de la matrice de covariance de sismogrammes enregistrés par les capteurs d'une antenne sismique. Les bases de deux sous-espaces sont définies à partir des vecteurs propres : (1) la base d'un sous-espace signal formée par les vecteurs propres associés aux q valeurs propres les plus élevées ($q < N$, N le nombre de capteurs) et (2) la base d'un sous-espace bruit formée par les vecteurs propres correspondant aux N-q valeurs

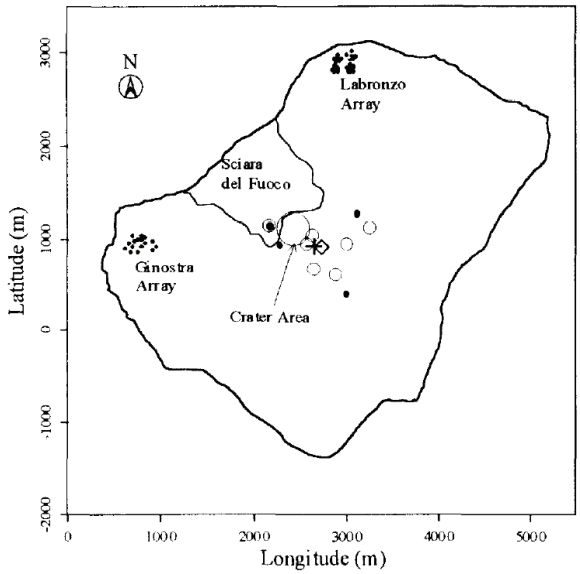


Fig. 1.38 : Positions des sources d'explosions observées au Stromboli et localisées par La Rocca et al. en utilisant la méthode du "Zero Lag Cross Correlation".

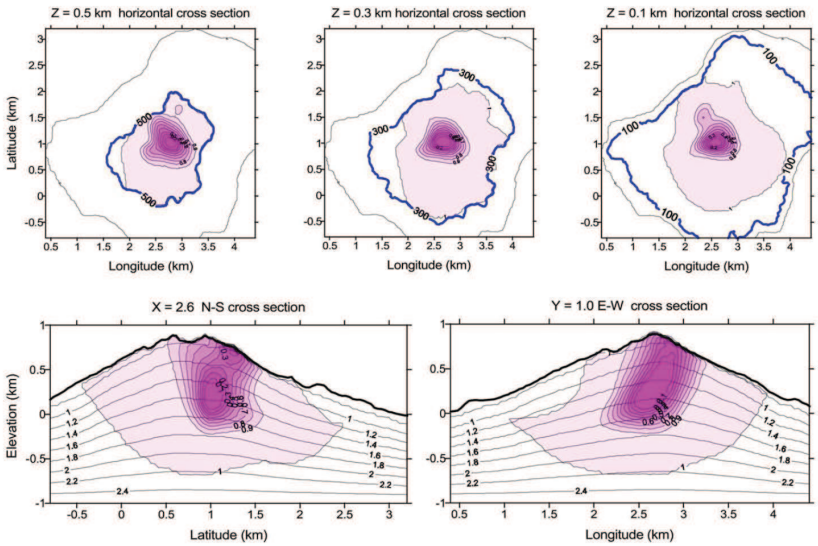


Fig. 1.39 : Exemple de localisation obtenue par La Rocca et al. (2004) sur le volcan Stromboli. La probabilité de la position de la source est affichée sur les sections horizontales et verticales.

propres restantes. La réponse du réseau, contenant l'information sur la dépendance spatiale de la phase d'une onde plane, est définie par un ensemble de vecteurs génériques qui sont projetés sur le sous-espace bruit. Les vecteurs contenant la direction du signal sont déterminés en recherchant les vecteurs génériques présentant un minimum de projection dans le sous-espace bruit. Ces solutions sont déterminées en identifiant les maxima de la fonction directionnelle, également appelée le spectre de puissance de la lenteur, définie par (Goldstein et Archuleta, 1987) :

$$D(f, \mathbf{s}) = (\sum_{n \in noise} |\mathbf{B}(f, \mathbf{s})\ cdot \mathbf{V}_n|^2)^{-1} \tag{24}$$

où V_n sont les vecteurs propres formant la base du sous-espace bruit et $B(f, \mathbf{s})$ les vecteurs génériques de la réponse du réseau avec $B_j(f, \mathbf{s}) = exp(i2\pi \mathbf{s} \cdot \mathbf{r}_j)$ ($\mathbf{r}_j$ la position de la station j et $\mathbf{s}$ le vecteur lenteur apparente). Le vecteur vitesse apparente S_0 correspondant au pic dominant du spectre de puissance de la lenteur permet de définir la vitesse apparente et le back-azimuth exprimés par les relations suivantes :

$$S_0 = \sqrt{S_x^2 + S_y^2} \tag{25}$$

$$\phi_0 = \frac{\pi}{2} - arctan(\frac{S_y}{S_x}) \tag{26}$$

où S_x et S_y sont les composantes cartésiennes du vecteur lenteur apparente. Afin d'améliorer la précision sur la détermination du vecteur lenteur apparente, les spectres de puissance de la lenteur, calculés pour une série de fréquences contenues dans la bande de fréquence d'intérêt, sont sommés (Almendros et al., 2001a). Ceci a pour effet d'améliorer la résolution des pics stables et de réduire les effets des pics indésirables.

$$\bar{D}(\mathbf{s}) = \sum_{k \in bande} D(f_k, \mathbf{s}) \tag{27}$$

Les erreurs associées à l'azimuth et à la lenteur apparente sont dépendantes du

maillage de la grille utilisée pour la détermination du vecteur lenteur apparente et de la largeur du pic dominant. Les erreurs sont alors définies par :

$$\Delta\phi = arctan\left(\frac{\Delta S_{grid}}{S_0}\right) \tag{28}$$

$$\Delta S = \Delta S_{grid} \tag{29}$$

où ΔS_{grid} représente le pas de la grille.

Almendros et al. (2001) ont localisé les zones source de la sismicité longue période et du trémor observés au Kilauea. Cette sismicité a été enregistrée en 1997 lors d'une campagne sismologique durant laquelle trois antennes ont été installées, comprenant respectivement 41, 22 et 12 capteurs. L'estimation du vecteur lenteur via MUSIC a été réalisée sur 1129 signaux longue période et 147 échantillons de trémor. Afin de localiser la source des signaux à partir des back-azimuths et lenteurs apparentes estimés pour chacune des antennes sismiques, Almendros et al. (2001) ont utilisé une approche probabiliste sur une grille de recherche. Pour cela, ils ont défini la probabilité spatiale de la source :

$$\sigma(x,y,z) = \prod_{A \in array} P_\phi^A(x,y,z) P_S^A(x,y,z) \tag{30}$$

où $P_\phi^A(x,y,z)$ est la probabilité que si la source se situe au point (x,y,z) le back-azimuth doit être le même que celui estimé avec l'équation (25) ; $P_S^A(x,y,z)$ est la probabilité que si la source se situe au point (x,y,z) la lenteur apparente doit être la même que celle estimée avec l'équation (26). Les localisations montrent trois régions source pour la sismicité longue période (Fig. 1.40) : deux zones superficielles, l'un à $\sim$ 200 m au nord-est du cratère Halemaumau, l'autre s'étendant vers le sud-est du cratère Halemaumau, et une troisième zone à $\sim$ 400 m de profondeur sous le quart nord-est du cratère. Les localisations réalisées sur le trémor montrent une zone source unique dont la position est similaire à celles des signaux longue période, mettant ainsi en évidence la relation existante entre ces deux types d'activité. Récemment, Inza et al. (2011) ont utilisé la méthode MUSIC dans le but de localiser la

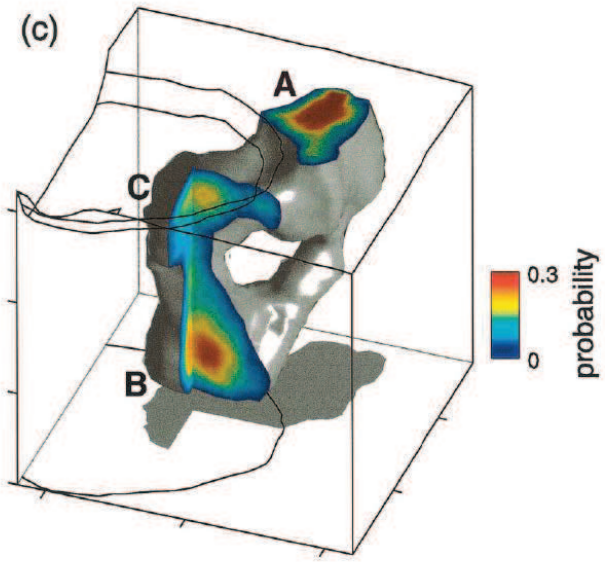


Fig. 1.40 : Vue 3-D des régions sources des signaux longue-période au Kilauea (Almendros et al., 2001b).

source des explosions et des signaux longue période se produisant au volcan Ubinas, et enregistrés par deux antennes sismiques, comprenant chacune 12 sismomètres 3-composantes. Les auteurs ont dans un premier temps testé la méthode en utilisant des sismogrammes synthétiques calculés pour des sources situées à différentes profondeurs sous le cratère en utilisant un modèle de vitesse homogène de la structure. La méthode MUSIC a été utilisée pour estimer le vecteur lenteur en chaque antenne, puis la localisation de la source a été réalisée en intersectant les back-azimuths et angles d'indicence issus des vecteurs lenteur de chaque antenne. Les localisations ont été réalisées en utilisant d'une part les données enregistrées par les composantes verticales et d'autre part par les trois composantes des sismomètres. Les résultats montrent que l'estimation de l'angle d'incidence en chaque antenne et donc l'estimation de la profondeur des sources est mieux résolue en utilisant les trois composantes. Les localisations réalisées par la suite sur les signaux d'explosion et longue période observés au volcan Ubinas ont montré que les zones source étaient respectivement situées à 1000 $\pm$ 660 m et 3000 $\pm$ 730 m sous le fond du cratère actif (Fig. 1.41).

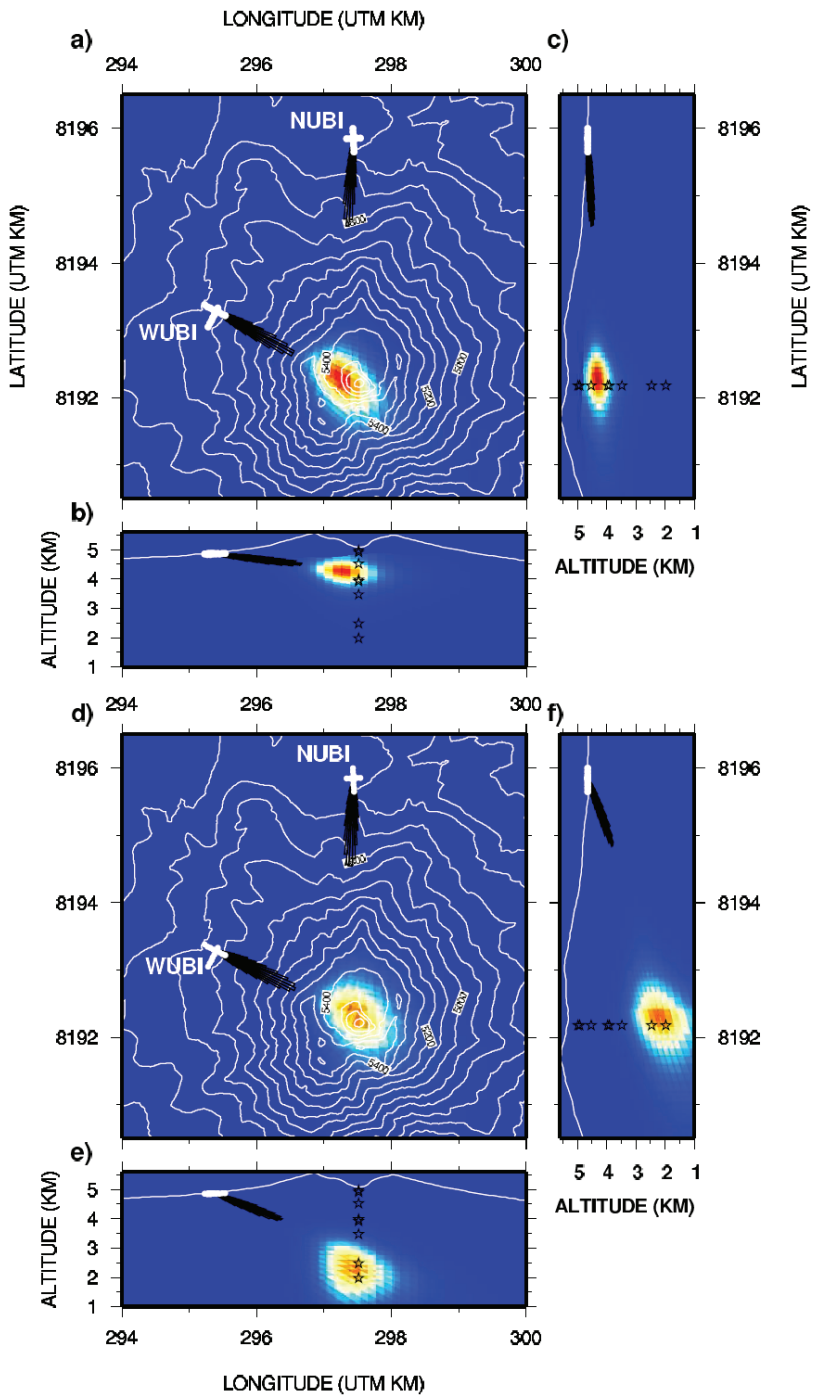


Fig. 1.41 : Fonction de densité de probabilité de la position de la source obtenue pour une explosion (a à c) et un événement longue-période (b à d) enregistrés au Volcan Ubinas (Inza et al., 2011).

3.5 Discussion et conclusions

Les techniques de sismologie volcanique évoquées dans cette partie ne sont pas les seules méthodes existantes pour localiser les sources sismiques en milieu volcanique, mais elles sont les plus couramment utilisées. Souvent dérivées des méthodes de sismologie, elles ont été adaptées ou développées dans le but de prendre en compte la particularité des formes d'onde ainsi que la complexité de la structure des édifices. En effet, les méthodes de localisation basées sur les temps d'arrivées ne peuvent être appliquées à certains signaux sismo-volcaniques, comme les signaux longue-période, qui sont emergents ou stationnaires sur de longue durée comme le trémor. Dans de telles conditions il est extrêment difficile de pointer de premières arrivées pour en déduire une position de la source. Quelques études ont été menées afin de localiser la source d'explosions (Hagerty et al., 2000) ou de signaux longue-période (Koyanagi et al., 1987 ; Lahr et al., 1994) en utilisant le temps des premières arrivées mais la qualité des localisations n'était en général pas satisfaisante. Afin de contourner le problème apporté par le caractère émergent des signaux, plusieurs approches ont été développées telles que l'utilisation des antennes ou encore l'utilisation des amplitudes sismiques.

L'utilisation des amplitudes sismiques (Aki et Ferrazzini, 2000 ; Battaglia et Aki, 2003) est une bonne alternative si celles-ci sont correctement corrigées des effets de site observés au niveau de chaque station. La distribution spatiale des amplitudes fournit alors directement une estimation de la position de la source et de sa profondeur. La méthode d'inversion proposée par Battaglia et Aki (2003) se base sur une vitesse moyenne des ondes de volume et de surface dans la structure. Ce critère a pour avantage de rendre la méthode utilisable sur tout type de volcan, que celui-ci dispose ou non d'un modèle de vitesse. Cette technique a également l'avantage de pouvoir être utilisée sur des jeux de données enregistrés par les réseaux permanents de surveillance. Elle permet également d'estimer le taux d'effusion du magma lors d'une éruption à partir des amplitudes du trémor, ce qui apporte un critère supplémentaire dans la compréhension de la dynamique éruptive des volcans.

Les techniques d'antennes sont utilisées dans le but d'obtenir les caractéristiques de la propagation d'un champ d'ondes, c'est-à-dire le back-azimuth, la lenteur ap-

parente, et lorsque la configuration de l'antenne et le type d'onde le permettent, l'angle d'incidence. Un des avantages de ces méthodes est que peu de capteurs (trois au minimum) sont nécessaires pour estimer la direction du champ d'ondes. Le déploiement de plusieurs antennes autour du volcan permet d'estimer la position de la source avec une précision raisonnable. Métaxian et al. (2002) ont montré que le nombre d'antennes utilisé était un critère important sur la qualité de la position de la source. En effet, plus le nombre d'antennes est important, plus les incertitudes générées par les effets de structure sur la propagation des ondes sont minimisées. La méthode de triangulation sismique est basée sur la propagation d'une onde plane non dispersive à travers le réseau. Cette hypothèse en fait une méthode peu adaptée pour l'étude des champs d'ondes complexes. Il en est de même pour la méthode du "Zero Lag Cross Correlation". Toutefois, ces méthodes permettent d'obtenir une assez bonne estimation de la position de la source (1) sans la nécessité de connaître les vitesses de propagation des ondes dans l'édifice et (2) en faisant l'hypothèse d'une propagation en ligne droite entre source et réseau, ce qui est raisonnable lorsqu'on analyse les ondes P en champ proche. L'algorithme MUSIC est capable de mesurer la direction et les amplitudes de champs d'ondes complexes se propageant dans un milieu homogène, qu'ils soient stationnaires ou non-stationnaires (Goldstein et Archuleta, 1987). Cette capacité permet de distinguer différentes sources ayant généré un signal sismique sur un même laps de temps. Comme pour les méthodes mentionnées ci-dessus, l'utilisation de MUSIC ne nécessite aucune connaissance de la structure interne du volcan pour fournir une position de la source. Toutefois, l'ajout du modèle de vitesse ainsi que de la topographie dans l'estimation de la position de la source apporte deux conséquences majeures. La connaissance de la structure, et en particulier la structure superficielle de l'édifice (topographie et modèle de vitesse), permet l'amélioration de la localisation en réduisant les erreurs sur la propagation des ondes due aux hétérogénéités (Neuberg et Pointer, 2000 ; Bean et al., 2008 ; Métaxian et al., 2009). De plus, elle permet une estimation de la position de la source dans l'espace 3-D, en fournissant la position dans le plan horizontal et la profondeur (La Rocca et al., 2004). En minimisant la différence entre les paramètres de propagation observés et les paramètres de propagation donnés par le modèle du

vecteur lenteur estimé dans la structure du Kilauea, Almendros et al. (2001) ont défini une zone source qui prend en compte les effets de structure. L'utilisation du modèle du vecteur lenteur dans les méthodes de localisation permet donc d'obtenir des positions de sources plus réalistes. A l'inverse de la méthode de localisation via les amplitudes sismiques qui peut être utilisée directement sur les jeux de données existants enregistrés par les réseaux permanents, les techniques d'antennes sont généralement utilisées sur des jeux de données provenant de campagnes sismologiques. Il existe plusieurs raisons à cela :

1. La qualité des localisations :

   Nous avons pu constater que la qualité d'une localisation est en partie basée sur le nombre d'antennes (Métaxian et al., 2002) utilisé. Pour contraindre ce critères, le réseau doit alors comprendre suffisamment d'antennes, et chaque antenne doit comprendre suffisamment de capteurs pour améliorer l'estimation du vecteur lenteur.

2. Gestion de l'équipement :

   Le grand nombre de capteurs nécessaire pour obtenir une position satisfaisante de la source requiert des coûts plus importants pour l'acquisition et l'entretien du matériel. Par conséquent les antennes sismiques ne sont que rarement intégrées de façon permanente aux réseaux de surveillance.

Malgré cela, la polyvalence des techniques d'antennes font qu'elles sont de plus en plus utilisées pour l'étude des signaux sismo-volcaniques.

La polarisation des ondes ne peut être employée pour localiser les sources sismiques que sous certaines conditions. Ces dernières sont essentiellement contraintes par la structure de l'édifice volcanique.

1. Le positionnement des sismomètres :

   Nous avons vu que la position de la source ne peut être calculée que si les sismomètres sont déployés à proximité de la zone source, limitant ainsi les effets générés par la structure sur la propagation des ondes.

2. La périodicité des signaux :

   Les volcans sont connus pour être des édifices très hétérogènes, au relief bien

marqué, issus de l'accumulation de produits volcaniques variés (produits pyroclastiques, coulées de lave) recoupés par de nombreuses structures (dykes, sills, fractures). De telles structures influent fortement sur la propagation des ondes et il est souvent difficile d'évaluer les perturbations induites par la structure sur la propagation du champ d'ondes. Afin de contourner les possibles effets dus à la structure, la polarisation des ondes est généralement utilisée sur les signaux de longue période, moins affectés par les hétérogénéités locales et la topographie. Les signaux de courte période sont quant à eux plus sujets aux effets de structure. Leur localisation est donc moins robuste que celles des signaux de longue période.

Si ces deux conditions ne peuvent être réunies, la stratigraphie du volcan doit être connue pour retracer au mieux la propagation des ondes (Neuberg et Pointer, 2000).

Pour les mêmes raisons que pour la polarisation des ondes, l'inversion de la forme d'onde est réalisée sur des signaux de longue période ($T \leqslant 1$; Lokmer et al., 2007 ; Davi et al ;, 2010). Cependant elle nécessite une connaissance, a priori détaillée, de la structure prise en compte dans le calcul des fonctions de Green. Si le modèle de la structure est bien connue, les localisations sont robustes. Malgré la qualité de la position des sources, l'inversion des formes d'onde est essentiellement utilisée pour obtenir le mécanisme à la source. En effet, la localisation des sources est de plus en plus réalisée et considérée comme un préalable à la recherche du mécanisme.

Nous avons donc vu, dans cette partie consacrée à un état de l'art en matière de localisation des sources, que les méthodes les plus couramment utilisées dépendent à différents degrés de la connaissance que nous avons de la structure volcanique. La plupart de ces techniques ne nécessitent pas de connaissance sur la stratigraphie. Cependant, une connaissance partielle ou détaillée du milieu améliore la localisation en prenant en compte une propagation plus réaliste des ondes sismiques.

CHAPITRE II
Contexte géodynamique et volcanologique

1 L'arc du Vanuatu

L'arc insulaire du Vanuatu, également connu sous le nom des Nouvelles Hébrides, s'étend dans le Sud-Ouest Pacifique des îles Salomon au Nord aux îles Fidji au Sud sur une distance de 1400 kilomètres (Fig. 2.1). Sa faible extension latérale, d'environ 200 km, a conduit de nombreux auteurs à le considérer comme un arc jeune ($<$ 15 Ma selon Dickinson (1973) et 3 Ma pour le Sud de l'arc selon Karig et Sharman (1975)). Sa formation est issue de la subduction de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Pacifique. Le pendage de la plaque plongeante, en direction de l'Est, a été estimé à 70 $^\circ$ par Dubois et al. (1975) et à 75 $^\circ \pm$ 11 $^\circ$ par Pascal et al. (1978) sur l'ensemble de l'arc (Fig. 2.2).

Depuis les années 1970, l'arc du Vanuatu est une zone d'étude très appréciée du point de vue scientifique en raison de la diversité des phénomènes géodynamiques observés. Hormis les phénomènes liés à la subduction, c'est-à-dire la formation d'une fosse profonde à l'Ouest de l'arc, de l'arc insulaire lui-même ainsi que des bassins d'arrière-arc, l'arc est sujet à des phénomènes annexes tels que des collisions entre celui-ci et des zones de fractures portées par la plaque Indo-Australienne. En effet, la ride d'Entrecasteaux, zone de fractures majeure sismiquement inactive (Daniel et al., 1978 ; Jouannic et al., 1982), entre en collision avec l'arc dans sa partie centrale (Fig. 2.1). Les effets de cette collision seront détaillés lors de la description de la structure de l'arc volcanique. Il en est de même pour la ride des Loyauté qui heurte l'arc dans sa partie Sud à environ 22 $^\circ$ S (Lafoy et al., 1996 ; Fig. 2.1). A l'Est, l'arc est limité par le bassin Nord-Fidjien. Celui-ci comprend de nombreux accidents tectoniques comme la ride d'Hazel Holme dont l'extrémité Ouest vient butter contre l'arc à des latitudes avoisinant 14 à 15 $^\circ$ S (Louat et Pelletier, 1989 ; Fig. 2.1).

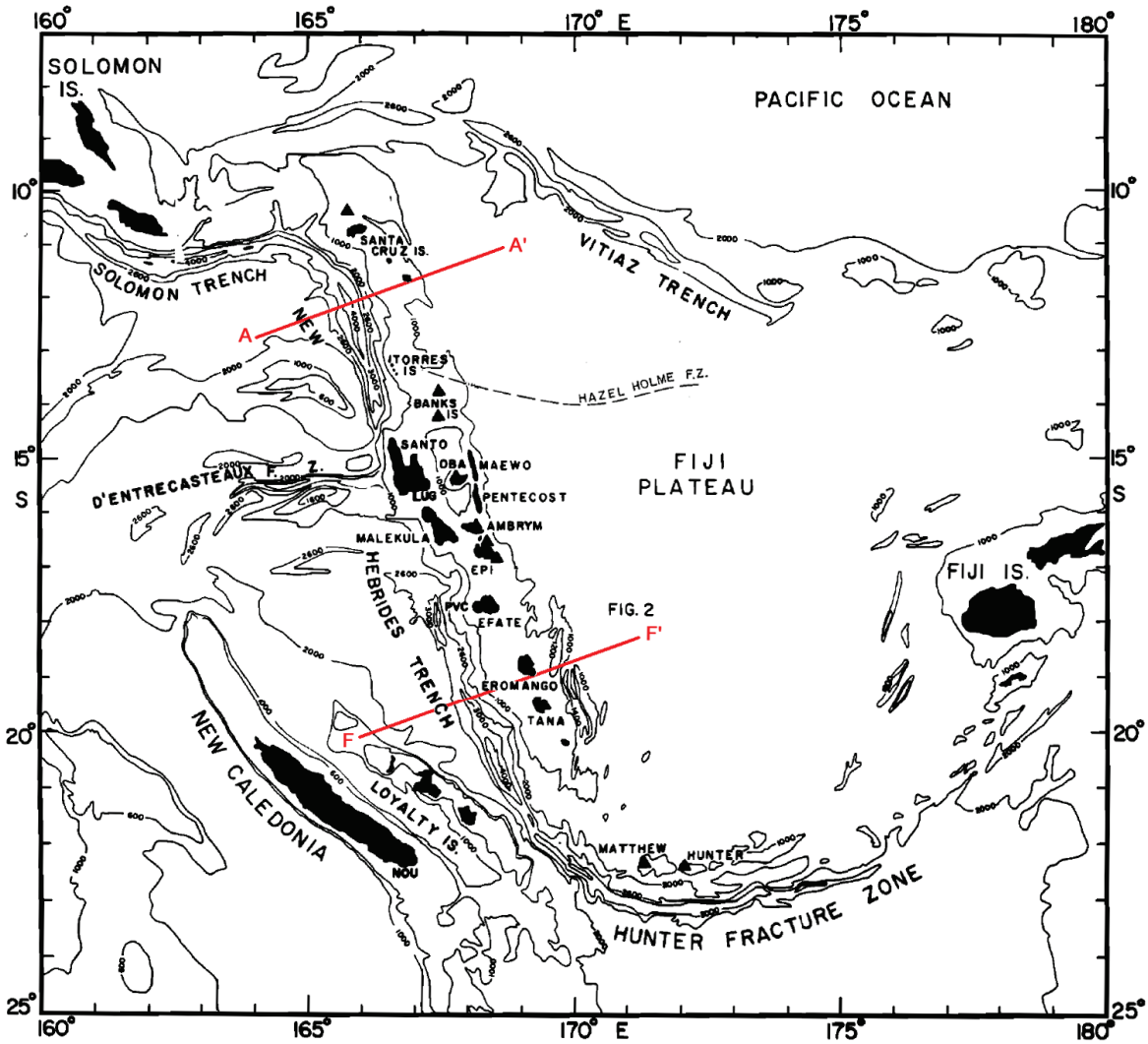


Fig. 2.1 : Carte de l'arc du Vanuatu extraite de Coudert et al. (1981). Les informations sur la bathymétrie, représentées par des isobathes, sont extraites de Mammerickx et al. (1971). L'emplacement de la zone de fractures d'Hazel Holme, dans la partie occidentale du bassin Nord-Fidjien, est représenté en tiret [Carney et MacFarlane ,1979]. Les deux lignes rouges marquent la position de deux profils de sismicité (AA' et FF') présentés dans la Fig. 2.2.

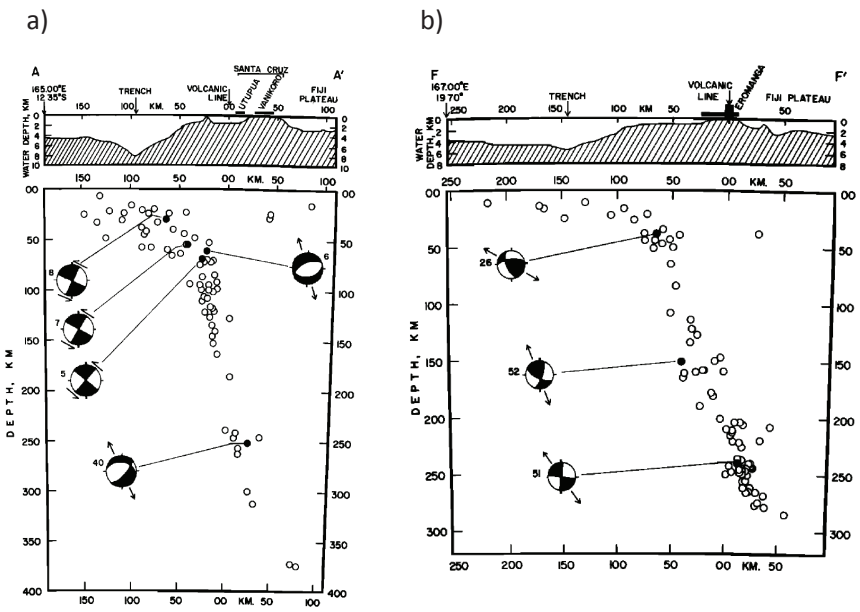


Fig. 2.2 : Distribution de la sismicité le long du plan de Benioff, a) au Nord et b) dans la partie Sud de l'arc [d'après Pascal et al., 1978]. La position des deux profils est indiquée sur la Fig. 2.1. Les cercles blancs marquent la position des séismes après relocalisation. Les points noirs indiquent les séismes pour lesquels le mécanisme au foyer est précisé.

1.1 Structure de l'arc

Du fait du nombre abondant d'études réalisées sur le Vanuatu (Mitchell et Warden, 1971 ; Karig et Mammerickx, 1972 ; Dubois et al., 1975 ; MacFarlane et al., 1988 ; Maillet et al., 1995), la structure de l'arc volcanique est à ce jour bien connue. Il est constitué de trois chaînes volcaniques (Fig. 2.3) :

1. La chaîne Ouest :

   Elle comprend les îles Santo, Malekula et Torres. L'activité volcanique aurait débuté à l'Oligocène supérieur et a connu une phase plus intense durant le Miocène inférieur à moyen, c'est-à-dire entre 25 et 14 Ma (Maillet et al., 1995). De nombreuses hypothèses ont été avancées sur la géodynamique liée à la formation de ces îles. Pour un grand nombre d'auteurs (Mitchell et Warden, 1971 ; Karig et Mammerickx, 1972 ; Jouannic et al., 1982 ; MacFarlane et al., 1988 ; Monzier, 1993 ; Maillet et al., 1995) , la formation de l'arc occidental résulterait de la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australienne au niveau de la fosse du Vitiaz, au nord du bassin Nord-Fidjien (Fig. 2.1).

Cette ancienne zone de subduction aurait été bloquée il y a environ 10 Ma à la suite de la collision du plateau océanique d'Ontong Java avec l'arc du Vitiaz. Ce blocage aurait induit une inversion de la polarité de la zone de subduction donnant lieu à la subduction telle que nous la connaissons actuellement. Ces mêmes auteurs ont également montré que cette inversion de la polarité avait été accompagnée d'une rotation liée à l'ouverture du bassin Nord-Fidjien expliquant la position actuelle de l'arc du Vanuatu par rapport aux autres arcs insulaires avoisinants. Les analyses pétrologiques (MacFarlane et al., 1988 ; Maillet et al., 1995) montrent que les dépôts volcaniques formant les îles de la ceinture Ouest sont principalement constituées de laves basaltiques à olivine, de dacites, de ponces rhyodacitiques et d'andésites.

2. La chaîne Est :

   Elle est composée des îles de Pentecôte et Maewo. Le volcanisme s'est manifesté sur ces îles du Miocène supérieur au Pliocène inférieur. D'après Maillet et al. (1995), les dépôts sur l'île de Maewo dateraient de 7 – 5 Ma et ceux de l'île de Pentecôte de 6 – 3 Ma. La formation de ces deux îles seraient liées à la zone de subduction sous sa forme actuelle (Jouannic et al., 1982). Les affleurements montrent une série de matériaux volcaniques, constituée de pillow lavas, de brèches, d'intrusions et de roches pyroclastiques reposant sur un socle composé de roches basaltiques à ultramafiques interprétées comme étant des ophiolites (Mitchell et Warden, 1971 ; MacFarlane et al., 1988 ; Maillet et al., 1995). La présence du socle sous les dépôts volcaniques n'a pu être vérifiée que pour l'île de Pentecôte où ce dernier affleure.

3. La chaîne centrale :

   Elle est constituée de nombreuses îles alignées le long d'une ligne volcanique, parallèle à la zone de subduction. La majorité de ces îles comprennent un à plusieurs volcans actifs ou en phase de repos. La datation des dépôts montrent que le volcanisme de la chaîne centrale a débuté durant le Miocène supérieur (Erromango : 5.8 – 5.3 Ma d'après Bellon et al., 1984) à l'actuel. La formation de la chaîne centrale est contemporaine de la subduction actuelle. A la différence des deux autres ceintures volcaniques, la majeure partie des dépôts se

sont mis en place à l'air libre (Mitchell et Warden, 1971 ; Maillet et al., 1995). Ces dépôts montrent des compositions basaltiques à andésitiques (Mitchell et Warden, 1971 ; Robin et al., 1991, 1994). L'analyse des laves ont montré deux types distincts (MacFarlane et al., 1988 ; Maillet et al., 1995) : 1) les laves riches en K2O observées sur les îles Tongoa, Ambrym, Aoba et Santa Maria et 2) les laves pauvres en K2O mises en place sur les îles de Matthew, Hunter, Anatom, Tanna, Erromango, Efate, Lopevi ainsi que sur les îles Banks excepté Santa Maria. Crawford et al. (1988) suggèrent que les laves pauvres en K2O seraient issues de degrés élevés de fusion partielle à des niveaux peu profonds du manteau supérieur, ce qui diffère des laves riches en K2O dont l'origine serait plus profonde.

Hormis la présence de trois chaînes volcaniques distinctes de par leur âge et leur pétrologie, l'arc du Vanuatu montre d'autres caractéristiques particulières qui font de lui un arc complexe. Une série de campagnes GPS menées sur l'ensemble de l'arc (Calmant et al., 1995 ; Calmant et al., 2003) met en évidence une forte variabilité des vitesses de convergence le long de l'arc (Fig. 2.4). Ces variations permettent de définir quatre zones distinctes :

1. La partie Nord de l'arc comprenant les îles Banks et Torres. Les vitesses de convergence obtenues varient de 65 mm/an (îles Torres) à environ 76 mm/an (îles Banks).
2. La partie centrale montre des vecteurs déplacement plus faibles, entre 28 et 42 mm/an sur les îles de la chaîne Ouest (Santo et Malekula) et 55 mm/an pour les îles de la chaîne Est (Maewo et Pentecôte).
3. La partie Sud, qui s'étend des îles Epi à Anatom, montre des vitesses de convergence variant de 60 mm/an (Epi) à 120 mm/an (Tanna et Anatom).
4. La partie extrême Sud, avec les îles Hunter et Matthew, montre de nouveau de faibles vitesses. En effet, les vitesses estimées sont de 48 mm/an à Matthew et de 42 mm/an à Hunter.

La structure de ces quatre segments a été fortement étudiée à partir de profils de sismique réflexion et de profils bathymétriques (Puech et Reichenfeld, 1969 ; Karig et

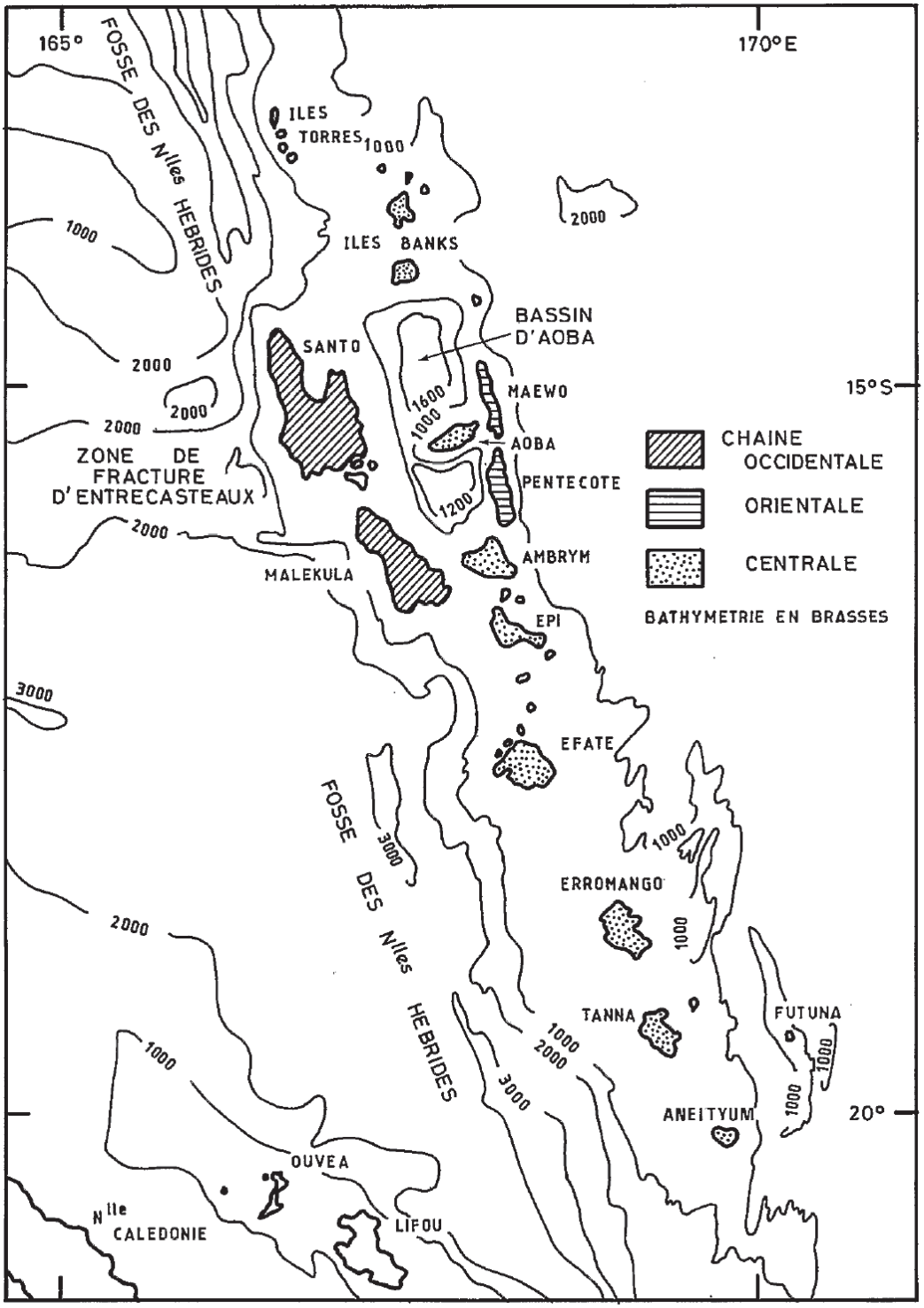


Fig. 2.3 : Carte du Vanuatu sur laquelle sont représentées les trois chaînes volcaniques (occidentale, orientale et centrale) composant l'arc [Jouannic et al., 1982].

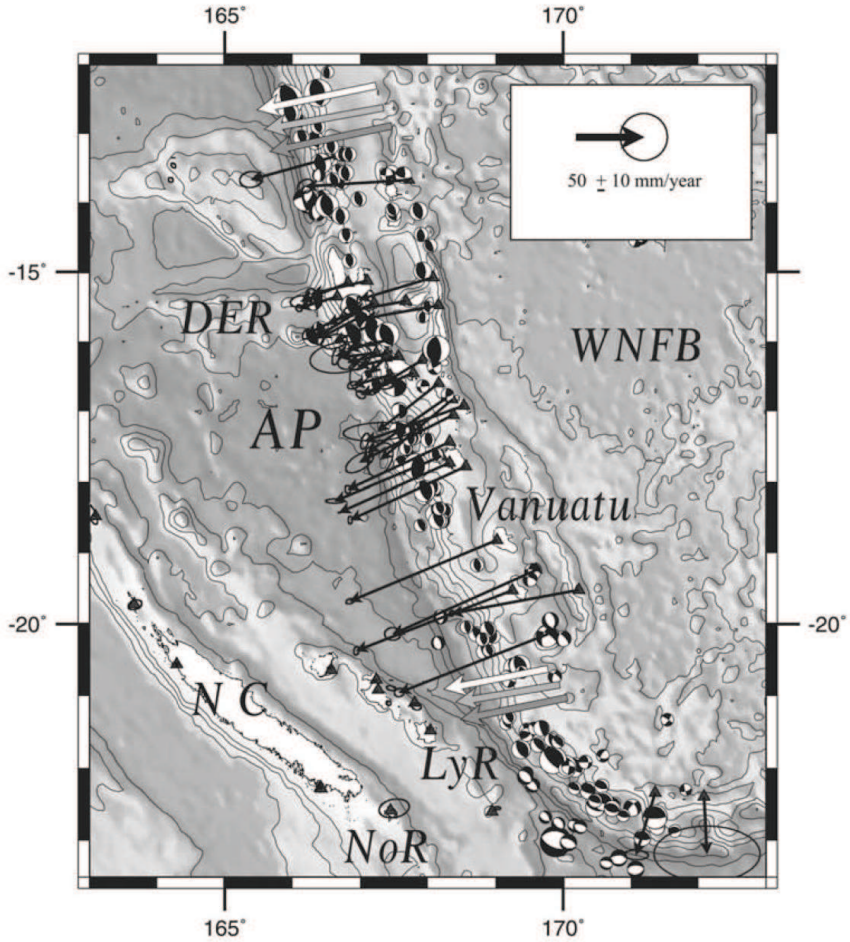


Fig. 2.4 : Vecteurs de convergence mesurés par GPS le long de la zone de subduction dans un référentiel où la plaque Australienne est fixe [Calmant et al., 2003]. Les flèches plus épaisses indiquent le déplacement relatif de la plaque Australienne par rapport à la plaque Pacifique estimé par Calmant et al. (2003 ; flèche blanche) et issu de NUVEL-1A (gris clair) et de Tregoning 2002 (gris foncé). AP : plaque Australienne ; DER : Ride d'Entrecasteaux ; NC : Nouvelle Calédonie ; NoR : Ride de Northfolk ; LyR : Ride des Loyauté ; WNFB : partie occidentale du Bassin Nord-Fidjien.

Mammerickx, 1972 ; Dubois et al., 1975). Les secteurs Nord et Sud de l'arc présentent une géométrie caractéristique des arcs insulaire comme décrit par Karig et Sharman (1975). D'Ouest en Est, ils montrent tous les deux une fosse profonde (entre 7500 et 8500 mètres de profondeur), une pente en gradins marquant le prisme d'accrétion, un plateau parfois dépressionnaire, une ligne volcanique suivie d'un fossé d'effondrement comme le fossé de Coriolis dans le segment Sud (Fig. 2.1). Entre ces deux secteurs, c'est-à-dire au niveau du segment central, la zone ne présente ni fosse profonde ni bassin d'arrière-arc. Pour plusieurs auteurs (Pascal et al., 1974 ; Ravenne et al., 1977 ; Collot et al., 1985, 1991, 1992 ; Greene et al., 1988a,b, 1992), l'interruption de la fosse profonde et la position anormale des îles Santo et Malekula dans la partie centrale seraient due à la collision de la zone de fractures d'Entrecasteaux avec l'arc insulaire. Cette collision aurait également pour effet de diminuer la vitesse de convergence des plaques (Calmant et al., 2003). MacFarlane et al. (1988) attribuent non seulement à la collision ride d'Entrecasteaux / arc insulaire des perturbations tectoniques mais également des perturbations pétrologiques conduisant à des laves plus riches en K2O.

1.2 Sismicité de l'arc

Blot (1972) a analysé la sismicité de l'arc du Vanuatu et a mis en évidence trois types de séismes, 1) les séismes superficiels (0 – 50 km), 2) les séismes intermédiaires ($\sim$ 160 km) et 3) les séismes profonds (250 – 300 km), dont la grande majorité se situent sur le plan de Benioff (Fig. 2.2). Quelques années plus tard, Louat et al. (1988) analysèrent la répartition de la sismicité superficielle et intermédiaire dans le but de contraindre les processus de subduction se produisant le long de l'arc. La distribution géographique non uniforme des séismes met en évidence des hétérogénéités qui, selon Louat et al. (1988), reflètent des variations dans le degré de couplage à l'interface des plaques (sismicité superficielle) ou des changements de morphologie voire la présence d'une plaque subduite sous l'arc insulaire (sismicité intermédiaire). Afin d'expliquer les variations du degré de couplage dans la portion superficielle de l'interface de subduction, Louat et al. (1988) proposèrent un découpage en trois parties de cette région.

1. La zone de détachement, sismiquement inactive, caractérisée par un faible couplage excepté durant les ruptures interplaques majeures. Les zones de détachement sont généralement associées à une morphologie anormale de l'avant-arc.
2. La zone de couplage caractérisée par une sismicité continue le long de la portion profonde de la région considérée.
3. Les barrières de rupture, zones à forte résistance, caractérisées par un fort degré de couplage et associées à une forte sismicité localisée le long de partie superficielle la plus proche de la fosse. Ces barrières bordent les zones de détachement et limitent la taille des ruptures potentielles.

La répartition hétérogène des séismes intermédiaires, définie par la présence de lacunes et d'essaims de sismicité, peut être interprétée par deux phénomènes. Dans le cas d'une lithosphère uniforme, cette distribution peut être expliquée par une plaque subduite continue et uniforme. Dans le cas d'une lithosphère non uniforme, elle peut être interprétée par la présence d'une discontinuité de la lithosphère subduite. De nombreuses études ont été menées plus récemment sur la sismicité de l'arc et sont généralement basées sur l'analyse d'événements sismiques majeurs. Mellors et al. (1991) ont analysé la sismicité et la déformation enregistrées 6 jours après un séisme de magnitude 5.9 localisé au nord-ouest de l'île Efate. Pour ces auteurs, les relations sismicité/déformation observées impliquent soit la mise en place d'une intrusion magmatique initiée par le séisme tectonique, soit un glissement lent asismique faisant suite au séisme majeur. Un autre événement de grande ampleur a récemment suscité un grand intérêt scientifique pour la compréhension de la tectonique active de l'arc. Le 26 Novembre 1999, un séisme tectonique majeur de magnitude 7.5 est enregistré et localisé à l'est de l'île d'Ambrym. Ce séisme s'est produit dans une région caractérisée jusqu'alors par une sismicité modérée (Pelletier et al., 2000 ; Régnier et al., 2003). Régnier et al. (2003) ont analysé la sismicité précédant l'événement principal ainsi que la série de répliques induites par ce dernier. La répartition de la sismicité montre que la majorité des événements étaient concentrés dans les 20 premiers kilomètres. Ces auteurs ont toutefois noté la présence de séismes plus profonds, de magnitude inférieure à 4, localisés sous Ambrym. Ces séismes ont été attribués à l'activité magmatique alimentant la chaîne volcanique. Les résultats

obtenus par Régnier et al. (2003) ont également montré qu'un événement de grande magnitude ne peut se produire que sur une faille existante et mature et qu'à l'inverse, les séismes qui le précèdent sont liés aux petites failles récentes. Lagabrielle et al. (2003) se sont intéressés aux déplacements verticaux cosismiques liés à ce même séisme. Leur analyse a permis d'identifier un escarpement à l'est d'Ambrym pouvant correspondre à un potentiel plan de faille. La présence de récifs coralliens à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer dans la région la plus affectée par le soulèvement suggère que le même plan de faille est régulièrement sollicité (Lagabrielle et al., 2003).

2 L'île de Tanna

L'île de Tanna se situe dans la partie Sud de l'arc du Vanuatu où les vitesses de convergence de la zone de subduction sont les plus importantes (Calmant et al., 2003). Elle s'étend approximativement sur $\sim$ 40 km de long et $\sim$ 19 km de large, soit sur une superficie de 550 km^2. L'île présente une géomorphologie très variée avec une zone de hauts plateaux au Nord à une altitude d'environ 350 m et une région montagneuse au Sud dont le point culminant est le Mont Tukosmeru à 1084 m.

L'île de Tanna s'est édifiée au cours de nombreuses manifestations volcaniques et de phases de croissance des récifs calcaires durant le Pliocène supérieur à l'actuel. Les descriptions des différences phases ainsi que de leurs produits volcaniques sont extraites de Carney et MacFarlane (1979), Robin et al. (1994) et Allen (2005).

Trois ensembles volcaniques majeurs constituent l'île de Tanna (Fig. 2.5). Le groupe de Green Hill, comprenant les roches les plus anciennes (Pliocène supérieur), s'étend dans les parties Nord et Est de l'île. Il est recouvert par des dépôts volcaniques provenant du groupe du Tukosmeru qui occupe principalement les régions centrale et Sud de Tanna. Les datations montrent que ces dépôts se sont mis en place durant le Pléistocène supérieur. Le dernier épisode volcanique majeur, formant le groupe de Siwi, a débuté dans la partie Sud-Est lors du Pléistocène supérieur et se manifeste encore aujourd'hui à travers le volcan Yasur, seul volcan actif de l'île. Ces différents ensembles volcaniques ont été recoupés par trois phases de croissance

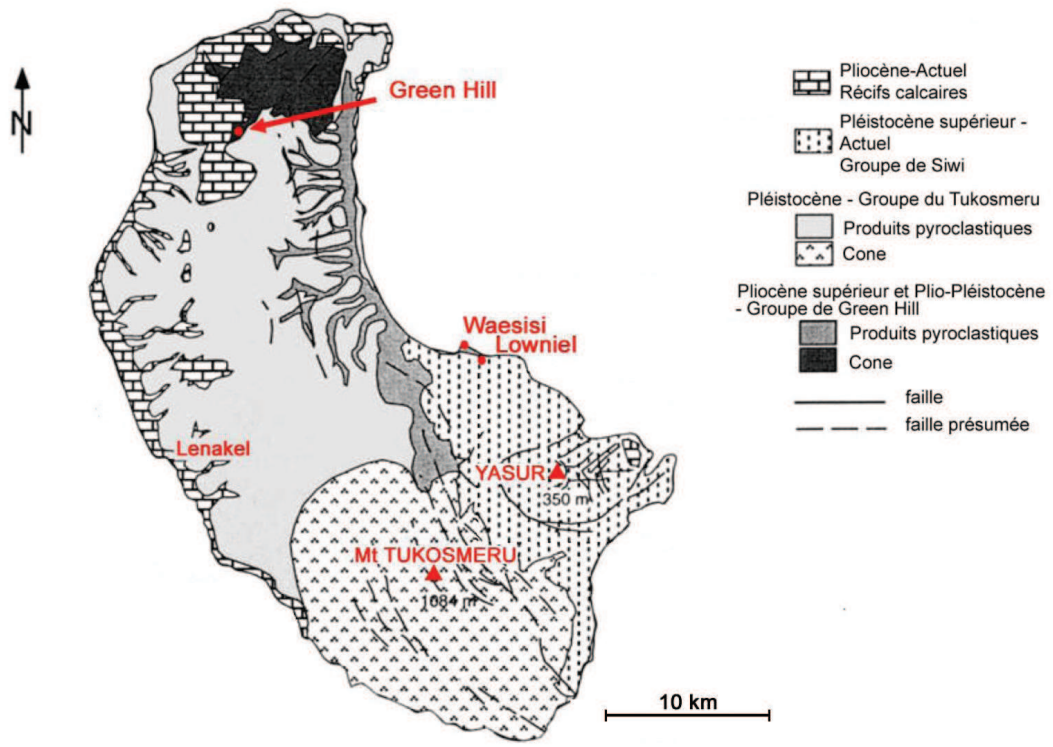


Fig. 2.5 : Carte géologique de l'île de Tanna élaborée par Carney et MacFarlane (1979)

.

et de soulèvement des récifs calcaires lors du Plio-Pléistocène et après l'épisode de Siwi.

1. Le Groupe de Green Hill :

   La série de Green Hill est principalement composée des laves basaltiques associées à des dépôts pyroclastiques d'andésite basaltique. Il a été établi, par analyse des séquences stratigraphiques affleurant le long du littoral ainsi que dans les ravines creusées par les rivières, que les dépôts de Green Hill proviennent de deux centres volcaniques.

   (a) Le centre volcanique de Green Hill au Nord de l'île, à proximité du village de Green Hill qui lui a donné son nom. La série, d'une épaisseur d'au moins 200 m, montre des laves basaltiques massives, pauvres en phénocristaux, intercalées avec des lits de pyroclastes. La distribution radiale des pendages autour de Lownimhapon marque l'emplacement du centre principal. Des tendances différentes au Nord de ce dernier suggèrent la

présence de centres parasites. Les dépôts à l'Est du centre volcanique montrent des laves basaltiques intercalées dans des dépôts brèchiques et tuffacés riches en lithiques recoupés de dykes. A l'Ouest, les dépôts sont principalement des tuffs à granulométrie fine comprenant des blocs de lave.

(b) Le centre volcanique de Waesisi-Lowniel à l'Est de Tanna. Les falaises en bord de littoral permettent de visualiser la succession des dépôts pyroclastiques constituant la série de Green Hill dans cette partie de l'île. En longeant le littoral de l'Est de Lowniel à l'Ouest de Waesisi, on retrouve : des coulées de lave riche en phénocristaux affectées d'un pendage vers l'Est ; des dépôts stratifiées constitués de brèches, scories, tuffs et de blocs de lave basaltique porphyrique ; ces mêmes dépôts intercalés avec des coulées de lave et recoupés par de nombreux dykes. Dans les terres, les dépôts sont constitués de tuffs ponceux, de scories et de laves basaltiques massives intercalées, l'ensemble affecté d'un léger pendage vers l'Ouest. Selon Carney et MacFarlane (1979), l'inclinaison vers l'Ouest des dépôts suggère que ceux-ci reposent probablement sur le flanc de l'ancien centre de Waesisi-Lowniel. Ces dépôts, pétrologiquement comparables à ceux du groupe du Tukosmeru, pourraient être plus jeunes que ceux du centre volcanique de Green Hill.

L'ensemble des pyroclastes situés à l'Est de Tanna entre les deux centres volcaniques (Fig. 2.6a ; cf. OTI Ignimbrite Sequence) montrent des caractéristiques de mise en place en milieu marin (brèches en pseudo-coussin). Leur granulométrie grossière, décroissant vers l'Ouest, ainsi que la présence de nombreux blocs de lave andésitique à andésitique-basaltique, suggèrent une origine pour ces dépôts à l'Est de Tanna, au niveau d'un 3ème centre volcanique de composition plus acide. Ce centre serait aujourd'hui sous le niveau de la mer.

2. Le Groupe du Tukosmeru :

La série du Tukosmeru, mise en place durant le Pléistocène supérieur, peut être divisé en deux sous-ensembles :

(a) Le centre volcanique, situé dans la partie Sud de Tanna, est un strato-

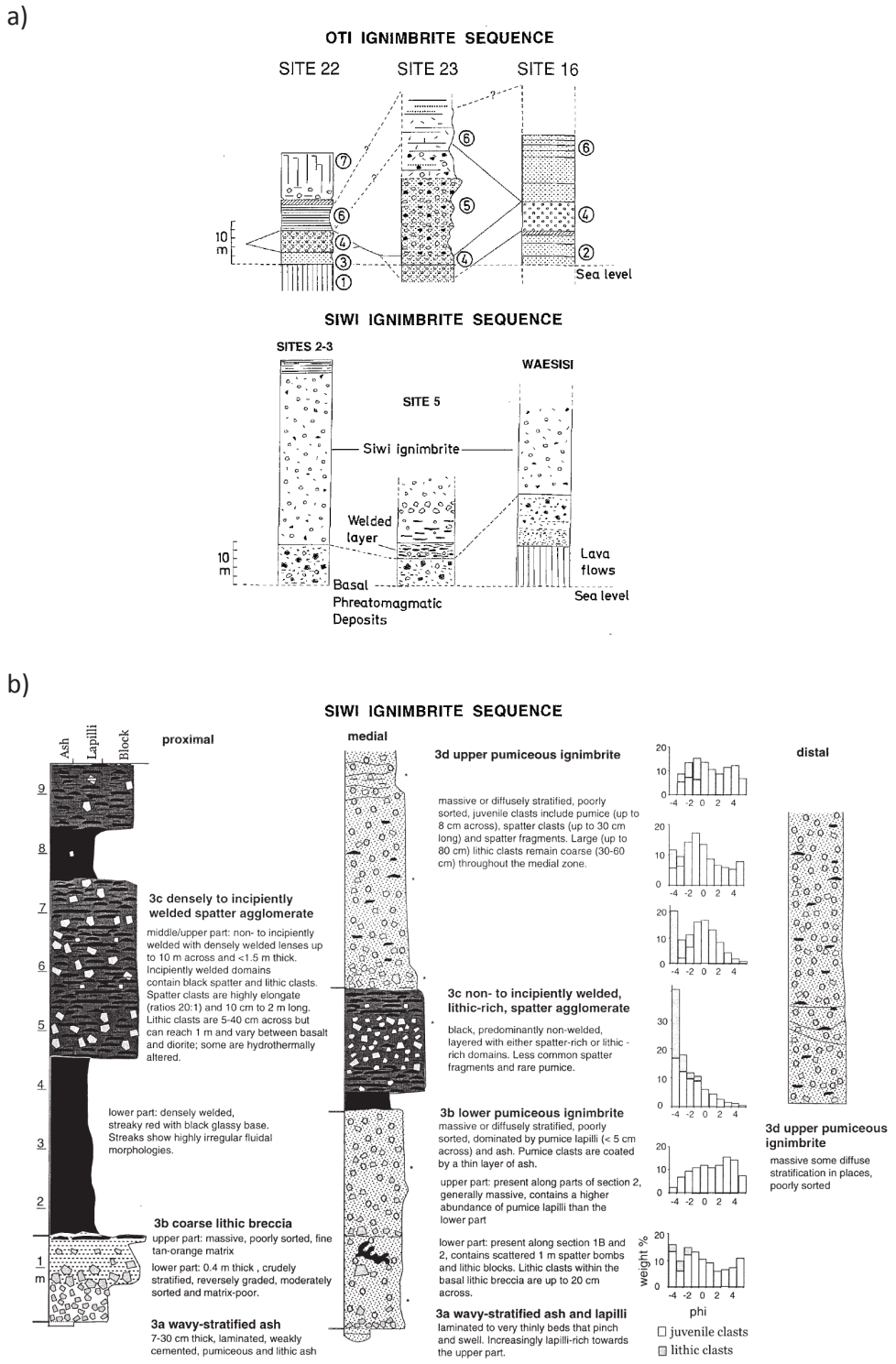


Fig. 2.6 : Séquences stratigraphiques des dépôts pyroclastiques du Groupe de Green Hill (OTI Ignimbrite sequence) et du Groupe de Siwi (Siwi Ignimbrite sequence) établies par a) Robin et al. (1994) et b) Allen (2005).

volcan basaltique dont les séquences observées sur les flancs sont principalement constituées de laves basaltiques porphyriques riches en olivine intercalées dans des dépôts brèchiques et tuffacés recoupés par de nombreux dykes. Le cône principal se serait donc formé au cours d'éruptions de lave et de pyroclastes. Des extrusions sur le flanc Sud-Est ont donné lieu à des laves massives et à des brèches similaires à des dépôts d'avalanche de type "lahar froid". La stratification de ces dépôts suggère une action de l'eau au cours de leur mise en place. D'un point de vue géomorphologique, le centre présente une forme tronquée au sommet. Celle-ci pourrait être le signe d'un effondrement de caldeira dont les traces auraient été érodées au fil du temps. Toutefois, en considérant que le cône principal avait une forme symétrie, celui-ci devait avoir une base de 16 km et une hauteur de 1500 m.

(b) Les dépôts pyroclastiques, contemporains du cône principal, forment une étendue plane essentiellement dans la partie centrale de l'île mais également au Nord où il recouvre les dépôts de la série de Green Hill. La stratigraphie montre qu'il s'agit de tuffs et de brèches andésitiques dont l'épaisseur varie d'environ 50 m à proximité du centre volcanique à 2 – 3 m au niveau de Green Hill. La présence de verres andésitiques dans ces dépôts attestent de phases d'activité intense qui pourrait être liées au changement de composition du magma, de basaltique à andésitique.

3. Le Groupe de Siwi :

La mise en place de la série de Siwi, confinée dans la partie Sud-Est de Tanna, a commencé au Pléistocène supérieur et se poursuit toujours actuellement (Fig. 2.7). Le complexe volcanique de Siwi est délimité par une caldeira de 8 km de long et 5 km de large. A l'intérieur, plusieurs édifices attestent de l'activité volcanique de la zone après l'effondrement. Le plus important est le horst ou bloc résurgent du Yenkahe. Il s'est formé suite au soulèvement du fond de la caldeira sous l'action d'un réservoir magmatique peu profond (Nairn et al., 1988 ; Chen et al., 1995 ; Métrich et al., 2010). En utilisant la méthode de datation 230Th/234U sur des échantillons provenant des terrasses

coralliennes du horst, Chen et al. (1995) ont estimé que la déformation verticale du Yenkahe s'effectue à un taux de 156 mm/an alors que la côte Nord-Ouest de Tanna se soulève à une vitesse de 1 mm/an. Les bords Sud et Ouest du Yenkahe présentent deux cônes de scories, le Mont Ombus et le Yasur. Ces deux cônes se sont formés au cours d'explosions et d'accumulations de produits pyroclastiques (cendres, scories, bombes). Aujourd'hui, seul le volcan Yasur est actif.

Les dépôts composant la séquence de Siwi montrent une composition andésitique basaltique. Trois épisodes volcaniques, l'effondrement de la caldeira de Siwi, la formation du Mont Ombus et l'édification du Yasur, peuvent être distingués dans le Groupe de Siwi, chacun étant associé à une séquence pyroclastique.

(a) La séquence du Yenkahe :

La séquence du Yenkahe est associée à l'événement volcanique majeur à l'origine de l'effondrement de la caldeira de Siwi (Fig. 2.6ab). Durant cette éruption, 1 à 2 km^3 de matériel pyroclastique ont été éjectés puis déposés sur une surface d'environ 90 km^2. Les dépôts peuvent être divisés en trois sous-ensembles selon leur répartition géographique par rapport à la caldeira : les dépôts proximaux, médians et distaux (Allen, 2005 ; Fig. 2.6b). De la base au sommet, les dépôts proximaux affleurant à Sulfur Bay montrent une fine couche basale de cendres stratifiée et ondulée (3a), une couche épaisse de brèches lithiques grossières (3b) recouverte d'une couche très épaisse composée de spatters agglomérés (3c). Les dépôts médians, observés le long du littoral au Nord de Sulfur Bay, montre également une fine couche basale de cendres stratifiées (3a). Elle est recouverte par une couche épaisse d'ignimbrites ponceuses non soudées et pauvres en spatters (3b). Cette unité est séparée d'une autre unité d'ignimbrites ponceuses non soudées mais riche en spatters (3d) par une couche constituée de spatters agglomérés riche en lithique (3c). Les dépôts distaux ne présentent plus que la couche superficielle d'ignimbrites ponceuses riche en spatters (3d).

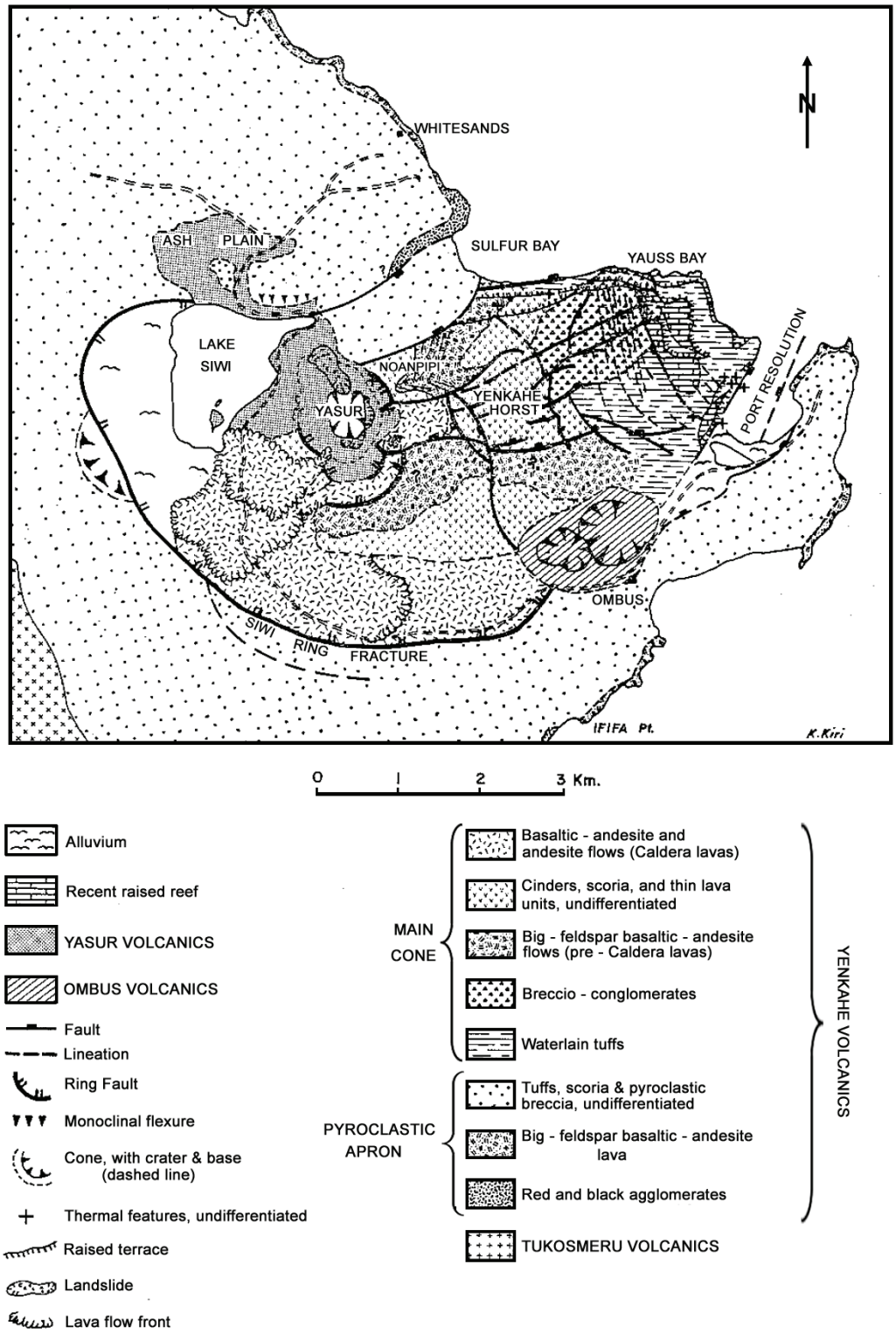


Fig. 2.7 : Carte géologique détaillée du Groupe de Siwi au Sud-Est de l'île de Tanna [Carney et MacFarlane, 1979].

Les caractéristiques texturales et les lithofaciès de chacune des unités formant la séquence de Siwi suggère une mise en place lors d'une unique éruption mais implique différents styles éruptifs. La couche basale de cendres est composée de particules fines indiquant un magma très fragmenté. De plus l'aspect cimenté ainsi que l'abondance en lithiques sont autant de caractéristiques allant dans le sens d'une éruption phréatomagmatique. Toutefois la superposition de lits de scories et de lapilli dans la partie supérieure de l'unité suggère que l'influence de l'eau dans les processus éruptifs diminue dans les derniers stades de cette phase explosive. Dans la zone proximale, la couche basale est recouverte de brèches lithiques grossières (3b). La nature riche en lithique de cette unité suggère une destruction des parois du conduit et de l'évent. L'unité 3b observée dans les dépôts médians correspond à un niveau d'ignimbrites ponceuses. L'absence de retombées ponceuses entre les unités 3a et 3b suggère que les ignimbrites se sont mises en place sous forme d'écoulements pyroclastiques denses générés par l'effondrement du panache avant que celui-ci n'atteigne le niveau de flottabilité (Woods, 1995). La faible épaisseur et la faible expansion géographique de ces ignimbrites indiquent l'émission d'un petit volume de magma, estimé à 0.05 km^3. L'unité 3c, reposant sur l'unité 3b, représente la couche la plus riche en spatters, indiquant des conditions éruptives favorables à leur formation. Les spatters, fragments de magma déposés chauds, sont des produits volcaniques généralement formés lors des éruptions hawaiiennes (fontaines de lave) et stromboliennes. La présence de cette couche suggère donc un style éruptif différent, moins explosif que celui de mise en place des ignimbrites. Or l'unité 3c présente également beaucoup de clastes lithiques. Ces clastes, issus de la désintégration du conduit ou de l'évent, se forment généralement lors de puissantes éruptions et non lors d'éruption hawaiienne (Druitt et Sparks, 1984 ; Scandone, 1996 ; Allen, 2001). Ces observations suggèrent que les spatters ont été formés lors d'une éruption de type fontaine de lave dont l'activité a débuté alors que l'éruption des ignimbrites était en

cours. De ce fait, les clastes lithiques ont pu se mélanger aux spatters pour ne former qu'une seule unité pyroclastique (Rosi et al., 1996). L'éruption s'est achevée par la mise en place de la dernière unité composée d'ignimbrites (3d). Cette unité, étendue sur une surface plus vaste que l'unité 3b, représente un volume de magma plus important. Les ignimbrites formant cette unité sont principalement constituées de cendres et de lapilli caractéristiques des écoulements pyroclastiques denses issus d'un effondrement de panache. L'abondance des clastes lithiques au sein de cette unité indique que la fontaine de lave a poursuivi son activité durant cette dernière phase de l'éruption.

(b) Le Mont Ombus :

Le cône du Mont Ombus s'est édifié entre le bord Sud du horst du Yenkahe et les fractures délimitant la caldeira de Siwi (Fig. 2.7). Les dépôts volcaniques associés à son édification sont constitués de cendres, de scories et de bombes d'andésite basaltique riche en feldspath.

(c) Le Yasur :

Le volcan Yasur se présente sous la forme d'un petit cône occupant la partie Ouest du bloc résurgent du Yenkahe (Fig 1.7). La séquence pyroclastique, de composition trachyandésitique basaltique (Métrich et al., 2010), comprend le cône du Yasur, constitué de pyroclastes de taille variée, et une plaine de cendres située dans la partie Nord-Ouest de la caldeira de Siwi. L'activité volcanique, sismique ainsi que les études réalisées précédemment sur le Yasur sont détaillés dans la section 3 de ce chapitre.

3 Le volcan Yasur

3.1 L'activité volcanique du Yasur

Le Yasur est un petit stratovolcan dont la base, à une altitude d'environ 50 m, s'étend sur un diamètre d'environ 1.2 km et culmine à 361 m d'altitude. Son sommet

est occupé par un cratère dont la géométrie (profondeur, nombre de subcratères, nombre d'évents) a évolué au cours du temps. Les rapports de mission de l'ORSTOM (IRD) sur le Yasur, ainsi que des observations récurrentes, attestent des changements géomorphologiques au sein du cratère (Fig. 2.8 et 1.9). En Septembre 1989 (Lardy et Willy, 1989), le volcan, profond de 200 m, comptait 3 subcratères nommés A, B et C, chacun disposant de plusieurs évents. Entre les années 1994 et début 1996, 4 missions rapportèrent une diminution du nombre d'évents dans le cratère, les subcratères A et B ne comptant plus qu'un évent chacun (Matera, 1996). L'année suivante, Matera (1997) montra que le cratère ne contenait plus qu'un évent dans chaque subcratère. Actuellement le cratère du Yasur, d'un diamètre de 400 m, présente deux subcratères profonds d'environ 150m séparés par une paroi constituée de matériel pyroclastique. Le subcratère Sud comprend deux évents, A et B, et le subcratère Nord comprend un évent, l'évent C.

Le Yasur montre une activité volcanique de type strombolien à vulcanien. Elle se manifeste par des explosions récurrentes de bulles de gaz éjectant des lambeaux de lave de tailles variées (scories, bombes ; Fig. 2.10). Ces fragments de lave sont éjectés de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de hauteur, retombant généralement dans l'enceinte du cratère. Toutefois il arrive que des explosions plus importantes, générant parfois des ondes de choc, projettent des fragments à plusieurs centaines de mètres en dehors du cratère (Matera, 1996 ; Metrich et al., 2010). Ces explosions peuvent être accompagnées d'émissions de petits panaches de cendres (Fig. 2.11). Les vitesses d'éjection des produits pyroclastiques a été estimé entre 30 à 250 m/s (Marchetti et al., 2008 ; Meier et al., 2009 ; Donnadieu, 2009). En période de forte activité, la fréquence des explosions est de 1 à 3 par minute (Battaglia et al., 2008). Durant les périodes plus calmes, le Yasur peut générer des explosions espacées de plusieurs minutes chacune. Les explosions associées à chaque évent montrent une différenciation de l'activité. Les rapports de l'ORSTOM ainsi que les nombreuses observations réalisées lors des campagnes de mesures (géophysiques, géochimiques) mettent en évidence ces manifestations variées de l'activité explosive du Yasur. En 1994 (Matera, 1996), la bouche B semblait la plus active. L'activité se manifestait sous forme d'explosions de bulles de gaz. Les évents C (C1 et C2) émettaient des

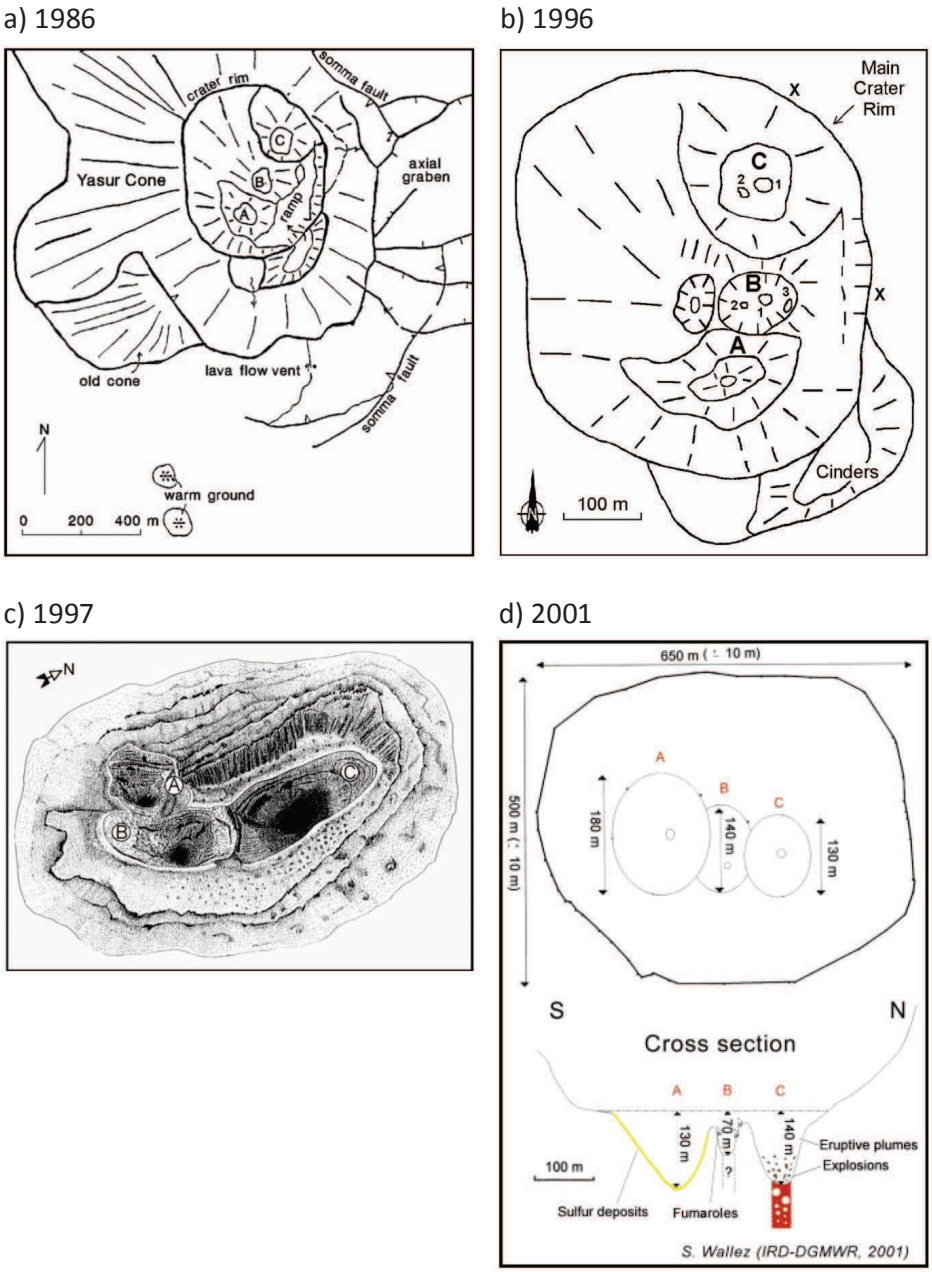


Fig. 2.8 : Schémas représentant le cratère du Yasur en a) 1986 (extrait de Nairn et al., 1988), b) 1996 (H. Gaudru, SVE), c) 1997 (A. Mabonlala, IRD) et d) 2001 (d'après Wallez, 2001). Les lettres A, B et C indiquent les différentes sous-cratères volcaniques. Les chiffres 1, 2 et 3 sur le schéma b) indiquent les évents.

a) 2001

b) 2008

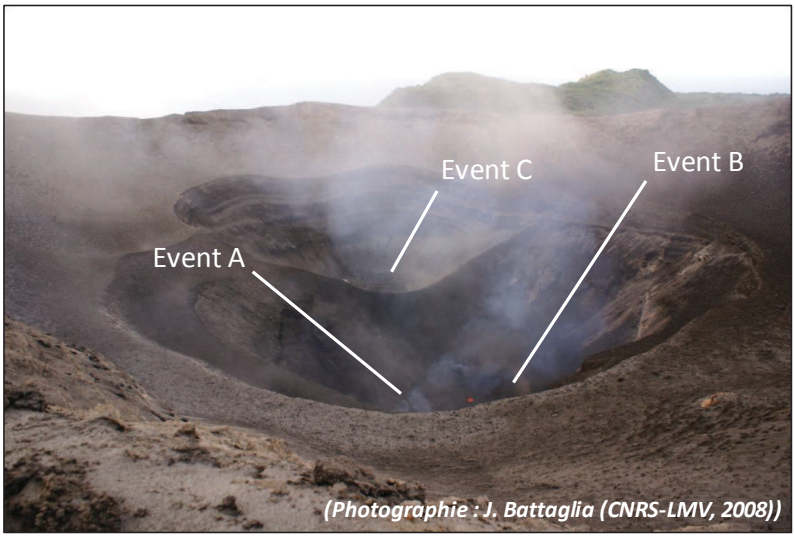
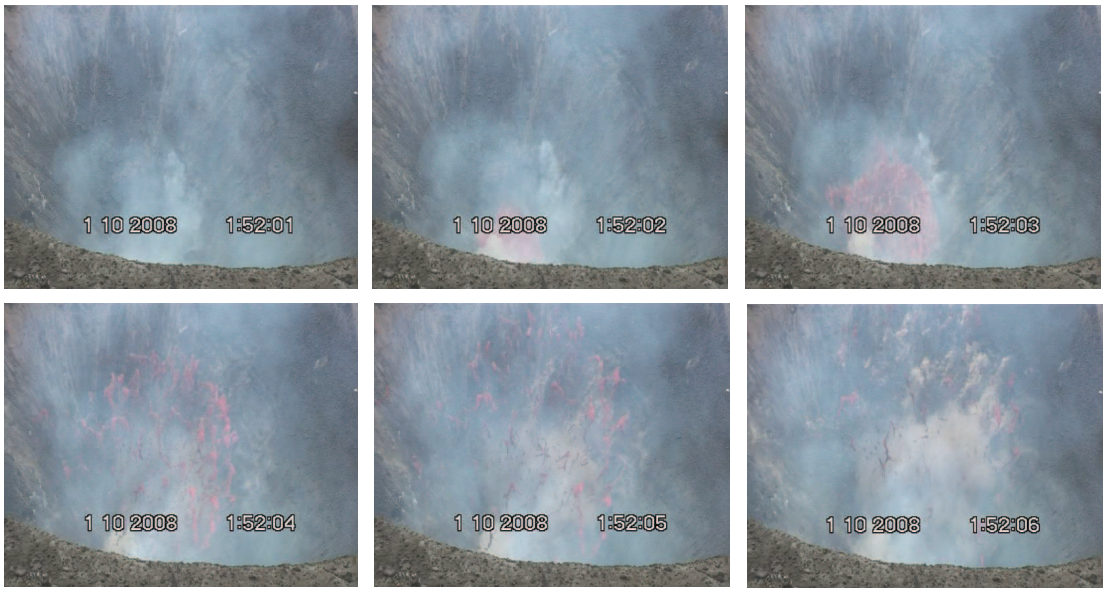


Fig. 2.9 : Clichés du cratère du Yasur pris depuis la crête Sud en a) 2001 par S. Wallez (IRD) et b) 2008 par J. Battaglia (LMV-CNRS). La position des évents A, B et C est indiquée sur chacune des photographies.

panaches de cendres et de gaz. En 1996 (Matera, 1997), la bouche C montrait une activité permanente, éjectant des lambeaux de lave lors des explosions. Lorsque de grosses explosions se produisaient, celles-ci étaient suivies d'émissions de cendres et de gaz provenant de l'évent B. En 2008, lors de l'expérience sismologique réalisée dans le cadre du projet ANR ARC-VANUATU, l'activité du Yasur était principalement concentrée autour des évents A et B et se manifestait au travers d'explosions stromboliennes avec éjection des fragments de lave. Celles-ci se produisaient soit à l'intérieur du conduit, soit en surface lorsque le niveau de lave atteignait le sommet du conduit. L'évent C, moins actif, émettait essentiellement des petits panaches de cendres et de gaz s'élevant à quelques centaines de mètres au-dessus du volcan. Les dépôts pyroclastiques aux alentours du Yasur attestent qu'il n'a pas connu une activité stable ponctuée d'explosions stromboliennes à vulcaniennes. Carney et MacFarlane (1979) mirent en évidence des dépôts pyroclastiques provenant du Yasur au Nord de la caldeira de Siwi. La présence de ces dépôts à plusieurs kilomètres du volcan indique que celui-ci a connu des phases d'activité plus intense de type Subpliniennes (Nairn et al., 1988 ; Métrich et al., 2010). De plus, la présence de plusieurs épanchements de lave dans la partie Sud-Ouest de la caldeira montre que le Yasur a eu des périodes d'activité effusive. Aubert de la Rüe (1960) avance que la dernière coulée de lave provenant du Yasur s'est probablement mise en place en 1878 lors de violentes éruptions (Carney et MacFarlane, 1979). Une dernière caractéristique observable sur les flancs du Yasur atteste des phases d'activité intense. A la base du flanc Nord, les pyroclastes forment un lobe marquant le front d'une avalanche de débris. D'après Carney et MacFarlane (1979), cette avalanche s'est produite le 6 Mai 1975 et faisait suite à une période de forte activité marquée par des retombées importantes sur les flancs. Elle remania 50 000 m^3 de débris. Des événements similaires plus anciens se sont également produits en 1919 sur le flanc Ouest (Carney et MacFarlane, 1979). Les traces de ces avalanches sont visibles au bord du Lac Siwi.

a)



b)

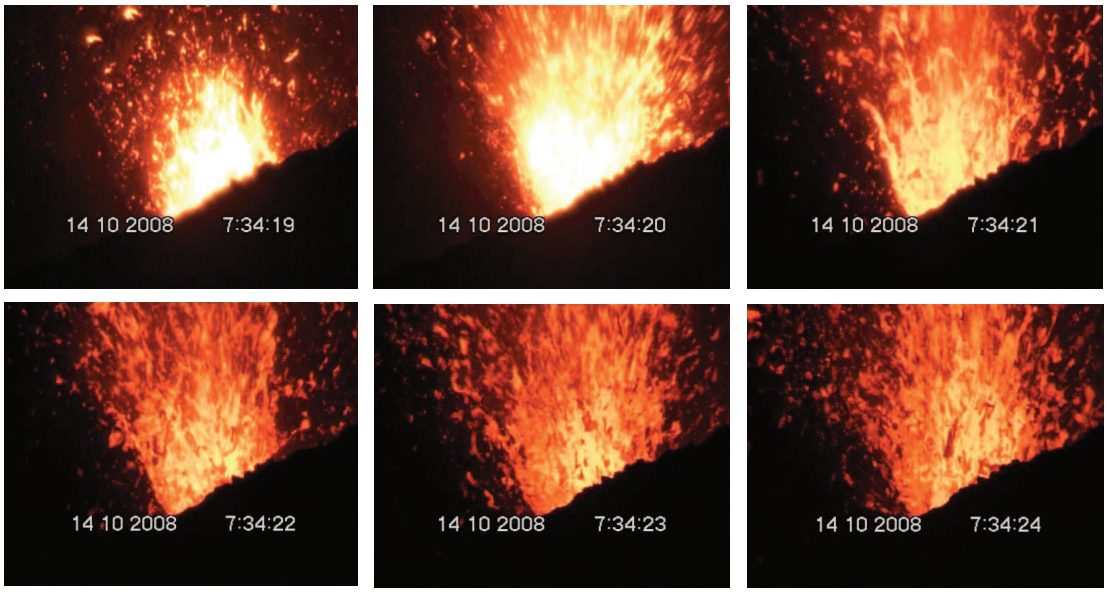


Fig. 2.10 : Captures d'images de l'activité strombolienne du Yasur extraites de vidéos réalisées par J.-P. Métaxian (ISTerre, IRD) en Octobre 2008. Les explosions de bulles de gaz, localisées dans le sous-cratère sud, éjectent des fragments de lave jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Ces explosions peuvent être a) quasi instantanées ou b) durer plusieurs secondes.

a)

b)

Fig. 2.11 : Captures d'images de l'activité du Yasur extraites de vidéos réalisées par J.-P. Métaxian (ISTerre, IRD) en Octobre 2008. Cette sélection d'images montre la deuxième caractéristique de l'activité du Yasur, l'émission de panaches de cendres issus d'explosions a) discrètes ou b) violentes. Les violentes explosions émettant des panaches de cendres met en évidence le caractère parfois vulcanien du Yasur.

3.2 Etudes réalisées sur le Yasur

Etudes sismologiques

Blot et Tazieff (1961) font partie des premiers scientifiques à avoir étudié l'activité sismique du Yasur. Leurs travaux mettent en évidence la présence de trois types de signaux dans la séismicité enregistrée aux alentours du Yasur :

1. Les signaux volcaniques comprenant les explosions et les séismes volcaniques "vrais". Les explosions montrent une première phase de courte période suivi d'une phase de période encore plus courte correspondant à l'onde sonore. Les séismes vrais se situent à 1 km au Sud-Est du cratère et à environ 700 m de profondeur.
2. Les microséismes d'origine volcanique dont la période augmente avec la distance (8 Hz à 1 km du cratère).
3. Les séismes tectoniques intermédiaires et profonds liés à la zone de subduction.

En 1988, Nairn et al. (1988) puis Lardy et Willy (1989) distinguent deux types de signaux liés à l'activité des évents.

1. Des signaux de fréquences 2 – 2.5 Hz et d'une durée inférieure à 15 s. Ces signaux ont été assignés à l'activité de l'évent C.
2. Des signaux de fréquences variant entre 2 et 4 Hz suivis de l'onde acoustique dont la fréquence est comprise entre 5 et 7 Hz. Ces signaux, d'une durée totale d'environ 20 s, sont attribués à l'activité des évents A et B.

A proximité du cratère, les enregistrements montrent des trémors de fréquence comprise entre 2 et 4 Hz suggérant une source d'excitation commune avec les signaux liés à l'activité des évents.

Par la suite, Nabyl et al. (1997) analyse la sismicité liée à l'activité strombolienne du Yasur. Ils identifient trois types de signaux basse-fréquence, Iy, IIy et IIIy (Fig. 2.12).

1. Les signaux Iy représentent plus de 70% de la sismicité basse-fréquence. Leur fréquence dominante se situe entre 1 et 2 Hz. Les délais entre le début des

signaux et le début des explosions varient de 4 à 13 s, indiquant que les signaux sont générés avant les explosions.

2. Les signaux IIy sont moins présents que les signaux Iy. Leur fréquence dominante varie de 2 à 3 Hz. Toutefois, les spectres montrent des fréquences entre 4 et 6 Hz significatives à la station la plus proche du cratère (moins d'un kilomètre) et inexistantes aux deux autres stations situées à environ 2 km. L'existence de ces fréquences uniquement sur les signaux enregistrés à proximité du Yasur montre que la génération de celles-ci est proche de la surface. Les signaux de type IIy sont souvent suivis par les signaux Iy.

3. Les signaux IIIy montrent des fréquences dominantes entre 4 et 6 Hz sur les trois stations. Leurs amplitudes sont plus importantes que les deux types de signaux décrits ci-dessus. Les signaux IIIy peuvent être associés avec les signaux Iy ou seuls.

Les signaux de type Iy montre une fréquence dominante, généralement égale à 1.3 Hz, commune avec les signaux du Stromboli, ce qui pourrait indiquer un mécanisme commun à ces deux volcans. Ces signaux précèdent de plusieurs secondes les explosions. Les délais entre les signaux et les explosions calculés au Yasur et au Stromboli sont similaires. En s'appuyant sur de nombreuses études réalisées sur l'activité strombolienne (Jaupart et Vergniolles, 1988, 1989 ; Ripepe et al., 1993 ; Ripepe, 1996), Nabyl et al. (1997) suggèrent que les signaux de type Iy du Yasur et Is du Stromboli, précurseurs des explosions, seraient générés lors de la formation de poches de gaz (Fig. 2.13). Les délais observés avant l'explosion seraient quant à eux liés à la profondeur de formation de ces poches. Néanmoins, Nabyl et al. (1997) soulignent quelques différences entre les deux volcans. La première sur l'amplitude des signaux. Au Yasur, les amplitudes des signaux sont plus importantes. Ceci s'expliquerait par une activité explosive plus intense qu'au Stromboli. La deuxième différence concerne l'existence d'une phase basse-fréquence au début du signal de l'explosion. Lors des explosions violentes, cette phase est inexistante au Yasur alors qu'elle est observée au Stromboli. Pour Nabyl et al. (1997), ceci serait dû à une géométrie particulière des conduits du Yasur.

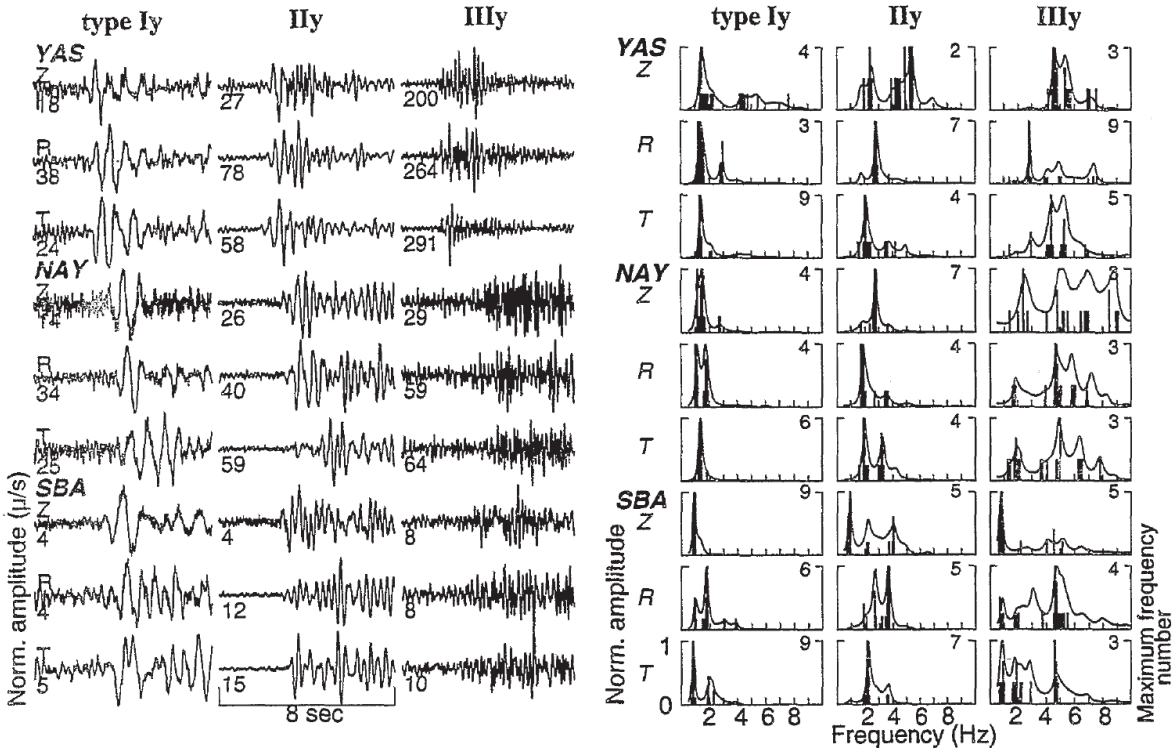


Fig. 2.12 : Figure extraite de Nabyl et al. (1997) représentant les trois types de signaux basse-fréquence (Iy, IIy et IIIy) observés sur les trois composantes de trois stations présentes sur le Yasur en Avril 1992. Les valeurs affichées sous chaque trace correspondent aux pics d'amplitude en μ/s. A droite : spectres moyennés et histogrammes des fréquences dominantes.

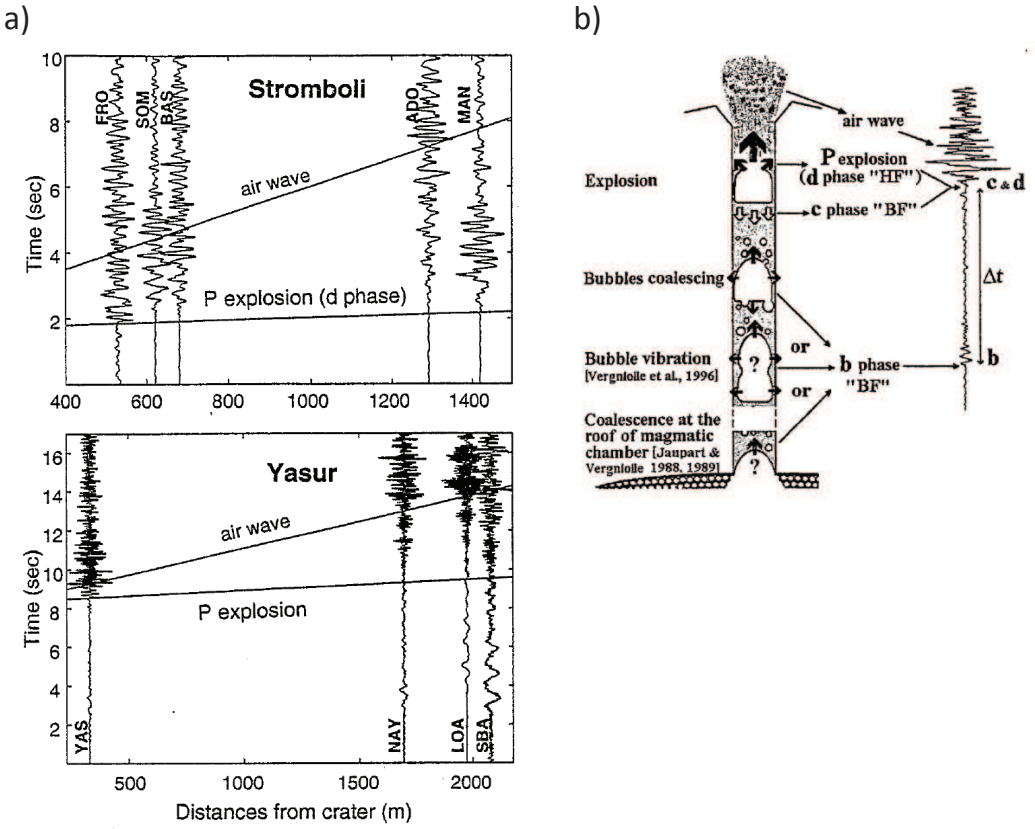


Fig. 2.13 : Figures extraites de Nabyl et al. (1997) montrant a) des signaux sismiques d'explosion au Stromboli (évent C3) et au Yasur (évent A) enregistrés respectivement en Juin 1991 et Avril 1992 et b) une interprétation possible de l'activité strombolienne à l'origine de ces signaux sismiques.

Plus récemment, Garaebiti et Nishimura (2008) ont analysé la sismicité du Yasur enregistrée par deux stations en 2002. Ils distinguent trois types de signaux : 1) les signaux de fréquence intermédiaire, 2) les signaux basse-fréquence et 3) les signaux d'explosion.

1. Les signaux de fréquence intermédiaire (Fig. 2.14a) montrent une fréquence dominante à 3 Hz commune aux deux stations. Cependant, les enregistrements de la station la plus proche montrent des pics de fréquence entre 1 et 2 Hz, alors que ceux de la station la plus éloignée montrent des pics jusqu'à 6 Hz.
2. Les signaux basse-fréquence (Fig. 2.14b) peuvent se diviser en trois types :
   (a) Le type YI montre un pic commun aux deux stations à 1.5 Hz. Les signaux sont caractérisés par une succession de 4 phases (a : phase longue période, b : phase courte période, c : phase longue période, d : ondes de surface).
   (b) Le type YII montre une fréquence dominante entre 1 et 1.5 Hz et une amplitude stable.
   (c) Le type YIII présente des pics de fréquence entre 1 et 2 Hz. Les signaux sont caractérisés par une onde de très longue période.
3. Les explosions (Fig. 2.14) montrent deux phases séparées d'une quinzaine de secondes. Ces signaux sont caractérisés par des fréquences comprises entre 1 et 6 Hz.

De part leur contenu fréquentiel, Garaebiti et Nishimura (2008) suggèrent que les signaux de fréquence intermédiaire correspondent à des événements hydrides ou multiphases. Les signaux basse-fréquence de type YI ainsi que les signaux d'explosion montrent une similarité avec les signaux du Stromboli décrits par Nabyl et al. (1997). Ces signaux reflèteraient la formation des bulles de gaz en profondeur (YI - phase a), leur ascension (YI - phase b) et leur explosion (YI - phases c et d). Les signaux de type YIII reflèteraient quant à eux des explosions continues des bulles dans le conduit.

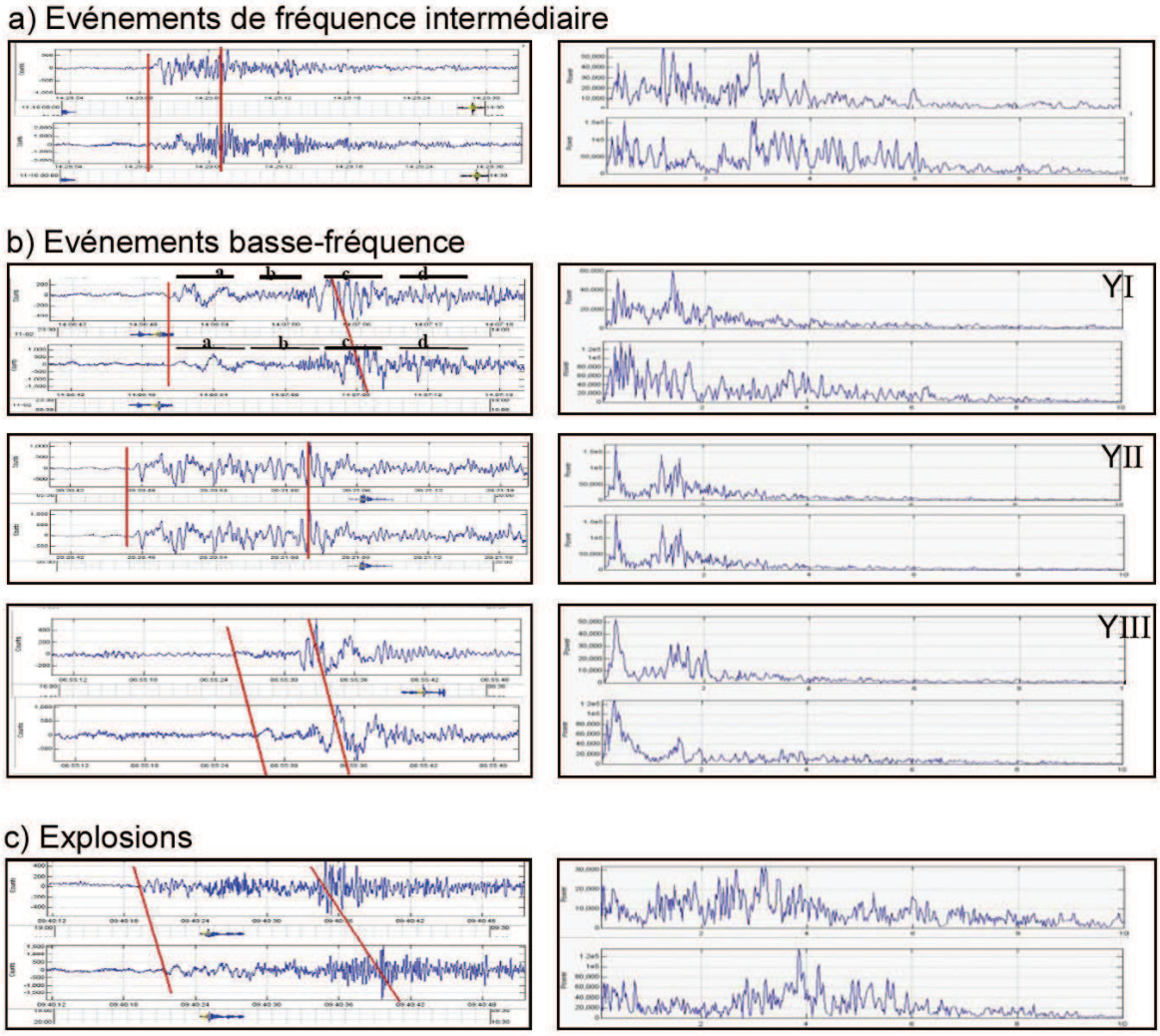


Fig. 2.14 : Figures extraites de Garaebiti et Nishimura (2008) représentant les sismogrammes et leurs spectres respectifs a) des signaux à fréquence intermédiaire, b) des signaux basse-fréquence et c) des explosions, enregistrés par la composante Est-Ouest des deux stations situées à l'est du Yasur.

Etudes des gaz volcaniques

Avant les années 2000, les estimations de flux de gaz émanant du Yasur étaient basées sur des comparaisons de la taille des panaches avec d'autres volcans (Nairn, 1988 ; Lardy et Marty, 1990). Une seule campagne de mesures du flux de SO2 avait été réalisée en 1999 en utilisant la spectrométrie de corrélation mais cette méthode était limitée par les conditions climatiques (Gauthier, 1999). Depuis quelques années, plusieurs analyses des flux de gaz ont été réalisées via un panel de nouvelles méthodes.

D'Avril 2004 à Novembre 2005, Bani et Lardy (2007) ont réalisé une série de mesures du flux de SO_2 en employant la spectroscopie Ultraviolet. Le flux moyen obtenu est de 7.9 kg/s, avec un flux minimum de 2.5 kg/s et un flux maximum de 17.2 kg/s. Ces mesures de flux sont cohérentes avec l'activité volcanique du Yasur caractérisée par son activité sismique. Durant les périodes de faible activité, le flux journalier moyen est de 200 tonnes/jour alors que durant les phases d'activité plus intense le flux moyen peut dépasser le millier de tonnes par jour. Ces valeurs de flux montrent que les émissions en SO2 représentent 1 à 2% des émissions volcaniques globales, plaçant le Yasur parmi les gros émetteurs continus de SO2.

En Janvier 2005, Oppenheimer et al. (2006) ont estimé la composition des émissions gazeuses relâchées lors des explosions stromboliennes en utilisant la Spectroscopie Infrarouge à Transformée de Fourier. Les mesures réalisées leur ont permis d'obtenir des rapports SO_2/HCl d'environ 20 pour les explosions de l'évent B et supérieurs à 30 pour les explosions provenant de l'évent A. Les mesures obtenues lors des phases de dégazage passif mettent en évidence de faibles valeurs, aux alentours de 2, pour le rapport SO_2/HCl. En prenant en compte les niveaux d'exsolution (ou source) de ces deux gaz volcaniques, c'est-à-dire une source profonde pour le SO_2 et une source peu profonde pour le HCl, Oppenheimer et al. (2006) émettent plusieurs suggestions sur l'origine des gaz et la formation des explosions stromboliennes du Yasur. Pour ces auteurs, le fort rapport obtenu pour les explosions suggère une exsolution des gaz en profondeur suivie d'une remontée rapide jusqu'à la surface pour conserver la composition établit en profondeur. A l'inverse, le faible rapport mesuré lors du dégazage passif reflète une faible pression de dégazage marquée par

l'exsolution du HCl et des faibles concentrations du SO_2 dans la partie supérieure du conduit en raison de son exsolution en profondeur. Oppenheimer et al. (2006) en concluent alors que le dégazage passif provient d'un mélange des deux sources et que le dégazage lié aux explosions stromboliennes est issu de l'accumulation des gaz en profondeur. L'accumulation, par coalescence d'une mousse gazeuse, aurait alors lieu au niveau du toit d'un réservoir magmatique ou au sein d'une aspérité présente dans le conduit selon les modèles (Jaupart et Vergniolle, 1988 ; Vergniolle et Jaupart, 1990 ; Seyfried et al., 2000 ; Vergniolle et al., 2004) sous le niveau d'exsolution du HCl.

Les 21 et 29-30 Octobre 2007, Métrich et al. (2011) ont mesuré les concentrations en vapeur d'eau, CO_2, SO_2, HCl et HF en utilisant la méthode MULTI-GAS regroupant plusieurs capteurs de mesure des gaz. Les flux moyens mesurés pour le SO_2 étaient respectivement de 940 et 620 tonnes/jour. Ces valeurs sont cohérentes avec celles obtenues par Bani et Lardy (2007), comprises entre 200 et 1500 tonnes/jour. Les autres gaz montrent des flux de 13000 tonnes/jour pour le H_2O, 840 tonnes/jour pour le CO_2, 165 tonnes/jour pour le HCl et 23 tonnes/jour pour le HF. Métrich et al. (2010) estiment alors un flux total d'environ 15000 tonnes par jour.

Métrich et al. (2011) ont effectué, en parallèle des mesures des émissions gazeuses, des analyses sur les produits pyroclastiques de Siwi et du Yasur. Leurs résultats montrent que les pyroclastes appartiennent à une unique série et qu'un magma parent de composition basaltique approvisionne le volcanisme à Tanna. Les inclusions d'olivine montrent que ce magma parent est modérément riche en volatiles et qu'il produit des trachyandésites basaltiques et trachyandésites à partir de 50 à 70% de cristallisation fractionnée. Les concentrations en CO_2 et H_2O mesurées dans ces trachyandésites basaltiques indiquent une accumulation de celles-ci entre 4-5 km de profondeur et la surface. Elles indiquent également la préservation d'une température élevée jusqu'à des profondeurs proches de la surface où les trachyandésites dégazent et cristallisent. Selon Métrich et al. (2011), tout ceci suggère une déshydratation précoce durant la génèse des trachyandésites et un flux thermique élevé. De plus, la composition relativement constante depuis ces 1400 dernières années montre que ces conditions ont été maintenues de façon assez stable au cours du temps.

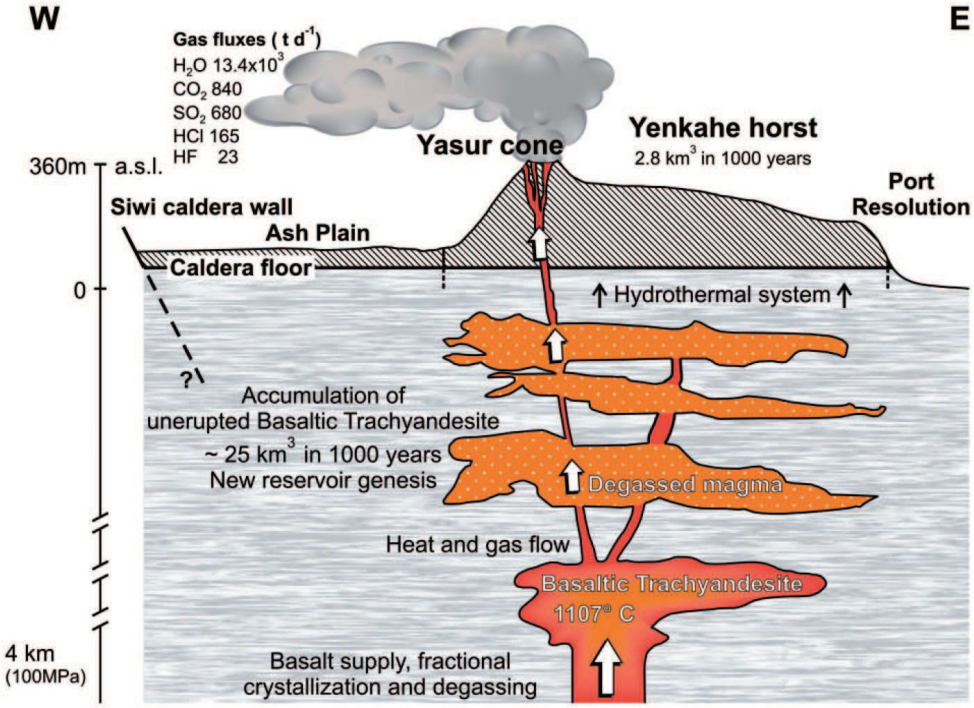


Fig 2.15 : Schéma représentant le système magmatique sous la caldeira de Siwi [Métrich et al., 2010]. L'étude des gaz et des inclusions ont permis d'estimer qu'un volume d'environ 26 km3 de trachyandésite basaltique dégazée s'est accumulée durant les derniers 1000 ans, durant lesquels la résurgence du Yenkahe a été active.

En associant les résultats obtenus pour les gaz volcaniques et la composition du magma, Métrich et al. (2011) avancent que le HCl est fourni par le dégazage du magma trachyandésitique basaltique à un taux de $2.6 * 10^7$ m^3/an et qu'environ 95% de ce magma est stocké. Ce taux de dégazage représente la moitié du taux de dégazage estimé pour le magma parent qui est d'environ $5 * 10^7$ m^3/an. En reliant le taux de dégazage du magma trachyandésitique (26 km^3 en 1000 ans) avec le soulèvement observé au niveau du horst du Yenkahe (volume cumulé de 2.5 km^3 en 1000 ans), Métrich et al. (2011) suggère que le soulèvement pourrait être dû à une relaxation mécanique des contraintes induite par l'accumulation de magma dégazé (Fig. 2.15).

Mesures de température

Sur la période allant de Novembre 1993 à Décembre 1994, Lardy et Tabbagh (1999) ont mesuré la température en continu sur trois profils verticaux placés à 2 km au Nord du cratère du Yasur. Après correction de l'influence possible du transfert convectif correspondant à l'infiltration liée aux pluies tropicales, ils ont obtenu des flux de chaleur compris entre -0.70 et -1.55 W/m2. La comparaison des profils met en évidence de fortes variations sur 100 m ce qui implique des sources de chaleur peu profondes. Les mesures étant réalisées à 2 km du cratère, Lardy et Tabbagh (1999) suggèrent la présence d'un système hydrothermal.

Etude du système hydrothermal

Chaput et al. (2009) caractérisent le système hydrothermal du Yasur et du bloc résurgent du Yenkahe en procédant à une approche multidisciplinaire (Fig. 2.16). Lors de cette étude, ils ont réalisés des campagnes de tomographie électrique, de sondages électromagnétiques en domaine temporel, de mesures de potentiel spontané (PS), de température ainsi que de concentration en CO2.

Au niveau du horst du Yenkahe, Chaput et al. (2009) mettent en évidence le système hydrothermal à environ 150 m de profondeur, à l'aplomb du système magmatique caractérisé par l'accumulation de magma dégazé, non érupté (Nairn et al., 1988 ; Chen et al., 2005 ; Métrich et al., 2010 ; Fig. 2.16). Les valeurs de résistivité obtenues en tomographie électrique ne mettent pas en évidence une infiltration de l'eau de mer au sein du bloc résurgent. Des anomalies de température et de PS coïncidant avec des pics de CO_2 indiquent que le système hydrothermal atteint parfois la surface. Ces remontées de gaz du système en profondeur jusqu'à la surface s'effectuent au niveau des failles normales facilitant leur drainage. Ces résultats sont soutenus par les observations in situ de zones de fumerolles, de dépôts d'argile et de soufre. En dehors des zones de fractures, les températures sont normales et les concentrations en CO_2 sont faibles. Pour Chaput et al. (2009), ces faibles valeurs de CO_2 couplées à l'absence d'infiltration de l'eau de mer suggèrent un scellage du système hydrothermal via des niveaux d'argile imperméables.

Au niveau du cône du Yasur, Chaput et al. (2009) montrent une variabilité de

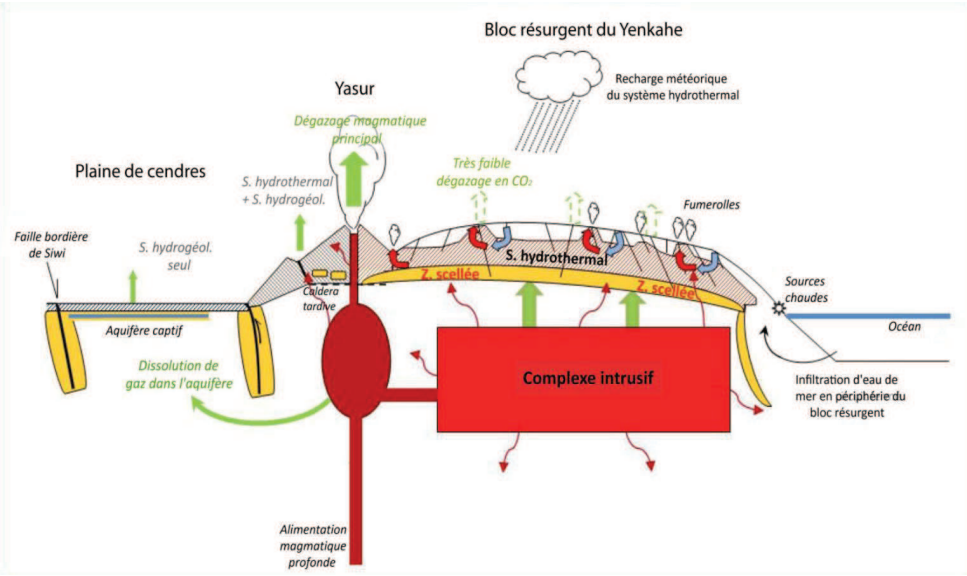


Fig. 2.16 : Modèle schématique de la circulation des fluides au sein du système Yasur - bloc résurgent du Yenkahe [Chaput et al.,2009].

l'activité hydrothermale au sein de la structure. Sur les flancs Sud et Est, les profils de tomographie électrique mettent en évidence une circulation très active des fluides hydrothermaux, facilitée au niveau de grandes failles. Toutefois, les faibles concentrations en CO_2 suggèrent un scellage en profondeur empêchant le drainage des fluides d'origine magmatique. Sur le flanc Ouest, les fortes teneurs en CO_2 couplées à des températures plus importantes reflètent la présence d'un système hydrothermal plus intense dans lequel interviennent les fluides profonds. La détection de fluides d'origine magmatique suggère un scellage moins prononcé du système hydrothermal. Sur l'ensemble du cône, les anomalies négatives de la PS reflètent un couplage entre les fluides d'origine météorique et les fluides hydrothermaux. L'extension des fluides au sein du cône est limitée à l'Ouest par la faille bordière du Yenkahe. Les mesures réalisées autour de cette faille montrent une zone très altérée et scellée. De l'autre côté de la faille, la zone est affectée par une circulation en contexte hydrogéologique. Des mesures PS réalisées en 2004 par Letourneur (2004) suggéraient la présence d'un aquifère, renforçant les observations faites par Chaput et al. (2009). Selon ces auteurs, l'aquifère, présent au niveau de la plaine de Siwi, serait donc limité d'une part par la faille du Yenkahe et d'autre part par la faille de Siwi bordant la caldeira, également scellée.

4 Conclusions

Les nombreuses études sismologiques et géodésiques mentionnées dans ce chapitre et réalisées sur l'arc du Vanuatu montrent que l'archipel est une zone fortement active. En effet, les mesures géodésiques menées le long de l'arc mettent en évidence des vitesses de convergence des plaques allant de ~ 3 cm/an dans la partie centrale à ~ 12 cm/an dans les secteurs nord et sud, et pouvant atteindre ~ 16 cm/an dans la partie extrême nord. Du fait de la subduction rapide de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Pacifique, l'arc du Vanuatu est sismiquement et volcaniquement actif, en particulier au niveau de l'Ile de Tanna où le Yasur est en activité permanente.

Les études de la stratigraphie réalisées dans un premier temps par Carney et MacFarlane (1979), puis par Robin et al. (1994) et Allen (2005) ont montré que l'Ile de Tanna s'était édifiée suite à quatre phases éruptives majeures à l'origine d'importantes séquences de dépôts. L'identification de ces quatre phases éruptives, qui sont :

1. l'effondrement d'un centre volcanique anciennement situé à l'est de Tanna,
2. l'activité du centre volcanique de Green Hill, dans la partie nord de l'île,
3. l'activité du Mont Tukosmeru dans la partie sud,
4. et enfin l'effondrement de la caldeira de Siwi au sud-est de l'île,

montre que depuis le Pliocène supérieur, l'Ile de Tanna a connu des phases d'activité volcanique intenses. De nos jours, l'activité volcanique sur Tanna est concentrée dans la partie sud-est de l'île et se manifeste à travers les explosions du volcan Yasur.

Le Yasur s'est édifié au centre de la caldeira de Siwi, à l'extrémité ouest du bloc résurgent du Yenkahe. L'important taux de déformation de ce dernier, estimé à 15,6 cm/an par Chen et al. (1995), a été interprété par Métrich et al. (2011) par l'accumulation d'une grande quantité de magma dégazé sous la structure. Ce taux de déformation combiné à la présence d'un système hydrothermal actif identifié par Chaput et al. (2009) font de la zone Yasur – bloc résurgent du Yenkahe une zone très active. Une étude de la structure de ce complexe volcanique, à partir des méthodes sismologiques décrites dans le chapitre I, permettrait alors d'observer la répartition du système hydrothermal et d'estimer la profondeur des zones d'accumulation de

magma.

Nous avons vu au cours de ce chapitre que l'activité du Yasur se manifeste principalement sous forme d'explosions stromboliennes, dans un ou plusieurs évents simultanément. L'analyse de la sismicité, réalisée par Nabyl et al. (1997), a montré que les signaux sismo-volcaniques enregistrés au Yasur peuvent être classés en différentes familles d'événements, chacune identifiée par une forme d'onde et des caractéristiques spectrales. En comparant ces différentes familles avec celles établies pour le volcan Stromboli, Nabyl et al. (1997) ont montré une similarité des signaux, indiquant des processus éruptifs semblables. De nombreuses expériences analogiques ont été réalisées pour comprendre les mécanismes à l'origine des explosions stromboliennes (Jaupart et Vergniolle, 1988, 1989 ; Ripepe et al., 2001). Les résultats de ces expériences, associés à la localisation de source des signaux sismo-volcaniques, ont été utilisés pour comprendre les mécanismes à l'origine de l'activité du Stromboli. Malgré la mise en évidence d'une similarité de l'activité entre les volcans Stromboli et Yasur, aucune étude approfondie de la sismicité n'a été réalisée sur ce dernier. De ce fait, aucun modèle de dynamique éruptive n'a pu être proposé pour expliquer l'activité du Yasur, comme cela a pu être le cas pour le Stromboli. Pour remédier à cela et comprendre au mieux les processus éruptifs qui se produisent au sein de la stucture du Yasur, une étude poussée de la sismicité - comprenant la recherche de familles d'événements similaires, l'analyse des caractéristiques spectrales des signaux sismo-volcaniques ainsi que la localisation de ces derniers - a été envisagée. La comparaison des résultats apportés par cette étude avec les nombreux travaux réalisés sur l'activité strombolienne (expériences analogiques et études réalisées sur le Stromboli) devrait permettre d'établir un modèle de dynamique à l'origine de l'activité éruptive du Yasur. En effet, la localisation des sources sismo-volcaniques nous fournira une première estimation de la géométrie du système magmatique. L'analyse des signaux, combinée aux études sur l'activité strombolienne, nous permettra d'identifier les processus qui les génèrent. En combinant les processus et les localisations associées, à une analyse temporelle de la sismcité, il nous sera alors possible de proposer un ou plusieurs modèles de dynamique comprenant :

1. les processus de formation des bulles de gaz,

2. la vitesse d'ascension des bulles dans le conduit,
3. la géométrie du conduit.

Enfin la mise en évidence de plusieurs familles d'événements dans les travaux de Nabyl et al. (1997) ou encore dans ceux de Garaebiti et Nishimura (2008) soulève d'autres questions sur la variabilité (1) des mécanismes associés aux explosions ou (2) des volumes de gaz impliqués dans les explosions.

Nous tenterons aux cours des chapitres IV et V d'apporter les résultats nécessaires pour répondre aux diverses problématiques décrites ci-dessus permettant de mieux comprendre l'activité magmatique et volcanique sur l'Ile de Tanna.

CHAPITRE III
Sismicité du volcan Yasur de Janvier 2008 à Février 2009

1 Description du réseau sismique de 2008

Un large réseau de capteurs sismiques a été installé autour du volcan Yasur au cours de l'année 2008. Il était constitué d'antennes sismiques provenant du réseau IHR (Imagerie Haute Résolution) et de stations large-bande provenant du réseau RISC (Risque sismique et volcanique, Interventions), deux parcs nationaux de l'INSU. Le réseau IHR donne accès à un équipement sismologique permettant l'étude d'objets géologiques à risque dont les tailles d'investigation sont inférieures à 10 km. Les caractéristiques du matériel, détaillées dans les paragraphes suivants, apporte un compromis entre imagerie des structures superficielles en prospection géophysique et imagerie crustale en sismologie. Le réseau RISC est dédié à l'enregistrement des mouvements "forts" du sol, principalement en champ proche, et a pour vocation l'étude des sources et de l'aléa sismiques.

1.1 Le réseau d'antennes sismiques

En Janvier 2008, douze antennes sismiques ont été installées dans la partie est de l'Ile de Tanna (Fig. 3.1). Leur configuration ainsi que leur répartition spatiale ont été définies dans le but d'obtenir un jeu de données destiné l'étude de la structure ainsi qu'à la localisation des sources sismo-volcaniques. En effet, les antennes ont été déployées à différentes distances du cratère du Yasur et réparties sur l'ensemble de la structure.

Le réseau IHR se compose principalement d'acquisitions Osiris ou Kephren 9 voies permettant un enregistrement du signal sismique jusqu'à 2 kHz et de cap-

teurs courte-période verticaux et 3-composantes, de fréquence propre 2 Hz. Les sismomètres ont été élaborés dans le cadre de la collaboration de trois laboratoires, l'Institut des Sciences de la Terre (ISTerre), l'Observatoire Midi-Pyrénées et Géosciences Azur. Ils sont constitués de capteurs 2 Hz auxquels ont été ajoutés des cartes d'amplification faible bruit ainsi que des systèmes de calibration automatique. L'alimentation du matériel est assurée par une batterie 12V, elle-même rechargée par panneaux solaires. A partir des possibilités apportées par l'équipement du parc IHR et des objectifs souhaités, deux géométries d'antennes ont été retenues pour le Yasur, (1) une géométrie complète comprenant 9 voies et (2) une géométrie incomplète pour les antennes positionnées loin de la source qui ne seront pas utilisées pour la localisation par méthodes d'antennes (Tab. 3.1) :

1. Configuration à 9 voies (Fig. 3.2a et Fig ; 3.3a) :
   Le système d'acquisition est relié à un capteur 3-composantes et à six capteurs verticaux. Le capteur 3-composantes est positionné au centre de l'antenne. Les sismomètres verticaux sont disposés radialement autour de celui-ci tous les 60 °, alternativement à des distances de 20 et 40 mètres.
2. Configuration à 6 voies (Fig. 3.2b et Fig. 3.3b) :
   L'antenne est constituée d'un capteur 3-composantes, placé au centre, et de trois sismomètres verticaux reliés au système d'acquisition. Les capteurs 1-composante sont placés radialement autour du capteur central tous les 120 ° à des distances de 29 m (Y02) et 38 m (Y11).

Le site Y12, situé à proximité du littoral sud de l'Ile de Tanna, est indiqué sur la Fig. 2.1 comme appartenant au réseau d'antennes sismiques. Sur ce site, seul un capteur 3-composantes (donc 3 voies) a été installé et relié à un système d'acquisition (Fig. 3.3c).

Sur l'ensemble des antennes sismiques, huit d'entre elles ont été installées à moins de 6 km du cratère actif (Fig. 3.1) ; la plus proche, Y05, ayant été installée à 500 m environ. Le réseau, sous cette configuration, a enregistré le signal sismique durant 9 mois, à une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz. Au cours de l'expérience, les données étaient stockées sur des disques durs de 8 Gb. La capacité de stockage limitée a constitué une forte contrainte puisqu'il a fallu se rendre sur Tanna toutes

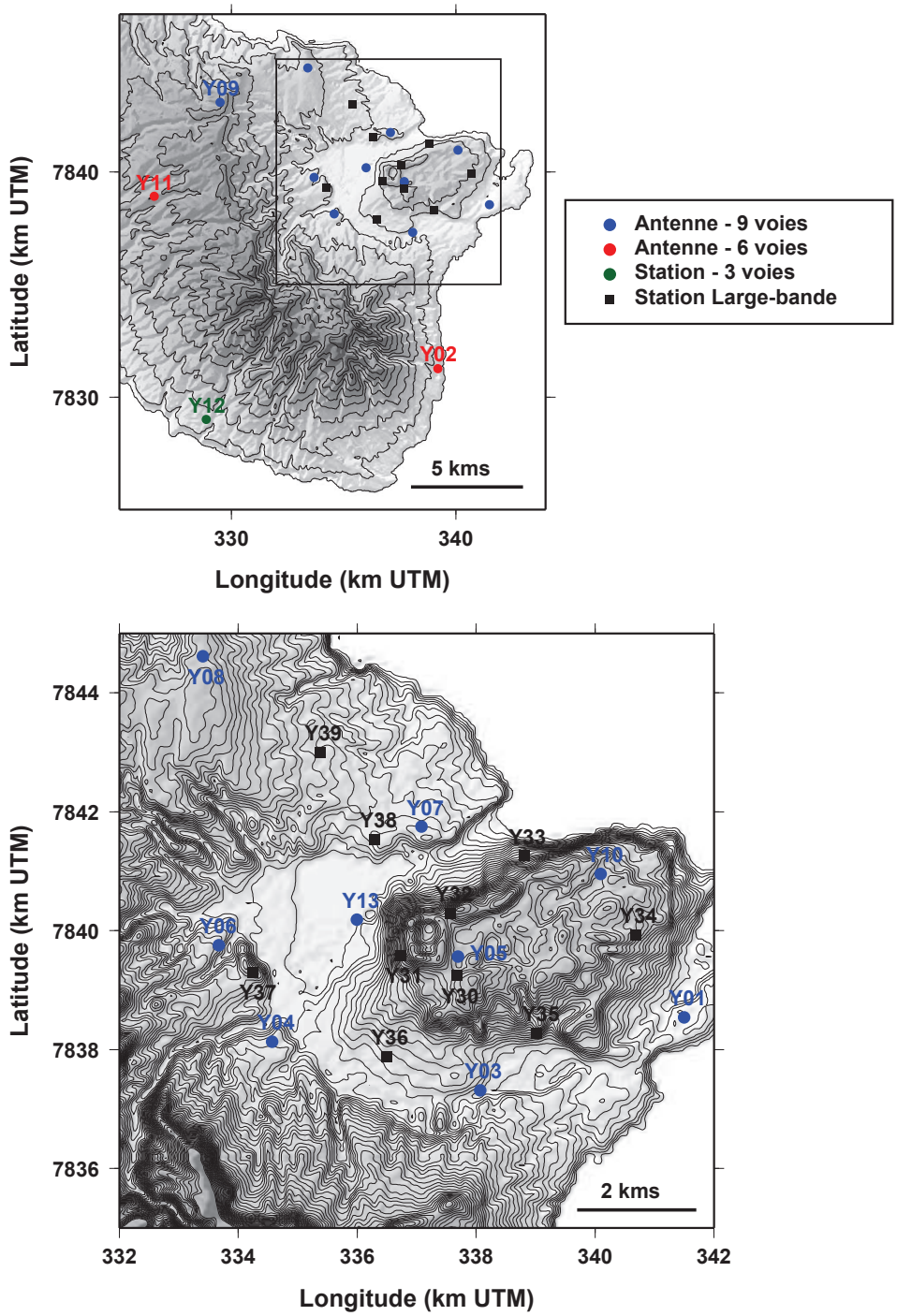


Fig. 3.1 : Cartes du sud-est de l'île de Tanna sur lesquelles sont indiquées les positions des antennes sismiques courte-périodes (ronds) et des stations large-bande (carrés). Les différentes configurations sont représentées par un code couleur, bleu pour les antennes à 9 voies, rouge pour les antennes à 6 voies et vert pour la station à 3 voies.

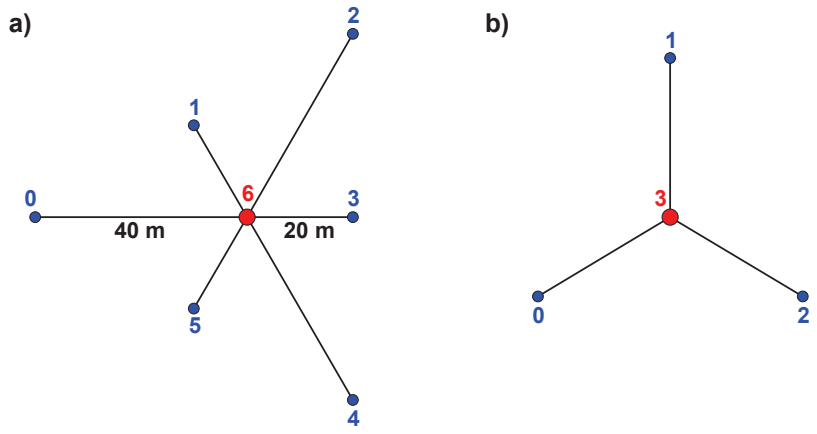


Fig. 3.2 : Géométries des antennes a) à 9 voies et b) à 6 voies. Les ronds rouges indiquent la position du sismomètre 3-composantes et les ronds bleus indiquent l'emplacement des capteurs verticaux. Les distances inter-capteurs sont affichées pour les antennes à 9 voies. Pour les antennes à 6 voies, celles-ci étaient de 29 m et de 38 m respectivement pour Y02 et Y11 (Fig. 3.2).

les trois semaines pour changer les disques.

En Septembre 2008, six antennes (Y02, Y06, Y08, Y09, Y11 et Y12) ont été déplacées ou retirées du réseau ; quatre d'entre elles ont été transférées sur l'Ile d'Ambrym et une a été installée dans la plaine de cendres à l'ouest du Yasur et renommée Y13. En Novembre, l'antenne Y01 a été démontée et réinstallée à la place de Y05, suite au vol de cette dernière. La nouvelle configuration du réseau d'antennes a enregistré la sismicité jusqu'en Février 2009 où l'ensemble de l'équipement sismologique a été retiré.

Le positionnement des capteurs de chaque antenne a été effectué dans un permier temps à la boussole, décamètre et GPS monofréquence, puis par le biais d'un théodolite. Une tentative de positionnement par GPS bi-fréquence s'est révélée infructueuse en raison notamment du couvert végétal.

1.2 Le réseau de stations large-bande

Le réseau de stations large-bande a été mis en place autour Yasur en Mai 2008. Il comprenait dix stations, chacune équipée d'une station d'acquisition Kephren sur

a) Antenne à 9 voies (sur la photo, l'antenne Y05)

b) Antenne à 6 voies (sur la photo, l'antenne Y02)

c) Station à 3 voies (Y12)

Fig. 3.3 : Photographies, fournies par J. Battaglia, prises lors de l'installation des antennes a) Y05, b) Y02 et c) Y12 en Janvier 2008 mettant en évidence les différentes configurations d'antennes.

Nom de l'antenne	Coordonnées géographiques (degrés décimaux et km UTM)			Nombre de voies N° série des capteurs	Station d'acquisition
	Longitude	Latitude	Altitude (m)		
Y01	E 169.48919585 341.498764	S 19.54242883 7838.541420	37.009	9 1C: 1065/1122/1015/1100/1086/1152 3C: 3025	Osiris 10.33.0.22
Y02	E 169.46674941 339.204923	S 19.60719910 7831.262998	66.554	6 pas d'informations sur le N° de série des capteurs	Osiris 10.33.0.15
Y03	E 169.45635095 338.068124	S 19.55248244 7837.313214	67.664	9 1C: 1051/1151/1129/1133/1101/1011 3C: 3013	Kephren 10.58.0.15
Y04	E 169.42317608 334.571435	S 19.54472444 7838.131859	113.878	9 1C: 1070/1017/1173/1002/1164/1036 3C: 3027	Kephren 10.58.0.2
Y05	E 169.45307201 337.696076	S 19.53205815 7839.568164	283.657	9 1C: 1057/1106/1107/1155/1049/1034 3C: 3006	Kephren 10.58.0.4
Y06	E 169.41477177 333.671366	S 19.53000103 7839.758171	121.508	9 1C: 1144/1045/1068/1023/1161/1134 3C: 3011	Kephren 10.58.0.1
Y07	E 169.44739982 337.081741	S 19.51227362 7841.750545	109.708	9 1C: 1131/1117/1142/1062/1104/1050 3C: 3023	Kephren 10.58.0.3
Y08	E 169.41264168 333.404874	S 19.48615344 7844.614168	243.764	9 pas d'informations sur le N° de série des capteurs	Osiris 10.33.0.12 (jusqu'au 08/05/08) Kephren 10.58.0.10 (à partir du 08/0/08)
Y09	E 169.37523217 329.492244	S 19.49953910 7843.091005	486.125	9 1C: 1115/1110/1003/1140/1177/1153 3C: 3022	Osiris 10.33.0.27
Y10	E 169.47600168 340.091910	S 19.51963731 7840.954133	220.944	9 1C: 1089/1082/1080/1165/1168/1146 3C: 3017	Osiris 10.33.0.31 (en panne à partir du 16/02/08) Osiris 10.33.0.11
Y11	E 169.34684256 326.552306	S 19.53700561 7838.915372	487.981	6 pas d'informations sur les 1C 3C: 1145	Osiris 10.33.0.10
Y12	E 169.36802703 328.870302	S 19.62676131 7829.001643	156.153	3 3C: 3015	Osiris 10.33.0.11 (désactivée le 30/03/08 pour remplacer Y10)
Y13	E 169.43687119 335.993903	S 19.52633107 7840.185392	57.160	9 1C: 1175/1092/1096/1174/1028/1071 3C: 3015	Osiris 10.33.0.10

Tab. 3.1 : Tableau regroupant les coordonnées du capteur central (en degrés décimaux et km UTM), le nombre de voies ainsi que le type de station d'acquisition de chaque antenne sismique.

laquelle avait été connecté un capteur vélocimétrique longue-période Guralp CMG40 avec une période propre de 20 ou 30 secondes (Tab 3.2). Contrairement aux antennes sismiques, l'ensemble des stations large-bande a été installé à proximité du centre actif, dans un périmètre d'environ 4 km autour du volcan Yasur (Fig. 3.1).

La sismicité a été enregistrée par les dix stations jusqu'en Septembre 2008 avec une fréquence d'échantillonnage de 100 Hz. A la fin du mois de Septembre, six stations large-bande ont été retirées du réseau et transportées à Ambrym. Les quatre stations restantes sont restées en fonctionnement jusqu'en Février 2009. Comme pour les antennes, les enregistrements étaient stockés sur des disques durs connectés au numériseur, offrant une autonomie aux stations supérieure à deux mois.

1.3 Le jeu de données

Le déploiement des antennes sismiques et des stations large-bande décrites dans les paragraphes précédents, offre un jeu de données exceptionnel de l'activité sismique observée au Yasur, de par :

1. Le nombre de capteurs, 89 au total, et leur répartition autour du volcan (Fig. 3.1).
2. Le peu d'incidents techniques rencontrés lors de l'expérience.

Les données brutes ont été extraites, triées puis converties aux formats segy et sac afin d'être insérées dans la base de données sismologiques du laboratoire ISTerre : **BDsis** (http ://bdsis.obs.ujf-grenoble.fr). Le processus de traitement des données est présenté dans l'annexe I : *Création de la base de données "Yasur"*. Les figures 3.4 et 3.5 représentent les données disponibles pour chaque antenne sismique et chaque sismomètre large-bande respectivement.

2 Description de la sismicité observée au Yasur en 2008

Depuis les premiers écrits du Capitaine Cook en 1774, le volcan Yasur connaît une activité strombolienne permanente [cf. Chapitre II]. Les études antérieures réalisées

Nom de la station	Coordonnées géographiques (degrés décimaux et km UTM)			Station d'acquisition / Sismomètre N° série
	Longitude	Latitude	Altitude (m)	
Y30	E 169.45288 337.677774	S 19.53494 7839.247958	326.39	Kephren / CMG-T40-0008 30 s T4P30
Y31	E 169.44383 336.724898	S 19.53178 7839.589124	288.65	Kephren / CMG-T40-0006 30 s T41068
Y32	E 169.45194 337.569691	S 19.5255 7840.291941	351.78	Kephren / CMG-T40-0008 30 s T4P09
Y33	E 169.46380 338.805796	S 19.51689 7841.256140	137.29	Kephren / CMG-T40-0016 20 s T4335
Y34	E 169.48153 340.678431	S 19.529 7839.932326	204.97	Kephren / CMG-T40-0007 20 s T4801
Y35	E 169.46558 339.019340	S 19.54386 7838.272632	105.50	Kephren / CMG-T40-0008 30 s T4H55
Y36	E 169.44141 336.486462	S 19.54719 7837.881140	101.60	Kephren / CMG-T40-0016 20 s T4336
Y37	E 169.4205 334.279016	S 19.53414 7839.305499	162.69	Kephren / CMG-T40-0016 20 s T4337
Y38	E 169.43991 336.295727	S 19.51411 7841.541208	106.61	Kephren / CMG-T40-0008 30 s T4238
Y39	E 169.43127 335.375490	S 19.50083 7843.002851	125.47	Kephren / CMG-T40-0005 20 s T41000

Tab. 3.2 : Tableau regroupant les coordonnées (en degrés décimaux et km UTM), le type de stations d'acquisition ainsi que le type de sismomètres large-bande, incluant la période propre, déployés eh Mai 2008 autour du Yasur.

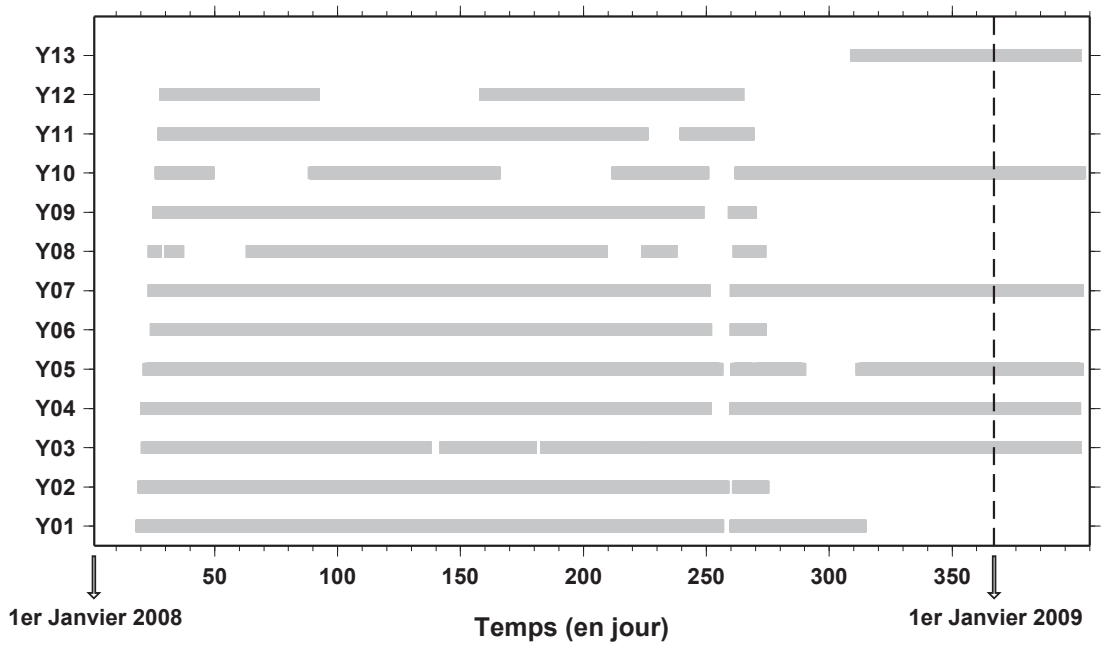


Fig. 3.4 : Jeu de données disponible enregistré par les 13 antennes sismiques installées au Yasur de Janvier 2008 À Février 2009.

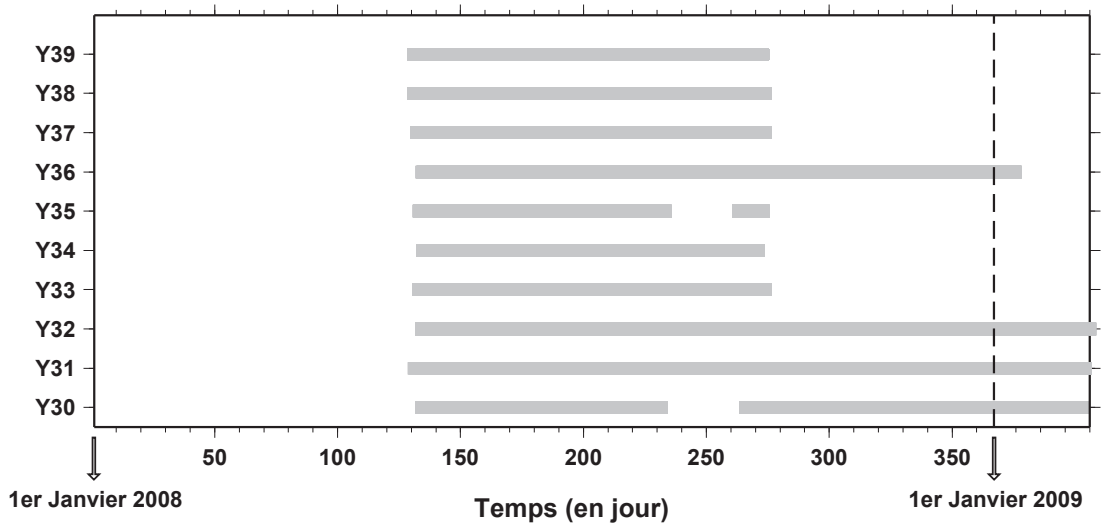


Fig. 3.5 : Jeu de données disponible enregistré par les 12 stations large-bande de Janvier 2008 À Février 2009.

sur la sismicité ont montré que celle-ci comprenait divers types de signaux liés :

1. soit à la géodynamique de la zone de subduction, se manifestant sous forme de séismes profonds ou de profondeur intermédiaire (Blot et Tazieff, 1961).
2. soit à l'activité magmatique profonde et superficielle de l'édifice volcanique se manifestant sous forme de signaux basse-fréquence et de signaux d'explosions (Nairn, 1988 ; Nabyl et al., 1997 ; Garaebiti et Nishimura, 2008).

La sismicité enregistrée au Yasur en 2008 atteste de l'intense activité du volcan. L'extraction des signaux, suivie de l'analyse de leur contenu spectral montre que la sismicité de 2008 est semblable à celle décrite dans les études précédentes. Dans les paragraphes suivants, nous décrirons les principaux types de signaux sismiques observés ainsi que l'évolution de la sismicité principalement au cours de l'année 2008.

2.1 Description des signaux sismiques

Durant la période recouvrant l'expérience sismologique menée sur le Yasur en 2008-2009, le volcan a connu deux phases d'activité distinctes. Les 9 premiers mois ont été caractérisés par une activité intense qui a, par la suite, brutalement chuté jusqu'au début du mois de Février 2009. La figure 3.6 montre l'évolution de la RMS («Root Mean Square») journalière de l'amplitude sismique calculée sur l'ensemble du jeu de données enregistré par la composante verticale du sismomètre central de l'antenne Y05. Lors de la première phase, les valeurs de RMS, comprises en moyenne entre 2.10^4 et 3.10^4 avec quelques pics atteignant 5-6.10^4, attestent de la forte activité du Yasur. A partir de début Novembre, les valeurs de RMS diminuent de 4 à 6 fois par rapport à celles observées précédemment pour se stabiliser aux alentours de 5.10^3. Ces informations concernant l'évolution de l'intensité de l'activité au Yasur sont renforcées par le nombre d'événements détectés en utilisant un algorithme de détection de type STA/LTA. De Janvier à Septembre 2008, l'algorithme permet la détection d'environ 70 événements transitoires par heure, soit une moyenne de 1.2 événement par minute. Par la suite, ce nombre diminue pour n'obtenir plus qu'une explosion toutes les 5 à 10 minutes en moyenne. Les figures 3.7 et 3.8 montrent les enregistrements sismiques observés à l'antenne Y05 le 9 Avril (100^{ime} jour julien)

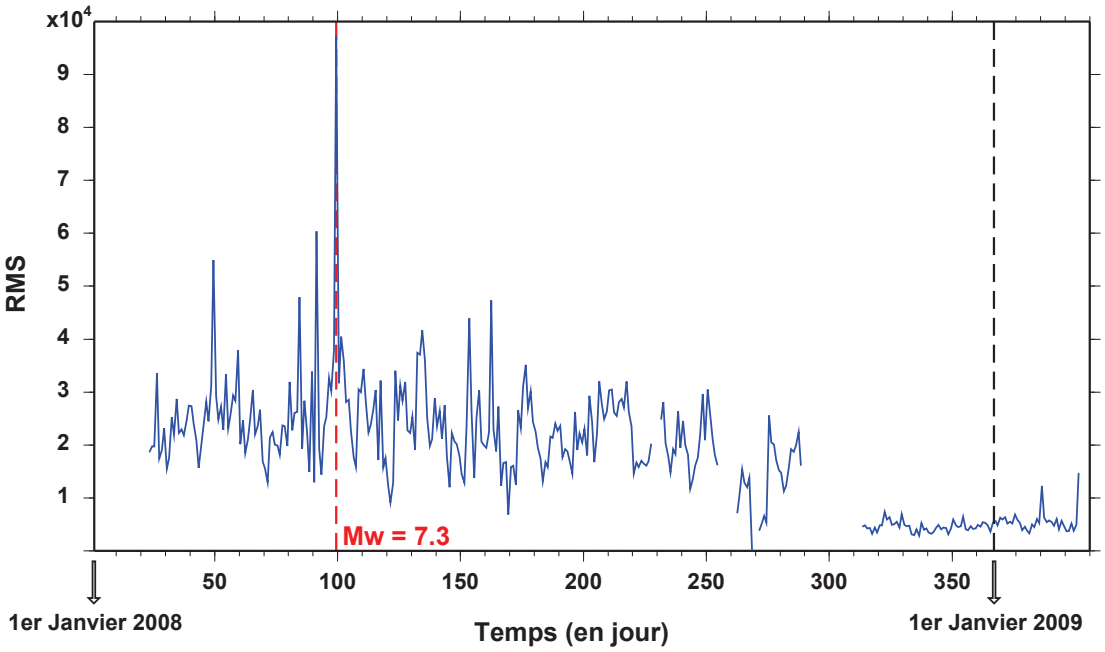


Fig. 3.6 : RMS journalière des amplitudes sismiques calculée sur la durée de l'expérience à partir des enregistrements de la composante verticale du sismomètre 3-composantes placé au centre de l'antenne Y05. Les pointillés rouges marquent la série de séismes tectoniques qui se sont produits le 9 Avril 2008 parmi lesquels la secousse principale de magnitude 7.3.

et illustrent parfaitement l'intense activité qu'a connu le volcan en 2008. Ces enregistrements mettent en évidence de nombreux signaux d'amplitude et de fréquence variables correspondant à des types de signaux sismiques distincts liés à différents processus géodynamiques affectant actuellement l'Ile de Tanna et l'arc du Vanuatu. Les principaux types de signaux enregistrés lors de l'expérience sont décrits plus en détail dans les paragraphes suivants.

La sismicité liée à la zone de subduction

Le 9 Avril 2008, une série de séismes tectoniques, liés à la subduction de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Pacifique, se sont produits entre l'Ile de Tanna et les Iles Loyautés. Cette série a débuté avec un séisme de magnitude 6.4 à 11h13 GMT (22h13 heure locale), suivi 10 minutes plus tard par un second séisme de magnitude 5.9. La secousse principale, de magnitude 7.3, a eu lieu à 12h46 GMT. L'USGS a

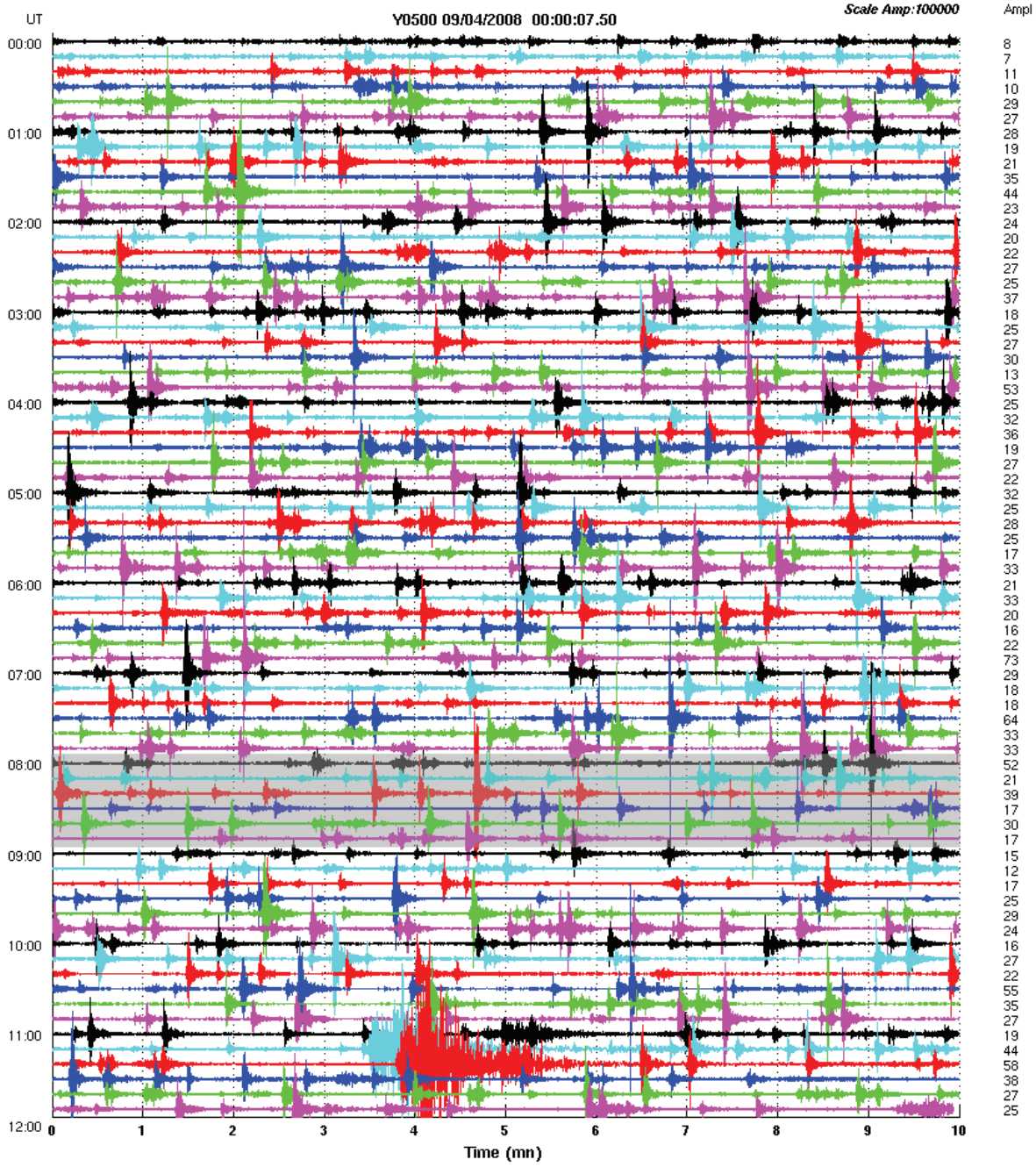


Fig. 3.7 : Enregistrement sismique du 9 Avril 2008, de 00h à 12h, observé sur la composante verticale du capteur central de l'antenne Y05. La zone grisée indique une portion de signal analysé dans la Fig. 3.12. Les amplitudes maximales, en unité arbitraire, ainsi que l'échelle des amplitudes sont indiquées à droite de la figure.

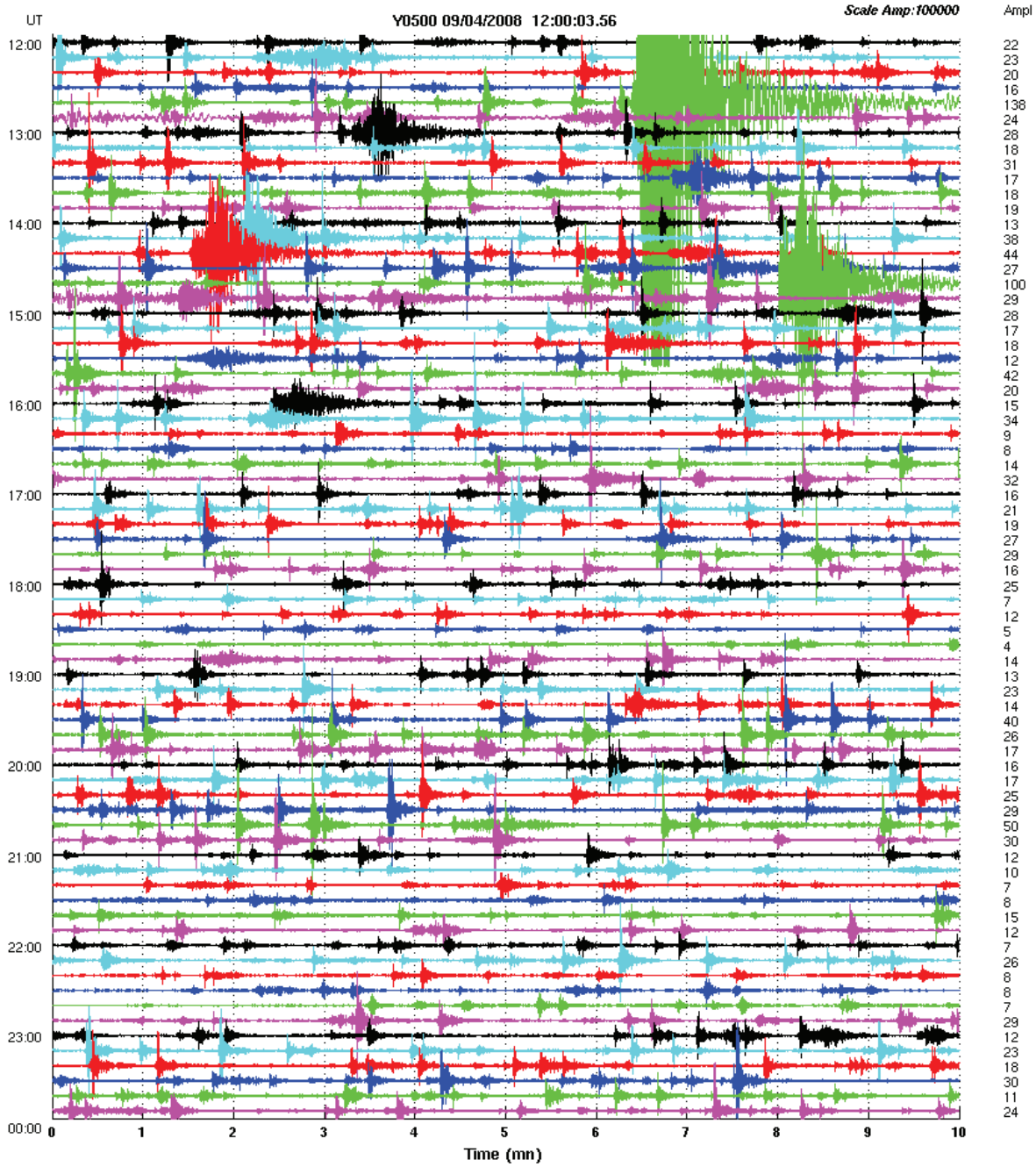


Fig. 3.8 : Enregistrement sismique de la journée du 9 Avril 2008, de 12h à 00h. Les amplitudes maximales, en unité arbitraire, ainsi que l'échelle des amplitudes sont indiquées à droite de la figure.

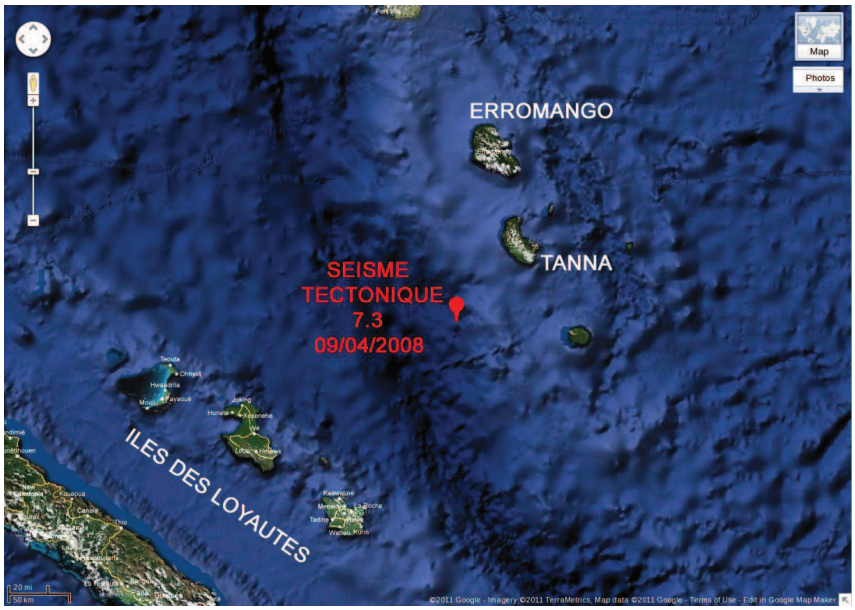


Fig. 3.9 : Carte su secteur sud de l'arc du Vanuatu sur laquelle est affichée l'épicentre du séisme tectonique de magnitude 7.3 du 9 Avril 2008 à 12h46', d'après les coordonnées fournies par l'USGS.

estimé l'hypocentre du séisme aux coordonnées (20,089°N ; 168,852°E), à une profondeur de 33 km, le plaçant ainsi à $\sim$ 75 km au sud-ouest de l'Ile de Tanna (Fig. 3.9). D'après l'USGS, une dizaine de secousses ont été enregistrées entre 11h13 et 16h02 GMT. Cette série de séismes apparaît très clairement sur les enregistrements présentés sur les figures 3.7 et 3.8, ceux-ci ayant une amplitude 2 à quasiment 10 fois (pour le séisme principal) supérieure aux événements majoritairement observés au Yasur.

La sismicité liée à l'activité du Yasur

Hormis les événements tectoniques que nous venons d'évoquer, ainsi que la série de répliques ayant fait suite au séisme principal, la sismicité enregistrée au Yasur est principalement locale et liée aux processus magmatiques qui se produisent au sein du volcan. Il existe aussi probablement des événements sismiques générés par la tectonique régionale de plus faible magnitude (< 5), mais ceux-ci sont masqués

par l'activité du Yasur. Ces événements pourraient être observés sur les stations les plus éloignées, comme Y12, mais cet aspect ne sera pas traité ici. Deux types de sismicité peuvent alors être distingués au Yasur :

1. La sismicité superficielle :

   La comparaison des enregistrements sismiques avec les observations visuelles (observations directes et vidéos) de l'activité volcanique du Yasur montre qu'une grande majorité des signaux transitoires sont liés aux explosions strombolienne observées en surface. La plupart de ces événements se présentent sous la forme d'une succession de deux phases distinctes (Fig. 3.10) : (1) une phase basse-fréquence et (2) une phase-haute-fréquence. La phase basse-fréquence est caractérisée par un maximum d'énergie concentré dans la bande de fréquence [1,5-7] Hz, avec un pic dominant entre 2 et 4 Hz. La phase haute-fréquence montre de l'énergie répartie entre 3 et 25 Hz. La figure 3 de l'article présenté dans le chapitre V montre que le début de la phase haute-fréquence se propage à une vitesse d'environ 340 m/s, indiquant qu'il s'agit de la phase acoustique transmise au sol. De part leur relation avec les explosions stromboliennes, ces événements seront nommés «explosions».

2. La sismicité "profonde" :

   Il existe dans les enregistrements sismiques des signaux qui ne sont pas associés à des manifestations de l'activité volcanique en surface. Ces événements sont basse-fréquence et caractérisés par des spectres dans la gamme 1 à 5 Hz, avec des fréquences dominantes comprises entre 2 et 3 Hz (Fig. 3.11). Il s'agit ici d'événements longue-période (LP).

La figure 3.12 reprend une heure de signal enregistrée le 9 Avril 2008 par la composante verticale du capteur 3-composantes de l'antenne Y05 et indiquée en grisé sur la figure 3.7. Deux événements longue-période et deux explosions ont été extraits et sont présentés par le biais de leurs sismogrammes normalisés, leurs spectrogrammes et leurs spectres normalisés. Les spectrogrammes mettent en évidence l'absence d'énergie au-delà de 5 Hz pour les événements LP, marquant l'absence de phase acoustique.

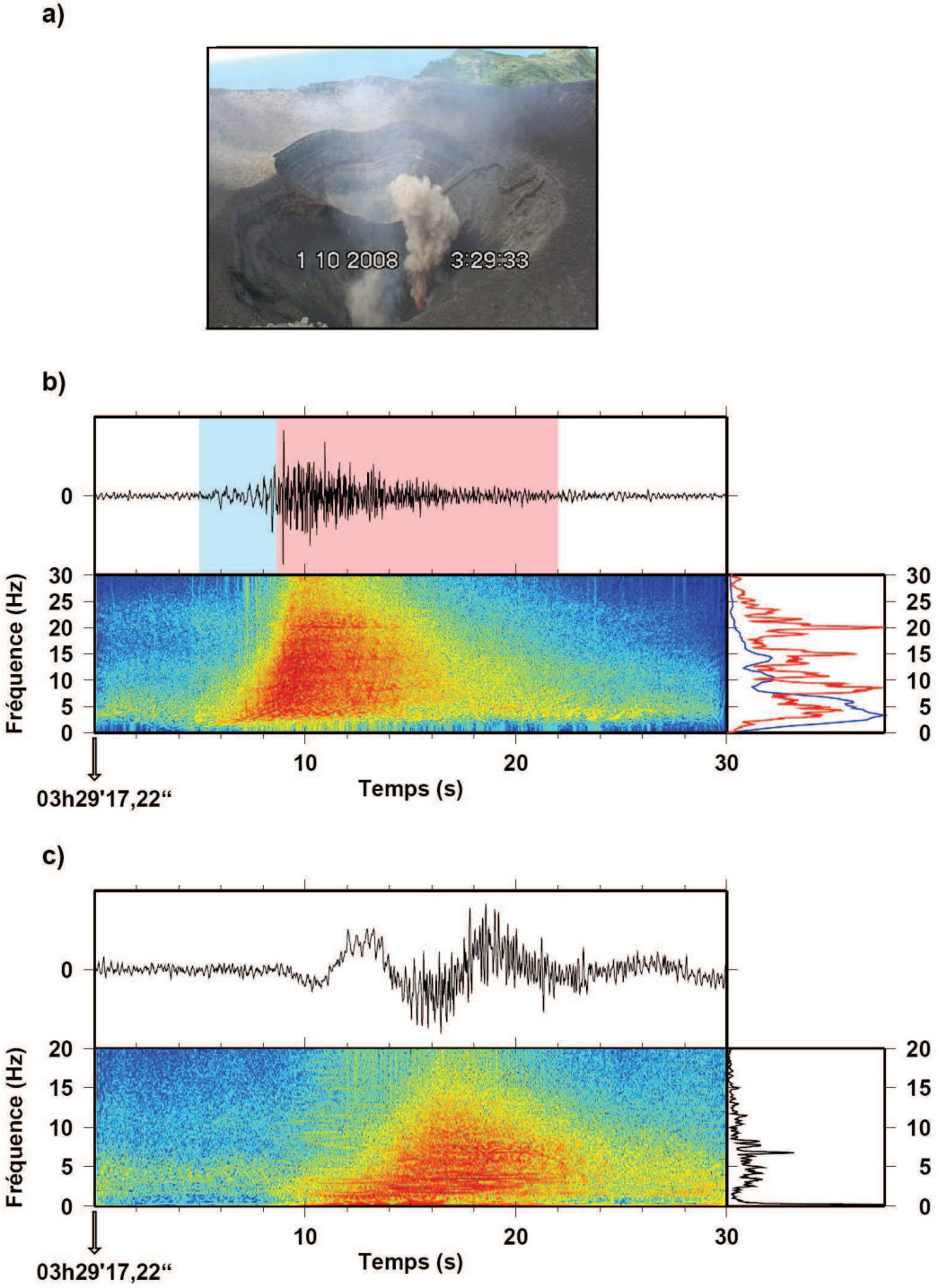


Fig. 3.10 : a) Image extraite d'une vidéo réalisée le 1er Octobre 2008 par Jean-Philippe Métaxian (ISTerre, IRD) ; b) Sismogramme normalisé, spectrogramme et spectres normalisés d'une explosion strombolienne enregistrée par la composante verticale du capteur central de l'antenne Y05. La phase basse-fréquence est indiquée en bleu et la phase haute-fréquence en rouge ; c) Sismogramme normalisé, spectrogramme et spectres normalisés de la même explosion enregistrée par la composante verticale de la station large-bande Y30 située à proximité de l'antenne Y05.

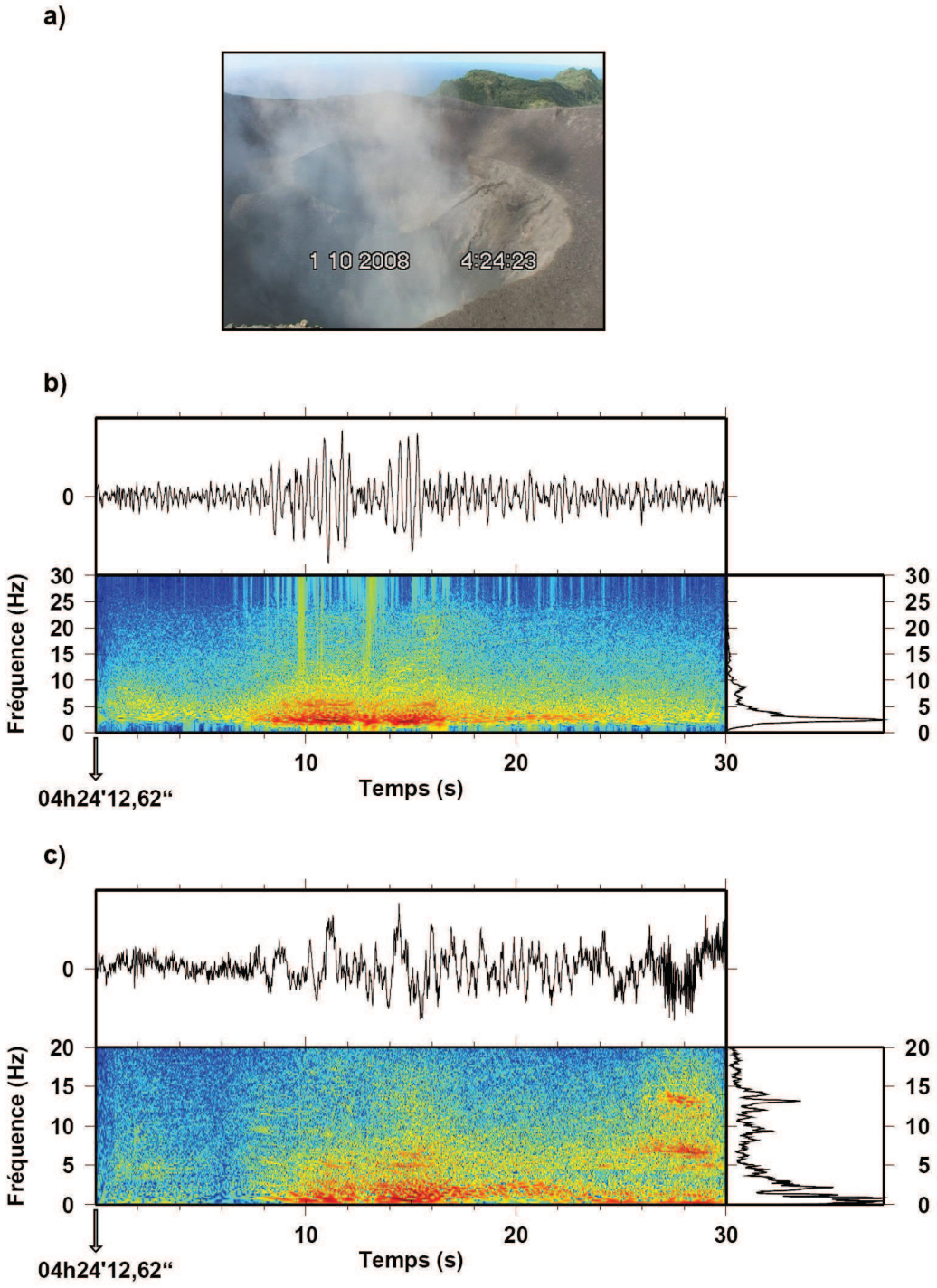


Fig. 3.11 : Idem que la Fig. 3.10 pour un événement LP enregistré par a) la composante verticale du sismomètre central de l'antenne Y07 et c) par la composante verticale de la station large-bande Y36.

Les explosions et les signaux LP présentent une autre distinction majeure. Les explosions sont clairement identifiables sur les enregistrements de l'antenne située au plus près du cratère, c'est-à-dire l'antenne Y05, et le début du signal peut être pointé avec plus ou moins de précision. Sur les antennes plus éloignées, les amplitudes des explosions sont fortement atténuées et il est souvent impossible de distinguer le début du signal (Fig. 3.13). Les événements LP apparaissent nettement sur plusieurs antennes quelque soit la distance et sont donc plus faciles à identifier et à pointer (Fig. 3.14).

2.2 Les familles d'événements

Battaglia et al. (2008) ont classé les signaux transitoires en familles d'événements similaires en sélectionnant des événements type et en utilisant une méthode d'intercorrélation [cf. Chapitre V]. Ce procédé leur a permis de distinguer plusieurs familles d'explosions, chacune caractérisée par une forme d'onde. Par contre, il semblerait que les signaux longue-période soient tous relativement similaires, et ont dont été regroupés dans une unique famille d'événements. Les figures 3.15, 3.16 et 3.17 montrent les formes d'onde des différentes familles d'explosions ainsi que la forme d'onde des événements LP. Les formes d'onde présentées correspondent à des traces moyennes calculées en sommant les traces dont la corrélation avec l'événement type est supérieure à 0,90. Les spectres normalisés associés à chacune des formes d'onde sont également affichés, mettant en évidence la répartition de l'énergie des événements. La figure 3.18 représente le nombre d'événements par jour classés dans chaque famille d'explosions présentes avant et après le séisme tectonique de magnitude 7.3 du 9 Avril 2008. Les explosions sont rangées dans une même famille si la corrélation avec l'événement type est supérieure à 0,70. Le nombre d'explosions inclues dans chaque famille est indiqué sur les figures 3.15 et 3.16. Cette classification met en évidence la présence de familles d'événements très importantes qui parfois coexistent – familles B02 et B05 entre les jours 50 et 100 (jours julien) - et parfois se succèdent - familles P01, P02 et P05 à partir du jour 100. Ces familles principales coexistent avec des familles comprenant moins d'événements similaires. La figure 3.17 représente la famille regroupant les événements longue-période. Le nombre de signaux LP par jour

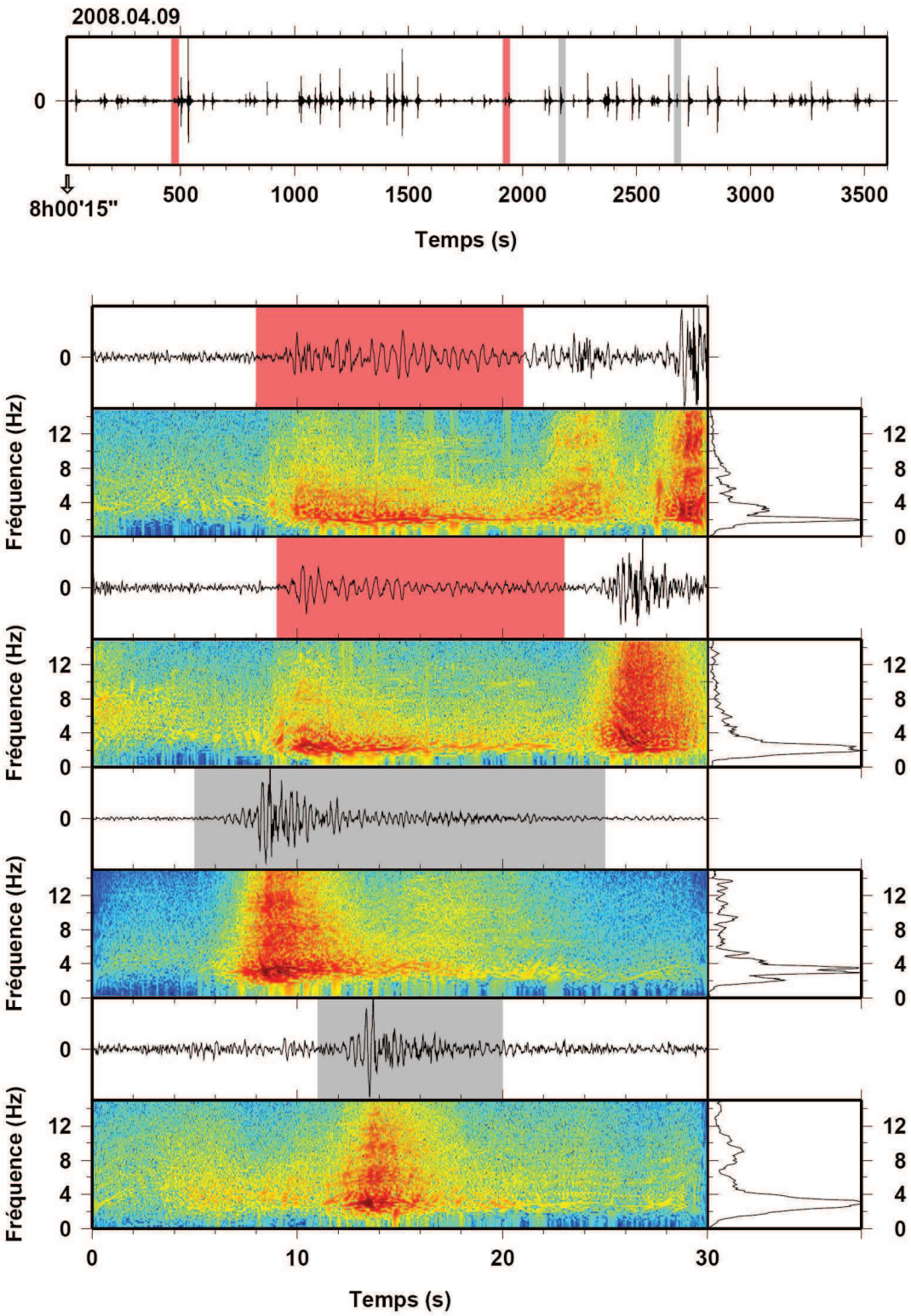


Fig. 3.12 : Extrait de la sismicité du 9 Avril 2008, indiqué en grisée sur la Fig. 3.7). Les sismogrammes, spectrogrammes et spectres normalisés de deux événements longue-période (indiqués en rouge), et de deux explosions (indiquées en gris) sont présentés.

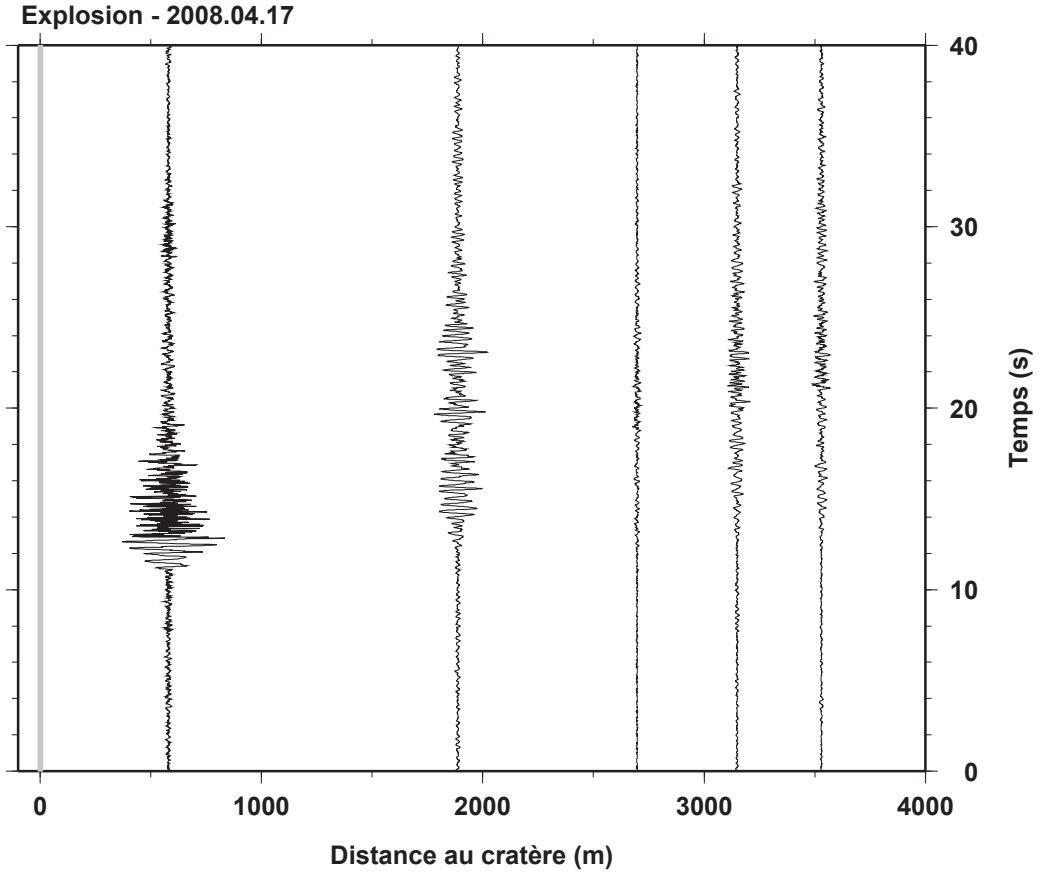


Fig. 3.13 : Sismogramme d'une explosion du 17 Avril 2008, enregistrée par la composante verticale du sismomètre central déployé sur les antennes Y05, Y07, Y03, Y04 et Y06, respectivement de la plus proche à la plus éloignée du cratère. L'amplitude des signaux, donnée en unité arbitraire, est représentée avec la même échelle pour l'ensemble des traces sismiques.

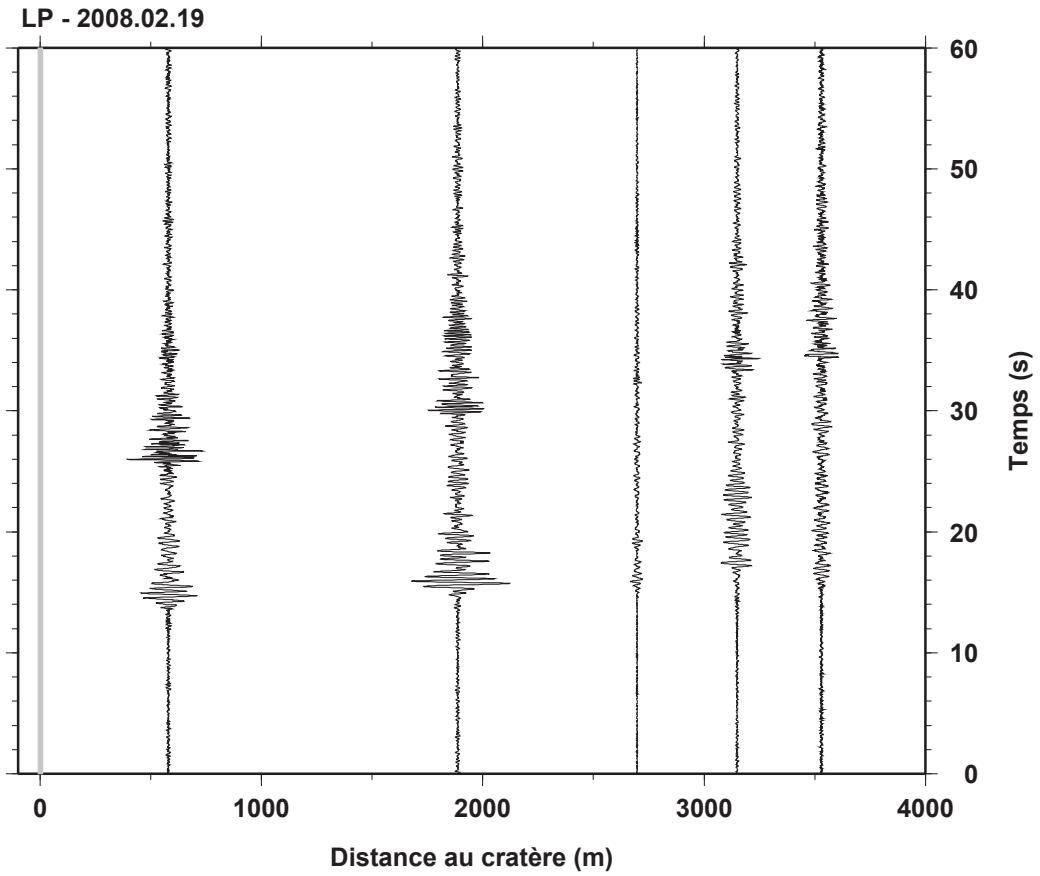


Fig. 3.14 : Idem que la Fig. 3.13 pour un événement LP.

durant l'année 2008 montre une activité variable avec des phases de forte activité longue-période (entre les jours 80 et 100) et des phases de faible activité (jours 110 à 130) à une activité modérée (après le jour 130). Battaglia et al. (2008, 2009) ont détecté, par le biais de cette classification, que le séisme tectonique avait eu une incidence sur la sismicité du Yasur et en particulier sur l'activité explosive. En effet, les familles d'explosions identifiées avant le séisme disparaissent quelques jours après celui-ci. Et alors que ces familles disparaissent, de nouvelles apparaissent après la secousse principale (Fig. 3.18).

2.3 La relation LP - Explosion

L'analyse temporelle de la sismicité met en avant une relation existant entre les événements LP et les explosions. En effet, on remarque que certains événements LP se produisent 10 à 20 secondes avant une explosion (Figure 4, Chapitre V). La relation événements LP - Explosions sera développée plus en détail dans le chapitre V.

3 Conclusions

L'expérience sismologique menée au Yasur de Janvier 2008 à Février 2009 a permis l'obtention d'un jeu de données de qualité, regroupant les enregistrements de 12 antennes sismiques et de 10 stations large-bande. Ce jeu de données comprend des dizaines de milliers de signaux liés à l'activité volcanique du Yasur et distingués comme étant majoritairement des explosions et des signaux longue-période. Il comprend également quelques signaux d'intensité plus importante correspondant à des séismes tectoniques liés à la zone de subduction au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Les signaux sismo-volcaniques ont été classés en familles d'événements similaires qui apparaissent sur des périodes de temps variables (de quelques semaines à quelques mois). Ces familles attestent de la reproductibilité des processus magmatiques qui se manifestent au sein du volcan. Une partie de la sismicité présentée dans ce chapitre a été analysée afin d'identifier et de comprendre ces processus à l'origine de l'activité explosive du Yasur.

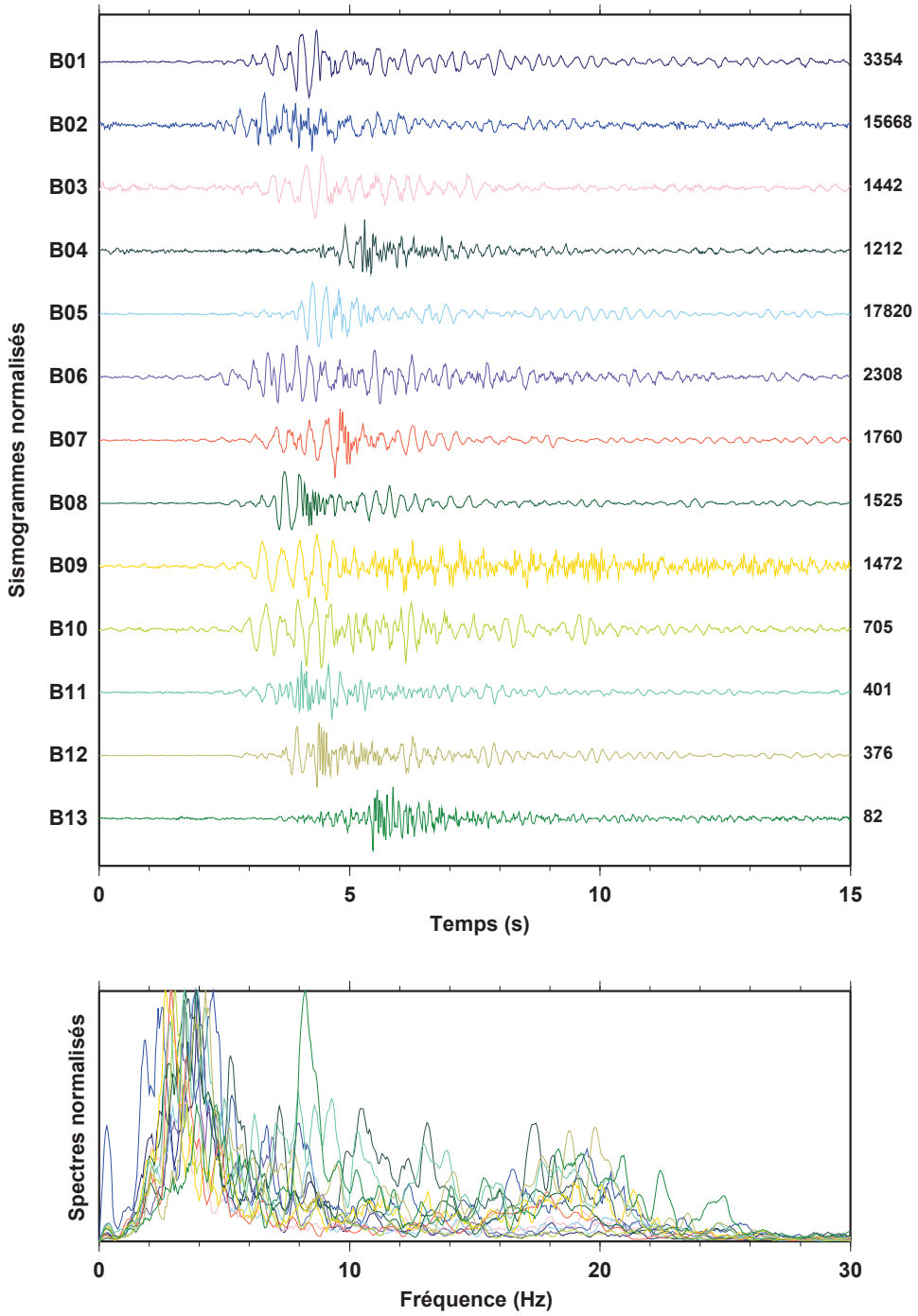


Fig. 3.15 : Formes d'onde moyennes, correspondant à la somme de formes d'onde dont la corrélation avec l'événement type est supérieure à 0,90, et caractérisant chacune des familles d'explosions détectées avant le séisme tectonique du 9 Avril 2008 (Fig. 3.18). Les spectres associés à chacune de ces formes d'onde sont également affichés. Le nombre total d'explosions inclues dans chaque famille est indiqué à droite des formes d'onde.

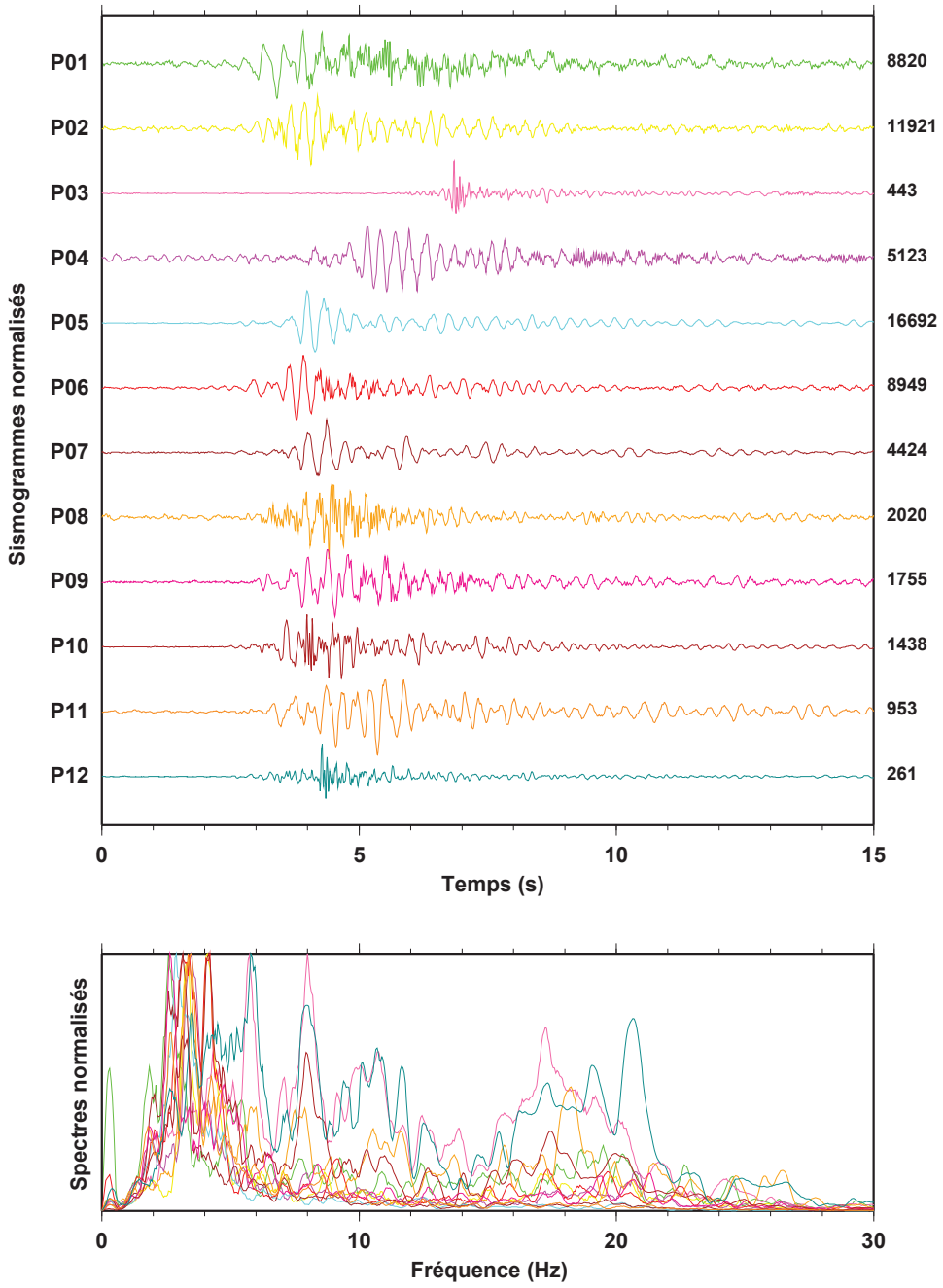


Fig. 3.16 : Idem que la Fig. 3.15 pour les familles d'explosions détectées après le séisme tectonique du 9 Avril 2008.

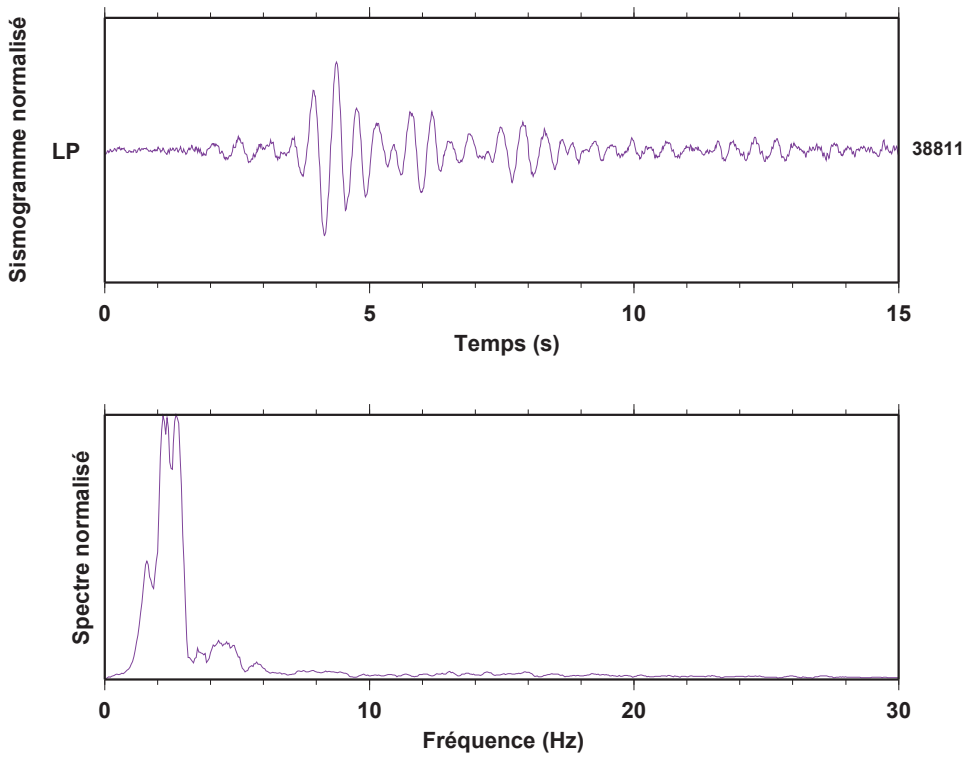


Fig. 3.17 : Idem que la Fig. 3.15 pour la famille des événements longue-période.

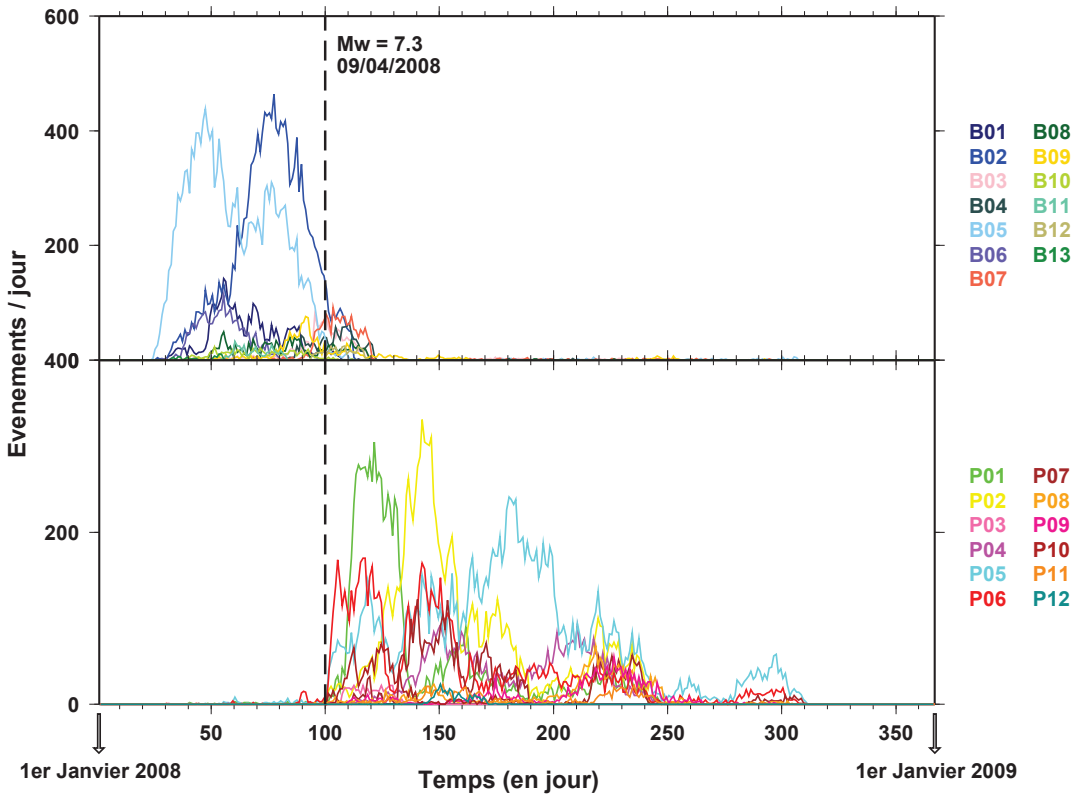


Fig. 3.18 : Evolution temporelle des familles d'explosions de Janvier à Octobre 2008. Le nombre d'événements ne comprend que les signaux dont la corrélation avec l'événement type est supérieure à 0,70. Les pointillés indiquent le séisme tectonique du 9 Avril 2008.

CHAPITRE IV
Etude de la structure superficielle du Yasur

1 Introduction

Le complexe volcanique actif de l'Ile de Tanna s'est édifié au cours de nombreuses phases de construction et de destruction d'édifices volcaniques. L'événement majeur le plus récent est l'effondrement de la caldeira de Siwi qui a été suivi d'un important soulèvement à l'origine du bloc résurgent du Yenkahe [cf. Chapitre II]. Les nombreuses études réalisées sur les séries stratigraphiques présentes à l'est de l'île (Carney et MacFarlane, 1979 ; Robin et al., 1994 ; Allen, 2005) ont permis d'identifier d'autres événements majeurs plus anciens ayant affecté de façon directe ou indirecte le sud-est de l'île. L'un des plus importants, caractérisé par un grand volume de dépôts ignimbritiques, s'est produit au large du littoral est de l'île de Tanna. Robin et al. (1994) ont supposé qu'un effondrement de type caldeira ou qu'un élargissement du conduit volcanique était à l'origine de la disparition d'un ancien centre volcanique. La caldeira de Siwi, dans laquelle s'est édifié le cône du Yasur, a donc été le témoin de nombreuses transformations géomorphologiques liées à l'activité volcanique intense de l'arc [cf. Chapitre II], ce qui a rendu sa structure très complexe et ce sur de nombreux aspects. En effet hormis les discontinuités lithologiques et structurales (fracturation) liées aus éruptions majeures, les études géophysiques menées récemment ont mis en évidence des circulations de fluides (aquifère et système hydrothermal) au sein de la caldeira de Siwi (Lardy et Tabbagh, 1999 ; Chaput et al., 2009) [cf. Chapitre II].

La connaissance de la structure volcanique, et en particulier de la structure superficielle, est cruciale pour comprendre les processus géologiques, géochimiques et géophysiques qui se produisent au sein de l'édifice. Dans le chapitre I nous avons vu que les études des structures volcaniques sont basées sur des études de géologie

stratigraphique et structurale ainsi que sur l'étude des systèmes hydrothermaux permettant de repérer les principaux accidents tectoniques, les zones de fracturation ainsi que les séries stratigraphiques pouvant être à l'origine des zones d'instabilité (Chevallier et Bachèlery, 1981 ; Finizola et al., 2006 ; Merle et al., 2010). Elles se basent également sur la détermination du modèle de vitesse des ondes sismiques, ce qui permet l'amélioration des localisations des sources en réduisant les incertitudes sur le trajet des ondes dans la structure.

Dans ce chapitre, nous proposons une étude de la structure superficielle du complexe volcanique actif au sud-est de l'Ile de Tanna. Celle-ci est basée sur l'analyse du bruit enregistré par sept antennes sismiques qui permettent de mettre en évidence les discontinuités majeures ainsi que les anomalies de vitesse. Nous détaillerons d'abord le principe des deux techniques d'antennes retenues pour l'étude du modèle de vitesse, les méthodes SPAC et f-k. Nous décrirons par la suite les logiciels utilisés permettant d'obtenir les courbes de dispersion, Geopsy, ainsi que les modèles de vitesse en chacun des sites, Dinver. La procédure de calcul du modèle sera présenté pour l'un des sept sites sélectionnés, Y07. L'ensemble des résultats obtenus pour le complexe volcanique sera présenté par la biais d'un article ayant fait l'objet d'une soumission dans le "Journal of Volcanology and Geothermal Research" (JVGR).

2 Les méthodes SPAC et f-k

2.1 La méthode SPAC

La méthode SPAC est basée sur la relation existante entre le spectre dans le domaine temporel et le spectre dans l'espace, en considérant la propagation d'un champ d'ondes stationnaire dans les deux domaines. Aki (1957) définit, pour la composante verticale, la fonction d'autocorrélation spatiale entre deux récepteurs séparés d'une distance r :

$$\phi(r,\varphi) =< u(x,y,t) \cdot u(x + rcos\varphi, y + rsin\varphi, t) > \tag{31}$$

avec <> la moyenne sur le temps.

La moyenne azimuthale de la fonction d'autocorrélation spatiale est donnée par l'expression :

$$\overline{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \phi(r, \varphi) d\varphi \tag{32}$$

En considérant une onde présentant un seul mode, avec une vitesse de phase par fréquence c(ω), Aki (1957) démontra que la moyenne de la fonction d'autocorrélation $\overline{\phi}(r)$ est reliée au spectre de puissance temporel Φ par :

$$\overline{\phi}(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \Phi(\omega) J_0 \left(\frac{\omega}{c(\omega)} r \right) d\omega \tag{33}$$

avec J_0 la fonction de Bessel d'ordre 0.

Si les signaux sont filtrés dans une étroite bande de fréquence centrée autour de ω_0, le spectre de puissance Φ peut être exprimé en fonction de la densité spectrale de puissance à la fréquence ω_0, P(ω_0), et d'une fonction de Dirac $\delta(\omega)$:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0) \delta(\omega - \omega_0) \tag{34}$$

avec $\omega > 0$

La moyenne de la fonction d'autocorrélation devient alors :

$$\overline{\phi}(r) = P(\omega_0) J_0 \left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \right) \tag{35}$$

Le coefficient de corrélation peut être défini par :

$$\rho(r, \varphi, \omega_0) = \left(\frac{\phi(r, \varphi, \omega_0)}{\phi(0, \varphi, \omega_0)} \right) \tag{36}$$

Le coefficient de corrélation est calculé pour chaque paire de capteurs. Pour une distance r donnée, Aki (1957) démontra que la moyenne azimuthale des coefficients de corrélation $\rho(r, \varphi, \omega_0)$ peut être exprimé par :

$$\overline{\rho}(r, \omega_0) = J_0 \left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r \right) \tag{37}$$

Les coefficients de corrélation étant connu pour chaque distance r et pour différentes fréquences ω, la vitesse de phase des ondes c(ω) peut être estimée, ce qui revient à déterminer la courbe de dispersion.

Pour les composantes radiale et azimuthale, les fonctions d'autocorrélation spatiale sont définies par les expressions :

$$\phi_r(r,\varphi) =< u_r(x,y,t) \cdot u_r(x + rcos\varphi, y + rsin\varphi, t) > \tag{38}$$

$$\phi_\varphi(r,\varphi) =< u_\varphi(x,y,t) \cdot u_\varphi(x + rcos\varphi, y + rsin\varphi, t) > \tag{39}$$

et leurs moyennes azimuthales par :

$$\overline{\phi_r}(r) = \frac{1}{\pi}\int_0^\pi \phi_r(r,\varphi)d\varphi \tag{40}$$

$$\overline{\phi_\varphi}(r) = \frac{1}{\pi}\int_0^\pi \phi_\varphi(r,\varphi)d\varphi \tag{41}$$

En considérant une onde polarisée parallèlement à la direction de propagation du champ d'onde (ondes P, SV et Rayleigh), les moyennes azimuthales des fonctions d'autocorrélation peuvent être exprimées par :

$$\overline{\phi_r}(r,\omega_0) = \frac{1}{2}P(\omega_0)\left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) - J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)\right] \tag{42}$$

$$\overline{\phi_\varphi}(r,\omega_0) = \frac{1}{2}P(\omega_0)\left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) + J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)\right] \tag{43}$$

Si l'onde est polarisée perpendiculairement à la direction de propagation, les moyennes azimuthales sont exprimées par :

$$\overline{\phi_r}(r,\omega_0) = \frac{1}{2}P(\omega_0)\left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) + J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)\right] \tag{44}$$

$$\overline{\phi_\varphi}(r,\omega_0) = \frac{1}{2}P(\omega_0)\left[J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right) - J_2\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)\right] \tag{45}$$

Dans le cadre d'une étude sur le bruit ambient dans la région de Grenoble, Bettig et al. (2001) ont modifié la formulation originale donnée par Aki (1957) pour l'adapter à des réseaux de capteurs de forme irrégulière. Les antennes déployées autour du Yasur étant majoritairement composé de capteurs verticaux courte-période, la courbe de dispersion peut être estimée suivant la procédure décrite pour la composante verticale (Equation 7). Cependant la forme des antennes n'étant pas circulaire, la procédure utilisée s'appuient sur les modifications de Bettig et al. (2001). Dans le cas de la composante verticale, le calcul de la moyenne des coefficients d'autocorrélation spatiale s'effectue sur des anneaux (r_1 ;r_2) dans le plan (r,φ) :

$$\overline{\rho_{r_1,r_2}}(\omega_0) = \frac{2}{r_2^2 - r_1^2}\int_{r_1}^{r_2} rJ_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}r\right)dr \tag{46}$$

La moyenne azimuthale des coefficients de corrélation peut alors être calculée pour chaque bande de fréquence et chaque gamme de distances en utilisant l'équation (46).

2.2 La méthode f-k

La méthode f-k (Lacoss et al., 1969 ; Kvaerna et Ringdahl, 1986) se base sur l'hypothèse d'un champ d'ondes planes qui se propagent horizontalement à travers le réseau. Si l'on considère une onde avec une fréquence f, une direction de propagation et une vitesse c, le signal enregistré à chaque capteur n composant l'antenne est défini par :

$$x(\mathbf{r}_n, t) = s(t + \tau_n) + \eta(\mathbf{r}_n, t) \tag{47}$$

avec τ_n le décalage temporel entre chaque capteur, $\mathbf{r}_n$ le vecteur comprenant la position des N capteurs de l'antenne. $s(t+\tau_n)$ représente le signal cohérent et $\eta(\mathbf{r}_n, t)$ le "non-signal" du champ d'ondes.

La transformée de Fourier est ensuite calculée pour chaque signal :

$$X(\mathbf{r}_n, \omega) = S(\omega)e^{i(\omega\tau_n)} + \eta(\mathbf{r}_n, \omega) \tag{48}$$

avec $\omega = 2\pi f$ la pulsation.

La réponse du réseau à une onde plane incidente est calculée en sommant les signaux décalés selon les décalages temporels et son expression dans le domaine fréquentiel est donnée par :

$$Y(\omega) = \sum_{n=1}^{N} W_n(\omega)X(\mathbf{r}_n, \omega)e^{-i(\omega\tau_n)} \tag{49}$$

où $W_n(\omega)$ représente un terme de pondération. Si l'onde est présente et se propage dans une direction à vitesse à une vitesse donnée, la somme des signaux est constructive et la réponse du réseau est élevée. A l'inverse, si l'onde n'est pas présente, les signaux se somment de façon incohérente et la réponse du réseau est faible. En utilisant les équations (48) et (49), et en considérant que $\omega\tau_n = \mathbf{k}_j\mathbf{r}_n$ dans le cas d'une onde plane (avec $\mathbf{k}_j$ le vecteur nombre d'onde de l'onde plane), la réponse du réseau devient :

$$Y(\mathbf{k}, \omega) = \sum_{n=1}^{N} W_n S_n(\omega)e^{-i(\mathbf{k}_j - \mathbf{k})} + \sum_{n=1}^{N} \eta(\mathbf{r}_n, \omega)e^{-i\mathbf{k}\mathbf{r}_n} \tag{50}$$

Les paramètres de propagation du champ d'ondes (direction et vitesse) sont obtenus en maximisant la réponse du réseau $Y(\mathbf{k}, \omega)$ dans le plan fréquence - nombre d'onde, c'est-à-dire en décomposant le domaine nombre d'onde en grille et en considérant une grille par fréquence. Pour chaque vecteur nombre d'onde $\mathbf{k}_n = (k_x, k_y)_n$ déterminé par un maximum local, la direction θ_n et la vitesse apparente $C_n(\omega)$ estimés par :

$$\theta_n = arctan\left(\frac{k_{x_n}}{k_{y_n}}\right) \tag{51}$$

$$C_n(\omega) = \frac{\omega}{|\mathbf{k}_n|} \tag{52}$$

Dans la méthode f-k conventionnelle, les poids affectés à la réponse du réseau sont pris égaux à 1 donc $W_n(\omega) = 1$. Capon (1969) apporta quelques améliorations en modifiant les facteurs de pondération. Ces derniers sont calculés pour minimiser la réponse du réseau lorsque le nombre d'onde diffère du nombre d'onde considéré. Ces facteurs dépendent de la fréquence et de la position des capteurs. La méthode f-k haute résolution permet théoriquement une meillleure distinction de deux ondes se propageant avec des nombres d'onde plus proches que ne le fait la méthode f-k conventionnelle.

3 GEOPSY : estimation des modèles de vitesse

3.1 Le projet GEOPSY

L'élaboration du logiciel *Geopsy* s'inscrit dans le cadre d'un projet du même nom, visant à développer des outils pour les applications géophysiques et sismologiques. Lancé durant le projet de recherche européen SESAME (Site EffectS using AMbient Excitations), le projet Geopsy a été mené à bien grâce à la collaboration de deux universités, l'Université joseph Fourier (Grenoble, France) et l'Universität Potsdam (Potsdam, Allemagne), et régulièrement mis à jour par Marc Wathelet (IRD-ISTerre, Grenoble, France).

Le logiciel est distribué sous le nom *Sesarray* (www.geopsy.org) mettant à disposition deux applications principales : *Geopsy* et *Dinver*. L'application *Geopsy* regroupe de nombreux outils permettant l'analyse du signal sismique tels que l'analyse temps-fréquence, l'estimation du mouvement des particules, la réduction de bruit, l'estimation des rapports H/V, ainsi que la détermination des courbes de dispersion par le biais des méthodes SPAC et f-k conventionnelle et haute résolution. L'application *Dinver* a été développée dans le but d'apporter un outil efficace pour l'inversion des courbes de dispersion et donc pour l'estimation des modèles de vitesse des ondes P et S dans le milieu considéré.

3.2 Geopsy : application des méthodes SPAC et f-k

Nous avons vu dans la section 2 de ce chapitre que les techniques SPAC et f-k sont toutes deux basées sur l'analyse du bruit sismique ambiant. Leur utilisation permet d'obtenir une estimation de la vitesse de phase des ondes de surface dans le milieu pour différentes bandes de fréquence, ce qui revient à déterminer les courbes de dispersion. Afin de permettre l'extraction du bruit sismique, Geopsy intègre un algorithme STA/LTA dans les modules SPAC et f-k. Celui-ci permet de détecter puis d'éliminer les événements transitoires pour ne conserver que les portions de signal dont l'amplitude est quasi-stationnaire. Quatre paramètres sont à spécifier dans l'algorithme :

1. La longueur, en secondes, de la fenêtre STA.
2. La longueur, en secondes, de la fenêtre LTA.
3. La valeur seuil inférieure du rapport STA/LTA.
4. La valeur seuil supérieure du rapport STA/LTA.

La valeur supérieure du rapport STA/LTA fixe le seuil à partir duquel les pulses d'énergie sont détectés, marquant ainsi le début du signal transitoire à éliminer. La valeur inférieure permet, quant à elle, de définir la fin du signal transitoire à éliminer. L'extraction du bruit sismique a été réalisée sur 2h d'enregistrement de l'activité du Yasur en utilisant des valeurs STA et LTA fixées à 1 et 30 s. Les heures d'enregistrement ont été sélectionnées parmi les jours durant lesquels l'activité explosive du Yasur était modérée, permettant l'enregistrement de suffisamment de bruit entre deux explosions. Les valeurs seuil inférieures ont été fixées à 0,30 et les valeurs seuil supérieures à 3,00 et 3,50. Les figures 4.1 et 4.2 montrent 2 heures d'enregistrements observés sur les sept sites sélectionnés autour de l'édifice du Yasur, sur lesquelles sont affichés les fenêtres de signal conservées après utilisation de l'algorithme STA/LTA. La taille des fenêtres temporelles sur lesquelles vont être estimées les moyennes des coefficients d'autocorrélation est fonction de la fréquence ω_0. En effet, pour une fréquence de 1 Hz, Geopsy génère par le biais de l'algorithme STA/LTA des fenêtres de 60 s sur lesquelles le signal est stationnaire. Pour ue fréquence de 10 Hz, les fenêtres sélectionnées ont une taille de 6 s. Les paragraphes à venir seront consacrés à la pré-

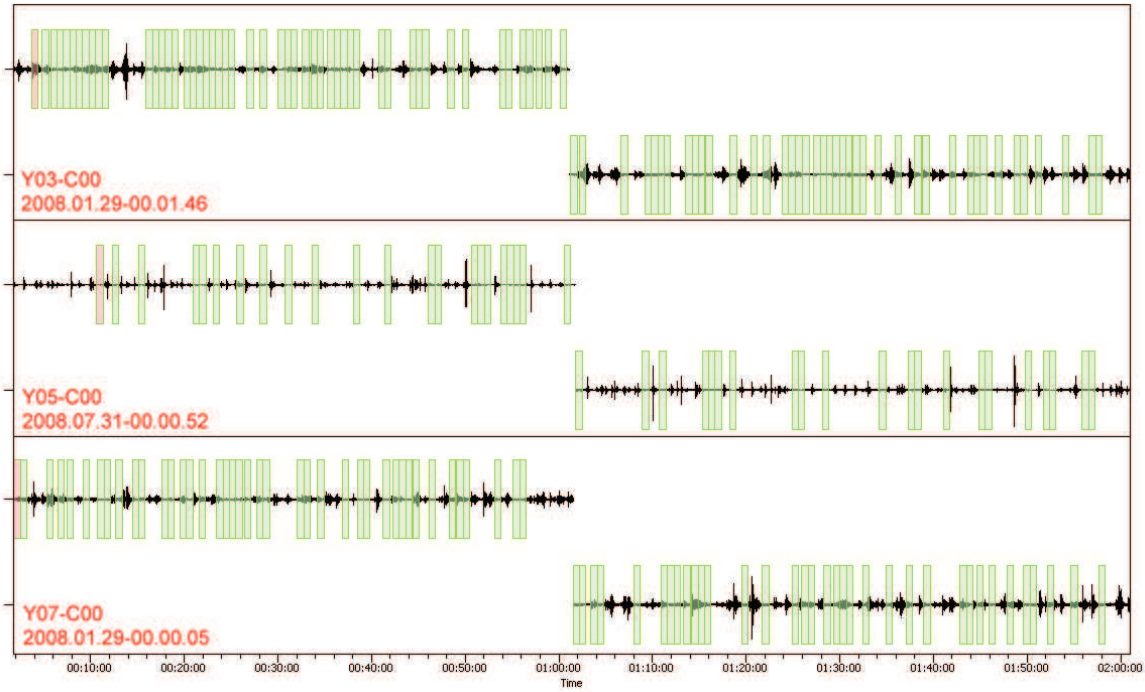


Fig. 4.1 : Fenêtres de signal sélectionnées (en vert) sur 2h d'enregistrement observé sur le capteur n°0 des antennes Y03, Y05 et Y07 (Fig. 3.1) et utilisées pour l'application des méthodes SPAC et f-k. Les fenêtres ont été sélectionnées en utilisant l'algorithme STA/LTA avec des valeurs seuil pour le rapport STA/LTA de 0,30 et 3,50. Les fenêtres présentées ici ont été générées à une fréquence de 1,22 Hz et ont une taille de 49 s.

sentation du processus de calcul des modèles de vitesse 1-D des ondes P et S à partir des fenêtres de signal sélectionnées pour l'antenne Y07 (Fig. 4.3), en commençant par l'estimation des courbes d'autocorrélation, dans le cas de la méthode SPAC, et des courbes de dispersion, dans le cas de la méthode f-k.

Estimation des courbes d'autocorrélation avec la méthode SPAC

L'utilisation de l'outil SPAC nécessite la définition de paramètres de calcul tels que la bande de fréquence désirée ainsi que les gammes de distance. Les gammes de distance sont définies sous forme d'anneaux délimités par les rayons r_1 et r_2 (Equation 46), chacun comprenant un à plusieurs couples de capteurs (Fig. 4.4). Geopsy calcule alors pour chaque anneau et chaque bande de fréquence centrée en ω_0 le coefficient d'autocorrélation spatiale moyen (Equation 46) à partir des fenêtres de bruit stationnaire sélectionnées avec l'algorithme STA/LTA. Pour la gamme de fréquence choisie (0-15 Hz), Geopsy estime donc une courbe d'autocorrélation par

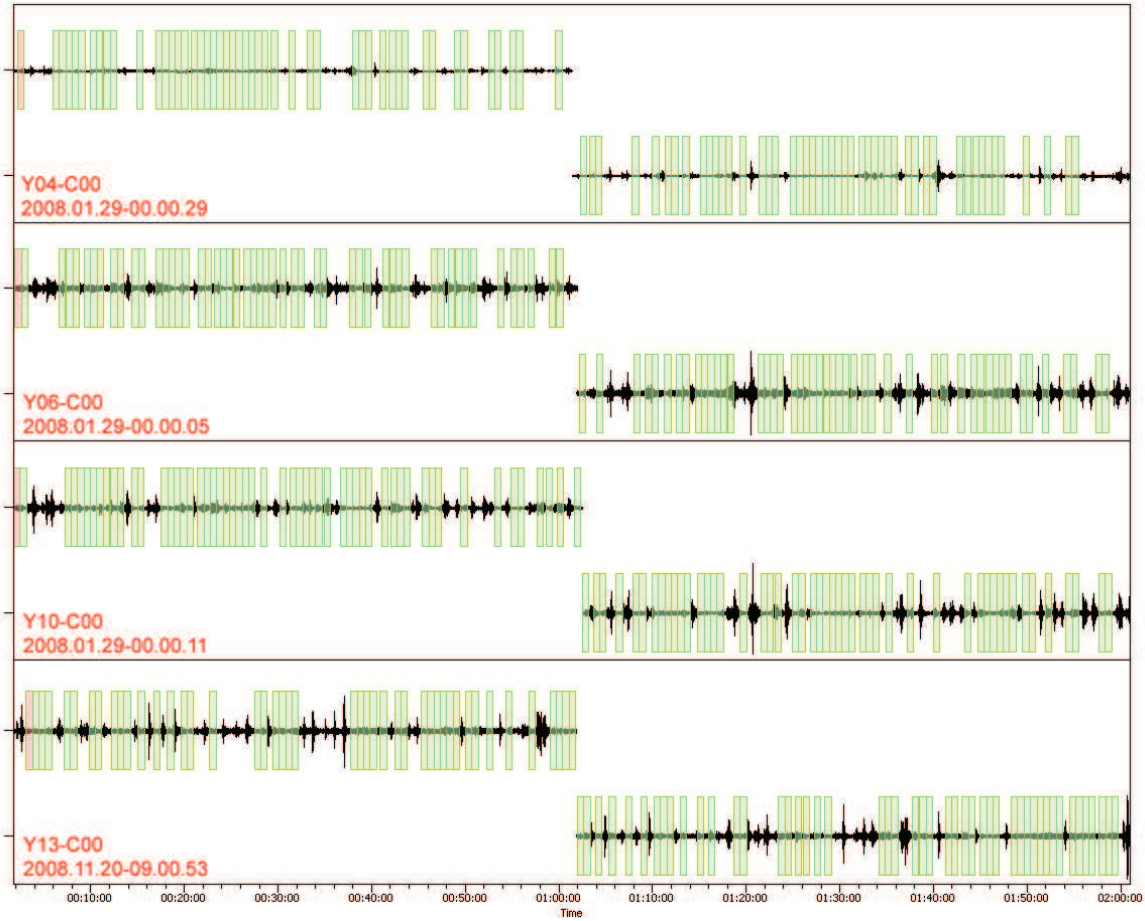


Fig. 4.2 : Fenêtres de signal sélectionnées (en vert) sur 2h d'enregistrement observé sur le capteur n°0 des antennes Y04, Y06, Y10 et Y13 (Fig. 3.1) et utilisées pour l'application des méthodes SPAC et f-k. Les fenêtres ont été sélectionnées en utilisant l'algorithme STA/LTA avec des valeurs seuil pour le rapport STA/LTA de 0,30 et 3,00. Les fenêtres présentées ici ont été générées à une fréquence de 1,22 Hz et ont une taille de 49 s.

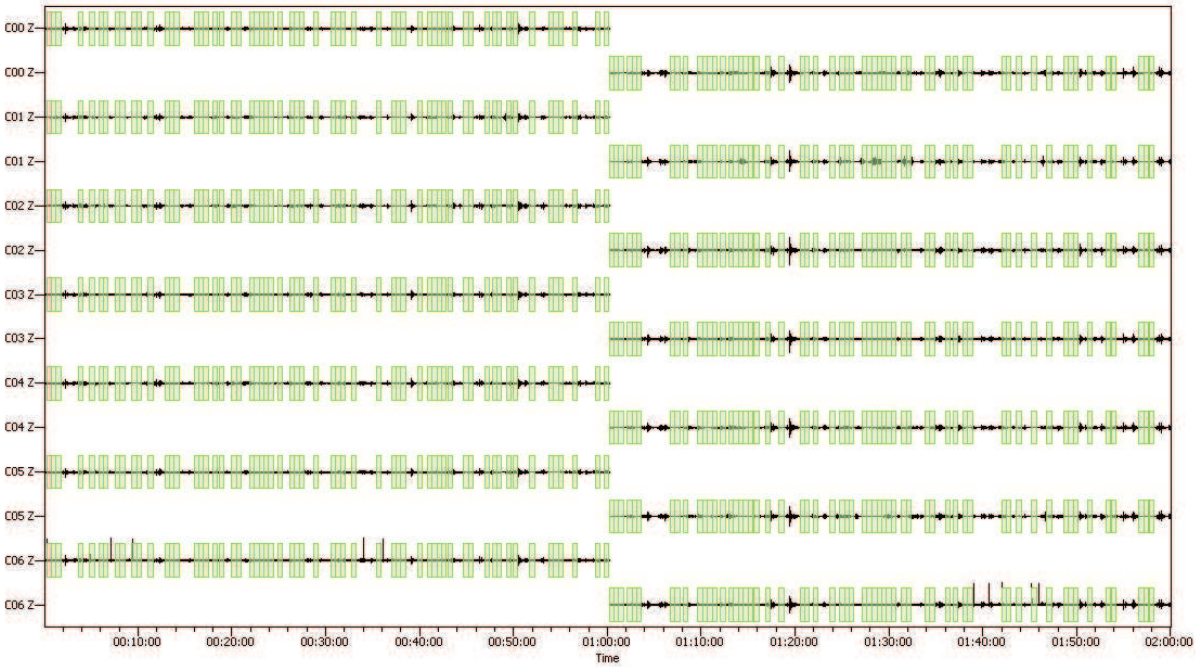


Fig. 4.3 : Fenêtres de signal sélectionnées (en vert) sur 2h d'enregistrement observé sur l'ensemble des capteurs composant l'antenne Y07, pour des valeurs seuil de 0,30 et 3,50 et utilisées pour l'estimation des courbes d'autocorrélation et de dispersion par le biais des méthodes SPAC et f-k. Les fenêtres présentées ici ont été générées à une fréquence de 1,22 Hz et ont une taille de 49 s.

anneau composée par l'ensemble des coefficients d'autocorrélation moyens. Le figure 4.5 illustre les cinq courbes d'autocorrélation déterminées pour les cinq anneaux définis pour l'antenne Y07. Les courbes s'apparentent à des fonctions de Bessel d'ordre 0. En résolvant l'équation (46), il est possible de déterminer la vitesse des ondes de surface pour chaque fréquence, et plus particulièrement la vitesse de phase des ondes de Rayleigh dans le cas du Yasur puisque nous n'avons à disposition que des composantes verticales. Ce procédé revient alors à déterminer la courbe de dispersion (Fig. 2a de l'article présenté dans la section 4 de ce chapitre).

Estimation des courbes de dispersion avec la méthode f-k haute résolution

L'utilisation du module f-k haute résolution disponible dans *Geopsy* ne nécessite aucun paramétrage particulier hormis la définition de la bande de fréquence dans laquelle on souhaite estimer la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh (Fig. 2b de l'article, section 4 de ce chapitre). La figure 4.6 montre la courbe de dispersion obtenue à partir des données enregistrées à l'antenne Y07.

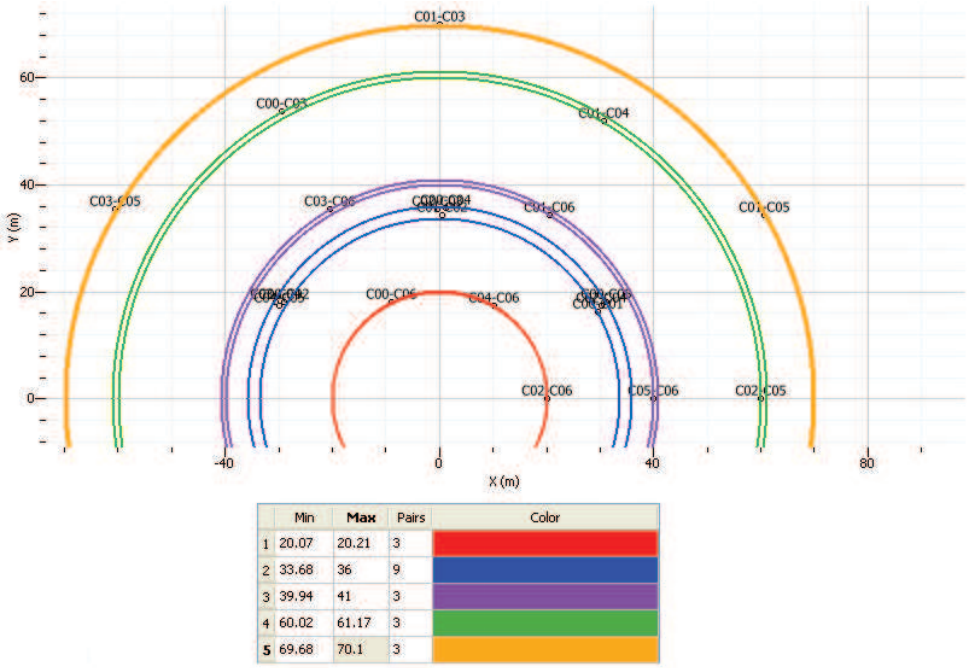


Fig. 4.4 : Gammes de distances définies pour l'application de la méthode SPAC sur les données de l'antenne Y07. Chaque gamme de distance est représentée par un demi-anneau dont les limites minimales et maximales sont données en mètres dans le tableau. L'ensemble des couples de capteurs est réparti dans les cinq demi-anneaux. Une courbe d'autocorrélation est calculée pour chacune des gamme de distance (Fig. 4.5).

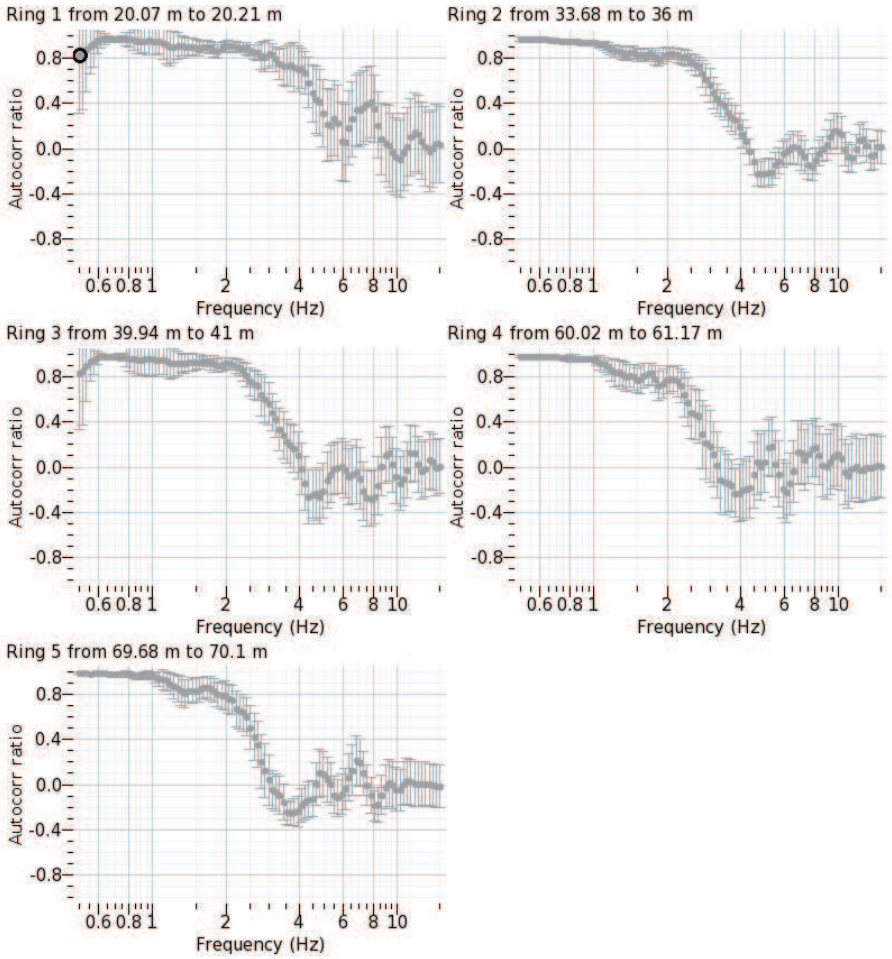


Fig. 4.5 : Courbes d'autocorrélation obtenues en utilisant la méthode SPAC sur les données de bruit sismique enregistré par l'antenne Y07. Chaque courbe représente la moyenne azimuthale des rapports d'autocorrélation en fonction de la fréquence, estimée pour une gamme de distance (Fig. 4.4).

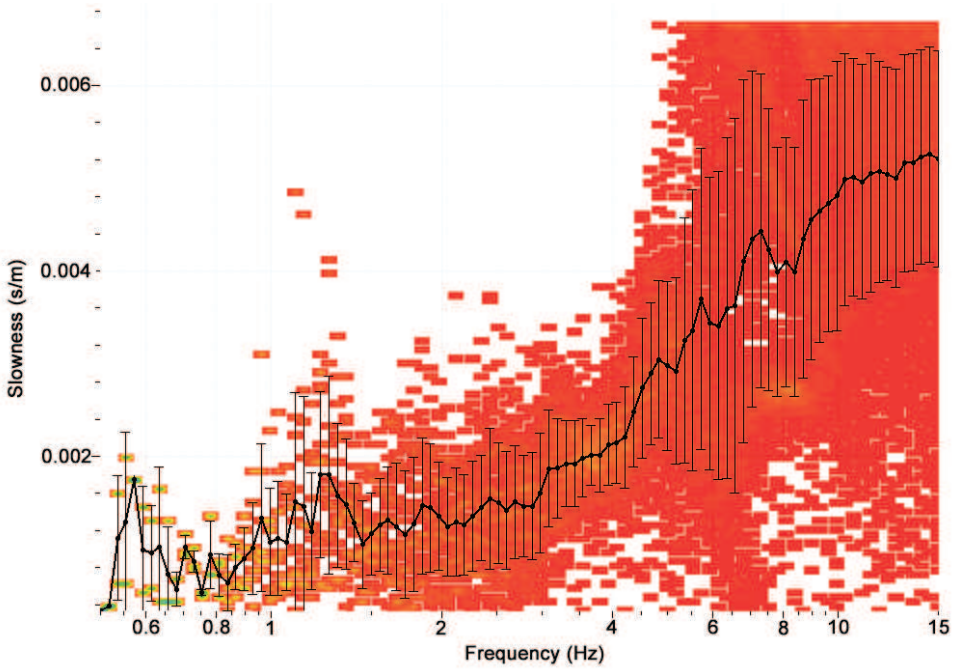


Fig. 4.6 : Courbe de dispersion issue de l'application de la méthode f-k sur les données de bruit sismique enregistrées par l'antenne Y07.

Estimation des modèles de vitesse 1-D

Les courbes d'autocorrélation et de dispersion ne sont pas inversées sur l'ensemble de la bande de fréquence sur laquelle elles ont été calculées. L'inversion est réalisée sur la bande de fréquence dont les limites sont définies par la fonction de transfert de l'antenne. Un module annexe de *Geopsy* a été intégré pack *Sesarray* afin de permettre l'estimation de ces fréquences limites. En dehors de la bande de fréquence, les vitesses estimées lors de l'inversion risquent d'être sous-estimées ou surestimées. Pour l'antenne Y07, la fonction de transfert nous donne une bande de fréquence comprise entre 2 et 5 Hz.

La détermination des modèles de vitesse 1-D des ondes P et S, via l'inversion des courbes d'autocorrélation et de dispersion et réalisée jusqu'à présent avec le programme d'inversion des ondes de surface de Herrmann (1987) [cf. Chapitre I], a été intégrée dans un module de Geopsy : *Dinver*. L'inversion est basée sur un algorithme de voisinage qui est une approche stochastique de recherche directe (Wathelet et al., 2004). L'inversion dépend du nombre de couches inclues dans la structure, de leur densité, de leur épaisseur et de la vitesse des ondes P et S dans celles-ci. Comme

toutes les méthodes de type Monte-Carlo, l'algorithme de voisinage génère des modèles pseudo-aléatoires de la structure dans l'espace des paramètres. Pour chacun de ces modèles, une courbe de dispersion (f-k) ou des courbes d'autocorrélation (SPAC) sont calculées. La comparaison de ces courbes avec les courbes directement issues des méthodes SPAC et f-k fournit une valeur de misfit qui nous informe sur la qualité de l'ajustement entre les modèles et la structure réelle. Si l'ajustement est bon, la valeur de misfit est proche de 0. A l'inverse, si l'ajustement est mauvais, le misfit est proche de 1 voire supérieur à 1. Pour éviter des calculs inutiles, Dinver laisse la possibilité de fixer certains paramètres parmi ceux listés précédemment [voir la paramétrisation de Dinver pour l'estimation des modèles de vitesse dans la section 4 de ce chapitre : "1D velocity models"]. La détermination d'un modèle de vitesse s'effectue en plusieurs étapes. On commence généralement par une structure à une couche et un demi-espace. Si la valeur de misfit obtenue n'est pas satisfaisante, on ajoute progressivement des couches supplémentaires dans le modèle. L'affichage des résultats dans l'espace des paramètres permet d'ajuster les paramètres du modèle entre chaque essai.

Le module Dinver a été conçu de manière à pouvoir inverser soit les courbes d'autocorrélation, soit les courbes de dispersion, soit les deux simultanément. Dans le cas du Yasur, l'inversion combinée des courbes a été choisie. Les modèles résultant de l'inversion doivent donc ajuster au mieux l'ensemble de ces courbes. La figure 4.7 montre un exemple de résultats obtenus avec *Dinver* pour l'antenne Y07. Les meilleurs ajustements obtenus correspondent à une configuration à 2 couches et un demi-espace. En-dessous de 200 mètres de profondeur, les gammes de vitesse ainsi que les épaisseurs de couches ne sont plus contraintes. Cette limitation dans la résolution du modèle de vitesse s'explique par la faible ouverture de l'antenne ainsi que par le choix de la bande de fréquence. Une option de *Geopsy* permet d'extraire les paramètres correspondant aux meilleurs modèles de vitesse. Le meilleur modèle de vitesse obtenu pour l'antenne Y07, c'est-à-dire le modèle présentant la meilleure valeur de misfit, est présenté dans la figure 3 de l'article [cf. section 4]. Celui-ci se compose de deux interfaces, placées à 27 m et à 95 m de profondeur, séparant des milieux dont les vitesses V_P et V_S sont respectivement de 650 m/s et 290 m/s pour

la couche superficielle, 1550 m/s et 675 m/s pour la seconde couche, et 2400 m/s et 1000 m/s pour le demi-espace.

En procédant de la même façon que pour l'antenne Y07, les modèles de vitesse des ondes P et S au sein de la structure sous-jacente aux antennes Y03, Y04, Y05, Y06, Y10 et Y13 sont estimés. L'ensemble des modèles ainsi déterminés sont ensuite combinés et associés à un modèle numérique de terrain [cf. Annexe II : *Construction du modèle numérique de terrain de la caldeira de Siwi*] dans le but de construire un modèle de vitesse 3-D de la struture superficielle du complexe volcanique de Tanna. L'ensemble des modèles de vitesse 1-D ainsi que la réalisation du modèle 3-D sont présentés dans la section suivante reprenant l'intégralité d'un article soumis au JVGR.

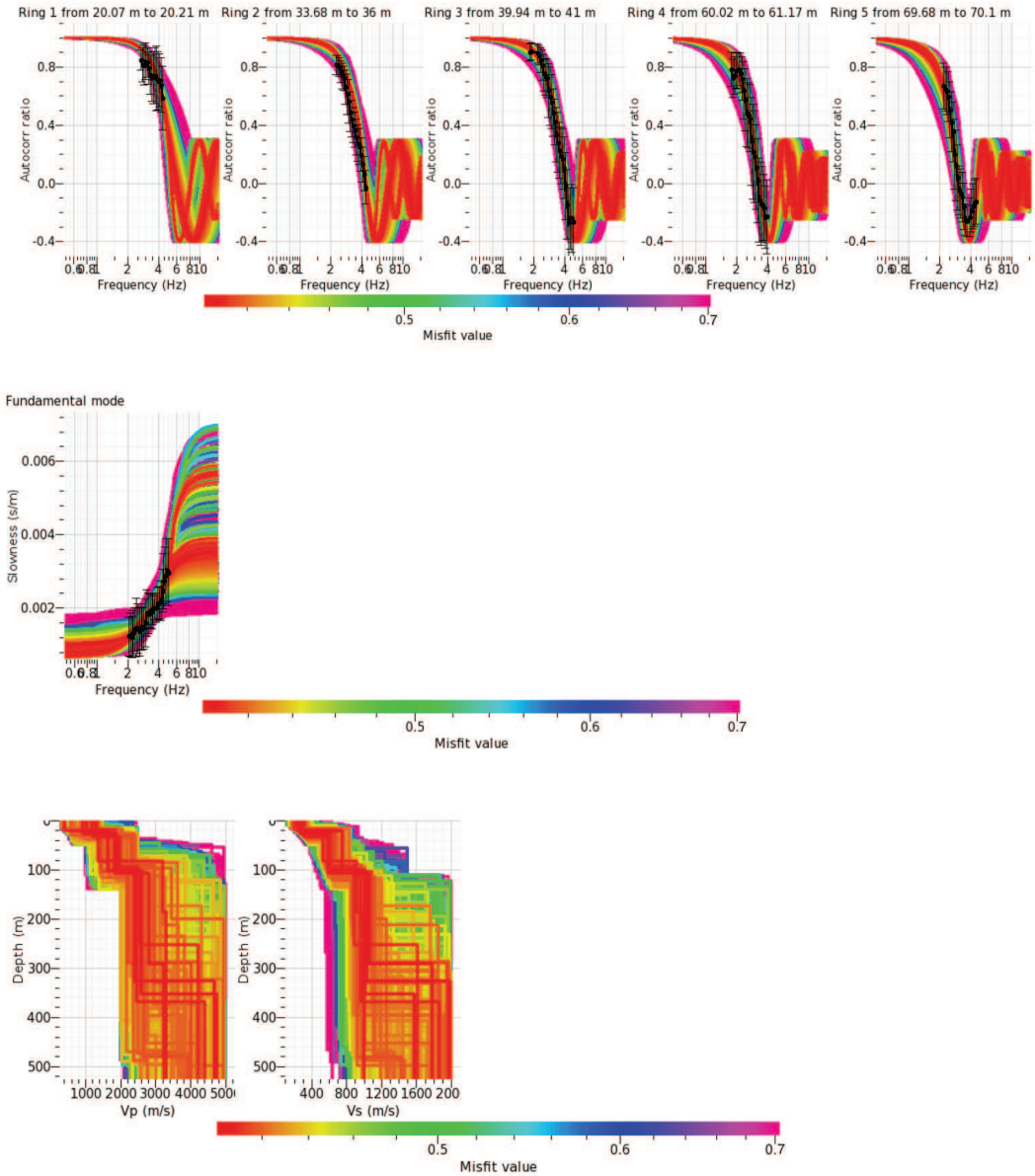


Fig. 4.7 : Modèles de vitesse des ondes P et S (en bas) issus de l'inversion combinée des courbes d'autocorréaltion (en haut) et de la courbe de dispersion (au centre), dans la bande de fréquence 2-5 Hz, pour l'antenne Y07. La couleur des courbes fournit une information sur la qualité de l'ajustement des courbes d'autocorrélation et de dispersion issues de l'inversion sur celles calculées avec les méthodes SPAC et f-k (en noir).

4 Estimation of the three-dimensional near-surface velocity structure at Yasur volcano, Vanuatu

L. Perrier[1], J.-P. Métaxian[1], J. Battaglia[2] and E. Garaebiti[3]

[1] ISTerre, IRD R219, CNRS, Université de Savoie, Le Bourget-du-Lac, France.

[2] Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

[3] Department of Geology, Mines and Water Ressources, Port Vila, Vanuatu.

Abstract

Small-aperture array measurements of seismic noise at seven sites around Yasur volcano (Vanuatu) are performed to estimate the V_P and V_S velocities of the shallow structure. The spatial autocorrelation (SPAC) and the frequency-wavenumber (f-k) methods are used to determine Rayleigh phase velocity dispersion curves. Phase velocities computed with the SPAC method vary between 580 m/s and 960 m/s at 1 Hz and between 270 m/s and 420 m/s at 15 Hz. F-k dispersion curves show velocities of 300-340 m/s and 800-940 m/s at 1 Hz and 200-230 m/s at 15 Hz. An inversion technique based on the use of the Neighborhood Algorithm has been used to calculate the one-dimensional velocity model at each site. Velocity models reach 200 meters deep and mainly contain two layers and a half-space. For sites close to the Siwi caldera rims, comparisons with geology and hydrothermal system studies suggest that the two layers highlighted in models may correspond to two large pyroclastic sequences related to caldera collapses based on the flank of an old volcano. Results obtained for the other three sites, located inside the caldera, show the influence of the hydrothermal system on P- and S-wave velocities. For these sites, fluid circulation inside the volcanic deposits causes lower velocities at depth. To obtain a near-surface velocity model of the volcanic structure, each 1D velocity model is spatially extrapolated according to the surface geology. Results highlight four distinct areas, the Siwi caldera edges with high velocities and the resurgent block, the ash plain and the Yasur edifice with lower velocities at depth.

Introduction

Yasur is a small scoria cone located on the south-western part of Tanna Island, in the south of Vanuatu archipelago. The edifice belongs to an important volcanic system consisting of a large caldera (5x8 km) with a resurgent block growing in its centre. The current morphology of this system was shaped through successive phases of eruptive activity with variable intensities. The Pliocene to Pleistocene period was marked by several important phases of volcanic activity in the northern part of Tanna Island (Green Hill centre) then in the southern part (Tukosmeru centre), generating significant pyroclastic deposits (Carney and MacFarlane, 1979). The last known major eruptive event was the collapse of the Siwi caldera during which approximately 1 to 2 km^3 of material was ejected, forming the Siwi ignimbrites (Carney and MacFarlane, 1979 ; Robin et al., 1994). After the collapse, the floor of the caldera began to uplift, giving rise to the present Yenkahe resurgent block. The uplift rate of the Yenkahe horst was determined using the emerged reef terraces by Chen et al. (1995). They estimated a rate of $\sim$ 156 mm/yr using 230Th/234U dating. The large difference between the regional rate estimated from samples coming from the north-west coast of Tanna of $\sim$ 1 mm/yr and the rate obtained for the Yenkahe horst highlights an anomalous uplift below the caldera centre (Chen et al., 1995). This ground deformation was related to the emplacement of a magma reservoir below the Yenkahe resurgent block, at shallow depths (Nairn et al., 1988 ; Chen et al., 1995 ; Métrich et al., 2011). Since $\sim$ 1400 years B.P., the eruptive activity has been focused at Yasur volcano (Métrich et al., 2011). It is characterised by strombolian to vulcanian explosions, with a frequency of one to three explosions per minute during very active phases of activity and one explosion every few minutes during quiet phases, ejecting pyroclastic materials as bombs, scoriae and ash plumes in a radius mainly limited to the crater and sometimes to the flanks. However the presence of pyroclastic deposits linked to the Yasur activity north of the caldera indicates that the volcano has known at least one important eruptive phase, identified as a sub-plinian eruption (Nairn et al., 1988).

The various types of eruptive activity have led to a complex volcanic structure with discontinuities of various origins: lithology, tectonics and fluid saturation. The

lithological discontinuities are mainly related to the eruptive type, i.e. small, moderate or strong explosive or effusive eruptions, giving rise to various pyroclastic materials (bombs, scoriae, ashes and lava flows). The tectonic discontinuities are related to the caldera collapse (ring faults) and to the Yenkahe uplift.

Knowledge of the near-surface volcanic structure is crucial to understand the geological, geochemical and geophysical processes that occurred inside the edifice. It is mostly based on the study of the geology and hydrothermal systems allowing us to distinguish major faults, fracturing areas and discontinuities that may cause instability zones (Chevallier and Bachèlery, 1981 ; Finizola et al., 2006, Merle et al., 2010). It also goes through the determination of the seismic velocity model which allows the improvement of seismic signal locations by avoiding the errors on their positions and geometries (Bean et al., 2008).

In this paper, we study the near-surface volcanic structure from seismic data to highlight major discontinuities and velocity anomalies. Various techniques have been proposed on volcanoes to determine velocity structures. The most used one is seismic tomography with the inversion of P- and S-wave arrival time data from teleseismic, regional or local earthquakes (Lees, 2007). The velocity model is built by contouring areas with similar properties, i.e. low or high velocity anomalies, determined from the differences between the observed travel-times and the predicted travel-times computed using a velocity model. The anomalies are generally on the order of one to several kilometres and can be detected a few tens of kilometres deep (De Luca et al., 1997, Patanè et al., 2006 ; Lees, 2007 ; Prõno et al., 2009). P-wave velocity model can also be determined using first arrival time data from an active seismic survey (Zollo et al., 1998 ; De Matteis et al. 2000 ; Onizawa et al., 2007 ; Aoki et al., 2009). Battaglia et al. (2008a) propose combining earthquake data sets and recordings from shots to realise a precise P- and S-wave tomography at Campi Flegrei caldera. For these techniques, layers or anomalies with distinct velocities can be highlighted to a few kilometres depth (< 5 km) and have a size on the order of a few hundreds of meters to one kilometre. Other techniques, based on the inversion of the dispersion curves, are also employed. De Barros et al. (2008) extracted the fundamental mode of the Rayleigh wave from regional and teleseismic earthquakes

recorded by a large-aperture broadband network to deduce the dispersive curves. The inversion of these curves allowed them to highlight the average crustal depth below and around Popocatépetl volcano (Mexico) and to establish a velocity structure down to 50 km depth. Although these techniques are widely used to compute volcano velocity models, they are not appropriate for studying near-surface structures because of the lack of resolution for the detection of thin objects and layers. Techniques based on cross correlations using small-aperture arrays are increasingly employed on volcanoes to compute dispersion curves. These methods provide an estimation of surface wave phase velocities and thus allow us to calculate 1D velocity models of the structure for the first hundreds of meters below the surface according to the array's aperture.

The Spatial Autocorrelation (SPAC) method, developed by Aki (1957), is the method most applied on volcanoes. It was first used on Kilauea volcano (Hawaii) by Ferrazzini and Aki (1991). They computed the 1D velocity model down to 200 m depth by using data recorded by a 120-meter-radius circular array. Using the same approach, Métaxian et al. (1997) determined the 1D compressional and shear wave velocity models down to 900 m at Masaya volcano (Nicaragua) using circular arrays with 60-meter and 120-meter-radius. Later, Chouet et al. (1998) used two circular arrays with 60-meter and 140-meter-radius to estimate the 1D P- and S-wave velocity models to 300 m at Stromboli volcano (Italy). More recently, Saccorotti et al. (2003) and Mora et al. (2006) estimated the velocity models of Kilauea volcano and Arenal volcano (Costa Rica) to 1 km and 450 m using the SPAC method.

The frequency-wavenumber (f-k) method (Lacoss et al., 1969 ; Capon, 1969), generally used to separate the different types of waves which compose the wave field, can also be used to calculate the dispersion curve and thus to determine the 1D velocity structure. It has been employed by Petrosino et al. (2009) to compute the shear-wave velocity model of Solfatara volcano (Campi Flegrei, Italy). These studies led to 1D velocity models that allow the building of a homogeneous structure with constant layer thicknesses.

To obtain a P- and S- wave velocity model of Yasur and its surroundings, we propose to use the SPAC and the f-k methods on a data set recorded by several small-

aperture arrays close to the volcano. For each seismic array, the dispersion curves are computed independently, and then jointly inverted to obtain one-dimensional P- and S- wave velocity profiles. Afterwards, each profile is spatially extrapolated on an area defined or partly defined by the informations provided by the surface geology.

This paper starts with a brief description of the surface geology of the active volcanic system and a presentation of the SPAC and f-k methods. We follow with a description of the seismic arrays and data set used for the calculation of the 1D velocity models, which have been employed to build the structure of Yasur volcano and Siwi caldera. Finally, we discuss the velocity ranges obtained and propose an interpretation for the main discontinuities highlighted in this study.

Surface geology

The geological map of the south-eastern part of Tanna Island (Fig. 1 ; Carney and MacFarlane, 1979), shows three main pyroclastic formations, with basaltic andesite to andesite compositions, dating from Pliocene (5.33 Ma) to Holocene (< 0.01 Ma). The two oldest, the Green Hill Group and the Tukosmeru Group, consist of ash- and scoria - flow deposits associated with tephra fallouts covered by indurated pumice flows, highlighting phreatomagmatic features (Robin et al., 1994). The younger volcanic sequence, the Siwi Group, comprises lavas, scoria cones, lapilli tuff and the Siwi Serie (Allen, 2005). The Siwi pyroclastic Serie, emplaced during the caldera collapse (Carney and MacFarlane, 1979), consists of a basal phreatomagmatic deposit covered by two flow units, each formed by a welded layer and a non-welded layer of ash-flow deposits (Robin et al., 1994 ; Allen, 2005). Late Pleistocene-Holocene volcanic activity has formed two scoria cones inside the caldera, Mount Ombus and Yasur on the south and west edges of the Yenkahe resurgent block respectively. These edifices were built from pyroclastic apron ejected during the explosions. The only effused lava flows coming from the Yasur activity, the last probably occurring in 1878, are found in the south-eastern part of the Siwi caldera (Aubert de la Rüe, 1960). The north-western part of the caldera, named the Siwi plain, is filled with ash. The presence of the former Siwi Lake and several rivers coming from neighbouring reliefs makes this area a zone of alluvial filling.

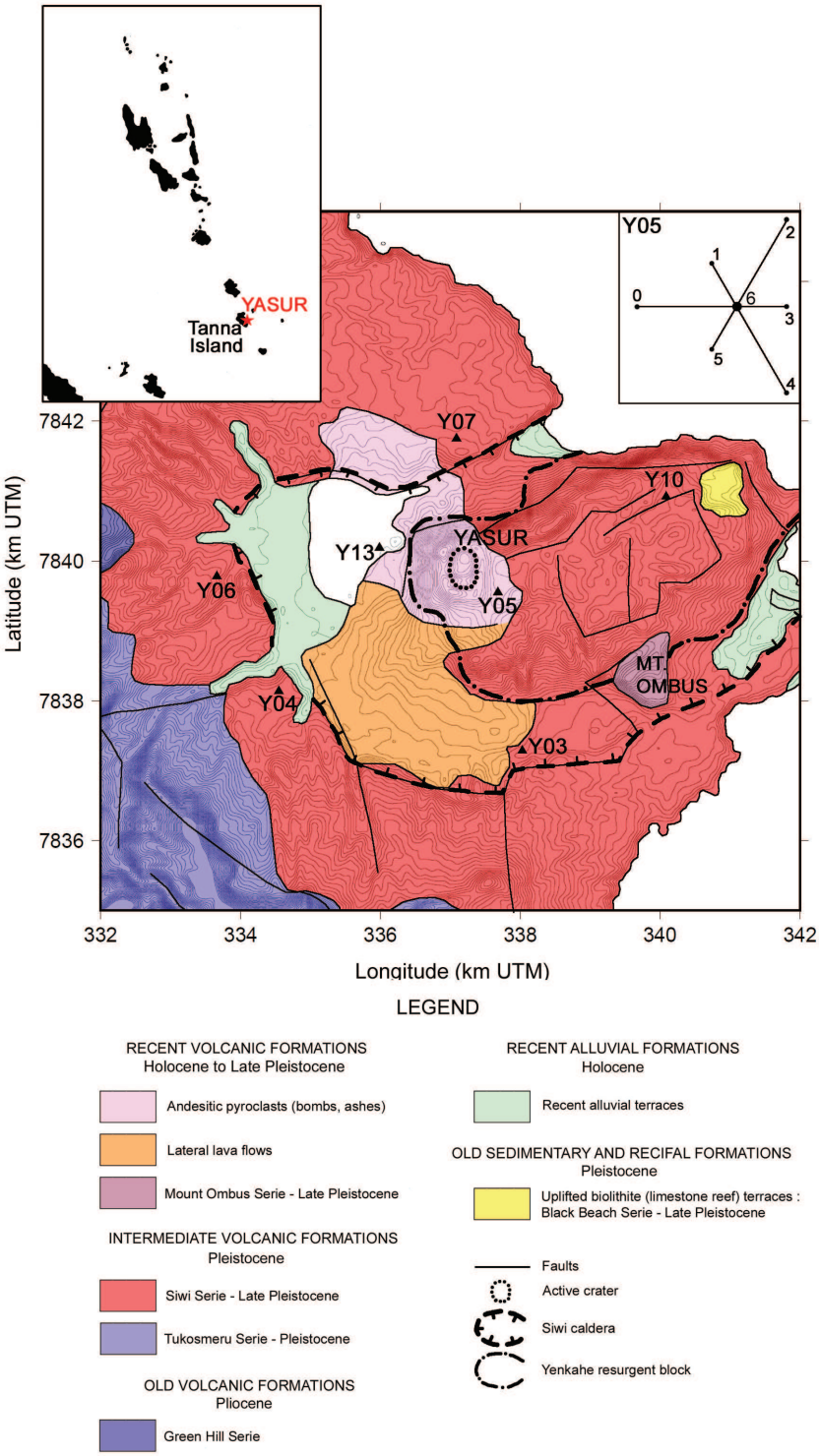


Fig. 1 : Geological map of the south-eastern part of Tanna island (South Vanuatu) modified from Carney and MacFarlane (1979). The position of the arrays are indicated by triangles. The geometry of Y05 array is plotted on the upper right. 0-5 correspond to vertical sensors, 6 corresponds to a 3-component sensor.

SPAC and f-k methods

The SPAC and f-k techniques have been used to determine the auto-correlation and dispersion curves of the surface waves for each array.

The principle of the SPAC technique is based on Aki (1957). The spatial auto-correlation function between two sensors is defined by:

$$C(\xi) = \frac{1}{T}\int_0^T v_0(t)v_\xi(t)dt \tag{1}$$

where v_0 and v_ξ are the signals recorded during T seconds at two stations separated by a distance ξ. If the signals are filtered in a narrow frequency band around ω, the auto-correlation ratio can be expressed as:

$$\rho(\xi,\omega) = \frac{C(\xi,\omega)}{C(0,\omega)} \tag{2}$$

This ratio is computed for all pairs of seismometers. For a given distance ξ, Aki (1957) demonstrated that the azimuthal average of $\rho(\xi,\omega)$ can be defined by:

$$\overline{\rho(\xi,\omega_0)} = J_0\left(\frac{\omega_0\xi}{c(\omega_0)}\right) \tag{3}$$

with J_0 the Bessel function of zero order and c(ω_0) the phase velocity of waves in the medium for the pulsation ω_0, i.e. the dispersion curve. Generally used on circular arrays, the formula was modified by Bettig et al. (2001) to adapt the SPAC method to irregular arrays.

The auto-correlation ratios are calculated on the raw signals cut in smaller time windows. Thus, for each time window, each frequency band and each range of distance, an azimuthal average of the auto-correlation ratio is computed.

The f-k method was developed by Lacoss et al. (1969). The Fourier transform is calculated for each signal recorded by each sensor which composes the array. This technique assumes horizontal plane waves propagate through the array. If we consider a wave with a frequency f, a direction of propagation and a velocity c, the relative arrival times can be computed for each sensor and the phases are shifted according to the time delays. The array output is defined as the energy of shifted

signal summation in the frequency domain. If the waves are effectively present on the recordings, all signals are summed constructively and the energy is high. The location of the local response maxima in the plane (k_x,k_y) - (k_x and k_y the wavenumbers along the X and Y horizontal axes respectively) - gives an estimate of the velocity and the azimuth of the waves travelling across the array for the frequency considered. Capon (1969) brought some improvements to the f-k method to obtain the high-resolution frequency-wavenumber method. He added a weighting for each sensor on the summation of the shifted signals. The weighting factors are calculated to minimise the array output when the wavenumber differs from that being considered. These factors depend on the frequency and the sensors position. The high-resolution f-k is theoretically able to distinguish two waves propagating at close wavenumber better than the classic f-k method. As for the SPAC method, the f-k technique is used on the raw signals divided in short time windows.

Wathelet (2005) developed a Geopsy software (http://www.geopsy.org), which allows the analysis of the ambient noise by using a panel of methods like H/V ratio, SPAC, f-k and particles motion. We used this software to compute the Rayleigh wave autocorrelation and dispersion curves. Data, dispersion curves and the resulting 1D velocity models obtained at each site are presented in the next sections.

Data

An experiment was carried out on the south-eastern part of Tanna Island, from January 2008 to February 2009. During this experiment, a large seismic network comprising 12 arrays and 10 broadband stations were installed (Battaglia et al., 2008b). Seven seismic arrays (Y03, Y04, Y05, Y06, Y07, Y10 and Y13), located within a 5 km radius around the volcano, are used in this paper (Fig. 1). Each array comprises of seven Agecodagis CDJZ sensors connected to an Osiris or a Kephren Agecodagis recorder. The sensors, with a natural frequency of 2 Hz, are positioned as follows: one 3-components sensor surrounded by six vertical sensors distributed every 60 ° at 20 and 40 meters from the centre (Fig. 1). Geographical coordinates of the sensors were measured using GPS and theodolite measurements.

Fig. 1 shows the location of the arrays on the geological map. Y05, on the south-

east flank of Yasur, lies on the pyroclastic deposits of the volcano. Y13 was installed on the ash and alluvial deposits of the Siwi plain. Y10 was placed on the eastern part of the Yenkahe resurgent block. The other arrays (Y03, Y04, Y06 and Y07) were installed near the edges of the Siwi caldera. These last five antennas are based on the Siwi sequence.

The SPAC and the f-k methods are based on seismic noise analysis. Because Yasur volcanic activity in on-going (approximately one to three explosions every minute), to extract the seismic noise, we selected three days (29 January, 31 July and 20 November, 2008) when the explosive activity was at a lower level. The noise extraction was performed using the STA/LTA algorithm included in Geopsy. The use of the STA/LTA anti-triggering algorithm allowing us to detect and remove transient events from ambient seismic noise. Geopsy allows us to apply this algorithm on recordings with a maximum duration of two hours. A short time window of 1 s and a long time window of 30 s are chosen to dispose of energetic events.

1D velocity models

Rayleigh wave dispersion curves were calculated for all seismic arrays, using SPAC and f-k methods (Fig. 2). No result could be obtained for the Y13 antenna using the SPAC method because the azimuthal average of the auto-correlation ratios (Equation (3)) does not correspond to a Bessel function of zero order. Velocity values at frequencies of 1 Hz and 15 Hz are displayed in Table 1.

The computation of the 1D velocity models using surface waves, performed in previous studies with the inversion program developed by Herrmann (1987), was realised in this work with a Geopsy tool called Dinver. This tool uses the neighbourhood algorithm, a stochastic direct-search method, to invert the surface waves (Wathelet et al., 2004). The inversion depends on the following parameters: the P- and S-wave velocities, the density and the thickness of each layer. As with the Monte-Carlo type techniques, the neighbourhood algorithm generates pseudo-random models of the structure in the parameters space. A dispersion curve is computed for each of these models. The comparison between these curves and those computed with the SPAC and the f-k methods provides a misfit value. The misfit indicates the good match

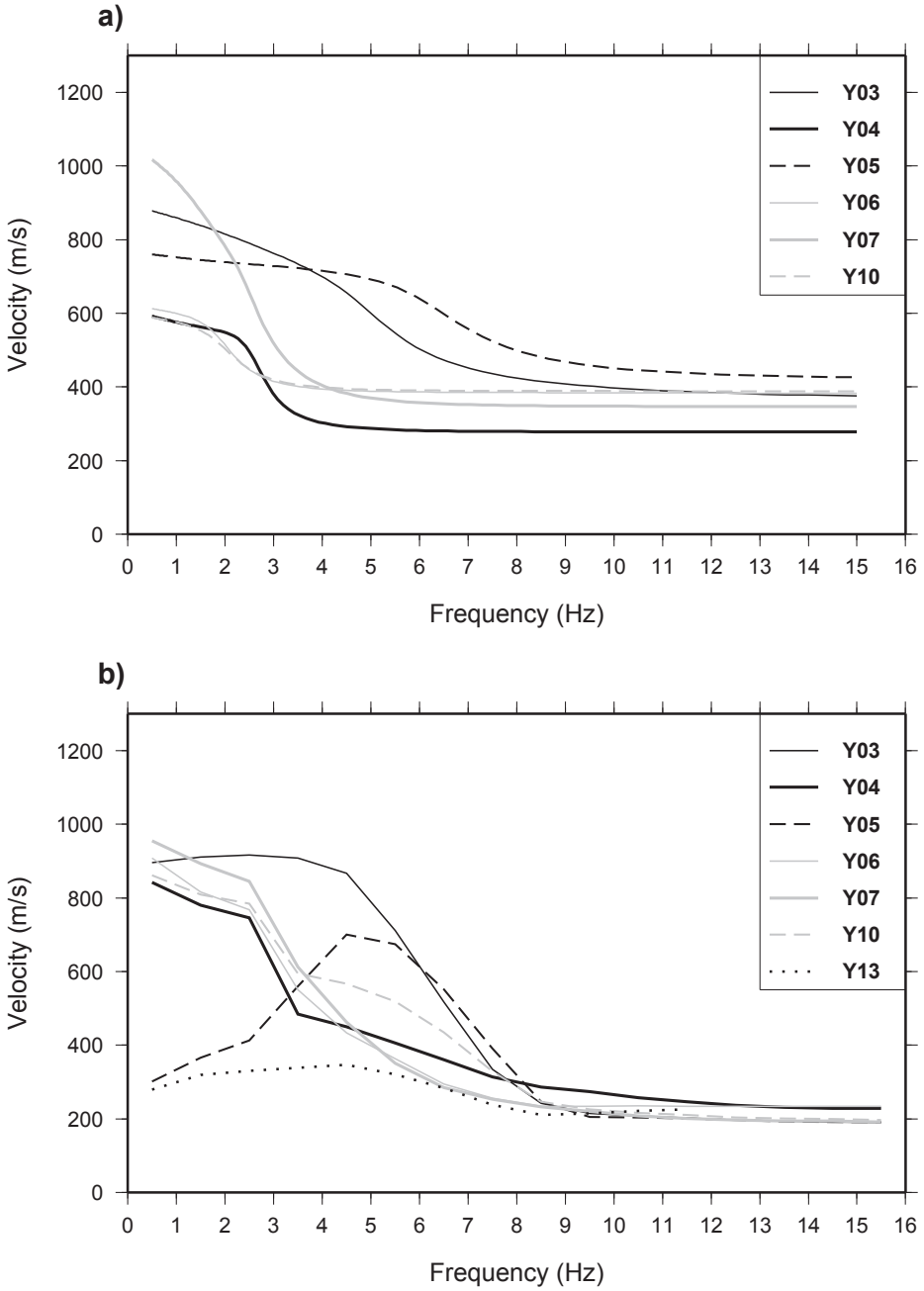


Fig. 2 : Dispersion curves, representing the Rayleigh Phase velocity (in m/s) as a function of the frequency (in Hz), computed with a) the SPAC method and b) the f-k method.

ARRAY	FREQUENCY	RAYLEIGH PHASE VELOCITY (m/s) – SPAC	RAYLEIGH PHASE VELOCITY (m/s) – f-k
Y03	1 Hz	850	900
	15 Hz	370	200
Y04	1 Hz	580	800
	15 Hz	280	230
Y05	1 Hz	750	350
	15 Hz	420	200
Y06	1 Hz	600	850
	15 Hz	370	230
Y07	1 Hz	960	940
	15 Hz	350	200
Y10	1 Hz	580	830
	15 Hz	380	200
Y13	1 Hz		300
	15 Hz		200

Table. 1 : Rayleigh phase velocity at frequencies 1 and 15 Hz obtained with the SPAC and the f-k methods for each array.

between the models and the real structure. To avoid useless calculations, the number of parameters must be limited. Thus, some of the parameters mentioned above have been fixed. We usually begin with a simple model consisting of one layer and a half-space. If the misfit values are not satisfactory, we add supplementary layers to the model. The thickness of the layers is adjusted during the various tests. We fix the density to an average value of 2500 kg/m^3, based on previous studies about volcanic systems and pyroclasts (Milner et al., 2003 ; Tamari et al., 2005 ; Schiavone and Loddo, 2007 ; O'Brien and Bean, 2009). We choose a Poisson's ratio, linking the P- and S-wave velocities, between 0.2 and 0.4, values generally used in a volcanic context (Christensen, 1996).

The Dinver tool allows to invert the curves computed with the f-k and the SPAC methods separately or in combination. We use hereafter the combined approach to calculate the velocity models. Fig. 3 shows dispersion curves generated for structures comprising one layer and a half-space (Fig. 3a), and two layers and a half-space (Fig. 3b). In this example, presented for the Y07 array, the modeled dispersion curves (in gray) fit better with the observed dispersion curves calculated with the SPAC and f-k methods (dotted and continuous lines) when considering two layers and a half-space. Indeed, the best misfit value is 0.39 for the structure using two layers whereas it is equal to 0.45 for the structure consisting of a single layer. Using more layers degrades the inversion result giving highest misfit values. Proceeding on the same

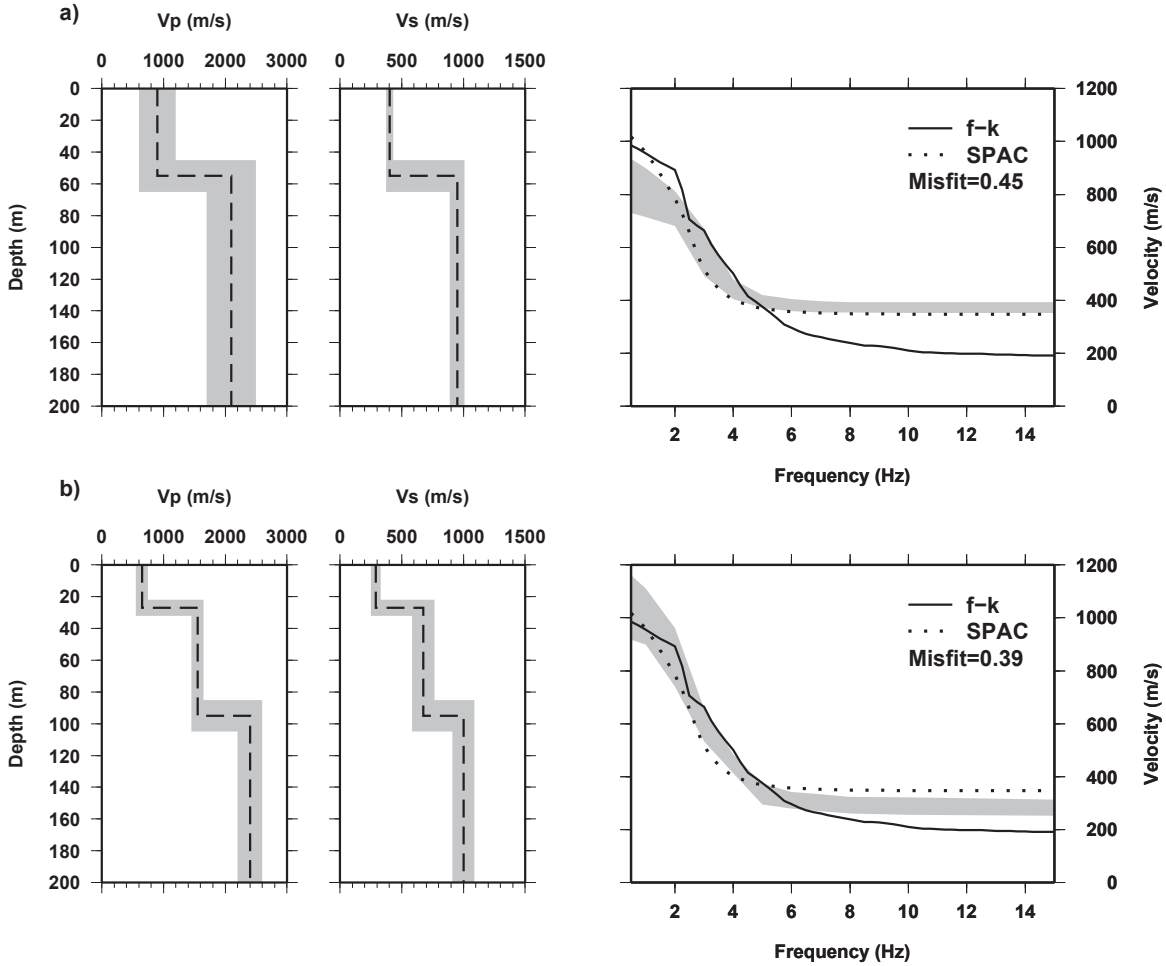


Fig. 3 : Velocity models and corresponding dispersion curves (in gray) estimated at the array Y07 for structures consisting of a) one layer and a half-space and b) two layers and a half-space. Best models are indicated by dashed lines. Dispersion curves computed using the SPAC and f-k methods are represented by dotted and continuous lines respectively.

way for each array, best models were found for two layers and a half-space structure in all cases, except for the Y13 array for which we found a one layer and a half-space model (Figs. 4 and 5). The array aperture allows us to compute velocity profiles to a depth of 200 meters.

The best models computed for each array are displayed in Figs. 4 and 5. The uncertainties on the estimation of the seismic velocities and layers thickness are indicated as grey areas. Arrays located near the edges of the Siwi caldera (Y03, Y04, Y06 and Y07) show similar ranges of P- and S-wave velocities (Figs. 4a and 5a). The models consist of a superficial layer 15-30 m thick with a compressional

velocity of $\sim$ 600 m/s and a shear velocity of 250-300 m/s, a second layer of 30 m (Y03) to 70-100 m (Y07, Y06 and Y07) with a compressional velocity of 1200-1550 m/s and a shear velocity of 550-670 m/s, located above a half-space with a compressional velocity of 2150-2400 m/s and a shear velocity of 750-1050 m/s. The best model calculated for Y10 (Figs. 4b and 5b), installed on the eastern part of the Yenkahe resurgent block, shows a pattern similar to those obtained for the previous arrays, except that the P- and S-wave velocities are lower for the second layer and the half-space. Indeed, the second layer shows a compressional velocity of 1100 m/s and a shear velocity of 450 m/s, and 1450 m/s and 650 m/s for the half-space. The best velocity structure obtained for Y05 (Figs. 4b and 5b), on the south-east Yasur flank, shows two thin shallower layers, 5 and 20 m thick, with P-wave velocities of 800 m/s and 1200 m/s and S-wave velocities of 250 m/s and 400 m/s respectively, underlined by a half-space with a P-wave velocity of 1800 m/s and an S-wave velocity of 950 m/s. The last site, Y13 (Figs. 4b and 5b), is the only one to show a velocity structure consisting of only one superficial layer, which is 12 m thick with a compressional velocity of 700 m/s and a shear velocity of 250 m/s, overlying a half-space with a compressional velocity of 950 m/s and a shear velocity of 450 m/s.

The comparison of best results obtained for the most superficial layer with the surface geology shows a good coherency. Indeed, the arrays Y03, Y04, Y06, Y07 and Y10, installed on the same pyroclastic formation (the Siwi sequence, Fig. 1), show similar ranges of compressional and shear velocities, whereas Y05 and Y13, installed on other formations show slightly higher velocities. These observations allowed us to spatially extrapolate the 1D velocity models on small areas to build the near-surface velocity structure of the volcanic complex.

1D spatially extrapolated model

The construction of the velocity model of the volcanic complex is carried out in several steps. First, we created a grid of the volcanic structure, with horizontal cell size of 500 meters by 500 meters. Then we assigned a 1D velocity model to each node of this grid. The distribution of the 1D velocity models was realised according to the surface geology and the proximity of nodes with the arrays (Fig. 6). The

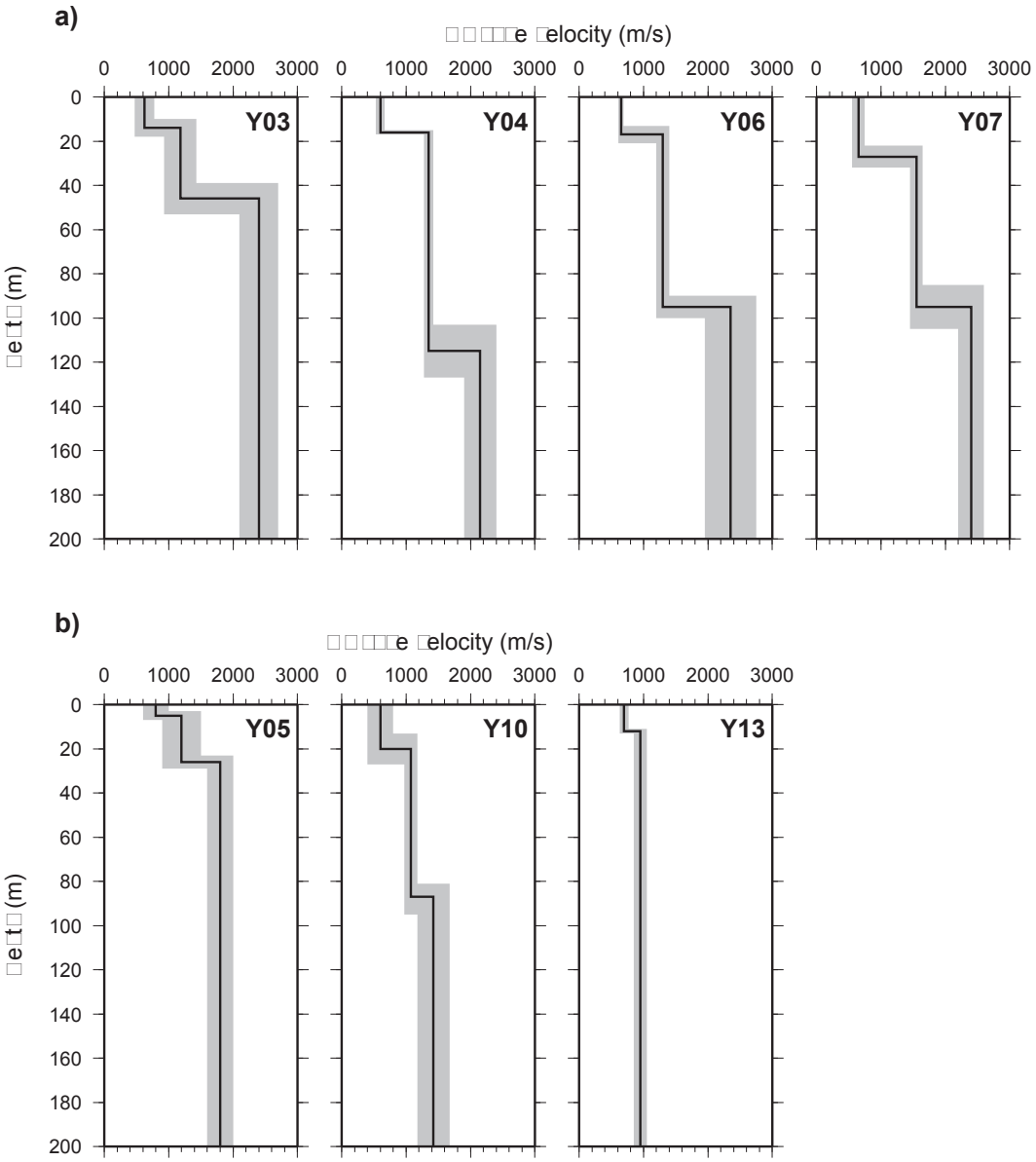


Fig. 4 : 1D P-wave velocity models obtained for the arrays located a) near the edges of the caldera (Y03, Y04, Y06 and Y07) and b) inside the Siwi caldera. Best V_P profiles are indicating as continuous lines. The errors on the estimation of the compressional velocities and layers thickness are indicated as gray zones.

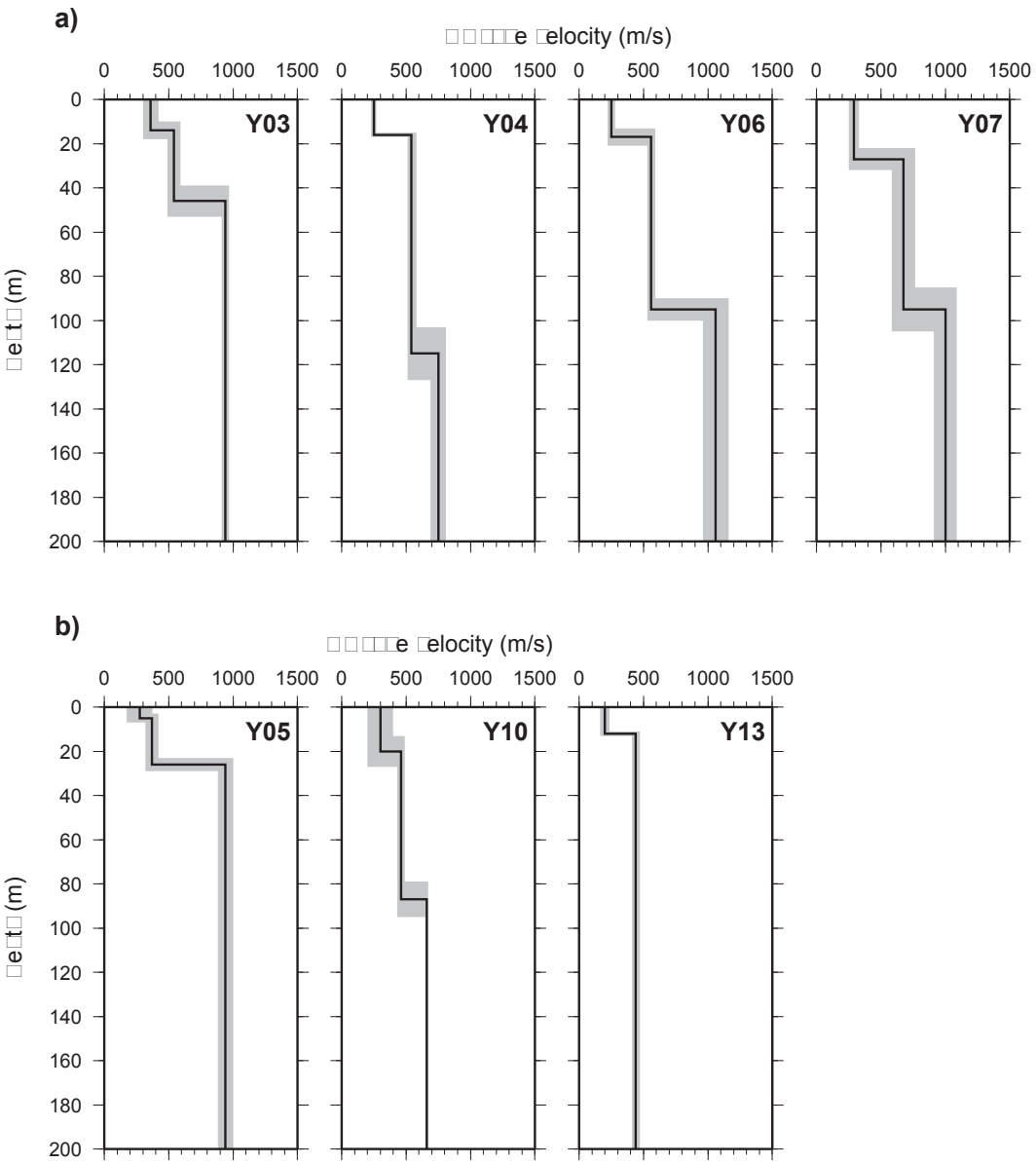


Fig. 5 : Same as Fig. 4 for 1D S-wave velocity models. The errors on the estimation of the shear velocities are indicated as gray zones.

caldera rims are characterised by the 1D velocity models calculated for the arrays Y03, Y04, Y06 and Y07. Yasur volcano, whose area is delimited by a pyroclastic apron (Fig. 1), is characterised by the 1D velocity model computed for the array Y05. The Siwi Lake area and the Yenkahe resurgent block are distinguished by the 1D velocity models obtained at arrays Y13 and Y10 respectively. The western part of the alluvial area, near the caldera rim, was assigned to the 1D velocity models computed at arrays Y06 and Y04. Once the grid was built, we spatially interpolated it to obtain a velocity model with an horizontal resolution of 200 meters. In a third step, we inserted the digital elevation model (DEM) to obtain the final velocity model of the volcanic structure. The DEM was calculated from a couple of satellite images with 2.5 meter resolution using the ENVI software. Results are displayed as six 2D profiles with S-N and W-E orientations (Figs. 7 and 8).

Fig. 6 shows the positions of the six profiles, three S-N and three W-E, crossing through the volcanic structure. The corresponding P- and S-wave velocity profiles are displayed in Fig. 7 and Fig. 8 respectively. Several areas with distinct compressional and shear velocities are highlighted. The inner and outer edges of the caldera (profiles 2 through 6) show high P-wave velocities at depth, between 2150 and 2400 m/s [cf. 1D velocity model of arrays Y03, Y04, Y06 and Y07], and S-wave velocities slightly higher than the rest of the volcanic structure (between 850 and 1050 m/s). The alluvial zone (profiles 1 and 5), near the Siwi Lake, presents low P- and S-wave velocities (until 940 and 450 m/s respectively). This is due to the detection of a unique layer and a half-space in the 1D velocity model computed for array Y13. The structure of Yasur area, displayed in profiles 2 and 5, shows compressional velocities [1800 m/s below 30 m depth ; cf. 1D model for array Y05], lower than the edges of the caldera (Fig. 7). S-wave velocities are almost in the same range of values (Fig. 8). The Yenkahe resurgent block, whose velocity structure is displayed on profiles 3 and 5, shows lower P- and S-wave velocities than the edges of the caldera and the Yasur area. Values do not exceed 1450 m/s and 700 m/s respectively for P- and S-waves [cf. 1D model for array Y10]. Despite the presence of distinct areas with different ranges of velocity, the profiles show a thick superficial layer of low velocity (V_P =600-800 m/s and V_S =200-300 m/s) covering the entire structure.

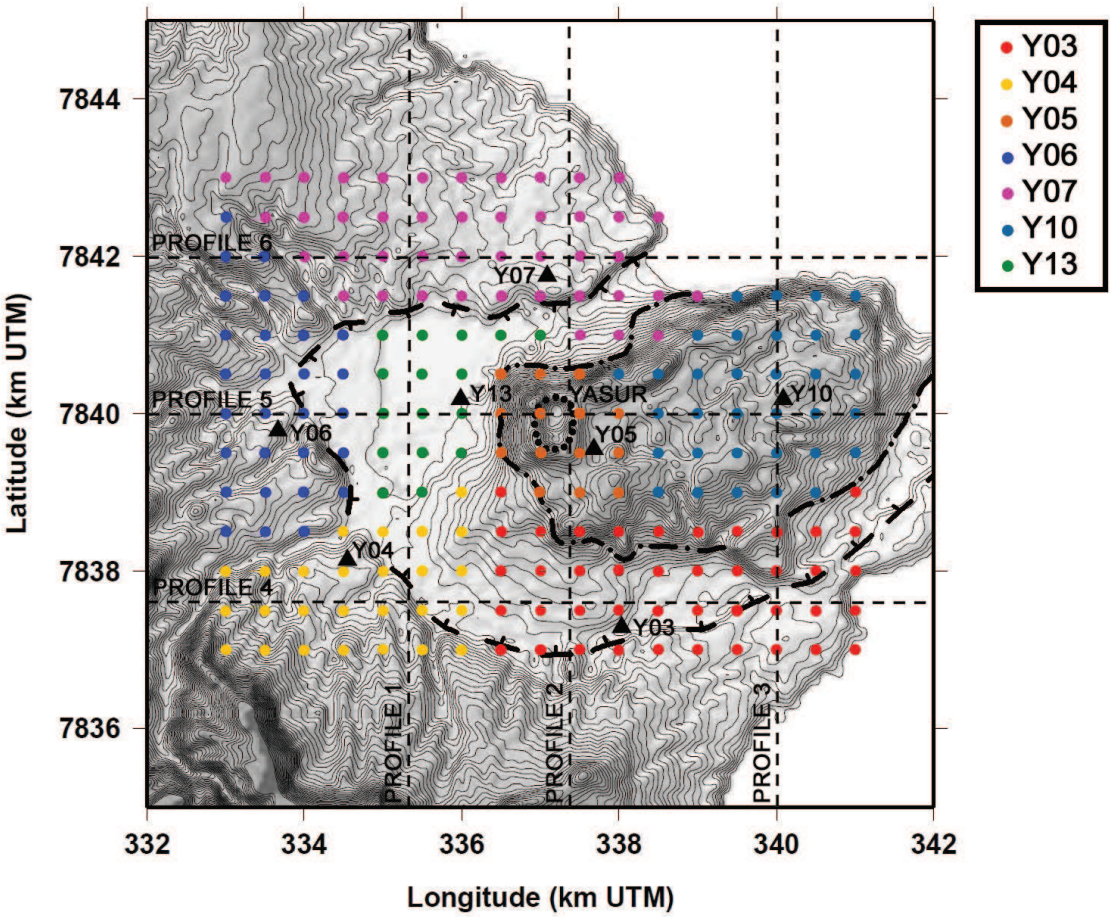


Fig. 6 : Distribution of the 1D velocity models. Each velocity model is associated to a color corresponding to an array. Position of the profiles presented in Figs. 7 and 8 is indicated as dashed line. Arrays location is also displayed as black triangle. The Siwi caldera rims, the Yenkahe resurgent block and the Yasur active crater are indicated with the same symbols as Fig. 1.

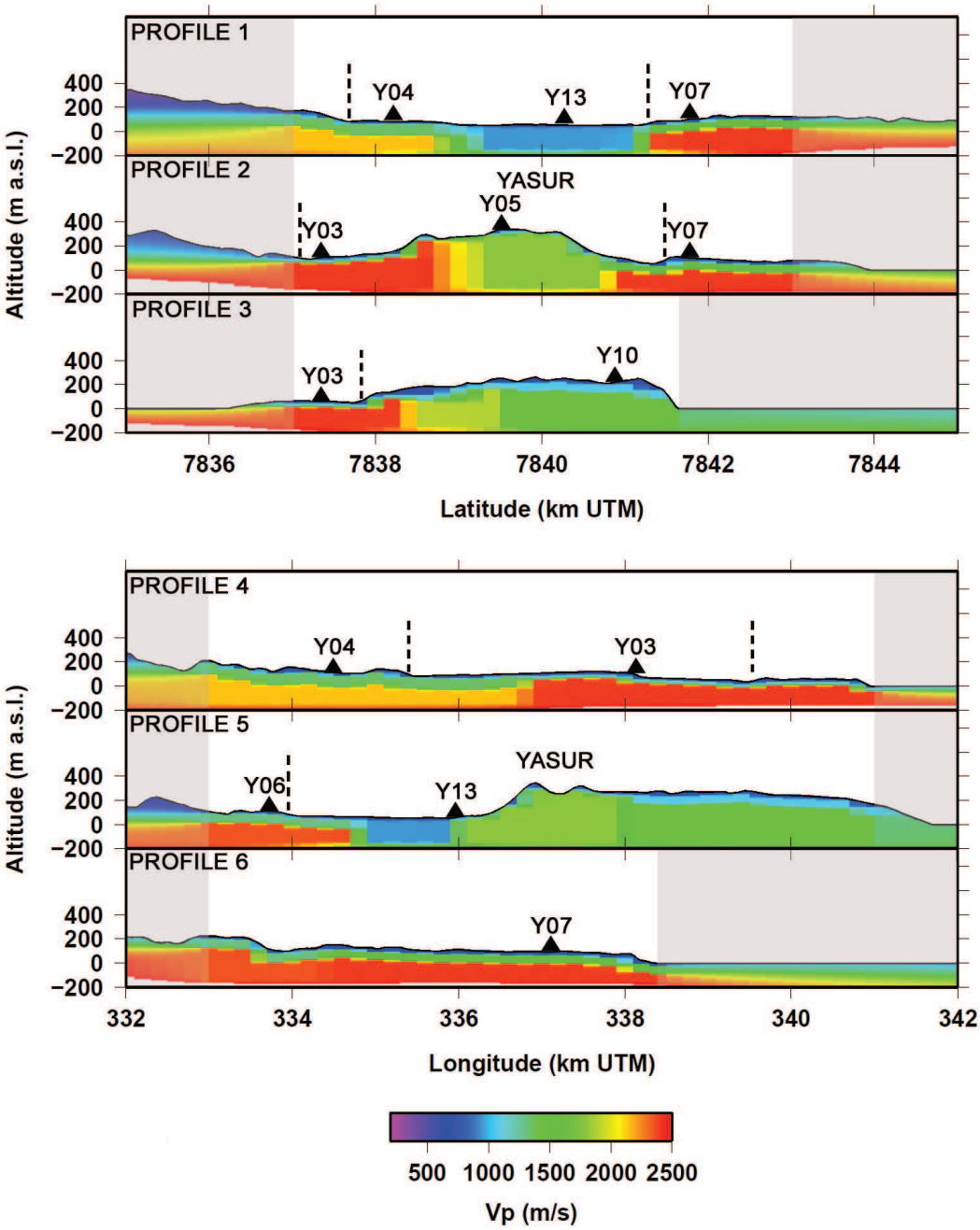


Fig. 7 : P-wave velocity profiles with a) a S-N orientation and b) a W-E orientation. The position of each profile is displayed in Fig. 6. The projection of the array location on profiles is indicated with black triangle. Gray areas indicate extrapolated parts which do not belong to the final velocity model. The caldeira rims are indicated with dashed lines.

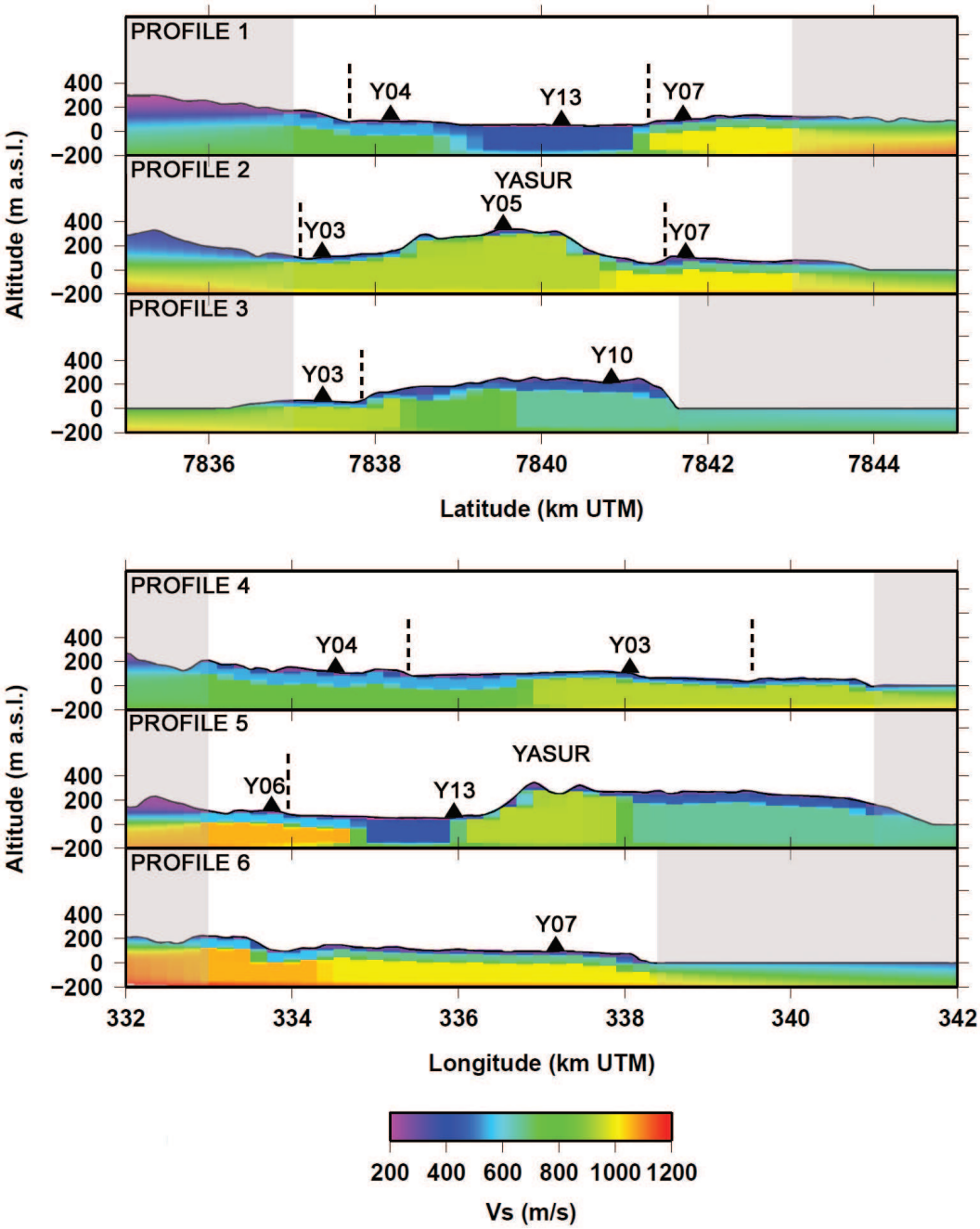


Fig. 8 : Same as Fig. 7 for S-wave velocity profiles.

Discussion and conclusions

The Yasur 1D velocity models were estimated using Geopsy. This software includes specific tools allowing 1) to determine the surface wave dispersion curves using two ambient noise analysis methods, SPAC and f-k, and 2) to estimate the 1D velocity profiles using a neighbourhood algorithm (Dinver). Dinver allows to estimate velocity models 1) by inverting the dispersion curve given by the f-k method, 2) by inverting the auto-correlation curves given by the SPAC method or 3) by jointly inverting the curves computed using these two techniques. Moreover, its graphical user interface allows a rapid model parametrisation and an almost instantaneous displaying of results.

The majority of the 1D velocity profiles were determined down to a depth of 200 meters and show two layers and a half-space (Fig. 9). The superficial layer, 5 to 30 meters thick, presents low velocities, 600-800 m/s for compressional waves and 250-350 m/s for shear waves. The second layer, 30 to 100 meters thick, shows a distribution of the P-wave velocities between 950 and 1550 m/s and S-wave velocities between 370 and 675 m/s. The half-space presents velocities comprised between 1420 and 2400 m/s and between 660 and 1060 m/s for the P- and S-waves respectively. Fig. 9 displays the synthesis of the different velocity profiles computed in this study and velocity models obtained in previous studies on several volcanoes. The first 200 m of the 1D velocity models calculated at Kilauea (Ferrazzini and Aki, 1991), Masaya (Métaxian et al., 1997), Stromboli (Chouet et al., 1998 ; La Rocca et al., 2000) and Arenal (Mora et al., 2006) volcanoes mainly highlight two layers with distinct velocities. Their ranges of P- and S-wave velocities are almost similar with those computed for Yasur down to 100 m depth. For greater depths, Yasur seismic velocities are slightly lower, especially the shear wave velocities. Overall, seismic velocities determined at Yasur volcano are coherent with velocities obtained on other volcanoes.

Velocity models computed for seismic arrays located on the Siwi pyroclastic sequence, i.e. Y03, Y04, Y06, Y07 and Y10, display similar structures with a layer 15-30 meters thick covering a second layer 30-100 meters thick. By considering these two layers from a geological point of view, they may correspond to two distinct vol-

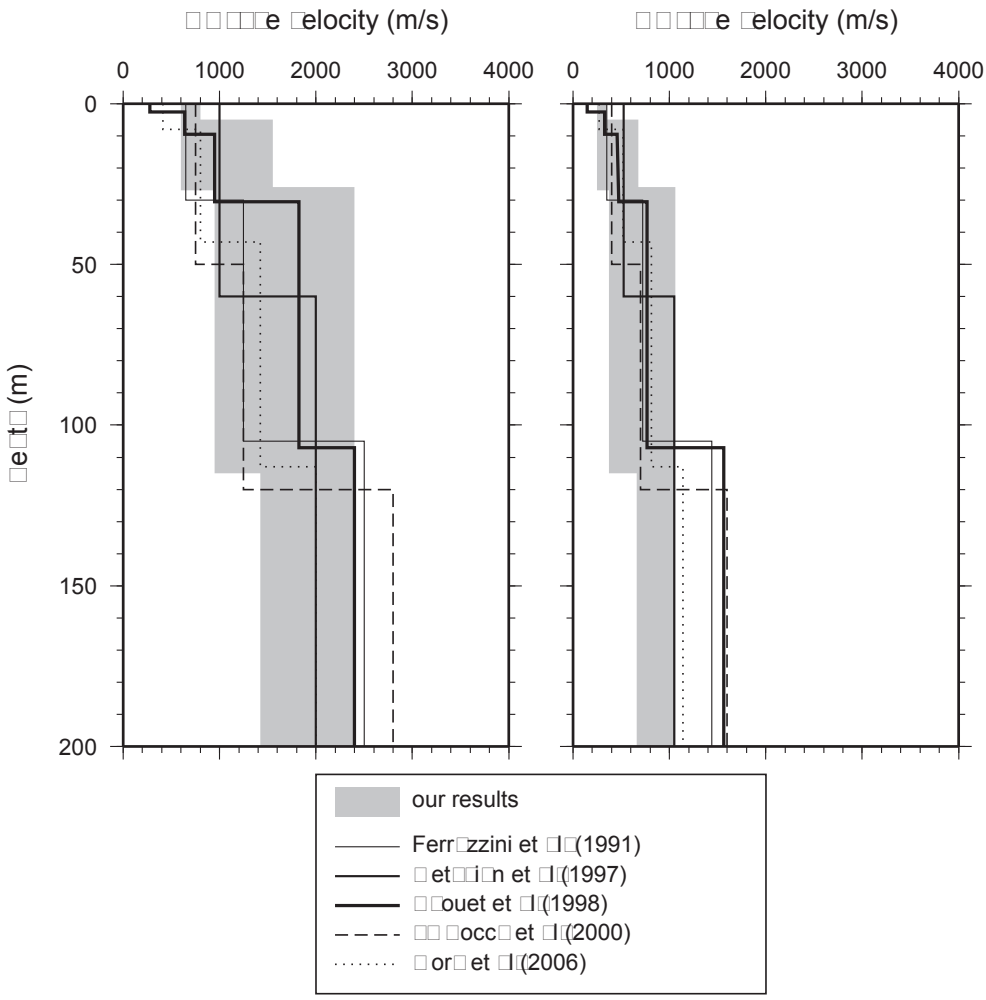


Fig. 9 : P- and S-wave velocity models computed for five volcanoes. Gray area groups together all the 1D velocity profiles, consisting of 2 layers and a half-space, calculated at Yasur volcano in this study. The continuous and dotted lines represent 1D velocity models computed at Kilauea (Ferrazzini et al., 1991), Masaya (Métaxian et al., 1997), Stromboli (Chouet et al. 1998 ; La Rocca et al., 2000) and Arenal (Mora et al., 2006) volcanoes.

canic deposits. In previous geological studies of Tanna Island, two layers of volcanic apron were identified near the Siwi caldera. These sequences, the Old Tanna Ignimbrites (OTI) and the Siwi Ignimbrites, were analysed by Robin et al. (1994). The OTI sequence, observed at three sites along the east Tanna coast, presents volcanic deposits whose thickness can reach more than 80 meters. These deposits, identified as lava flows, phreatomagmatic ashes bearing vitric clasts, ash- and scoria-flows bearing cauliflower bombs, juvenile or accidental clasts, main ignimbritic and ash fallout layers, indicate that they have been emplaced during a caldera collapse or an enlargement of a vent. Robin et al. (1994) suggested that the OTI came from a volcanic centre located east of the island, the Eastern Tanna Volcano (ETV), from an analysis of the volcanic products size and the variations of deposit thickness. Their observations of the Siwi sequence outcrops showed deposits, mainly composed of pumiceous ignimbrites, whose thickness varied from approximately 10 to 30 meters. A more detailed study by Allen (2005), and more recently by Métrich et al. (2011), highlight the contact between the Siwi sequence and pre-caldera volcanic deposits (plagioclase-phyric lavas). Carney and MacFarlane (1979), in their geological study of Tanna Island, already suggested that lavas covered by the Siwi sequence observed at the Waesisi site by Robin et al. (1994) correspond to lavas observed on the top of the OTI sequence at site 22 (Robin et al., 1994). Carney and MacFarlane (1979) also suggested that Tukosmeru pyroclastic deposits have rather been emplaced in the centre and northern part of Tanna Island. For this reason, they did not include these deposits below the Siwi caldera in the geological section. The studies mentioned in this paragraph show that we can consider the presence of two major pyroclastic layers in the south-eastern part of Tanna Island, corresponding to the two layers highlighted in this work using seismic noise analysis. If we consider the second layer of the velocity model as the OTI sequence, we can suggest that the half-space corresponds to the southern part of the ETV flank. Electrical and electromagnetic studies realised by Chaput et al. (2009) highlighted a contrast between a layer with high resistivity values, around 1000 ohm.m corresponding to compact volcanic rocks (Loke, 2001), and a conductive layer, with values lower than 50 ohm.m, near the northern caldera rim. This transition zone of resistivity approximately corresponds

to the interface between the second layer and the half-space obtained for the same part of the volcanic complex, i.e. for the array Y07. The absence of self-potential anomalies, noticed by Chaput et al. (2009), showed that the variations of resistivity were not due to the presence of a hydrothermal system. In this case, such variation may be explained by the presence of altered rocks or even clays. Robin et al. (1994) noticed the presence of palagonite (claylike minerals) in the basal part of the OTI deposits at sites 16 and 22, and therefore suggested the eastern littoral of Tanna was the western flank of the ETV, near sea-level. These observations suggest unaltered volcanic deposits, between 50 and 100 meters thick, overlying an altered surface whose top is marked by the presence of palagonite minerals. This assumption reinforce the one put forward for the two layers and the half-space of the velocity model which may correspond to the two ignimbrite sequences lying on the ETV edifice. This hypothesis, suggested for the northern caldera rim (array Y07), may also apply for the other arrays located near the caldera edges i.e. Y03, Y04 and Y06. Indeed, the similarity of the velocity models (number of layers and seismic velocities) computed at these arrays suggests similar structures with almost identical stratigraphy. In contrast, the model calculated at array Y10, which also presents two layers with similar thickness, is different from the previous models because of its low seismic velocities. Electrical studies carried out on the Yenkahe resurgent block (Chaput et al., 2009) highlighted the hydrothermal system at around 100 m depth. Temperature, gas and self-potential measurements indicated an active system, sometimes appearing at the surface as geothermal areas. Results obtained at Y10 may correspond to the same structure as arrays Y03, Y04, Y06 and Y07 with two layers of ignimbrites based on the ETV flank except that the presence of the active hydrothermal system may have an influence on the seismic velocities, making them lower.

The velocity model calculated at array Y05 also features two layers and a half-space. These two layers, 5 and 20 m thick, probably outline discontinuities inside the Yasur volcanic edifice. S-wave velocities obtained for the whole 1D model are distributed in the same range as for arrays Y03, Y04, Y06 and Y07. P-wave velocities are almost similar for the two layers but the half-space presents a lower velocity. The temperature and self-potential measurements realised by Chaput et al. (2009)

around Yasur volcano indicate the presence of superficial hydrothermal processes, sometimes detected up to the surface. At array Y05, no temperature anomaly and a low concentration of CO_2 have been observed, indicating that the hydrothermal system did not reach the surface. As for array Y10, we can assume that the circulation of hydrothermal fluids in the edifice may be at the origin of the low velocities observed below 25 meters at array Y05.

The velocity model computed at array Y13 is the only model to present one layer and a half-space. The area where Y13 was installed is considered an ash filling zone. Indeed, the south-east prevailing winds spread Yasur ash fallouts over the western and the north-western parts of the Siwi caldera (Carney and MacFarlane, 1979). Moreover, Carney and MacFarlane (1979) indicated that marks of an old debris avalanche occurring on the western flank were visible on the edges of Lake Siwi. These two phenomena have probably permitted the accumulation of pyroclastic deposits to several tens of meters thickness, which may explain the structure obtained for Y13. Chaput et al. (2009) also suggested the presence of ground water at shallow depths by using electrical tomography. The presence of water and scoria may explain the low velocities estimated for the half-space.

The arrays selected for this study did not cover the entire volcanic structure. No array was installed on the south-eastern part of the Siwi caldera affected by lava flows. In our model this area was assigned to velocity models computed for the nearest arrays, i.e. Y03 and Y04. Consequently, the 1D spatially extrapolated model does not take into account this area with accumulation of lava flows. The same is true for Ombus Mount where no array was placed and for which we have assigned the velocity model obtained at Y03. Other zones, including the Yenkahe complex, the Yasur, and the alluvial areas have been delimited using a unique array (Y10, Y05 and Y13 respectively). The alluvial zone probably presents thickness variations of pyroclastic apron coming from Yasur, with thicker deposits close to the volcano. These variations can not be included into the model using only Y13, located at the bottom of the cone. The hydrothermal system, highlighted inside the Yenkahe complex and Yasur volcano, does not present a constant geographical distribution. Chaput et al. (2009) showed the hydrothermal system could reach the surface or be

sealed at depth. These variations of the hydrothermal activity may have an influence on the seismic velocities which do not appear in our model.

The approach used in this work, based on the spatial extrapolation of several 1D velocity models computed at different sites considering the surface geology, allows us to obtain a more realistic near-surface velocity model than those generally obtained by using the SPAC method on one site. This model highlights four distinct zones. The first area corresponds to the caldera rims, which consist of two ignimbrite deposits layers and are marked by high velocities. The second area comprises the Siwi Lake, which shows ash filling and low velocities linked to the presence of ground water. The last two areas comprise the Yenkahe resurgent block and Yasur edifice. The Yenkahe horst consists of the same ignimbrite deposits as the caldera rims. The Yasur cone shows a structure related to its construction. Despite a different geometry of their structure, these areas present low velocities linked to the presence of an active hydrothermal system.

Acknowledgements

We thank Marc Wathelet (Insitut des Sciences de la Terre - ISTerre) for his help and his explanations on the use of the software Geopsy. We also thank Daniel Clarke (Institut de Physique du Globe de Paris), P. Lesage (Institut des Sciences de la Terre - ISTerre) and an anonymous reviewer for their comments which help us to improve the manuscript.

Funding

This work has been supported by the ANR contracts ANR-06-CATT-02 Arc-Vanuatu.

Bibliography

Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, *35*, 415–456.

Allen, S. R., 2005. Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption : the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu. *Bull. Volcanol.*, *67 (1)*, 27–41.

Aoki, Y., Takeo, M., Aoyama, H., Fujimatsu, J., Matsumoto, S., Miyamachi, H., Nakamichi, H., Ohkura, T., Ohminato, T., Oikawa, J., Tanada, R., Tsutsui, T., Yamamoto, K., Yamamoto, M., Yamasato, H., Yamawaki, T., 2009. P-wave velocity structure beaneath Asama volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *187*, 272–277.

Aubert de la Rüe, E., 1960. Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie). *Bull. Volcanol. 23*, 197–205.

Battaglia, J., Zollo, A., Virieux, J., Dello Iacono, D., 2008a. Merging active and passive data sets in traveltime tomography : the case study of Campi Flegrei caldera (Southern Italy). *Geophys. Prospecting*, *56*, 555–573.

Battaglia, J., Métaxian, J.-P., Legrand, D., Garaebiti, E., Nakedau, D., 2008b. Preliminary insights into the seismicity related to the strombolian explosions of Yasur volcano (Vanuatu), *In: Eos Transactions, AGU Fall Meeting Suppl.*, *Vol. 89(53)*, Abstract VR51R, Poster.

Bean, C., Lokmer, I., O'Brien, G., 2008. Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions : Simulated examples from Mount Etna. *J. Geophys. Res.*, *113 (B8)*, B08308.

Bettig, B., Bard, P., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., Hatzfeld, D., 2001. Analysis of dense array noise measurements using the modified Spatial Auto-Correlation method (SPAC) : application to the Grenoble area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, *42*, 281–304.

Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, *57*, 1408–1418.

Carney, J., MacFarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Anneytum, Futuna and Aniwa. *New Hebrides Geol. Surv. reg. Rep.*, 79pp.

Chaput, M., Finizola, A., Lénat, J.-F. c., 2009. Etude du système hydrothermal du complexe Yasur-bloc résurgent du Yenkahe (Ile de Tanna, Vanuatu). *Rapport de Master*, Université de Clermont-Ferrand.

Chen, J. K., Taylor, F. W., Edwards, R. L., Chang, H., Burr, G. S., September 1995. Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu : implications for volcanic, landslide and tsunami hazards. *J. Geol.*, *103 (5)*, 577–590.

Chevallier, L., Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion - Océan indien occidental. *Bull. Volcanol.*, *44-4*, 723–741.

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Stromboli tremor. *Bull. Seis. Soc. Am.*, *88*, 653–666.

Christensen, N. I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.*, *101*, 3139–3156.

De Barros, L., Pederson, H. A., Métaxian, J.-P., Valdés-Gonzales, C., Lesage, P., 2008. Crustal structure below Popocatépetl volcano (Mexico from analysis of Rayleigh waves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *170*, 5–11.

De Luca, G., Filippi, L., Patanè, G., Scarpa, R., Vinciguerra, S., 1997. Three-dimensional velocity structure and seismicity of Mt. Etna volcano, Italy. *J. Volcanol.*

Geotherm. Res., *79*, 123–138.

De Matteis, R., Latorre, D., Zollo, A., Virieux, J., 2000. 1-D P-velocity models of Mt Vesuvius volcano from the inversion of TomoVes96 first arrival time data. *Pure and Applied Geophysics*, *157*, 1643–1661.

Ferrazzini, V., Aki, K., Chouet, B., 1991. Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array. *J. Geophys. Res.*, *96*, 6199–6209.

Finizola, A., Revil, A., Rizzo, E., Piscitelli, S., Ricci, T., Morin, J., Angeletti, B., Mocochain, L., Sortino, F., 2006. Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO_2 soil degassing investigations. *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L17304. doi :10.1029/2006GL026842.

Herrmann, R., 1987. Computer programs in seismology, Ph.D. Thesis, Saint Louis University, ST. Louis, MO.

La Rocca, M., Petrosino, S., Saccorotti, G., Simini, M., Ibanez, J., Almendros, J., Del Pezzo, E., 2000. Location of the source and shallow velocity model deduced from the explosion quakes recorded by two seismic antennas at Stromboli volcano. *Phys. Chem. Earth*, *25*, 731–735.

Lacoss, R. T., Kelly, E. J., Toksöz, M. N., 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, *34*, 21–38.

Lees, J. M., 2007. Seismic tomography of magmatic systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res. 167*, 37–56.

Loke, M., 2001. Tutorial : 2D and 3D electrical imaging surveys. *Geotomo Software*, Malaysia, 136p.

Merle, O., Berde-Cabusson, S., Van Wyk de Vries, B., 2010. Hydrothermal calderas. *Bull. Volcanol. 72*, 131–147.

Métaxian, J.-P., Lesage, P., Dorel, J., 1997. Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua : wave field analysis and source location. *J. Geophys. Res. 102 (B10)*, 22529–22545.

Métrich, N., P. Allard, A. Aiuppa, P. Bani, A. Gertagnini, H. Shinohara, F. Parello, A. Di Muro, E. Garaebiti, O. Belhadj, and D. Massare, 2011. Magma and volatile supply to post-collapse volcanism and block resurgence in Siwi caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc). *J. Petrol.*, *52 (6)*, 1077–1105

Milner, D. M., Cole, J. W., Wood, C. P., 2003. Mamaku Ignimbrite : a caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *122*, 243–264.

Mora, M. M., Lesage, P., Valette, B., Alvarado, G. E., Leandor, C., Métaxian, J.-P., Dorel, J., 2006. Shallow velocity structure and seismic site effects at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *152*, 121–139.

Nairn, I. A., Scott, B. J., Giggenbach, W. F., September 1988. Yasur volcan investigations, vanuatu. *New Zealand Geological Survey report*, 1–74.

O'Brien, G. S., Bean, C. J., 2009. Volcano topography, structure and intrinsic attenuation : their relative influences on a simulated 3d visco-elastic wavefield. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *183*, 122–136.

Onizawa, S., Oshima, H., Aoyama, H., Mori, H. Y., Maekawa, T., Suzuki, A., Tsutsui, T., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Yamamoto, K., Mori, T., Taira, T., Miyamachi, H., Okada, H., 2007. P-wave velocity structure of Usu volcano : im-

plications of structural controls on magma movements and eruption locations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *160*, 175–194.

Patanè, D., Barberi, G., De gori, P., Chiarabba, C., 2006. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna. *Science*, *313*, 821–823.

Petrosino, S., Damiano, N., Cusano, P., Del Pezzo, E., 2009. Shallow crustal structure of Solfatara Volcano (Campi Flegrei) from microtremor analysis. *In : EGU Meeting*, Vienna, Austria, EGU2009-13108.

Prõno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L., Ferrazzini, V., 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from deismic data recorded between 1996 and 1999. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*, 49–62.

Robin, C., Eissen, J.-P., Monzier, M., Mar. 1994. Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc. *Bull. Volcanol.*, *56 (1)*, 10–22.

Saccorotti, G., Chouet, B., Dawson, P., 2003. Shallow-velocity models at the Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields. *Geophys. J. Int.*, *152 (3)*, 633–648.

Schiavone, D., Loddo, M., 2007. 3-d density model of Mt. Etna Volcano (Southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *164*, 161–175.

Tamari, S., Samaniego-Martinez, D., Bonola, I., Bandala, E. R., Ordaz-Chaparro, V., 2005. Particle density of volcanic scoria determined by water pycnometry. *ASTM Geotechnical Testing Journal*, *28*, 321–327.

Wathelet, M., 2005. Array recordings of ambient vibrations : surface-wave inversion. *Ph.D. thesis*, Université de Liège.

Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, *2*, 211–221.

Zollo, A., Gasparini, P., Virieux, J., Biella, G., Boschi, E., Capuano, P., De Franco, R., Dell'Aversana, P., De Matteis, R., De Natale, G., Iannaccone, G., Guerra, I., Le Meur, H., Mirabile, L., 1998. An image of Mt.Vesuvius obtained by 2d seismic tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *82*, 161–173.

5 Conclusions

L'approche utilisée dans ce chapitre est basée, dans un premier temps, sur l'application de deux méthodes d'analyse du bruit sismique (SPAC et f-k) afin de déterminer les profils de vitesse 1-D des ondes P et S en sept sites du complexe volcanique : les sites Y03, Y04, Y06 et Y07 sur les bords de la caldeira, les sites Y05 et Y10 sur le bloc résurgent au centre de la caldeira et Y13 sur les rives de l'ancien lac de Siwi. Ces modèles de vitesse ont ensuite été extrapolés spatialement en fonction des informations apportées par la géologie de surface et associés à un modèle numérique de terrain. Cette approche a conduit à l'élaboration d'un modèle de vitesse 3-D de la structure superficielle du complexe volcanique actif de Tanna, jusqu'à 200 mètres de profondeur sous la surface, plus réaliste que ceux obtenus jusqu'à présent avec l'utilisation de la méthode SPAC, ces derniers se traduisant généralement par un modèle de vitesse homogène de la structure volcanique. Le modèle de vitesse 3-D construit pour le complexe volcanique de Tanna met en évidence quatre zones distinctes. La première zone, correspondant aux bords internes et externes de la caldeira de Siwi, montre la superposition des deux séquences d'ignimbrites, de 15 à 30 m d'épaisseur pour la plus superficielle (les ignimbrites de Siwi) et de 30 à 100 m d'épaisseur pour la seconde (les OTI), reposant sur les flancs d'un ancien volcan (ETV) [cf. Chapitre II]. Cette région est caractérisée en profondeur par des vitesses V_P supérieures à 2 000 m/s. La seconde comprend la zone anciennement occupé par

le lac de Siwi. Cette région, caractérisée par une importante accumulation de cendres et d'alluvions, montre de faibles vitesses sismiques en partie liées à la présence d'un aquifère peu profond. Les deux dernières zones sont définies par le bloc résurgent du Yenkahe et le cône de scories du Yasur. Le bloc résurgent du Yenkahe semble présenter la même structure que les bords de la caldeira, c'est-à-dire une superposition des deux unités d'ignimbrites (OTI et ignimbrites de Siwi) reposant sur un socle volcanique plus ancien. Le cône du Yasur montre quant à lui une structure qui semble être liée à son édification. Malgré une géométrie différente de leur structure, ces deux objets volcaniques présentent de faibles vitesses sismiques en comparaison de celles obtenues sur les bords de la caldeira. Ces faibles vitesses semblent être liées à la présence d'un système hydrothermal très actif se manifestant par endroit à la surface sous forme des fumerolle ou des zones fortement altérées (zones argileuses).

Les réseaux sélectionnés pour cette étude ne recouvrent pas l'ensemble du complexe volcanique. Plusieurs zones, définies par des formations géologiques distinctes du reste de la structure, n'ont donc pu être prises en compte dans la construction du modèle de vitesse 3-D. En effet, le modèle ne prend pas en compte la partie sud-ouest de la caldeira où de nombreux épanchements de lave se sont mis en place (Aubert de la Rüe, 1960 ; Carney et MacFarlane, 1979). Le modèle de vitesse n'inclut pas également le cône du Mont Ombus qui s'est édifié à la limite sud du bloc résurgent du Yenkahe. Le manque de données pour ces deux zones nous a contraints à leur assigner le modèle de vitesse obtenu pour l'antenne la plus proche. De ce fait, les épanchements de lave ont été assignés aux modèles de vitesse calculés aux antennes Y03 et Y04 et le Mont Ombus au modèle estimé à Y03. D'autres aspects, tels que les variations d'épaisseur des dépôts au sein d'une même zone ainsi que les variations spatiales du système hydrothermal, ne sont pas pris en compte dans le modèle. En effet la zone alluviale présente probablement des variations d'épaisseur de cendres, avec des épaisseurs plus importantes à la base du cône du Yasur qui décroissent avec la distance. Or cette zone n'est caractérisée dans le modèle 3-D que par un unique profil 1-D (Y13) correspondant à la structure à la base du Yasur. Le système hydrothermal, mis en évidence au sein du bloc résurgent du Yenkahe et du cône du Yasur, ne montre pas une répartition géographique constante. Chaput et

al. (2009) ont montré que le système hydrothermal pouvait se manifester en surface via des zones de fractures ou bien être scellé en profondeur. Les variations de l'activité du système hydrothermal peuvent influer sur les vitesses sismiques. Cet aspect n'apparaît pas sur le modèle de vitesse 3-D puisque le complexe du Yenkahe et le cône Yasur ne sont assignés qu'à un seul profil de vitesse 1-D chacun (Y10 et Y05 respectivement).

Afin d'améliorer la structure superficielle du Yasur, une autre campagne de mesure du bruit sismique pourrait être envisagée. Les sites d'installation devront être sélectionnés en fonction des multiples connaissances sur la structure acquises lors des précédentes études géologiques et géophysiques. L'application des méthodes SPAC et f-k sous Geopsy ne nécessitant que quelques heures de signal, plusieurs acquisitions peuvent être envisagées sur chaque formation géologique à partir d'une seule antenne de capteurs. Un tel procédé permettrait alors de mettre en évidence les variations latérales d'épaisseur des couches ainsi que les variations de vitesse.

CHAPITRE V
Localisation des sources sismo-volcaniques

1 Introduction

Depuis les 20 dernières années, les nombreuses études réalisées en sismologie volcanique ont mis en évidence le lien existant entre les signaux sismiques et les divers processus magmatiques qui se produisent au sein des édifices. En effet, les circulations de fluides - qu'il s'agisse de fluides à l'état liquide tel que le magma, ou de fluides à l'état gazeux ($C0_2$, SO_2, H_2O pour les principaux) - génèrent des oscillations au sein de la structure qui se manifestent sous forme de trémor ou de signaux LP. D'autres manifestations sismiques de l'activité volcaniques, telles que les signaux volcano-tectoniques, sont liées à la fracturation du milieu sous l'effet des variations de contraintes induites par l'injection de magma dans la structure volcanique ou sous l'effet des phénomènes gravitaires pouvant affecter l'édifice.

Au Yasur, nous avons constaté que l'activité volcanique, de type strombolien, se manifeste principalement sous forme d'explosions de bulles de gaz et par l'émission de petits panaches de cendres [cf. Chapitre II]. Des études menées sur l'activité strombolienne ont eu pour but d'une part de comprendre les divers processus magmatiques à l'origine des explosions cycliques caractérisant ce type d'activité, et d'autre part de comprendre la relation entre activité magmatique et activité sismique. Jaupart et Vergniolle (1988, 1989) ont reproduit analogiquement un modèle d'activité magmatique produisant des explosions périodiques de bulles de gaz. Ce modèle se base sur la formation d'une bulle de gaz par coalescence d'une mousse magmatique en profondeur, au niveau du toit d'un réservoir magmatique, suivi de l'ascension et de l'explosion de cette dernière au sommet de la colonne magmatique. Ripepe et al. (2001) ont tenté de reproduire l'expérience de Jaupart et Vergniolle (1988, 1989) afin de relier chaque étape du processus magmatique au signal sismique

observé. En procédant de cette façon, Ripepe et al. (2001) ont ainsi pu établir la relation existant entre les signaux LP et le début de l'ascension de la bulle dans le conduit volcanique, ainsi que la relation existant entre les explosions des bulles de gaz et les signaux sismiques d'explosions.

Nabyl et al. (1997) ont analysé et comparé les signaux sismo-volcaniques observés au Stromboli et au Yasur. La ressemblance des signaux mise en évidence par ces auteurs, essentiellement du point de vue fréquentiel avec des pics dominants autour des mêmes fréquences, leur a permis de suggérer que des processus similaires se produisent au sein de ces deux volcans. Donc si les signaux d'explosions et les signaux LP sont liés aux principaux processus magmatiques caractérisant l'activité strombolienne, leur localisation devrait permettre de mieux contraindre ces mêmes processus au sein de la structure et par là même de mieux comprendre la dynamique éruptive du Yasur.

Nous avons vu dans le chapitre III que l'expérience sismologique menée au Yasur en 2008 a permis l'acquisition d'un jeu de données exceptionnel, mettant à disposition les enregistrements de milliers d'explosions et de signaux LP, observés sur 12 antennes sismiques. Diverses méthodes d'antennes (méthode de triangulation, MUSIC, Zero-Lag-Cross-Correlation) ont été développées pour la localisation des sources des signaux sismo-volcaniques [cf. Chapitre I]. Etant donné la configuration des antennes sismiques déployées, c'est-à-dire composées de capteurs courte-période verticaux, et les limitations de chacune des techniques d'antennes décrites dans le chapitre I, nous avons choisi d'utiliser la technique de localisation par triangulation sismique, décrite par Métaxian et al. (2002), dont l'estimation du vecteur lenteur est réalisée en utilisant la méthode interspectrale. La détermination des paramètres de propagation du champ d'ondes à chaque antenne, c'est-à-dire le back-azimuth et la lenteur apparente via l'estimation du vecteur lenteur, permettra de retrouver la position de la source. En effet, l'utilistion de la méthode de triangulation permet d'estimer la position de la source dans le plan horizontal en intersectant les back-azimuths obtenus pour l'ensemble du réseau d'antennes. Cependant cette technique ne permet pas d'estimer la profondeur des signaux sismo-volcaniques. Pour les explosions, ce paramètre est estimé en ce basant sur l'utilisation d'un algorithme de

tracé de rai dans lequel a été inclu le modèle de vitesse estimé pour Y05 et présenté dans le chapitre V. Pour différentes profondeurs à l'aplomb de la position de la source estimée par la méthode de triangulation, les temps de propagation théoriques des ondes P et acoustiques sont déterminés. Les temps théoriques des ondes P sont calculés en utilisant l'algorithme développé par Monteiller et al. (2005). Les temps acoustiques théoriques sont calculés en considérant les distances et les vitesses de propagation estimés à l'intérieur et à l'extérieur du conduit volcanique. Une fois les temps théoriques estimés pour chaque profondeur de source, ceux-ci sont utilisés pour déterminer des décalages temporels théoriques entre l'onde P et l'onde acoustique. La profondeur des explosions est déterminée lorsque la différence entre les décalages temporels théoriques et les décalages temporels observés est minimale. Les positions des explosions ainsi obtenues sont ensuite utilisées comme référence dans l'estimation de la profondeur des signaux LP. Cette dernière est alors calculée en considérant un modèle de vitesse en demi-espace et en utilisant les différences de vitesse apparente observées entre les explosions et les signaux LP.

En utilisant ces différentes approches, huit familles d'explosions et une famille de signaux LP ont été localisées. Dans chacune des familles sélectionnées, trois cas de comportement de la sismicité sont observés :

1. L'explosion est précédée de 10 à 20 secondes par un événement LP. Ce cas représente 7% des explosions et 12% des signaux LP classés.
2. L'explosion n'est pas précédée d'un événement LP. Ce deuxième cas représente 93% des explosions classées.
3. Les signaux LP qui ne sont pas suivies par des explosions. 88% des événements LP classés correspondent à ce troisième cas.

Les pourcentages donnés ici ne représentent probablement pas les proportions réelles pour chacun des cas. En effet, ceux-ci sont calculés à partir de la sismicité extraite et classée. Etant donné l'intense activité du Yasur en 2008, il est probable que de nombreux signaux LP soient masqués par les explosions de plus forte amplitude et de ce fait non extraits. Ceci pourrait alors expliquer la faible proportion obtenue dans le premier cas.

Les résultats de cette étude sont présentés dans la section 2 de ce chapitre. Dans

un premier temps, nous présentons les valeurs de back-azimuth estimées pour chaque explosion et chaque événement LP pour l'antenne Y05. Cette représentation permet d'observer l'évolution de l'activité du Yasur sur la durée de l'expérience. Dans un second temps, les localisations, calculées à partir des données enregistrées par les antennes Y03, Y04, Y05, Y06 et Y07, sont représentées pour chacune des familles analysées. A partir de ces localisations, des différents types de comportement de la sismicité et des différentes études réalisées sur l'activité strombolienne, dfférents modèles de dynamique éruptive sont proposés pour le Yasur.

2 Locating sources of explosion quakes and long-period events using a seismic triangulation method at Yasur volcano, Vanuatu

L. Perrier[1], J.-P. Métaxian[1], J. Battaglia[2] and E. Garaebiti[3]

[1] ISTerre, IRD R219, CNRS, Université de Savoie, Le Bourget-du-Lac, France.

[2] Laboratoire Magmas et Volcans, CNRS, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

[3] Department of Geology, Mines and Water Ressources, Port Vila, Vanuatu.

Abstract

Data recorded by a dense local seismic network installed on Yasur volcano during 2008 are analyzed to determine the source position of explosion quakes and long-period events generated by the Strombolian activity. Source location are performed using an array technique based on the calculation of time delays between each pair of seismometers, allowing to estimate the slowness vector and thus the direction of the source from each seismic antenna, consituted by seven seismometers. The source position is determined by intersecting these directions. The estimation of the source depth is based on the use of a 1-D velocity model and a ray tracing algorithm, and the differences of apparent velocity resulting from the slowness vector calculation. The majority of the explosion quake activity, with energy focused between 2 and 6 Hz, is located in the southern crater between 90 and 590 meters below the surface. During a few periods lasting for a few days the activity is located in the northern crater, near the surface. The LP activity, with energy concentrated between 0.5 and 5 Hz, is mainly located between 800 and 900 meters beneath the south-eastern volcano flank. Whereas explosion quake locations seem to be stable, indicating stable sources, LP locations show variations highlighting source displacements of hundreds of meters. The presence of LP events 10 to 20 seconds before some explosion quakes allowed to propose an eruptive dynamics model for the Strombolian activity and a

geometry of the plumbing system based on source locations.

Introduction

A large variety of seismic signals is frequently observed on active volcanoes. These signals are related to the volcanic environment in which they are generated, i.e. the volcanic structure, the physical properties of the different media inside the edifice (fluids, solid rocks) and the processes implied at sources (fracturation, fluids movements). The characterization of the volcanic environment through the study of the seismic sources is crucial to understand the volcanic system, and especially the eruptive dynamics and the geometry of the volcanic conduit, to improve the eruption forecasting.

Volcanic signals are different from tectonic earthquakes as they present emergent first arrivals. For that reason, it is difficult to locate sources by using arrival times. Consequently, several methods allowing to locate seismo-volcanic sources have been developed. Wave polarisation allows to locate sources in both horizontal and vertical planes [*Del Pezzo et al.*, 1992 ; *Neuberg et al.*, 1994]. However, for short wavelengths, it requires the knowledge of the type of waves as well as the knowledge of the structure and topographic effects that may influence the wave propagation [*Neuberg et Pointer*, 2000 ; *Métaxian et al.*, 2009]. Other methods based on seismic amplitudes were proposed. *Aki and Ferrazzini* [2000] used the coda amplitude ratios to compute the correction for site effect for each station at Piton de la Fournaise. After correcting the seismic amplitude for the site effects using the factors estimated by *Aki and Ferrazzini* [2000], *Battaglia and Aki* [2003] proposed an inversion technique to locate the sources distribution of tremor. The source positions are computed assuming that the corrected amplitudes are proportional to the inverse of the distance from the source for body waves and to the inverse of its square root for surface waves. The location of the seismic sources using amplitudes was also used on the Soufriere Hills volcano by *Jolly et al.* [2002] to locate pyroclastic flows and Cotopaxi volcano by *Kumagai et al.* [2009] to locate tremor originating from lahars. Another method consists in inverting the moment tensor to obtain simultaneously the source location and the source mechanism. This method has been applied to long-period

(LP) and very-long-period (VLP) events at Popocatépetl volcano [*Chouet et al.*, 2005], Kilauea volcano [*Ohminato et al.*, 1998 ; *Kumagai et al.*, 2005] and Etna volcano [*Lokmer et al.*, 2007 ; *Bean et al.*, 2008]. This method is an efficient tool but it requires the knowledge of the seismic velocity model to take into account the propagation medium in the calculation of the Green's functions [*O'Brien et al.*, 2004a,b ; *Cesca et al.*, 2008], especially the effects linked to the near-surface volcanic structure [*Bean et al.*, 2008]. Moreover it is not stable for short wavelengths because they are affected by small-scale heterogeneities present in the structure [*Chouet et al.*, 2003 ; *Cesca et al.*, 2008] which can not be modelled by the computed Green's functions, the computation being generally made using a homogeneous or 1-D velocity model [*Lokmer et al.*, 2007]. It also requires stations close to the source ; the source mechanism is best constrained using a well-known a priori source information about the position [*Bean et al.*, 2008]. According to the many constraints previously mentioned, the waveform inversion is mainly used to determine the source mechanisms even if it may be used to locate sources.

Other techniques, as dense array methods, can be used to locate sources. They are based on the cross-correlation or on the cross-spectrum of the signals when the distance between sensors is small enough. Such methods have already been employed on various volcanoes. *Almendros et al.* [2001] used two semicircular and one rectangular arrays to locate shallow LP events beneath Kilauea volcano (Hawaii). *Métaxian et al.* (2002, 2009) located volcano-seismic signals using four triangular arrays at Arenal volcano (Costa Rica). Similar techniques were also applied on seismic data recorded by two small-aperture arrays at Stromboli volcano (Italy) in 1997 by *La Rocca et al.* (2004), and at Mount Etna in 1999 by *Saccorotti et al.* (2004). *Métaxian et al.* (2002) highlighted the effects of the seismic antenna number on the resolution of the source position. Their results showed the more the number of antennas is important, better determined is the source position.

In this paper, we use similar techniques on seismic data recorded by nine antennas during 2008 at Yasur volcano to determine the position of LP events and explosion quake sources. We use the cross-spectral method to compute the time delays between each pair of sensors composing an antenna. Slowness vectors are es-

timated for each event and each antenna. Each event source is therefore located by combining the directions of propagation extracted from these slowess vectors. The aim of this study is (1) to obtain the source locations of the different types of events, (2) to highlight the relations between the locations and the apparent activity in the different subcraters, (3) to follow the temporal evolution of the sources and 4) to understand the mechanisms at the origin of the Strombolian activity at Yasur. After a description of the volcano and the experiment conducted in 2008, we detail the methods used to locate the seismic sources. Finally we report and discuss the results obtained for the explosion quakes and the LP events.

Yasur volcano

Yasur volcano (19,52° S ; 169,425° E) is located on the south-eastern part of Tanna Island. It is a part of the Yenkahe Complex (Figure 1), whose activity is highlighted by the presence of an hydrothermal system and a strong uprising rate estimated to 156 mm/yr using coral datation [*Chen et al.*, 1995]. The area, delimited by caldera rims, presents pyroclastic deposits (Siwi Ignimbrite Sequence) which have been emplaced during a major eruptive event which occurred during Late Pleistocene, probably during the caldera collapse [*Robin et al.*, 1994 ; *Allen*, 2005]. *Robin et al.* [1994] then *Métrich et al.* [2011] analyzed these deposits and showed that the ignimbrites have basaltic andesite to andesite composition. Yasur is a small strato-volcano (361 meters above and ∼900-1,000 meters below sea level) situated in the West part of Yenkahe Complex. The summit, which has a diameter of 400 m, is occupied by two craters. The number, the location and the size of vents inside each crater changed during the eruptive history of the volcano [*Lardy and Willy*, 1989 ; *Matera*, 1996, 1997]. At present time, the southern crater contains two vents named A and B, and the northern crater contains one vent called C (Figure 1).

Since it has been observed by James Cook in 1774, Yasur is in permanent Strombolian activity, with comparable eruption dynamics to those of Stromboli volcano [*Nabyl et al.*, 1997]. Strombolian explosions are characterized at surface by the release of gas during discrete, often rhythmic, bursts, ejecting incandescent lava fragments a few tens to hundred meters into the air [*Vergniolle et Mangan*, 2000]. *Oppenheimer*

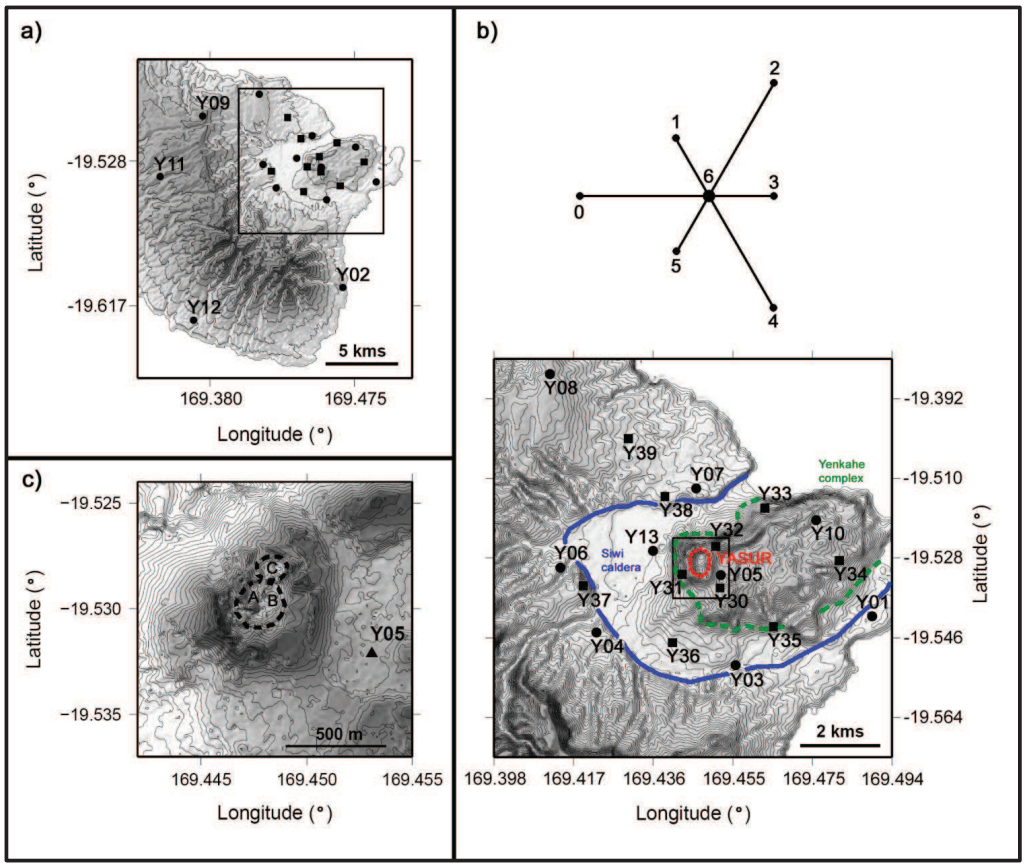


Figure 1 : a) and b) 90-meters resolution maps of the south-eastern part of Tanna Island, showing the positions of the seismic antennas (circles) and the broadband stations (squares). Geometry of the antenna Y05 is plotted on the upper right. Here, 0-5 correspond to vertical sensors, 6 corresponds to the 3-components sensor. This array geometry is the same for all the antennas used in this work. c) 10-meters resolution map of Yasur volcano indicating the position of the northern and the southern craters (black dotted circles) in which are located the vent C and the vents A and B respectively. The latitude and the longitude are indicated in decimal degrees.

et al. [2006] measured gas emissions from strombolian explosions and passive degassing that occurred on Yasur volcano during January 2005. The SO_2/HCl, CO_2/CO and CO_2/SO_2 ratios showed that explosive degassing derive from the accumulation of the deeper-sourced gas, by an asperity present in the magmatic conduit wall, forming a slug of gas that rises up and explodes at the surface. For the passive degassing, the ratios showed that the gas is a mixture of gas coming from two sources - a deep source and a shallow one. The formation and the ascent of these gas slugs generate transient events that were recorded during one year by the dense seismic network described below in the next paragraph.

Data

Description of the experiment and of the seismic events

In order to study the seismicity of Yasur volcano, 12 short-period seismic antennas were installed in January 2008 around the volcano at distances from 500 m to 14 km from the active center (Figure 1). In this study, we use the nine closest antennas, as the other ones did not properly record most of the activity. Each of the selected seismic antennas was composed of seven sensors Agecodagis CDJZ, with eigen frequency of 2 Hz, connected to an Osiris or a Kephren Agecodagis station, synchronized by GPS receiver. Each antenna is composed by one central 3-component seismometer surrounded by six vertical seismometers distributed every 60° at radial distances from the center of alternatively 20 and 40 meters (Figure 1). The absolute position of each central seismometer was determined by GPS with an accuracy of 10 meters and the position of the vertical sensors was calculated from theodolite measurements. To complete the seismic network 10 broadband stations equipped with CMG-T40 sensors with eigen period of 20 s and 30 s were installed in May 2008. The seismic signal was continuously recorded by the whole network with a sampling frequency of 100 Hz during 9 months. In September 2008, 6 seismic antennas and 6 broadband stations were removed from the network. Data were recorded on local drivers collected every three weeks. Data recorded by the broadband stations are not used in this article and will be the purpose of a future work.

A huge quantity of transient seismic signals were recorded during this experiment. Visual observations (direct observation on the field and videos realized during the experiment) showed that the majority of these signals were explosion quakes linked to the surface activity described in section 2. In Figure 9 and Figure 10, we present video captures showing examples of explosion quakes associated to strombolian explosions occurring in the different vents. We also distinguish LP events occurring a few seconds before explosion quakes (15-16 seconds), apparently unrelated to the surface activity. Indeed, video captures show only passive degassing during the time corresponding to the LP event. Data recorded by the array Y05, which is the closest to the crater (Figure 1), shows high amplitude explosion quakes. These signals begin with a low-frequency emergent phase, followed by a high-frequency phase one to two seconds after the beginning. The low-frequency phase is characterized by its corrected energy spectrum distributed between 1.5 and 6 Hz, with a dominant frequency around 3 Hz (Figure 4). The high-frequency phase is characterized by its energy spectrum in the frequency band [7-25] Hz. The propagation velocity of this phase allows us to identify it as the acoustic wave transmitted to the ground (Figure 3). LP events were well-recorded on all antennas (Figure 2). Their spectra corrected from the instrumental transfer function show energy distributed between 1 and 5 Hz, with a dominant frequency around 2 Hz (Figure 4). The temporal analysis of LP events and explosion quakes highlights two distinct behaviors of the seismicity observed at Yasur. On the one hand, explosion quakes are preceded by a LP event 10 to 20 s before their onset (Figure 4 and Figure 10). This feature is observed for 7% of the explosion quakes classified in several families of similar events presented in the next section. On the other hand, explosion quakes and LP events seem to occur independently of each other. Each family of explosion quakes shows these two types of behavior of the seismicity.

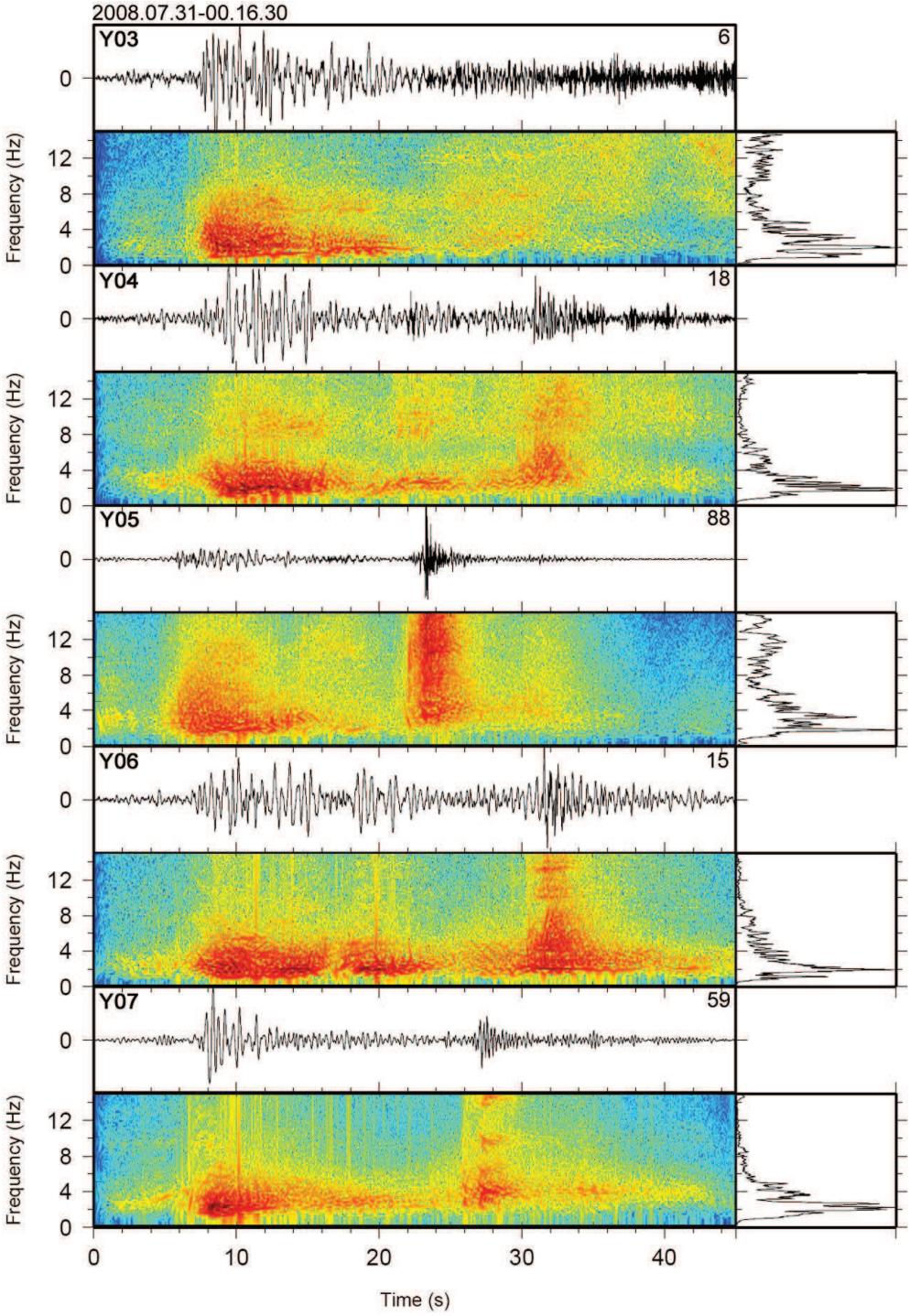


Figure 2 : Normalized velocity seismograms of an explosion quake preceded by a LP event occurring the July 31th, 2008, with their associated spectrograms and normalized spectra, recorded on the central seismometer of arrays Y05, Y03, Y04, Y06 and Y07. The time origin is 00h16'30". The maximum amplitudes (in $\mu.s^{-1}$) are given at the upper right of the seismograms.

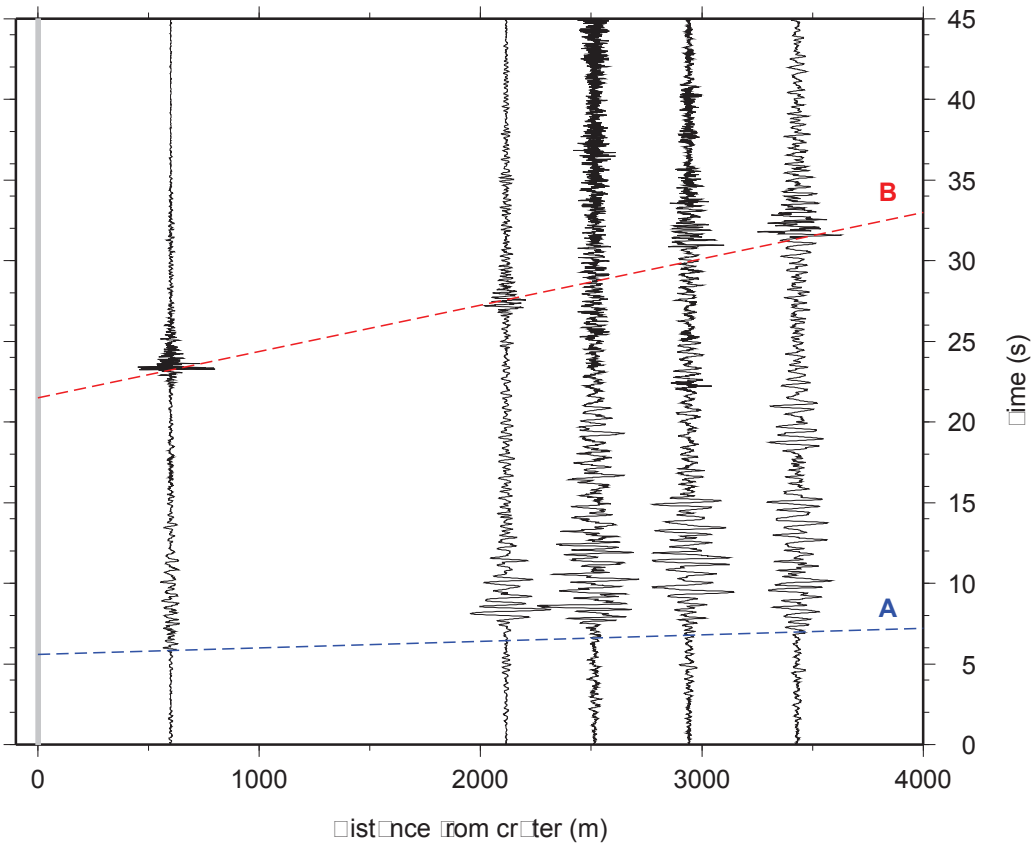


Figure 3 : Normalized velocity seismograms of the LP event followed by the explosion quake presented in Figure 2. The blue dotted line (A) corresponding to the low-frequency phase indicates a propagation velocity of $\sim$ 2500 m/s for the LP events. The red dotted line (B) indicating the high-frequency wave shows a propagation velocity of $\sim$ 340 m/s arguing for an acoustic wave.

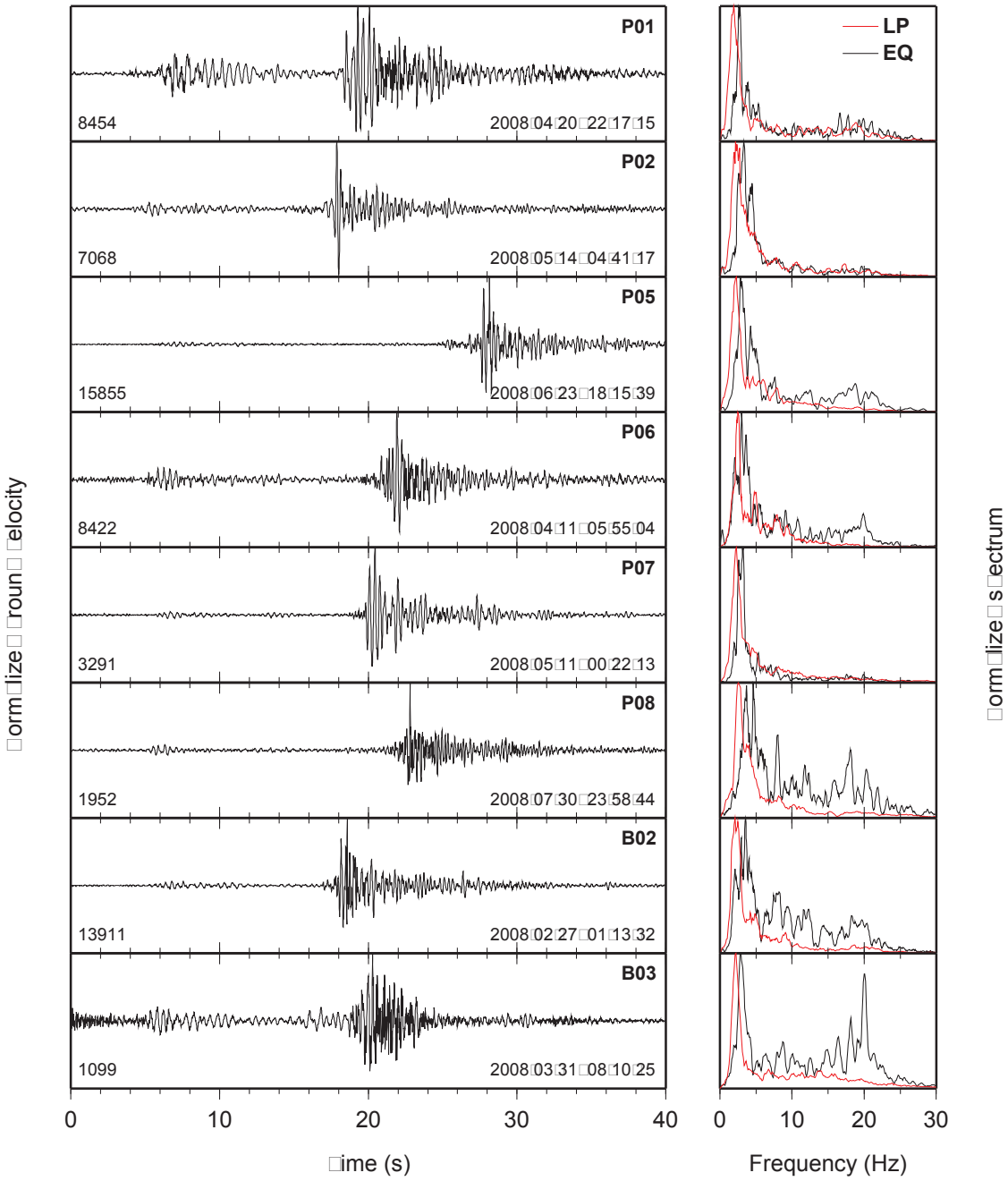


Figure 4 : Velocity seismograms of filtered events (between 0 Hz and 15 Hz) belonging to nine different families of similar events (P01, P02, P05, P06, P07 ; P08, B02, B03 and LP) recorded by the central sensor of the Y05 station. The normalized spectra of the LP events are indicated as red lines and the normalized spectra of explosion quakes are indicated as black lines. The time origin and the name of the family are displayed on the bottom and on the upper right of the plots respectively. The number of similar events which form the family are written on the bottom left of the plots.

Families of events

Seismicity rate was high during the experiment. Nearly 70 events per hour were counted using a STA/LTA algorithm with a detection threshold of 3.0, during a period of high activity which lasted from January to September 2008. This large quantity of seismic events required an initial classification work. Selecting master events and using a cross-correlation method, *Battaglia et al.* [2008] revealed the existence of tens of families of similar explosion quakes and at least one main family (or multiplets) of LP events including several hundreds of events. The master event was chosen using two techniques. The first approach is based on the identification of a seismic event whose position inside the summit crater is known using field observations (visual or videos) realized during the experiment. The second approach is based on the choice of a signal with a clear waveform. Once the master event is chosen, similar events are searched in the seismic recordings by computing the correlation between the master event and each signal found [*Battaglia et al.*, 2008]. *Battaglia et al.* [2008] considered that events belong to the same family when the correlation reached the threshold value fixed to 0.7. Seismic data recorded by the sensor n° 3 of array Y05 were used to classify the explosion quakes, as signal to noise ratio was not sufficient on other arrays. For the LP events, the signal to noise ratio was high on numerous sensors ; the classification was realized using the sensor n° 1 of the array Y07. Figure 4 illustrates examples of explosion quakes belonging to eight families : two families of explosion quakes (B02 and B03) active before a major tectonic earthquake which occurred on April 9th, 2008 and six families of explosion quakes (P01, P02, P05, P06, P07 and P08) active after that earthquake. Here, each explosion is preceded by a long-period signal belonging to the main family of LP events (named L04). These nine families are composed by a large number of similar events : 15 668 for B02, 1 442 for B03, 8 820 for P01, 11 921 for P02, 16 692 for P05, 8 949 for P06, 4 424 for P07, 2 020 for P08 and 38 811 for the LP family, that represents 60 to 70% of the classified events. The temporal evolution of families shows that some of them co-exist while other disappear when new ones appear [*Battaglia et al.*, 2008]. These families, each one characterised by a different waveform, indicate the presence of dominant modes of resonance of the conduit in

response to the ascent or explosion of the gas slug [*Battaglia et al.*, 2008]. This preliminary analyse provides us an information about the volcanic activity of Yasur during 2008.

Methods

The first method used to locate sources is described by *Métaxian et al.* [2002]. This technique is based on the estimation of the time delays for each seismic antenna. For successive windows moving along the seismograms, the time delays are calculated between each pair of seismometers, using the cross-spectral method [*Jenkins and Watts*, 1968 ; *Poupinet et al.*, 1984 ; *Fréchet*, 1985 ; *Got et al.*, 1994]. *Métaxian et al.* [2002] showed that the length of the moving window is an important parameter for estimating the time delays. In this study, the length was fixed to be equal to 2.56 s, with an overlap of 10 percent. The time delay computed between two seismometers i and j can be written as a scalar product :

$$\tau_{ij} = \mathbf{s} \cdot \mathbf{r}_{ij} \tag{1}$$

where $\mathbf{s} = (-s \cdot sin\alpha, -s \cdot cos\alpha)$ is the slowness vector, α is the back-azimuth, s the slowness and $\mathbf{r}_{ij}$ the relative position vector. Assuming that (1) the wavefield is composed by non-dispersive plane waves, (2) only one wave propagates across the array or one is dominant in a given signal window and (3) the medium beneath the array is laterally homogeneous, the slowness vector can be estimated by a linear inversion (standard least squares) of the time delays. Then, for each antenna k and each window centered at time t, the probability density function (PDF) of the back-azimuth α is computed :

$$\rho_1^k(\alpha, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_k(t) erf(\frac{\pi}{\sqrt{2}\sigma_k(t)})} exp\left\{ -\frac{[\alpha - \theta_k(t)]^2}{2\sigma_k^2(t)} \right\} \tag{2}$$

where the back-azimuth α is considered to be a gaussian variable with mean $\theta_k(t)$ and standard deviation $\sigma_k(t)$. This stage allowed to obtain time series of back-azimuths and apparent velocities (by applying the same procedure) for each array. Next, we

performed a weighted summation of the PDFs $\rho_1^k(\alpha, t)$ obtained along the selected signal between T_0 and T_{max} to take into account the quality and the stability of the back-azimuth measurement :

$$\rho_2^k(\alpha) \propto \int_{T_0}^{T_{max}} \rho_1^k(\alpha, t) w_k(t) dt, \tag{3}$$

The weights w_k are expressed as a function of the time derivative of the delays $\dot{\tau_{ij}}$ smoothed by a short boxcar $\Pi(t)$:

$$w_k(t) \propto \left(\sum_{i,j} |\dot{\tau_{ij}}| \right)^{-1} * \Pi(t), \tag{4}$$

where $*$ denotes the convolution operation. Values of the weight function depend on the stability of the considered time delay series. The more the delays are stable, the more the estimated weight is high. The boxcar's width therefore affects the length of the time delay series. The wider the boxcar is in time, the more important the number of time delays considered in the calculation of the weight function is.

The PDF of the source position is calculated on a grid, where each point has geographic coordinates (x,y), by joining the individual PDFs for each antenna as :

$$\rho_3(x, y) \propto \prod_{k=1}^{N} \rho_2^k(\alpha^k(x, y)), \tag{5}$$

where N is the number of seismic antennas. The maximum of the PDF $\rho_3(x, y)$ gives the source position. To estimate the accuracy of the source location, we computed the mean quadratic radius, which is related to the spread and the shape of the PDF $\rho_3(x, y)$. This constant can be expressed as $R = \sqrt{(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)/2}$ with σ_1 and σ_2 the principal standard deviations of $\rho_3(x, y)$.

This approach allowed us to estimate the source location in the horizontal plane. However it does not allow to determine the source depth. To determine this parameter, we employed two different strategies, one for explosion quakes and another for LP events (Figure 5). For explosion quakes, we used the mean time delay measured between the P-wave and the acoustic wave (τ). A ressembling approach has

been used by *Ripepe et al.* [2001] to determine explosion source depth at Stromboli volcano. This time delay is estimated for each multiplet using 30 explosion quakes of the same family, recorded at site Y05, where the onsets of the P and acoustic waves were clearly observable. Thereafter, we computed the theoretical propagation time of the seismic and the acoustic waves. The P-wave travel time is calculated using a ray tracing algorithm [*Latorre et al.*, 2004 ; *Monteiller et al.*, 2005] from the quadratic interpolation of the travel time field computed using the algorithm of *Podvin and Lecomte* [1991]. This algorithm is employed for tomographic studies and source locations [e.g. *Got et al.*, 2008 ; *Berger et al.*, 2011] and involves a knowledge of the P-wave velocity model. At Yasur volcano, a near-surface velocity structure models were determined for each antenna using the Spatial Autocorrelation [*Aki*, 1957 ; *Bettig et al.*, 2001] and the Frequency-Wavenumber [*Lacoss et al.*, 1969 ; *Capon*, 1969] techniques by *Perrier et al.* [2011]. In the Yasur cone area, comprising the array Y05, the P-wave velocity model consists of two thin layers, with velocities of 800 m/s for the first 5 m and 1,200 m/s for 5 to 25 m, P-wave velocity being 1,800 m/s below (Figure 5a). The acoustic wave traveltime is estimated using the following expression :

$$T_{ac} = \frac{D_{in}}{V_{in}} + \frac{D_{out}}{V_{out}} \tag{6}$$

where D_{in} and D_{out} are the distances travelled inside and outside the volcanic conduit by the acoustic wave, at velocities V_{in} and V_{out} respectively (Figure 5a). The velocity inside the conduit is estimated using measurements of gas composition carried out in October 2007 by *Métrich et al.* [2011] at Yasur volcano and sonic velocity ranges given by *Chouet et al.* [1974]. Measurements realized by *Métrich et al.* [2011] revealed a gas mixture containing $\sim 90\%$ of H_2O, $\sim 5\%$ of CO_2, $\sim 4\%$ of SO_2, $\sim 1\%$ of HCl and $\sim 0.1\%$ of HF. Considering this composition, the velocity of acoustic waves should be comprised between 796 m/s and 853 m/s according to *Chouet et al.* [1974]. In our calculations, we used a mean velocity value of 825 m/s for V_{in}. The sonic velocity outside the volcanic conduit V_{out} is estimated using Figure 3 where the acoustic wave is propagated with a velocity equal to 340 m/s. In a first

time, we measured the time delays between the P and the acoustic arrival times. Then, the P and the acoustic traveltimes are computed for various source depths that allowed us to obtain the theoretical time delays. For each depth, we computed the RMS value between the measured and the theoretical time delays. The estimated source depth corresponds to the miminum value of RMS.

LP events don't show acoustic waves. To determine their depth, we used the difference of apparent velocity, estimated with the slowness vector calculation, between LP events and explosion quakes. In a homogeneous isotropic medium, the velocity of the seismic waves V and the apparent velocity V_{app} are related by the expression :

$$V = V_{app} cos(\alpha) \tag{7}$$

where α is the angle between the direction of wave propagation and the horizontal plane. Considering a medium with a constant velocity, we computed the angle of the seismic ray of LP events (α_{LP}) arriving at the array Y05 using the following equation :

$$V_{app}^{EQ} cos(\alpha_{EQ}) = V_{app}^{LP} cos(\alpha_{LP}) \tag{8}$$

with α_{EQ} the angle of the seismic ray and V_{app}^{EQ} the apparent velocity of explosion quakes. V_{app}^{EQ} is given by the slowness vector analysis and α_{EQ} is deduced from the explosion quake location. The estimation of α_{LP} allowed us to calculate the depth of the LP event source by using the relation :

$$h + \Delta h = r \cdot tan(\alpha_{LP}) \tag{9}$$

with r the horizontal distance between the explosion quake location and the array Y05, h the explosion quake depth below Y05 and Δh the vertical distance between explosion quake and LP event depths. According to the horizontal positions of the source obtained with the seismic triangulation, we chose the family of explosion quakes whose position is closest to the LP events location for the calculation of the depth. To quantify the errors related to the homogeneous medium, we estimated the

depth of each family of explosion quakes using this approach and we compared the results with those obtained with the ray tracing. The errors on the estimation of the LP event depth are computed by summing the errors related to the homogeneous medium and the errors on the calculations of the apparent velocity.

Source locations are described in three sections. First, we illustrate the process of source location using the seismic triangulation described in section 4 with four examples of explosion quakes, two of which were preceded by a LP event. Then, we present the source locations obtained for explosion quakes and LP events.

Source location process

We selected an explosion quake, belonging to the family P08, preceded by a LP event, occurring on July 30th, 2008. The signals were recorded by the seismic antennas Y03, Y04, Y05, Y06 and Y07. The slowness vector was computed from the time delays estimated between each pair of seismometers for each one of these antennas. The signal was filtered between 0.5 and 6 Hz corresponding to the frequency band in which signals show the maximum of energy. It allowed us to eliminate the ground-coupled acoustic waves, whose dominant frequency is larger than 7 Hz. Figure 6 shows the seismogram recorded by Y05, the mean coherency (average of the coherencies computed between each pair of sensors), the back-azimuth and the apparent velocity with their standard deviations. At the beginning of the LP event and of the explosion quake, the mean coherency increases to reach values greater than 0.9. The values of the back-azimuth and the apparent velocity are stable during the first seconds of the explosion. The standard deviations calculated during these first seconds are lower than 5° for the back-azimuth and lower than 50 m/s for the apparent velocity. These observations indicate the passage of a directional wavefield beneath the antenna. In order to calculate the PDFs $\rho_2^k(\alpha)$, for each seismic antenna, we selected 2 s of signal starting 0.3 s before the beginning of the emergent phase. Figure 7 displays the signals, the time series of back-azimuths and the PDFs $\rho_2^k(\alpha)$ obtained for the five antennas. The red and the gray areas indicate the selected signals for the LP event and the explosion quakes respectively. The shape of the PDFs depends on the stability of values of back-azimuth and of their standard deviations. In this

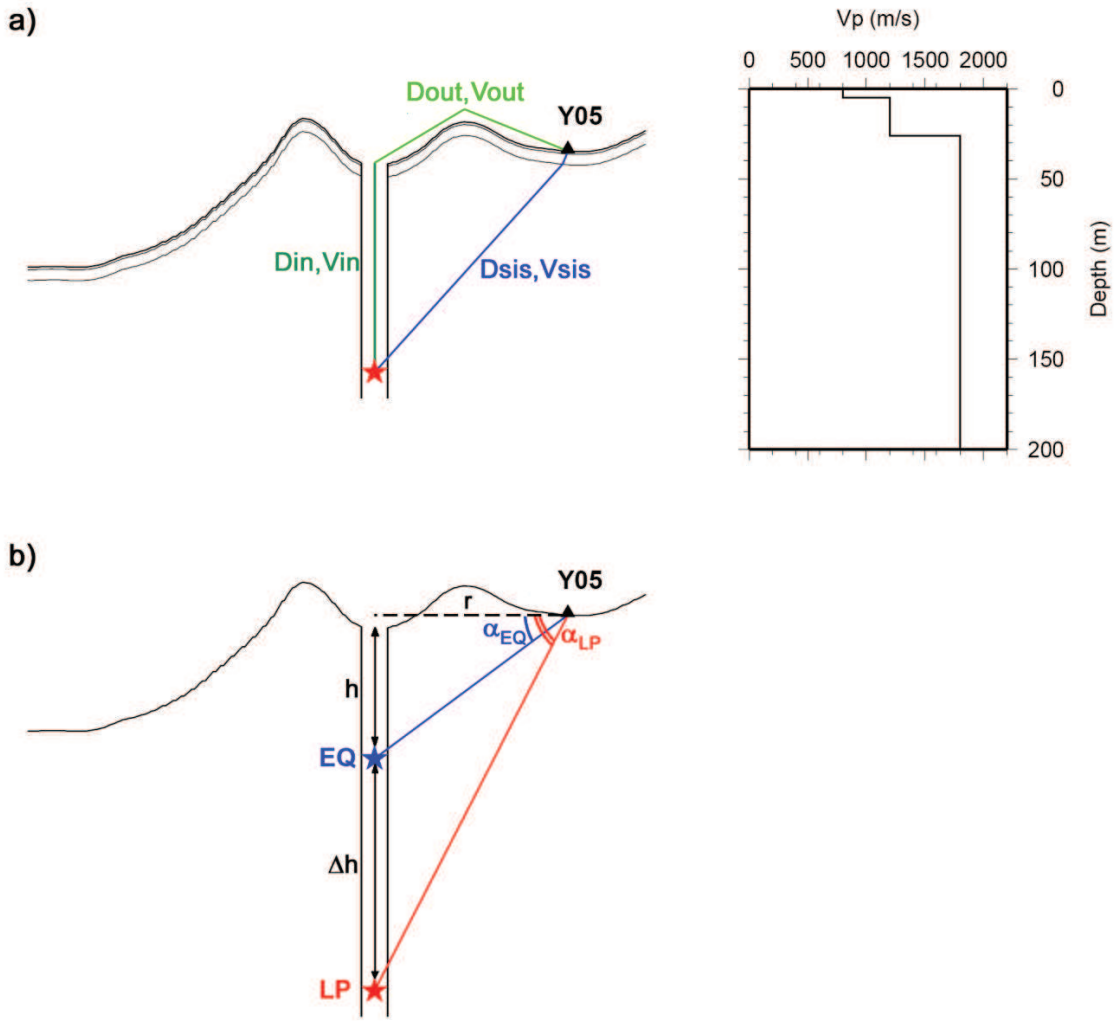


Figure 5 : Schematic representations of Yasur volcano illustrating the methods used a) to locate explosion quakes using ray tracing and b) to locate LP events using the difference of apparent velocity between LP events and explosion quakes. The majority of parameters used in these techniques are displayed : the seismic distance between the source and the sensor (D_{SIS}) and the P-wave velocity (V_{SIS}) represented on the upper right, the acoustic distances inside and outside the conduit (D_{in} and D_{out}) and their respective velocity (V_{in} and V_{out}), the angles with the horizontal (α_{EQ} and α_{LP}) and the depths of the explosion quake and the LP event (h and δh).

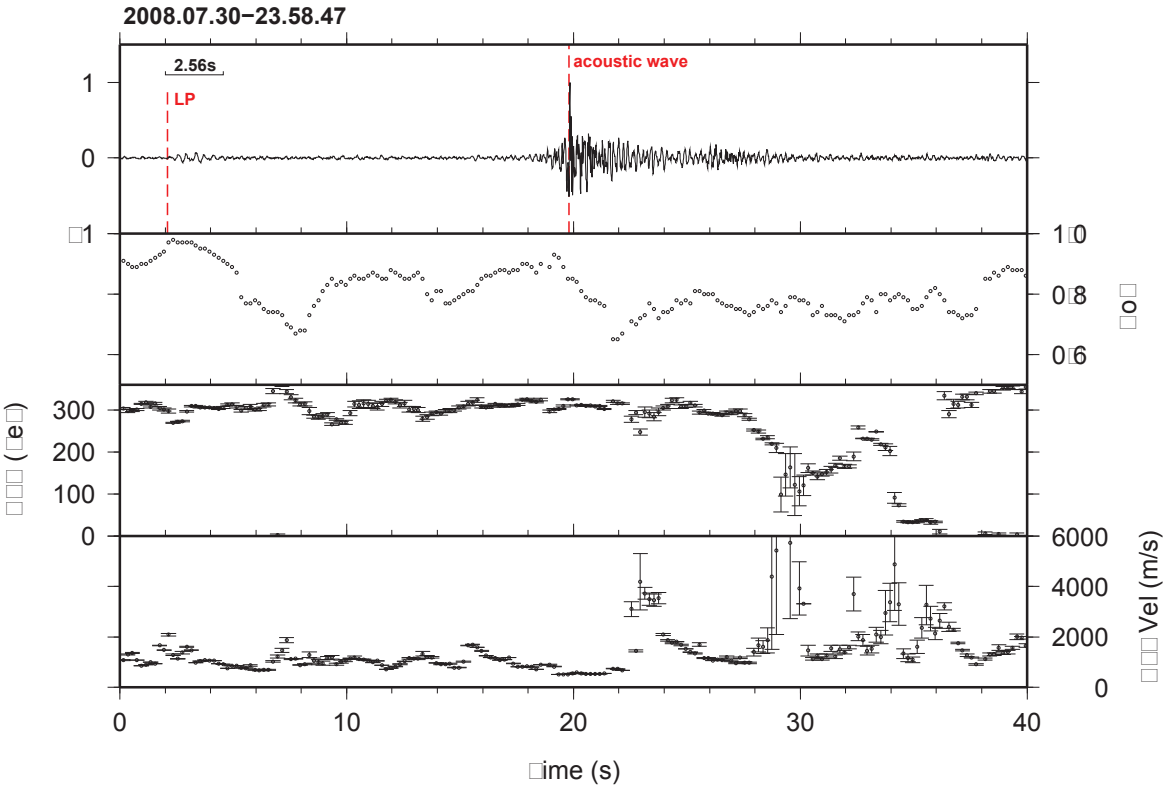


Figure 6 : Velocity seismogram of an explosion quake belonging to family P08 occured on July 30th, 2008 and recorded by the central sensor of Y05. The acoustic wave is pointed with the red dotted line. The mean coherency, the back-azimuth and the apparent velocity extracted from the slowness vector are displayed. The window length used in the analysis is shown by an horizontal bar. The origin of the time 2008.07.30 23h58'47" is displayed at the upper left corner.

example, the PDFs are mainly characterized by narrows peaks. This is explained by the stability of the back-azimuth during the selected periods of time.

The calculation of the PDFs of the back-azimuth $\rho_2^k(\alpha)$ has been made on 30 explosion quakes belonging to the family P08 in order to quantify the quality of results obtained for each seismic antenna. An average of $\rho_2^k(\alpha)$ per antenna has been computed and displayed in Figure 8. The results show that the back-azimuth obtained for the seismic antennas Y03, Y04, Y05 Y06, Y07 and Y13 point toward the crater area. Nevertheless, Y07 and Y03 have back-azimuth PDFs much wider

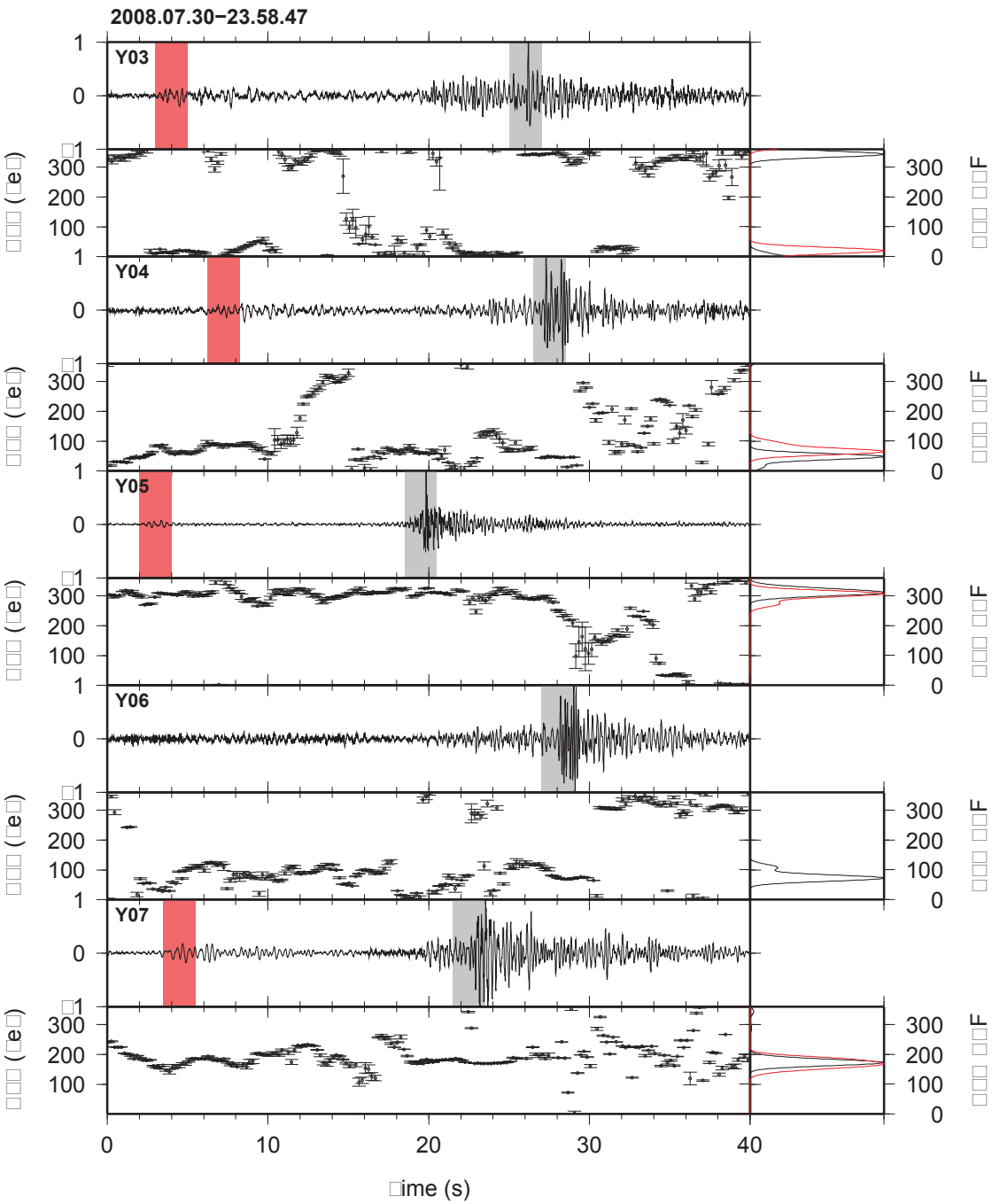


Figure 7 : Velocity seismograms, back-azimuths and PDFs $\rho_2^k(\alpha)$ calculated for the seismic antennas Y03, Y04, Y05, Y06 and Y07. The red and grey areas respectively show the selected parts of LP events and explosion quakes for which the PDFs $\rho_2^k(\alpha)$ are computed (equation (3)). The origin of the time is 2008.07.30 23h58'47".

than other antennas indicating higher uncertainties for back-azimuth determination on these sites. On the other hand, back-azimuth obtained for antennas Y01, Y08 and Y10 do not point toward the crater area. Indeed, the preferential directions computed for these antennas differ by several degrees compared to the direction indicating the crater area (from 15° for Y01 and Y08 to 50° for Y10). Giving these results and knowing that explosion quakes come from Yasur crater, we decided to discard these three seismic antennas in the process of source location. We discuss later on the possible causes that could explain differences between observed and computed directions. In the following, source locations are performed on all the transient events using only the seismic antennas Y03, Y04, Y05, Y06, Y07 and Y13. The seismic antennas Y02, Y09, Y11 and Y12 are not used as they do not record clearly most of the events. Finally, for each explosion quakes and LP event, all the PDFs $\rho_2^k(\alpha)$ are combined using the equation (5) to compute the PDF of the position of the source $\rho_3(x, k)$. The more PDFs $\rho_2^k(\alpha)$ are included in the product, the more the probability corresponding to the source is enhanced. The maximum likelihood of the PDF $\rho_3(x, k)$ gives the source location.

Figure 9 shows two examples of explosion quakes located using the process described above. The maximum likelihoods of the PDFs $\rho_3(x, k)$ are indicated by white stars. Results show that both of the explosion quakes are located in the south crater. Video captures of these two events validate the estimated source positions. Figure 10 illustrates two examples of explosion quakes belonging to families P08 (Figure 10a) and P05 (Figure 10b), each one preceded by a LP event. The first example, occurring on July 30th, 2008, shows that the LP event is located beneath the south-eastern volcano flank. The explosion quake which follows the LP event is located in the northern crater. The results of the second example, occurring on October 1st, 2008, show that the LP event is also located under the south-eastern flank. The explosion quake, that occurs ~ 15 s after the beginning of the LP event, is located in the southern crater. We use four video captures to follow the surface activity during this period of time and validate our results. Captures indicate that the explosion quake occurred in an area corresponding to our location. During the LP event, only passive degassing is observed. This observation argues for a deeper activity of LP

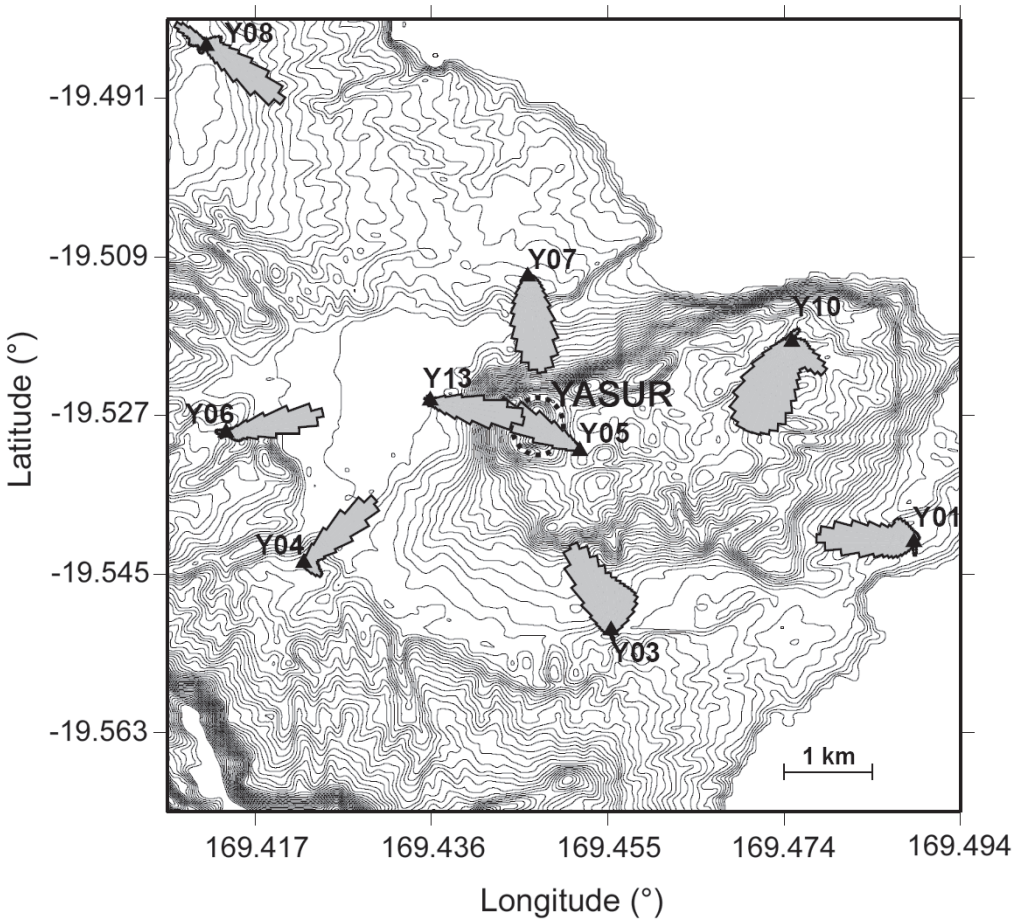


Figure 8 : Average back-azimuth (represented by polar histograms) calculated at each seismic antennas from 30 explosion quakes. Y03, Y04, Y05, Y06, Y07 and Y13 show directions pointing to the crater area. Y01, Y08 and Y10 point to distinct areas located north and south of Yasur.

events whereas explosion quakes are related to the surface activity.

Locations of explosion quakes

The slowness vector was estimated for thousands of signals classified in the different families. We selected events whose correlation with the master event was greater than 0.7. This gives an overview of the temporal evolution of the seismic activity during 2008. To make easy the visualization of the 2008 activity, we decided to display only the results computed at Y05. Indeed, the geographic location of this antenna is ideal to distinguish the southern crater activity from the northern one. Figure 11 and Figure 12 show the distribution of the back-azimuth and the apparent velocity calculated at Y05. Values of back-azimuth correspond to the maximum of the PDF $\rho_2^k(\alpha)$ computed as described by equation (3). The temporal distribution indicates that the majority of events belonging to the families B02, B03, P01, P02, P05, P06 and P07 have back-azimuth ranging from 280° to 315° (the average value of back-azimuth weighted by the standard deviations is $\sim 300°$) which corresponds to the southern part of the Yasur active crater. These results allow to assign these families to the southern crater, so to the vents A and B. For these families, apparent velocities calculated at Y05 (Figure 12) are greater than 800 m/s, with an average value of $\sim$ 950 m/s. Some periods of several days, around May 2, July 24 (Figure 16) and August 20 (julian days JD 123, 206 and 233 respectively on Figure 11), show the highest values of back-azimuth. During these periods, characterized by the presence of the family P08, back-azimuths computed at Y05 are distributed between 305° and 340°, with a weighted average back-azimuth of 320°. Despite an overlap of values with those presented above, this range of values corresponds to an activity in the northern part of the crater, so in vent C. Moreover, apparent velocities associated to vent C are lower than those assigned to vents A and B. They are distributed between 500 m/s and 800 m/s. Nevertheless, on Figures 11 and 12, we can notice that back-azimuth and apparent velocities calculated for several events of P08 with a coherency greater than 0.70 are similar to those obtained for families assigned to vents A and B. This is related to our choice of coherency threshold. If we take a

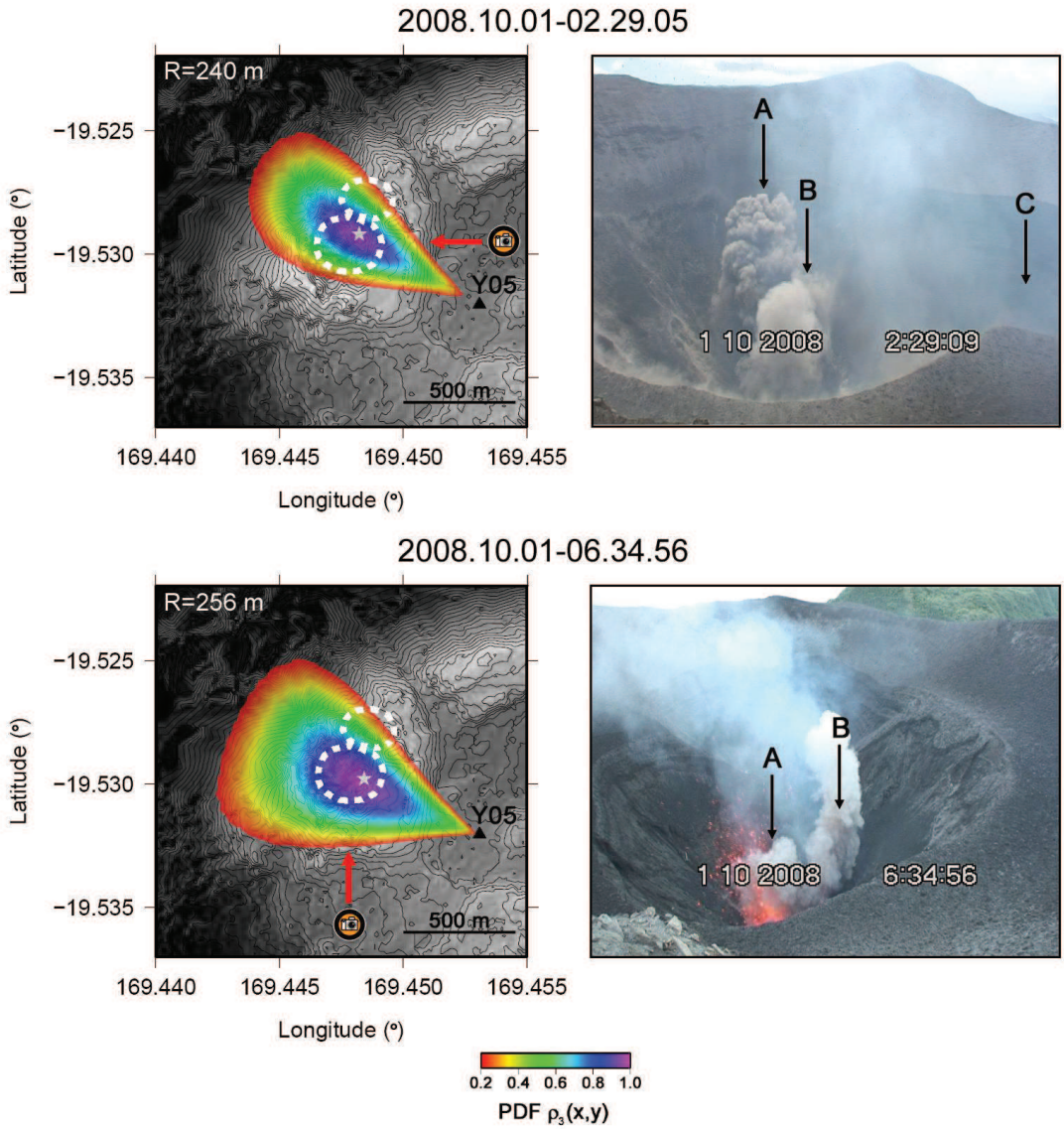


Figure 9 : PDFs of the position of the source $\rho_3(x, y)$ for two explosion quakes estimated from PDFs of back-azimuth $\rho_2^k(\alpha)$ computed for the seismic antennas Y03, Y04, Y05, Y06 and Y07 (equation (5)). The star indicates the maximum likelihood of the PDF and yields the position of the source in the horizontal plane. The two subcraters are indicating as white dotted circles. The quadratic radius of PDFs is displayed on the upper left. The two explosion quake locations are associated with video captures on which are indicated the three vents A, B and C. The angle shot of the captures are indicated with a red arrow and a camera symbol.

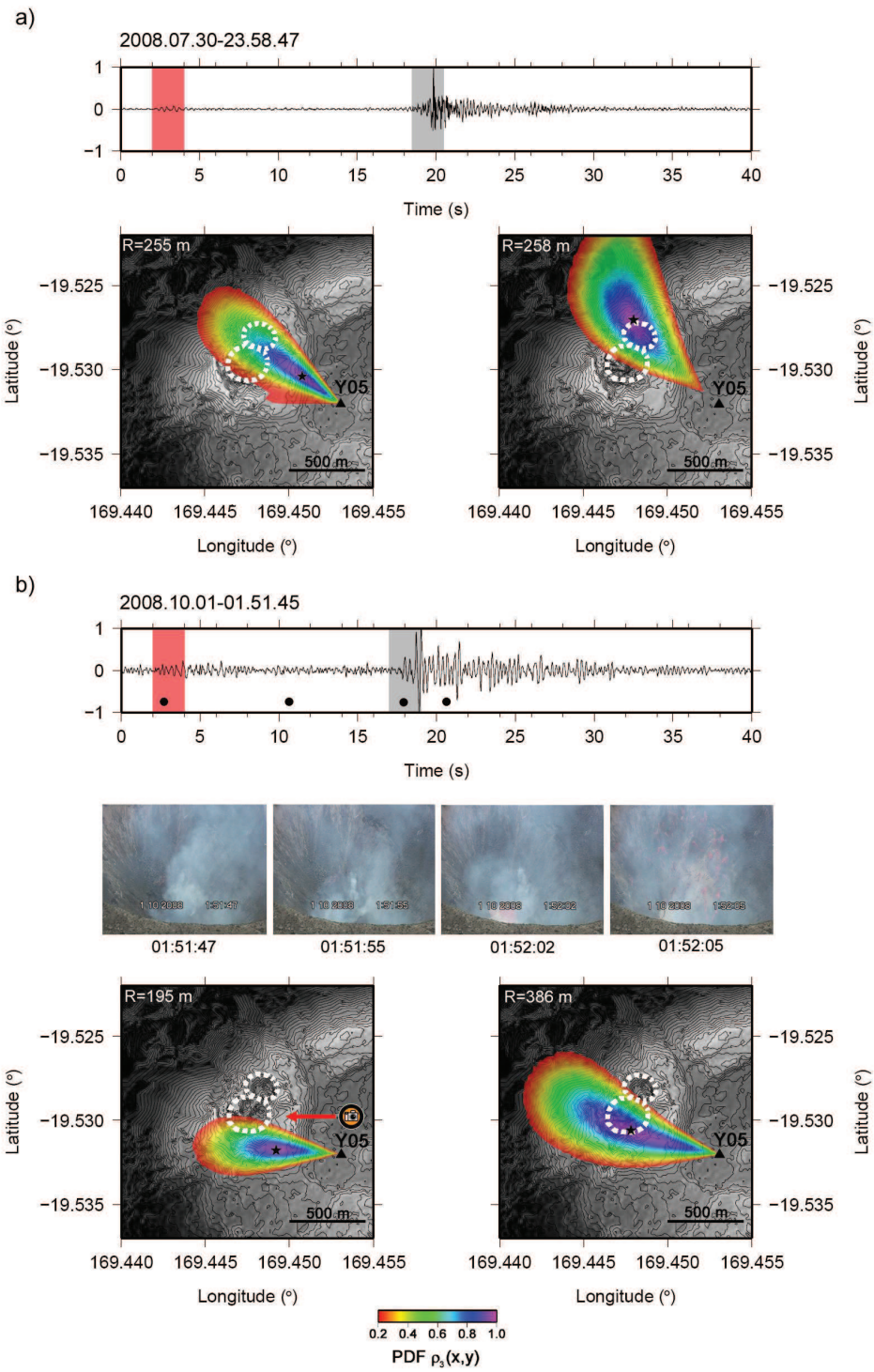


Figure 10 : PDFs of the source position for two examples of a LP event followed by an explosion quakes, estimated from PDFs of back-azimuth $\rho_2^k(\alpha)$ computed for the seismic antennas Y03, Y04, Y05, Y06 and Y07 (equation (5)). The red and grey areas marked on the Y05 seismograms indicate the selected part of LP and explosion signals used for the calculation of $\rho_2^k(\alpha)$. The star indicates the maximum likelihood of the PDF $\rho_3(x, y)$ and yields the position of the source. The quadratic radius is displayed on the upper left. The second example (b) is associated to video captures whose angle shot is indicated on the location map with red arrow and camera symbol. Capture times are indicated on the Y05 normalized seismogram by black circles.

threshold equal to 0.75, a part of these events is not taking into account, accentuating the belonging of the family P08 to the northern crater. Thus, the study of the slowness vector allows us to follow the shift of the explosion sources from vents A and B to vent C, or to follow a simultaneous activity in the two subcraters.

The use of ray tracing associated to the calculation of the time delay between the P and the acoustic wave allowed us to determine a mean source depth for each family. The explosion quake location, displayed in Figure 11, gives a distribution of the source depths between $\sim$ 90 m and $\sim$ 600 m beneath the surface (Table 1).

Associating these results with source positions obtained with the seismic triangulation, we can give an average estimation of the source location for each selected family of explosion quakes (Figure 13). The source generating the explosion quakes classified in the family P08 is located in the vent C. It is relatively superficial with a mean depth of $\sim$ 95 m $\pm$ 160 m beneath the surface. The source giving rise to the explosions belonging to the family P07 is located in the southern crater. Its depth is similar to the P08 source depth, i.e. $\sim$ 97 m $\pm$ 50 m below the surface. Thus, it is also a superficial source of explosion quakes. The sources generating the explosion quakes of families B02, P02, P05 and P06 are located in the southern crater. Their average positions, computed by adding the PDFs $\rho_3(x, k)$ obtained for all events of a same family, indicate a location corresponding to vent A rather than to vent B. Their depths are close to each other and are estimated between $\sim$ 260 m $\pm$ 250 m and $\sim$ 330 m $\pm$ 330 respectively below the surface. The sources at the origin of the families B03 and P01 are also located in the southern crater. However, their average position in the horizontal plane suggests a source location in the B vent. The estimation of the depth shows there are the deeper sources with an depth of 420 m $\pm$ 250 m for P01 and 585 m $\pm$ 80 m for B03.

Locations of LP events

Figure 14 shows the results obtained for the LP events. The values of back-azimuth and apparent velocity computed for these events are more scattered than those calculated for the explosion quakes. Back-azimuths are mainly distributed

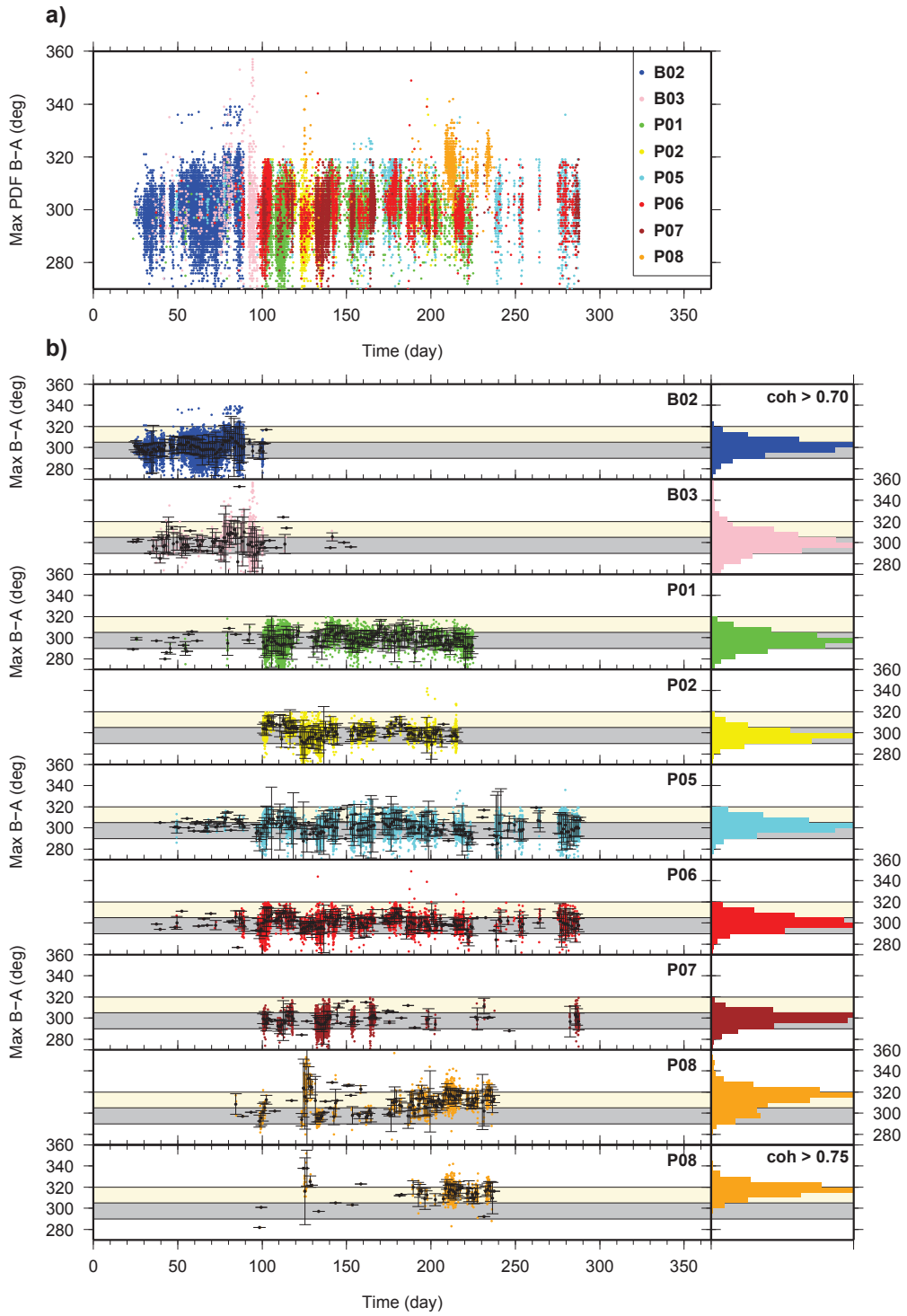


Figure 11 : Distribution of the back-azimuth computed at Y05 during the 2008 experiment. Each value of back-azimuth corresponds to the maximum of the PDF $\rho_2^k(\alpha)$ obtained for each event. The results are displayed for a) all families and b) each family. For all families, only the events with a coherency greater than 0.70 are displayed. The coherency threshold in the lower panel was increased to 0.75. The black points with their error bars correspond to the daily averages and the standard deviations of the back-azimuth. The gray area indicates the back-azimuth corresponding to the vents A and B. The beige area indicates the vent C. On the right, histograms show the normalized distribution of events assign to each subcraters.

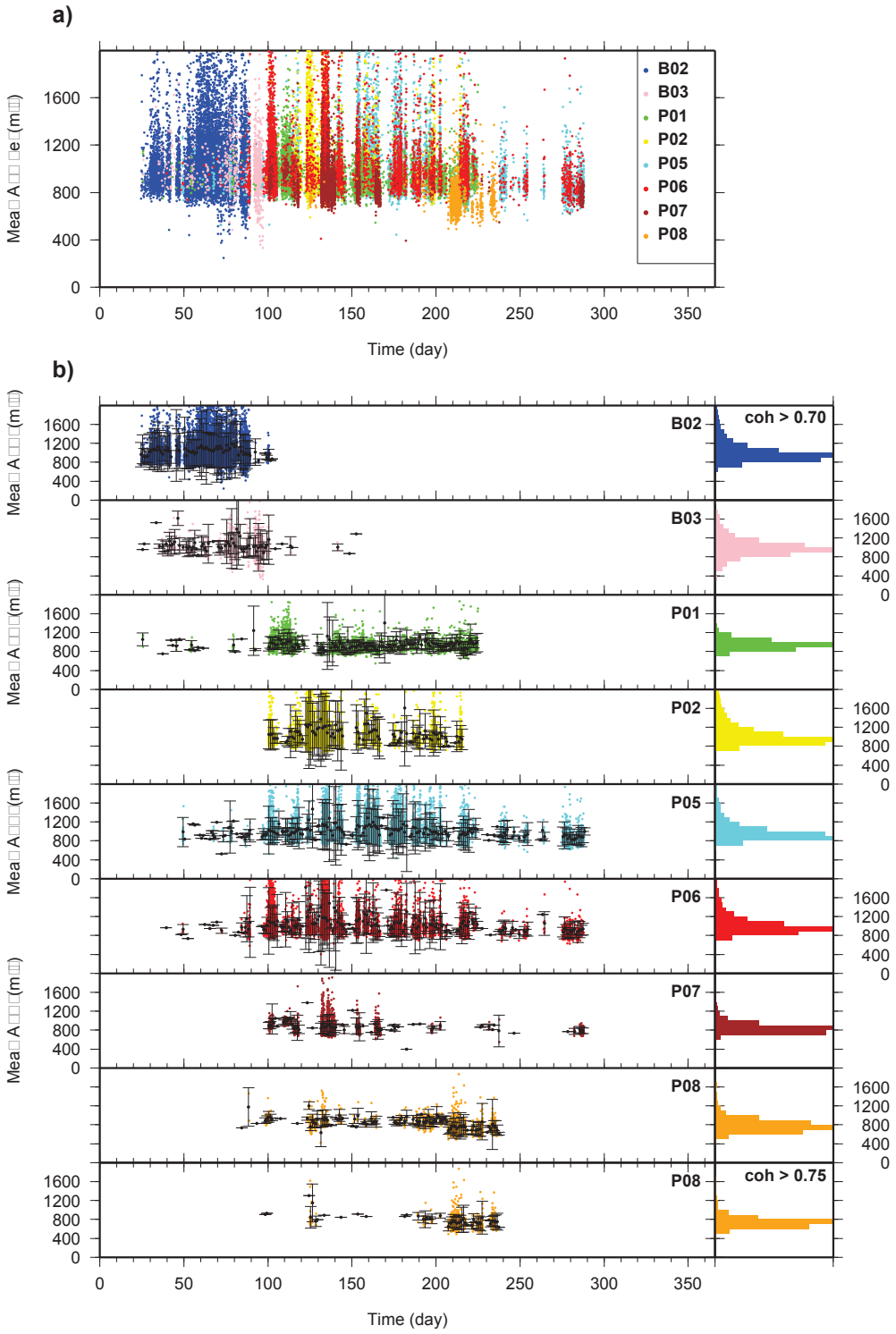


Figure 12 : Same as Figure 11 for the apparent velocity.

Family	Depth (meters)
B02	262 ± 250
B03	585 ± 80
P01	420 ± 270
P02	332 ± 330
P05	277 ± 270
P06	277 ± 160
P07	97 ± 50
P08	95 ± 160

TAB. 1 : Estimations of depths of the sources position computed for each explosion quakes family using a ray tracing algorithm.

between 270° and 320° and apparent velocities between 800 m/s and 1800 m/s. At the beginning of the 2008 seismic experiment, the daily average values were stable (around 290° for the back-azimuth and 1350 m/s for the apparent velocity). From JD 75 to JD 130, the average values strongly fluctuate with variations greater than 20° and 800 m/s. From JD 130 to JD 250, the daily back-azimuth average value increases from 290° to almost 310°, indicating a source shift towards north. This increase is associated with a decrease of the apparent velocity, from 1500 m/s to 1000 m/s. After JD 250, the daily back-azimuth decreases and returns to an average value of 290°. Variations of apparent velocity, in an homogeneous medium, can be interpreted by either vertical or horizontal source displacements. Indeed, a decrease of the apparent velocity can be due either to an upward vertical displacement of the source or to an horizontal shift of the source towards the array. To distinguish the displacements at the origin of the apparent velocity variations, we plotted in Figure 14 the distance between the daily average LP source location and the Y05 array position. Before JD 90, we observed distance fluctuations associated to stable apparent velocity. These results show that horizontal displacement, given by the distance to the Y05 array, are associated to vertical movements explaining the stable values of apparent velocity. Between JD 90 and JD 155, distances are more or less

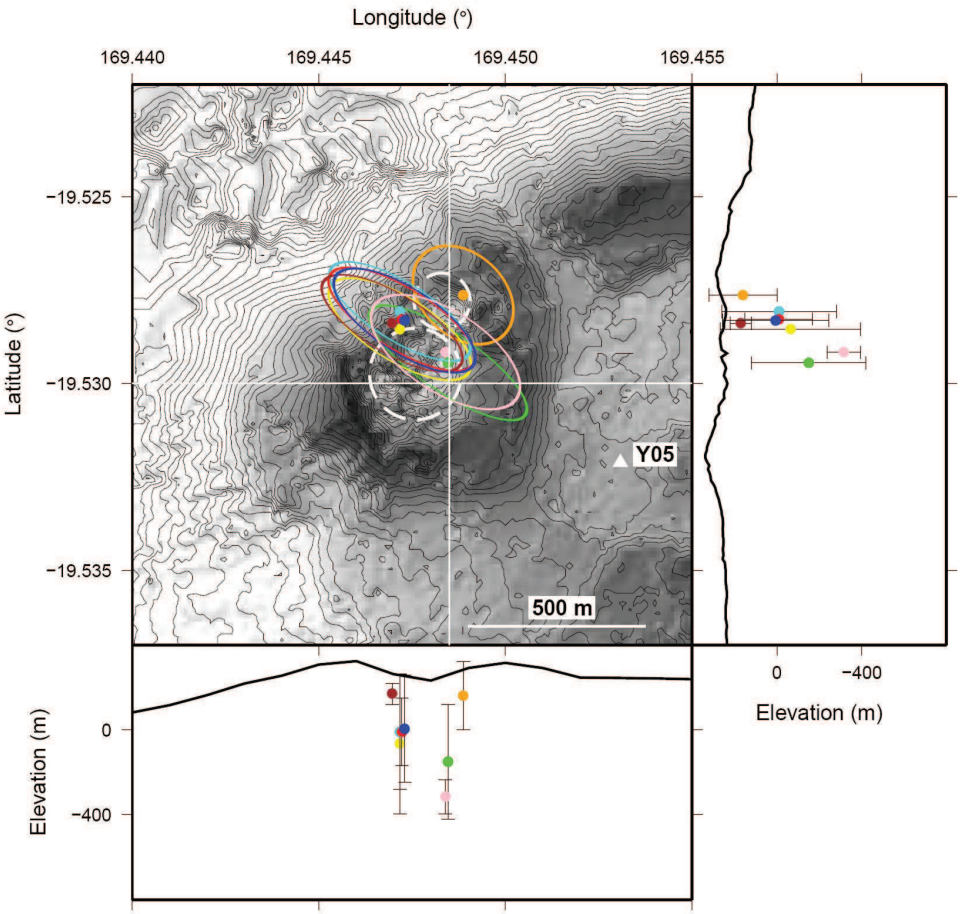


Figure 13 : Map of Yasur volcano on which the average positions of the sources of each explosion quakes family are displayed. The position of the source for each family is computed from the product of the PDFs of the position of the source $\rho_3(x, y)$ calculated for all the events composing the family. The ellipses around the source positions represent the resolution of the source determination and are related to the spread and the shape of the product of the PDFs $\rho_3(x, y)$. The source depths displayed on this figure were calculated using the ray tracing. The two white circles indicate the two subcraters. The colors are the same as Figure 10. The two profiles used to plot the sources depths are indicated on the map by two white lines.

stable. Therefore, apparent velocity variations observed for this period seem to be mainly associated with variations of the source depth. Between JD 155 and JD 250, period characterized by a progressive decrease of the apparent velocity, distances first decrease until JD 180 then progressively increase. Before JD 180, the decrease of apparent velocity may be mainly related to the shortening distances between the LP source and the Y05 array. After JD 180, the distance of the source indicates that the apparent velocity decrease is mainly related to variation of the LP source depth. After JD 250, distances don't significantly vary that indicate a displacement of the source towards south, marked by a decrease of the back-azimuth, without depth variation. Figure 14 also highlights three well marked variations of the back-azimuth. The first between JD 75 and 90, the second between JD 163 and 173 and the third between JD 240 and 250. They are both characterized by an increase of the average value. The higher variations of back-azimuth observed and compared to the apparent velocity and distance variations can be interpreted by horizontal movements of the source towards north during few days, without significant vertical displacements.

The source depth of LP events is estimated using the differences of apparent velocity calculated for explosion quakes and LP events (Equations 8 and 9). We use the explosion quake family P01 as a reference in the estimation of the depth because the source position of this family in the horizontal plane is the closest to that of LP events. Using ray tracing, the mean source position of the P01 events has been located 420 m below vent B in the southern crater (h), at an horizontal distance of 565 m to the Y05 array (r). Knowing the average apparent velocity of the P01 family ($V_{app}^{P01} = 940 \pm 75$ m/s), the angle α_{P01} ($\sim 37°$) deduced from the P01 source location and the daily apparent velocity of LP events (V_{app}^{LP}), we estimated the angle α_{LP} using the equation (8) for moving time windows of 10 days that are shifted of 3 days. For each time window, we used equation (9) to determine the LP source depth represented by the term h+Δh. Taking P01 family depth as reference, we estimated the depth of explosion quakes for other families using the same approach. Results show differences of 15 to 85 m with respect to depth values obtained using the ray tracing. This difference in depth, added to the errors on the calculations of apparent

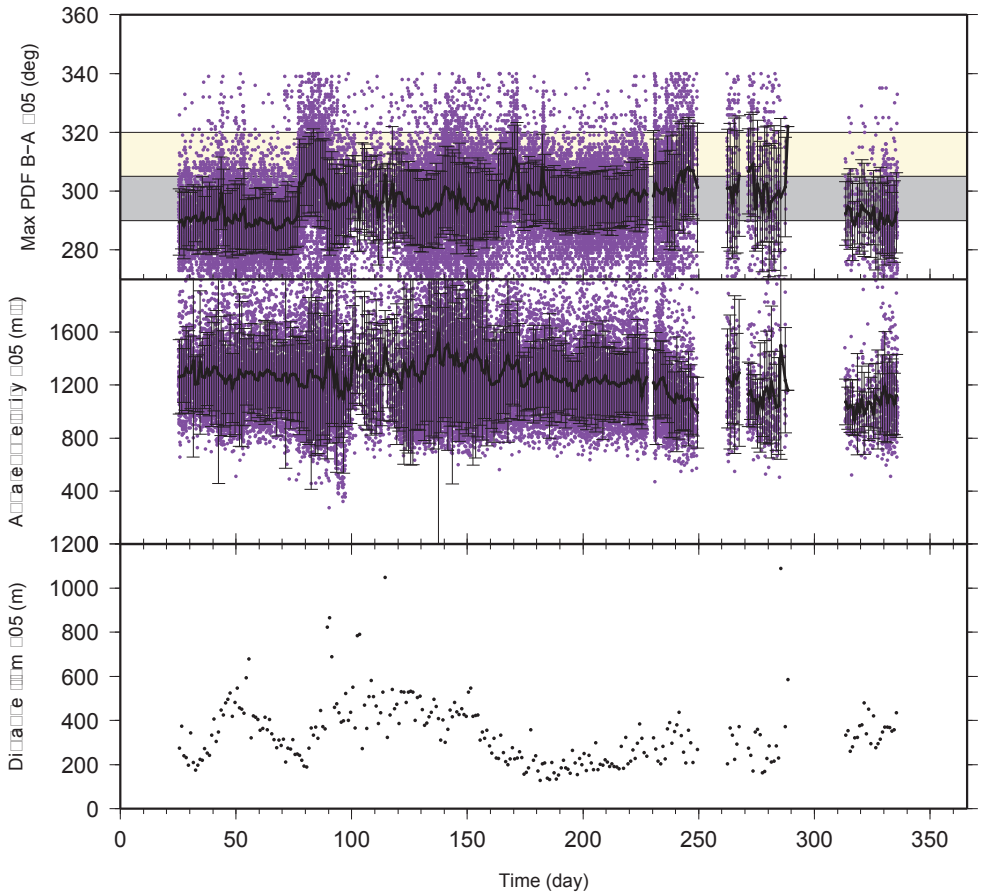


Figure 14 : Distribution as a function of time of the back-azimuth and the apparent velocity computed at Y05 for each LP event (purple points). The black points with their error bars correspond to the daily averages and the standard deviations. The gray area indicates the back-azimuth corresponding to the vents A and B and the beige area indicates the vent C. The distance separating the average daily LP source position from the array Y05 is also represented as a function of time.

velocity, is used as an estimate of the errors in LP source depth. LP events locations, displayed on Figure 15, show that most of the LP events are located between 800 and 1,000 meters below the surface (550 to 700 below sea level). During the period of back-azimuth increasing and apparent velocity decreasing, the depth of the LP events decreases reaching 350 m b.s.l. Figure 15 also shows the spatial distribution of the LP sources. They are located below the south-eastern part of the volcano, mainly below the flank.

As mentioned above, variations of back-azimuth and apparent velocity are observed for explosion quakes and LP events. For explosion quakes, these variations often reflect shifts of activity from the southern crater to the northern crater. For LP events, they correspond to moderate displacements of the sources beneath the south-eastern flank. Comparing the variations observed for explosion quakes and LP events, we noticed that surface and deep activities are not correlated. Indeed, the increase of back-azimuth identified for LP events does not correspond to changes for explosion quakes positions. Conversely, periods marked by a shift of explosion quake activity from South to North do not correspond to variation of back-azimuth (and apparent velocity) for the LP events. Figure 16 illustrates this feature. During the period between JD 208 and JD 214 (July 26th to August 1st, 2008), the explosion quakes activity migrates from the southern crater (families P01, P02, P05 and P06) to the northern crater (family P08). Despite this shift of activity, back-azimuths and apparent velocities obtained for LP events remain stable. This behavior shows that explosion quakes would have distinct sources (one for the north crater and several sources for the south crater) whereas LP events would have a single source. Moreover, changes affecting the LP source doesn't induce changes on the source positions of explosion quakes.

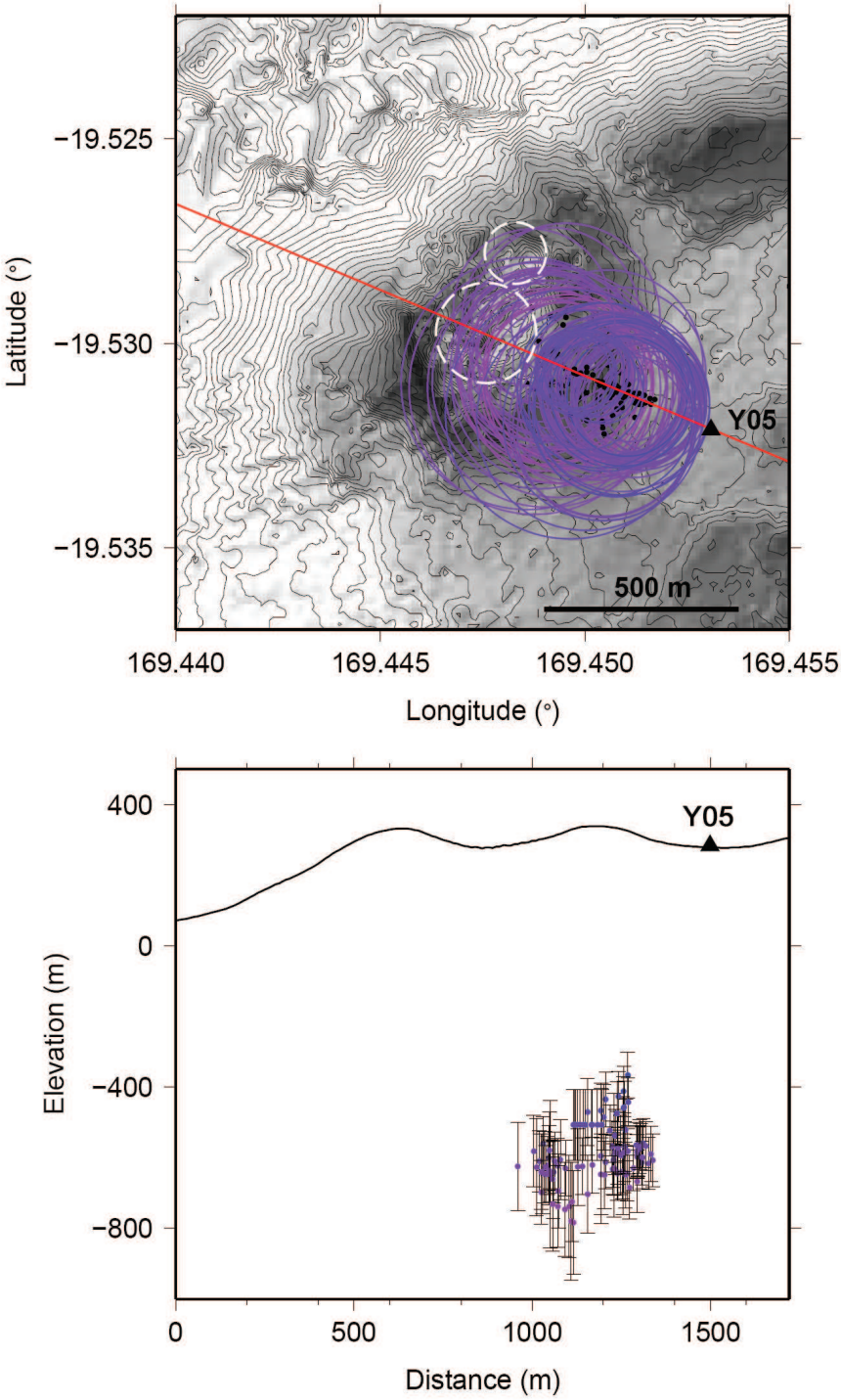


Figure 15 : Map of Yasur volcano on which the LP event source locations, averaged on 10-day time windows, are displayed. The average position of the source is computed from the product of the PDFs $\rho_3(x, y)$. The ellipses around the source positions represent the resolution of the source determination and are calculated using the expression of the quadratic radius. The source positions are projected onto a NW-SE profile. The color gradient provides an information on the depth of the source.

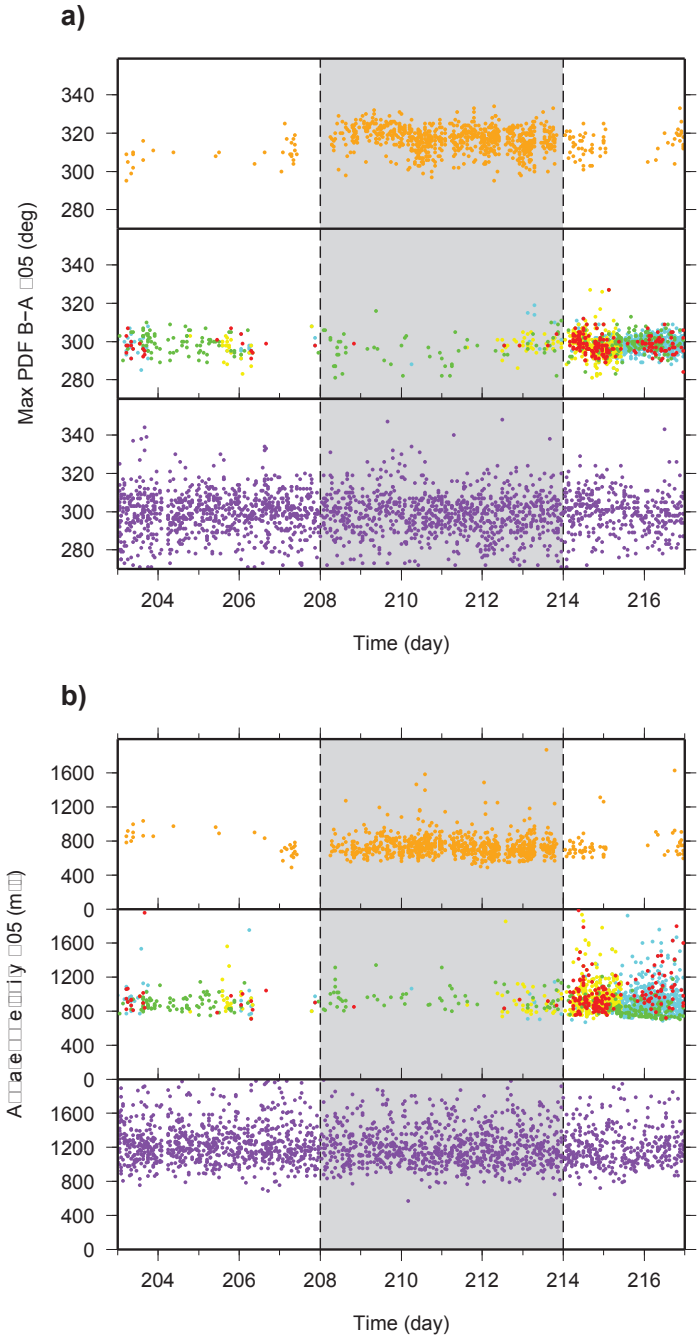


Figure 16 : Distribution of a) the maximums of the PDF $\rho_2^k(\alpha)$ and b) the apparent velocities computed at Y05 between the julian days 203 and 217 (July 21 and August 3, 2008 respectively). The three panels display the P08 explosion quakes located in the north crater, the other families of explosion quakes located in the south crater and the LP events. Colors used on this figure are the same as Figure 11 for explosion quakes and Figure 14 for LP events. The grey area indicates the period during which the Yasur activity was mainly located in the north crater.

Discussion and conclusions

Structural effects

In this part, we discuss the back-azimuth anomalies found for several antennas (Figure 8). In order to quantify the variability of the PDFs of the back-azimuth $\rho_2^k(\alpha)$ at each antenna, we computed for each array an average PDF from 30 explosion quakes related to the volcano activity. The majority of the seismic antennas (Y03, Y04, Y05, Y06, Y07 and Y13) present directions pointing towards the crater area with a variable precision. Indeed, Y03 and Y07 arrays show a wider PDF than the others, and Y04 and Y06 arrays point towards an area slightly shifted North-West of Yasur crater. The influence of these antennas on the calculation of the source position is attenuated by the number of arrays used in the processing [*Métaxian et al.*, 2002]. For the other seismic arrays, i.e. Y01, Y08 and Y10, the average PDF show directions which don't indicate the crater. Y01 and Y10 arrays mainly point towards West and South-West instead of North-West and West respectively, which implies back-azimuth anomalies of approximately 15° and 45°. The mean PDF computed for the array Y08 also shows an anomaly of back-azimuth of $\sim 15°$. These anomalies suggest the presence of heterogeneities inside the volcanic structure disturbing the waves propagation from the direct path. Similar anomalies of azimuth were already observed on other volcanic complexes. *Nisii et al.* [2007] showed that strong azimuth anomalies (up to 50°) observed at Campi Flegrei were generated by low velocity heterogeneities beneath the caldera. Similar conclusions were reached by *García Yeguas et al.* [2010] on Deception Island volcano were azimuth anomalies reach 60°. A study of Yasur near-surface structure using the seismic noise realized by *Perrier et al.* [2011] allowed to obtain a 1D V_P and V_S velocity model for the structures beneath arrays Y03, Y04, Y05, Y06, Y07, Y10 and Y13. This study highlighted a low velocity area beneath the Yenkahe resurgent block linked to the presence of an active hydrothermal system [*Chaput et al.*, 2009] whereas P- and S-wave velocities are higher out of the resurgent block. Considering that waves propagate preferentially through the consolidated and faster media, we suggest that the first arrivals of the wavefield generated by the volcanic activity propagate faster by the southern of

the Siwi caldera than through the Yenkahe resurgent block, explaining the back-azimuith anomalies observed at arrays Y01 and Y10. The anomaly observed at the array Y08 could be explain by the difference of velocity highlighted between Y07 and Y13 by *Perrier et al.* [2011], where V_P and V_S computed at Y07 are higher than those obtained at Y13. Given the Y08 array position, this difference of velocity could slightly deflect the path of the waves recorded by this antenna. Thus, the global distribution of the velocity below the active volcanic complex of Tanna Island, i.e. high velocities beneath the Siwi caldera excepted beneath the Yenkahe complex and the Y13 array, can explain the azimuth anomalies observed at arrays Y01, Y08 and Y10.

Explosion quake and LP event locations

Explosion quake and LP event source locations realized on a 10-month period allowed to highlight respectively the surface and the deep activity. The surface activity mainly occurred in the southern subcrater and is characterized by explosion quakes located between $\sim$ 95 and 585 m below the A and B vents (Fig. 13). However, the temporal evolution of explosion quake families showed periods of few days during which the activity migrates from south to north of Yasur crater, and conversely (periods around July 24th and August 20th) and one period during which the volcano is active in the two subcraters (around May 2nd). The periods marked by a volcanic activity in the northern crater are characterized by explosion quakes located $\sim$ 95 m below the C vent. The LP events related to the deep volcanic activity and analyzed in this study belong to a single major family of similar events. Their source positions in the horizontal plane obtained with the seismic triangulation show that these events are not located below the vents but beneath the south-east volcano flank (Fig. 15). The estimation of the sources depth shows that the LP events are generated between 700 m and 1000 m below the surface.

The temporal analysis of the seismicity allowed to relate the LP events and the explosion quakes. Indeed, 7% of the classified seismicity shows a LP signal occurring 10 to 20 seconds before the beginning of an explosion. Location showed that LP events are deeper than explosion quakes. Figure 17 displays source locations of a

LP event and an explosion quake occurring on July 30th, 2008. The LP event is located $\sim$ 800 m below the east flank whereas the explosion quake, which occurs 17 seconds after, is located $\sim$ 90 m beneath the vent C. This sequence has already been highlighted in previous studies by *Nabyl et al.* [1997] and *Garaebiti and Nishimura* [2008]. These authors identified signals composed of a low-frequency phase followed by a second phase containing higher frequencies, including acoustic waves. A comparison with signals analyzed in this work suggests that the first low-frequency phase probably corresponds to the LP event and the second phase to the explosion quake. *Nabyl et al.* [1997] proposed a comparative study between the seismicity recorded at Yasur volcano and the seismicity recorded at Stromboli volcano to identify the origin of the low-frequency signals generated by these two volcanoes. The latter highlighted seismic similarities related to the continuous strombolian activity which characterizes Yasur and Stromboli. This analogy suggests similar volcanic processes for the generation of the low-frequency signals.

Eruptive model

Several studies have been realized to understand the volcanic dynamics and the associated processes linked to the strombolian explosions. *Jaupart and Vergniolle* [1988, 1989] proposed a model to explain the strombolian eruptive dynamics. Their analog experiment, characterizing a magma chamber and a thin pipe, shows the gas slugs at the origin of the strombolian explosions are formed further by the coalescence and the collapse of a gas foam at the roof of the reservoir. In order to identify the processes generating the seismic signals recorded at Stromboli volcano [*Braun and Ripepe*, 1993 ; *Ripepe*, 1996 ; *Ripepe et al.*, 1999], *Ripepe et al.* [2001] used a similar analog experiment on which they integrated two acoustic sensors. They noticed that the low-frequency signals are generated when the gas bubble begins to ascent in the pipe. They suggested that the signal is produced by the displacement of the liquid around the gas slug to fill the empty volume left by the bubble. The oscillation stops when the slug reaches the equilibrium conditions in the pipe. When the gas bubble arrives at the surface of the liquid, it explodes generating the high frequency explosion quake. At Stromboli volcano, estimations of the source depth for

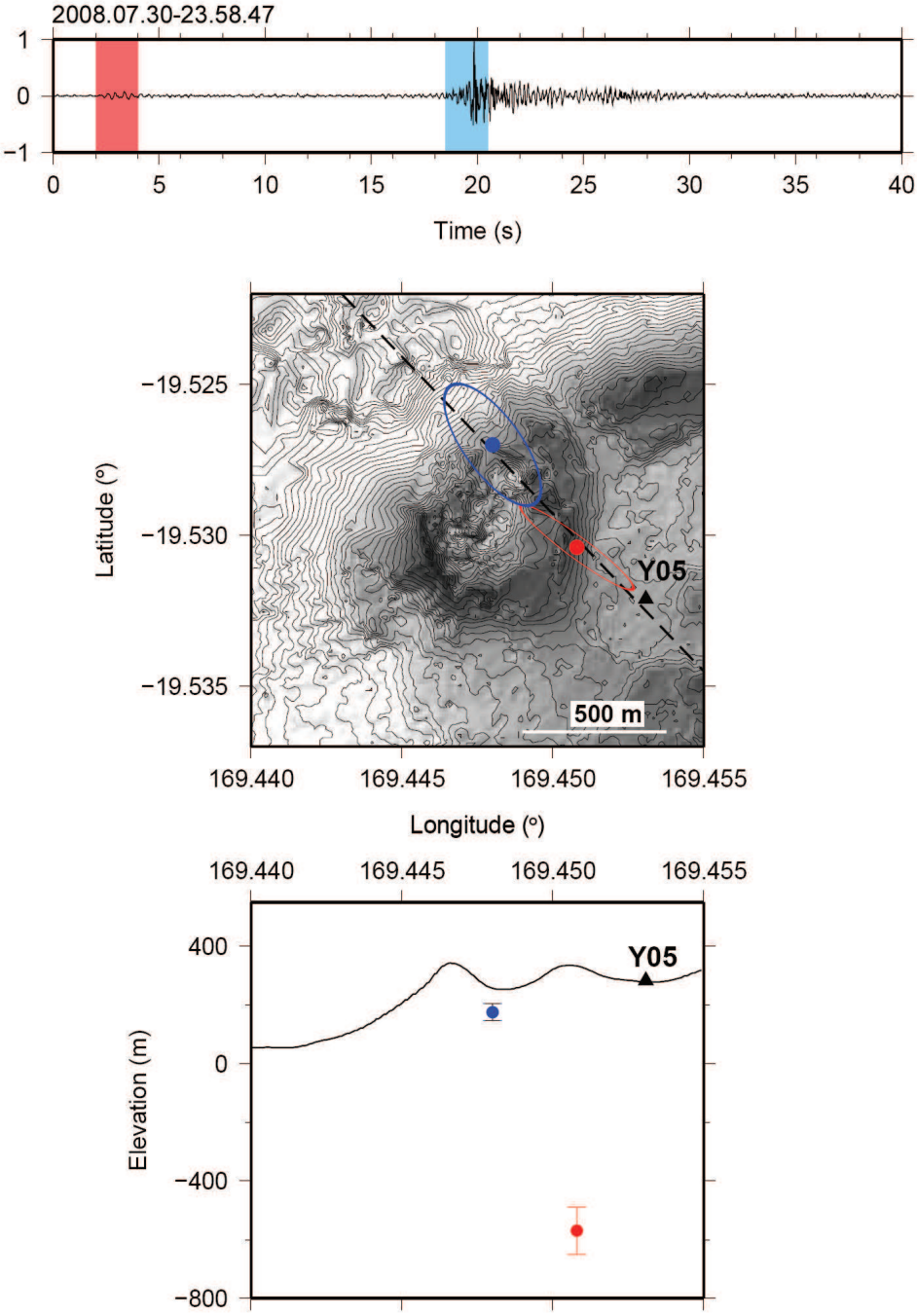


Figure 17 : Seismogram and sources locations of an explosion quake occurring the July 30th, 2008 and preceded by a LP event a few seconds before. The origin time of the seismogram is displayed on the upper left. The time windows selected for the calculation of the sources positions are represented by color rectangles. The source location is displayed in red for the LP event and in blue for the explosion quake. Ellipses indicate the error on the source positions on the horizontal plane given by the PDFs $\rho_3(x, y)$. The dashed line indicates the position of the vertical section on which are displayed the sources depth.

explosions and low-frequency signals were computed. The depth of the explosions was estimated to approximately 250 meters below the vents [*Chouet et al.*, 1997, 2003 ; *Vergniolle et al.*, 1996 ; *Ripepe*, 2001 ; *Ripepe et al.*, 2002]. The source of the low-frequency signals was estimated by *Burton et al.* [2007] using the magmatic gas composition and placed between 0.8 and 2.7 km below the vents. At Yasur volcano, *Oppenheimer et al.* [2006] used the FTIR (Fourier transform infrared) sensing to measure the composition of gas emissions. During the explosions, the SO_2/HCl molar ratios reach values up to ~ 30. Between each explosion, the passive degassing shows values of ~ 2. *Oppenheimer et al.* [2006] suggested that this contrast reflects the different source depths of gas, taking into account the SO_2 and HCl exsolution levels (deep level for SO_2-rich gas and shallow level for HCl-rich gas). Consequently, the high values obtained for the explosions suggest the formation of gas slugs at depth followed by a rapid ascent towards the surface. This interpretation, added to the seismic similarities highlighted by *Nabyl et al.* [1997], allows us to consider an eruptive dynamics for Yasur similar to the model proposed by *Jaupart and Vergniolle* [1988, 1989]. In this case, LP locations suggest the presence of a favorable site for the coalescence and thus for the formation of gas slugs between 700 and 1000 meters beneath the south-east flank. *Métrich et al.* [2011] placed the magmatic chamber of Yasur at 4-5 km depth. The position of the magmatic reservoir allows us to exclude it as a potential site for the generation of gas bubbles. Other volcanic structures like dykes and sills can favor the gas segregation and allow the formation of a magmatic foam [*Menand and Phillips*, 2007]. According to various studies about the dykes and sills propagation [*Lister and Kerr*, 1991 ; *Kavanagh et al.*, 2006 ; *Taisne*, 2008], the emplacement of these structures needs specific conditions as density variations, stratified media or the presence of discontinuities. Another process can allow the formation of gas bubble without particular reservoirs. Variations of the volcanic pipe geometry can produce variations of fluid velocity and consequently produce local pressure variations along the conduit walls. These pressure variations can allow the accumulation of gas and generate slugs which ascent inside the conduit.

Following the model described previously and considering LP event as the beginning and the explosion quake as the ending of the slug ascent, we are able to

estimate a mean slug velocity inside the conduit. We compute the average time delay between LP events and explosion quakes for each family. Knowing the mean source locations, we estimate ascent velocities of gas slugs between 20 and 50 m/s. According to results obtained on gas velocity by *Vergniolle and Jaupart* [1986] using the Stokes formula, this range of values suggests gas slugs with a diameter comprised between $\sim$ 0.30 and 0.70 m. More recently, *James et al.* [2008] introduced the conduit radius into the calculation of the slug velocity. Their results obtained with analog experiments indicate that the smaller conduit radius is, the higher the ascent velocity is. Ascent velocity reaches values around 30-50 m/s with small gas masses considering a fluid viscosity of 300 and 500 Pa.s and a density of 2600 kg/m^3. According to results obtained by *Vergniolle and Jaupart* [1986] and *James et al.* [2008], and the ascent velocities estimated at Yasur, we can assume that volcanic conduits have a few meters of radius that would allow the rapid ascent of the bubbles before they explode.

The foam coalescence model proposed by *Jaupart and Vergniolle* [1988, 1989] for strombolian explosions can explain only 7% of the seismicity recorded at Yasur and classified by *Battaglia et al.* [2008]. This low percentage leads us to consider another process to understand the eruptive dynamics of the rest of the seismicity generated at Yasur. The rise speed dependent (RSD) model was proposed to explain basaltic eruptions. This model suggests that explosions result of the segregation and the coalescence of gas bubbles during their ascent inside the volcanic pipe [*Sparks*, 1978 ; *Wilson and Head*, 1981 ; *Parfitt*, 2004 ; *Dupont*, 2010]. Many studies have taken an interest in this coalescence process to explain the formation of gas bubbles at the origin of the strombolian explosions. *Vergniolle and Jaupart* [1986] suggested that the coalescence can only occur when large bubbles, with a size of 40 mm, rise fast enough to deform and allow the absorption of small bubbles. *Manga and Stone* [1994] showed the coalescence process was possible with bubbles whose radius was greater than 5 mm. According to *Parfitt* [2004], the RSD behavior is coherent with observations or studies realized on Stromboli volcano by *Vergniolle and Brandeis* [1994, 1996] and *Vergniolle et al.* [1996]. Consequently, the progressive formation of gas bubble during ascent was suggested to be one of the possible mechanisms at the

origin of the strombolian activity. Considering the conclusions resulting from studies mentioned above, we can assume that the RSD model also occurs at Yasur volcano. It could explain the many explosion quakes that are not preceded by LP events.

Source locations of LP events and explosion quakes therefore allow to advance additional assumptions about the geometry of the upper part of the volcanic conduit, i.e. above the area of slugs generation. We have previously established the relation between LP events and explosion quakes via the strombolian eruptive dynamics. Locations showed sources of LP signals are mainly located below the south-east flank of Yasur, whereas explosions are located beneath the vents. Consequently, these results suggest that the volcanic conduit should be oblique and inclined towards the south-east (Figure 18). Locations also showed a clear differentiation between the southern subcrater activity and the northern subcrater one. Therefore it is reasonable to consider at least two major conduits which supply the vents A and B on one hand, and the vent C on the other hand. However, we saw that LP source positions did not seem to be related to the displacements of the explosive activity. This observation implies that the LP source is common to both subcraters. Thus, we can assume the plumbing system consists of a main sills zone, where gas bubbles are formed by coalescence of a magmatic foam, from which one to three oblique pipes start supplying the subcraters (Figure 18). If we consider a single conduit, we can suppose that the latter splits at depths larger than those computed for explosion quakes. Nevertheless, in this work, source locations did not allow us to discriminate these assumptions.

Acknowledgments

We are grateful to J.-L. Got and P. Lesage (ISTerre, Université de Savoie) for constructive comments. The experiment was performed with equipments from the French National Seismic Network (RISC and IHR). This work has been supported by the ANR contracts ANR-06-CATT-02 Arc-Vanuatu.

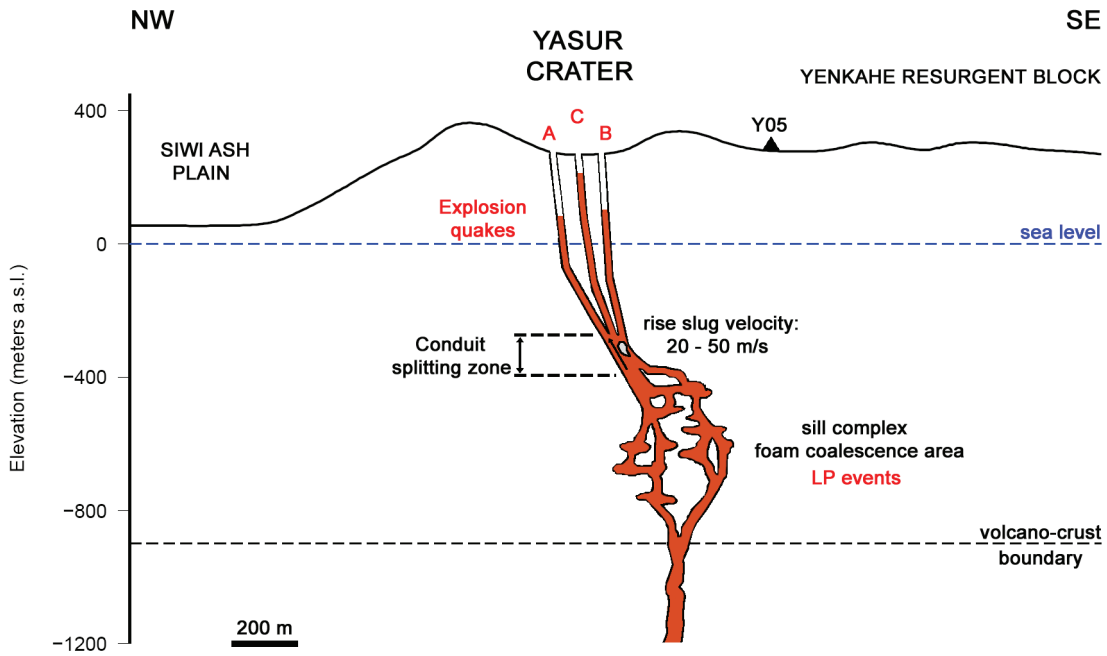


Figure 18 : Schematic representation, at scale, of the superficial magmatic plumbing system below Yasur volcano. The sill complex, corresponding to the foam coalescence zone where LP events are generated, is located between -400 m a.s.l. and the volcano-crust boundary whose depth is given by *Puech and Reichenfeld* [1969]. The complex is related to the vents by three pipes whose branch is located between the explosion quake and the LP event locations.

Bibliographie

Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, *35*, 415–456.

Aki, K., and V. Ferrazzini (2000), Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, *105*, 16,617–16,640.

Allen, S. R. (2005), Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption : the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu, *Bull. Volcanol.*, *67*, 27–41, doi :10.1007/s00445-004-0358-6.

Almendros, J., B. Chouet, and P. Dawson (2001a), Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity, 1, method, *J. Geophys. Res.*, *106*, 13,565–13,580.

Almendros, J., B. Chouet, and P. Dawson (2001b), Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity, 2, results, *J. Geophys. Res.*, *106*, 13,581–13,597.

Battaglia, J., and K. Aki (2003), Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, *108 (B8)*, 2364, doi :10.1029/2002JB002193.

Battaglia, J., J.-P. Métaxian, D. Legrand, E. Garaebiti, and D. Nakedau (2008), Preliminary insights into the seismicity related to the strombolian explosions of Yasur volcano (Vanuatu), in *Eos Transactions, AGU Fall Meeting Suppl.*, vol. 89(53), abstract VR51R, Poster.

Bean, C., I. Lokmer, and G. O'Brien (2008), Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions : Simulated examples from Mount Etna, *J. Geophys. Res.*, *113*,B08308, doi :10.1029/2007JB005468.

Berger, P., J.-L. Got, C. ValdésGonzález, and V. Monteiller (2011), Seismic tomography at Popocatépetl volcano, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *200*, 234–244.

Bettig, B., P. Bard, F. Scherbaum, J. Riepl, F. Cotton, C. Cornou, and D. Hatzfeld (2001), Analysis of dense array noise measurements using the modified Spatial Auto-Correlation method (SPAC) : application to the Grenoble area, *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, *42*, 281–304.

Braun, T., and M. Ripepe (1993), Interaction of seismic and air waves recorded at Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 65–68.

Burton, M., P. Allard, F. Muré, and A. La Spina (2007), Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven strombolian explosive activity, *Science*, *17*, 227–230.

Capon, J. (1969), High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, *57*, 1408–1418.

Cesca, S., J. Battaglia, T. Dahm, E. Tessmer, S. Heimann, and P. Okubo (2008), Effects of topography and crustal heterogeneities on the source estimation of LP event at Kilauea volcano, *Geophys. J. Int.*, *172*, 1219–1236.

Chaput, M., A. Finizola, and J.-F. Lénat (2009), Etude du système hydrothermal du complexe Yasur-Bloc résurgent du Yenkahe (Ile de Tanna, Vanuatu), Mémoire Master Recherche, Université de Clermont-Ferrand.

Chen, J. K., F. W. Taylor, R. L. Edwards, H. Chang, and G. S. Burr (1995), Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu : implications for volcanic, landslide and tsunami hazards., *J. Geol.*, *103*, 577–590.

Chouet, B., N. Hamisevicz, and T. R. McGetchin (1974), Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, *79 (32)*, 4961–4976.

Chouet, B., G. Saccorotti, M. Martini, P. Dawson, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa (1997), Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, *102 (B7)*, 15,129–15,150.

Chouet, B., P. Dawson, T. Ohminato, M. Martini, G. Saccorotti, F. Giudicepietro, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa (2003), Source mechanisms of explosions at Stromboli volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data, *J. Geophys. Res.*, *108 (B1)*, 2019, doi :10.1029/2002JB001919.

Chouet, B., P. Dawson, and A. Arciniega-Ceballos (2005), Source mechanism of vulcanian degassing at Popocatépetl volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals, *J. Geophys. Res.*, *110*, B07301, doi :10.1029/2004JB003524.

Del Pezzo, F., C. Godano, A. Gorini, and M. Martini (1992), Wave polarization and location of the source of the explosion quakes at Stromboli volcano, *in Volcanic Seismology*, Springer-Verlag, New-York.

Dupont, A. (2010), Etude du son produit par la Soufrière de Guadeloupe et le Piton de la Fournaise : implication pour la dynamique éruptive et la surveillance volcanique, Ph.D. Thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.

Fréchet, J. (1985), Sismogénèse et doublets sismiques., Ph.D. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Garaebiti, E., and Y. Nishimura (2008), Volcanic earthquake analysis of the Yasur volcano, Tanna Island, Vanuatu, *Bull. International Institute Seismology Earthquake Engineering*, *42*, 55–60.

García Yeguas, A., J. Almendros, R. Abella, and J. Ibanez (2010), Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antartica) using seismic arrays, *Geophys. J. Int.*, doi :10.1111/j.1365-246x.2010.04864.x.

Got, J.-L., J. Fréchet, and F. W. Klein (1994), Deep fault plane geometry in-

ferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, *99*, 15,375–15,386.

Got, J.-L., V. Monteiller, J. Virieux, and S. Operto (2008), Potential and limits of double-difference tomographic methods, *Geophys. Prospec.*, *56*, 477–491.

James, M. R., S. J. Lane, and S. B. Corder (2008), Modelling the rapid near-surface expansion of gas slugs in low-viscocity magmas, *Geol. Soc. London*, *307*, 147–167.

Jaupart, C., and S. Vergniolle (1988), Laboratory models of Hawaiian and Strombolian eruptions, *Nature*, *311*, 58–60.

Jaupart, C., and S. Vergniolle (1989), The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber, *J. Fluid Mech.*, *203*, 347–380.

Jenkins, G.M., and D.G. Watts (1968), Spectral analysis and its applications, Holden-Day, Oakland, California.

Jolly, A., S. Thompson, and G. Norton (2002), Locating pyroclastic flows on Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies, using amplitude signals from high dynamic range instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *118*, 299–317.

Kavanagh, J. L., T. Menand, and R. S. J. Sparks (2006), An experimentation investigation of sill formation and propagation in layered elastic media, *Earth Plan. Sc. Lett.*, *245*, 799–813.

Kumagai, H., B. A. Chouet, and P. B. Dawson (2005), Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii, *Geophys. J. Int.l*, *161*, 243–254, doi :10.1111/j.1365-246X.2005.02502.x.

Kumagai, H., P. Palacios, T. Maeda, D. B. Castillo, and M. Nakano (2009), Seismic tracking of lahars using tremor signals, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *183*, 112–121.

Lacoss, R. T., Kelly, E. J., Toksöz, M. N. (1969), Estimation of seismic noise structure using arrays, Geophysics, 34, 21–38.

Lardy, M., and J.-C. Willy (1989), Mission à Vanuatu sur le Yasur, Ile de Tanna, les 6 et 7 septembre 1989, Rapport ORSTOM.

La Rocca, M., G. Saccorotti, A. Del Pezzo, J. Ibanez (2004), Probabilistic source location of explosion quakes at Stromboli volcano estimated with double array data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *131*, 123–142.

Latorre, D., J. Virieux, T. Monfret, V. Monteiller, T. Vanorio, J.-L. Got, H. Lyon-Caen (2004), A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set, *Geophys. J. Int.*, doi :10.1111/j.1365-246x.2004.02412.x.

Lister, J. R., and R. C. Kerr (1991), Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes, *J. Geophys. Res.*, *96*, 10,049–10,077.

Lokmer, I., C. J. Bean, G. Saccorotti, and D. Patanè (2007), Moment-tensor inversion of LP events recorded on Etna in 2004 using constraints obtained from wave simulation tests, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L22316, doi :10.1029/2007GL031902.

Manga, M., H.A. Stone (1994), Interactions between bubbles in magmas and lavas : effects of bubble deformation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *63*, 267–279.

Matera, M. (1996), Rapport des missions sur le volcan Yasur (Ile de Tanna), Rapport ORSTOM.

Matera, M. (1997), Rapport des missions sur le volcan Yasur (Ile de Tanna), Rapport ORSTOM.

Menand, T., and J. C. Phillips (2007), Gas segregation in dykes and sills, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *159*, 393-408.

Métaxian, J.-P., P. Lesage, and B. Valette (2002), Locating sources of volcanic tremor and emergent events by seismic triangulation : application to Arenal volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, *107 (B10)*, 2243,

doi :10.1029/2001JB000559.

Métaxian, J.-P., G. S. O'Brien, C. Bean, B. Valette, and M. Mora (2009), Locating volcano-seismic signals in the presence of rough topography : wave simulations on Arenal volcano, Costa Rica, *Geophys. J. Int.*, *179*, 1547–1557, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04364.x.

Métrich, N., P. Allard, A. Aiuppa, P. Bani, A. Gertagnini, H. Shinohara, F. Parello, A. Di Muro, E. Garaebiti, O. Belhadj, and D. Massare (2011), Magma and volatile supply to post-collapse volcanism and block resurgence in Siwi caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc), *J. Petrol.*, *52 (6)*, 1077–1105, doi :10.1093/petrology/egr019.

Monteiller, V., and J.-G. Got (2005), An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano, *J. Geophys. Res.*, *110*, B12306, doi :10.1029/2004JB.003466.

Nabyl, A., J. Dorel, and M. Lardy (1997), A comparative study of low-frequency seismic signals recorded at Stromboli volcano, Italy, and at Yasur volcano, Vanuatu., *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *40*, 549–558.

Neuberg, J., R. Luckett, M. Ripepe, and T. Braun (1994), Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 749–752.

Neuberg, J., and T. Pointer (2000), Effects of volcano topography on seismic broad-band waveforms, *Geophys. J. Int.*, *143*, 239–248.

Nisii, V., G. Saccorotti, and S. Nielsen (2007), Detailed analysis of wave propagation beneath the Campi Flegrei caldera (Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.*, *97*, 440–456.

Ntepe, N., and J. Dorel (1990), Observation of seismic volcanic signals at Stromboli volcano (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *43*, 235–251.

O'Brien, G. S., and C. J. Bean (2004a), A 3D discrete numerical elastic lattice

method for seismic wave propagation in heterogeneous media with topography, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L14608, doi :10.1029/2004GL020069.

O'Brien, G. S., and C. J. Bean (2004b), A discrete numerical method for modeling volcanic earthquake source mechanisms, *J. Geophys. Res.*, *109*, B09301, doi :10.1029/2004JB003023.

Ohminato, T., B. A. Chouet, P. Dawson, and S. Kedar (1998), Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *103*, 23,839–23,862.

Oppenheimer, C., P. Bani, J. Calkins, M. Burton, and G. Sawyer (2006), Rapid FTIR sensing of volcanic gases released by strombolian explosions at Yasur volcano, Vanuatu, *Applied Physics B : Lasers and Optics*, *85*, 453–460.

Parfitt, E.A. (2004), A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *134*, 77–107.

Perrier, L., J.-P. Métaxian, J. Battaglia, E. Garaebiti (2011), Estimation of the three-dimensional near-surface velocity structure at Yasur volcano, Vanuatu, submitted in *J. Volcanol. Geotherm. Res.*.

Podvin, P., and I. Lecomte (1991), Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : A massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.*, *105*, 271–295.

Poupinet, G., W. L. Ellsworth, and J. Fréchet (1984), Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : An application to the Calaveras Fault, California, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5719–5731.

Puech, J.-L., and C. Reichenfeld (1969), Etudes bathymétriques dans la région des Iles Erromango, Tanna et Anatom (Nouvelles-Hébrides du Sud), *C. R. Acad. Sc. Paris*, *268*, 1259–1261.

Ripepe, M. (1996), Evidence for gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *70*, 221–233.

Ripepe, M., and E. Gordeev (1999), Gas bubble dynamics model for shallow volcanic tremor at Stromboli, *J. Geophys. Res.*, *105*, 10,639–10,654.

Ripepe, M., S. Ciliberto, and M. Della Schiava (2001), Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli, *J. Geophys. Res.*, *106*, 8713–8727.

Ripepe, M., A. J. L. Harris, and R. Carniel (2002), Thermal, seismic and infrasonic evidences of variable degassing rates at Stromboli volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *118*, 285–297.

Robin, C., J.-P. Eissen, and M. Monzier (1994), Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc, *Bull. Volcanol.*, *56*, 10–22.

Saccorotti, G., B. Chouet, and P. Dawson (2003), Shallow-velocity models at the Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields, *Geophys. J. Int.*, *152*, 633–648.

Saccorotti, G., L. Zuccarello, E. Del Pezzo, J. Ibanez, and S. Gresta (2004), Quantitative analysis of the tremor wavefield at Etna volcano, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *136*, 223–245.

Sparks, R.S.J. (1978), The dynamics of bubble formation and growth in magmas : a review and analysis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *3*, 1–37.

Taisne, B. (2008), Vicissitudes de l'ascension des magmas à travers la croûte terrestre, Ph.D. Thesis, Université Denis Diderot - Paris VII.

Vergniolle, S., and C. Jaupart (1986), Separated two-phase flow and basaltic eruptions, *J. Geophys. Res.*, *91*, 12,842–12,860.

Vergniolle, S., G. Brandeis (1994), Origin of the sound generated by Strombolian explosions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 1959–1962.

Vergniolle, S., G. Brandeis (1996), Strombolian explosions : A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound, *J. Geophys. Res*,

101 , 20,433–20,447.

Vergniolle, S., G. Brandeis (1996), Strombolian explosions : Eruption dynamics determined from acoustic measurements, *J. Geophys. Res*, *101* , 20,449–20,466.

Vergniolle, S., M. Mangan (2000), Hawaiian and Strombolian eruptions, *in Encyclopedia of volcanoes.*, Academic Press.

Wilson, L., J.W. Head (1981), Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon, *J. Geophys. Res.*, *86*, 2971–3001.

3 Conclusions

La localisation des sources des explosions a montré que la majorité de l'activité explosive du Yasur en 2008 s'est principalement manifestée dans le cratère sud, entre 90 et 600 m sous les évents. L'activité explosive du cratère nord, plus superficielle, ne s'est manifestée que durant de courtes périodes de temps de quelques jours. L'activité plus profonde, caractérisée par les signaux LP, a été localisée sous le flanc sud entre 700 et 1000 m sous la surface.

En considérant que les signaux LP caractérisent le début et que les explosions caractérisent la fin de l'ascension des bulles de gaz dans le conduit volcanique, plusieurs suppositions sur la dynamique éruptive et la géométrie du conduit peuvent être avancées. Les explosions précédées 10 à 20 secondes par un événement LP laissent supposer un modèle de formation des bulles de gaz par coalescence d'une mousse magmatique comme suggéré par le modèle de Jaupart et Vergniolle (1988, 1989). Dans ce cas, les localisations des événements LP et des explosions, combinées au temps séparant ces types de signal, ont permis d'estimer une vitesse d'ascension des bulles dans le conduit entre 30 et 50 m/s. En ce basant sur des études de Vergniolle et Jaupart (1986) et de James et al. (2008), de telles vitesses d'ascension peuvent être atteintes pour des conduits de quelques mètres de diamètre.

Dans le cas des explosions non précédées par des événements LP, le modèle de formation des bulles de gaz par coalescence lors de l'ascension de celles-ci (Parfitt, 2004) peut être suggéré. N'ayant pas accès à la profondeur de départ des bulles,

due à l'absence de signaux LP, aucune vitesse d'ascension des bulles ne peut être estimées pour ce modèle de dynamique éruptive.

Les localisations des explosions et des événements LP nous permettent également de suggérer que le conduit volcanique est oblique et incliné vers le sud-est. L'unique source de signaux LP implique une zone de coalescence proche ou commune aux trois évents. Cette hypothèse implique alors une séparation du conduit au-dessus de la zone de coalescence mais en-dessous des localisations des explosions. La position ou la géométrie exacte de l'embranchement ne peuvent malheureusement être contraintes par les localisations réalisées dans cette étude.

Conclusions générales

L'ensemble de l'étude sismologique réalisée au cours de cette thèse avait deux buts principaux répondant aux objectifs fixés par l'ANR ARC-VANUATU. Le premier objectif de ce travail a été destiné à l'étude de la structure de l'édifice du Yasur, et le second à étudier la source des signaux sismo-volcaniques afin de suivre l'évolution de l'activité explosive mais aussi de comprendre la dynamique éruptive à l'origine de l'activité strombolienne et de la cyclicité des explosions qui se produisent au sein du volcan.

Pour atteindre ces objectifs, une année de données sismiques enregistrées en continu par un large réseau de sismomètres a été analysée. L'analyse de la sismicité du Yasur a révélé l'existence de dizaines de milliers de signaux transitoires liés d'une part à l'activité de surface, se manifestant par des explosions générées par l'activité strombolienne à vulcanienne, et d'autre part à l'activité magmatique plus profonde, sans manifestation dans le cratère sommital, caractérisée par des signaux LP. Alors que l'ensemble des signaux LP semblent avoir des formes d'ondes similaires, indiquant un même processus de formation, les explosions montrent diverses formes d'ondes impliquant des modes d'oscillation différents. La classification des explosions, réalisée par Battaglia et al. (2008), a ainsi révélé l'existence de plusieurs familles, caractérisées par des formes d'ondes bien distinctes. Chacune de ces familles comprennent des centaines à des milliers de signaux similaires impliquant une reproductibilité des processus à l'origine des explosions.

La structure du complexe volcanique

L'étude de la structure du complexe volcanique actif de Tanna, par la construction des modèles de vitesse des ondes P et S sur sept sites, couplée à l'étude du système hydrothermal réalisée par Chaput et al. (2009), nous a permis de mettre en évidence différentes structures internes dont certaines sont liées à l'histoire éruptive

de l'île.

1. Les bords de la caldeira de Siwi sont caractérisés par l'accumulation de deux unités principales, d'importante épaisseur, correspondant probablement à des séquences ignimbritiques qui se sont mises en place lors de deux événements majeurs : (1) les ignimbrites de Siwi mises en place lors du dernier événement éruptif majeur ayant affecté l'Ile de Tanna, à l'origine de l'effondrement de la caldeira de Siwi, et (2) les anciennes ignimbrites de Tanna (OTI) mises en place durant l'effondrement d'un ancien centre volcanique situé à l'est de l'île et totalement immergé de nos jours. Les OTI se seraient déposées sur les flancs de l'ancien centre volcanique, représentés dans le modèle de vitesse par le demi-espace.

2. Le bloc résurgent du Yenkahe montre la même succession de couches, avec des épaisseurs comparables à celles observées aux bords de la caldeira. L'anomalie de faible vitesse affectant le complexe du Yenkahe suggère la présence de fluides dans la structure (système hydrothermal), en accord avec les observations de tomographie électrique et de sondages électromagnétiques.

3. Le cône du Yasur présente une structure différente du bloc résurgent et des bords de la caldeira, probablement liée à son édification. Celui-ci montre aussi une anomalie de faible vitesse, moins marquée que l'anomalie observée au niveau du bloc résurgent, suggérant que des circulations de fluides hydrothermaux se produisent également au sein de l'édifice.

4. La plaine de Siwi est caractérisée par une importante accumulation de cendres, provenant directement des panaches de cendres émis lors des explosions ou des rares effondrements de flancs ayant affecté le Yasur. Comme le cône du Yasur, les faibles vitesses sismiques marquent la présence de fluides. La comparaison avec les résultats apportés par Chaput et al. (2009) en tomographie électrique sur la répartition des fluides dans la structure suggère la présence d'un aquifère dans la plaine de Siwi.

La construction d'un modèle de vitesse 3-D de la partie superficielle de la caldeira de Siwi, par extrapolation des modèles 1-D, nous a donc permis d'identifier les

principaux ensembles de la structure volcanique dont ceux pouvant générer des perturbations sur la propagation d'un champ d'ondes, tels que le bloc résurgent du Yenkahe, le cône du Yasur et la plaine de cendres.

Le suivi de l'activité explosive du Yasur

L'estimation de la RMS de l'amplitude du signal sismique ainsi que la localisation de la source des explosions et des signaux LP nous ont permis de suivre l'évolution de l'activité du Yasur durant l'année 2008. Les valeurs de RMS ont montré une activité variable du Yasur avec une phase d'activité intense jusqu'en Octobre 2008, caractérisée par une moyenne de 1 à 3 explosions par minute, puis une phase durant laquelle l'intensité de l'activité a fortement diminué, pour se stabiliser à un niveau environ 5 fois inférieur à celui estimé pour la première partie de l'année. Les positions de sources obtenues par les méthodes d'antennes ont montré que l'activité explosive du Yasur s'est principalement manifestée dans le sous-cratère sud, entre $\sim$ 100 m et $\sim$ 600 m de profondeur sous les évents A et B. Toutefois nous avons pu identifier quelques périodes de courte durée durant lesquelles l'activité se manifestait soit dans le sous-cratère nord à $\sim$ 100 m de profondeur sous l'évent C, soit dans les deux sous-cratères simultanément.

La dynamique éruptive du Yasur

L'analyse temporelle et la localisation de la source des explosions et des événements LP nous ont permis de proposer un modèle pour la dynamique éruptive du Yasur. Les relations explosions / événements LP ont mis en évidence deux types de comportement de l'activité liée à des types de dynamique éruptive bien distinctes.

Nous avons pu constater dans un premier temps que certaines explosions étaient précédées de 10 à 20 s par un événement LP. Cette succession particulière des signaux, déjà mise en évidence au Stromboli et au Yasur dans les études précédentes, suggèrent une dynamique éruptive basée sur le modèle proposé par Jaupart et Vergniolle (1988, 1989) selon lequel les poches de gaz à l'origine des explosions stromboliennes se forment par coalescence d'une mousse magmatique au sommet d'un réservoir ou au niveau d'une irrégularité du conduit (élargissement du conduit ou

sill). Le signal LP est alors généré lorsque la bulle de gaz commence son ascension dans le conduit volcanique. L'oscillation sismique est plus particulièrement générée lorsque le magma se déplace le long de la bulle de gaz pour aller combler le vide laissé par celle-ci. L'oscillation est entretenue jusqu'à ce que le fluide retrouve un état d'équilibre. La bulle poursuit son ascension dans le conduit à des vitesses comprises entre 30 et 50 m/s avant d'exploser sous l'effet de la pression des gaz. Selon les tests analogiques réalisés sur les explosions de type strombolien, de telles vitesses impliquent plusieurs conduits de quelques mètres de diamètre.

L'analyse temporelle de la sismicité montre également qu'un grand nombre d'explosions ne sont pas précédées par un signal LP. La formation et la remontée de la bulle de gaz se fait alors sans générer d'oscillations dans le conduit volcanique. Ce phénomène est envisageable en considérant un modèle de dynamique basé sur la formation des poches de gaz par coalescence de petites bulles lors de la remontée vers la surface. Les bulles de gaz se forment alors progressivement dans le conduit, ne générant aucun signal sismique. Ce type de dynamique éruptive est plus difficile à contraindre car on ne peut quantifier le point de départ de la bulle. Sans cette information, il nous est difficile d'estimer des vitesses d'ascension des bulles dans le conduit.

La position de la source des explosions, à l'aplomb des différents évents, ainsi que la position des événements LP, entre 700 et 1000 m sous le flanc sud-est du Yasur, suggère un conduit volcanique oblique incliné vers le sud-est. Les localisations ne nous ont pas permis en revanche de déterminer à quelle profondeur le conduit principal se divise pour alimenter chacun des trois évents.

Perspectives

Les travaux réalisés au cours de cette thèse se sont focalisés sur l'utilisation des techniques d'antennes pour l'étude de la structure du complexe volcanique et l'étude des sources sismo-volcaniques. Plusieurs travaux peuvent être envisagés pour approfondir ou conforter les résultats présentés dans ce manuscrit. Le premier serait l'amélioration du modèle de vitesse du complexe volcanique actif de Tanna. Celle-ci passe par deux étapes : (1) une meilleure connaissance du modèle de la structure su-

perficielle et (2) la construction d'un modèle de vitesse de l'ensemble de la structure à plus grande échelle. Les modèles de vitesse 1-D, présentés dans le chapitre IV, ont été résolus sur les 200 premiers mètres de la structure. Ce manque de résolution en profondeur est principalement dû à la faible ouverture des antennes qui a été limitée par la longueur des câbles utilisés. L'utilisation d'antennes à plus large ouverture lors de nouvelles expériences sismologiques devrait alors permettre de déterminer des modèles de vitesse pour des profondeurs plus importantes. L'amélioration du modèle de vitesse 3-D est également basée sur une meilleure résolution et donc délimitation spatiale des différentes formations pyroclastiques et des circulations de fluides présents dans la partie superficielle de la structure. Dans le chapitre IV, nous avons vu que l'extrapolation des modèles 1-D ne prend pas en compte l'ensemble des formations pyroclastiques identifiées par le biais de la géologie de surface. En effet, le Mont Ombus ainsi que les épanchements de lave au sud-ouest de la caldeira n'ont pas pu être insérés dans le modèle car aucune antenne n'avait été déployée sur ces formations. De plus la présence d'une seule antenne sur le cône du Yasur, sur le bloc résurgent du Yenkahe ou sur la plaine de cendres de Siwi, n'a pas permis de mettre en évidence et donc d'inclure des variations d'épaisseur des formations. L'application des méthodes SPAC et f-k ne nécessitant que quelques heures d'enregistrement de bruit, plusieurs sites d'acquisition peuvent être envisagés sur chaque formation pyroclastique en utilisant une seule antenne sismique régulière déplacée et réimplantée. Les sites d'installation des antennes devront être sélectionnés en fonction des multiples connaissances précédemment acquises lors des études géologiques et géophysiques de la caldeira. De ce fait, plusieurs modèles 1-D pourront être construits pour chaque formation géologique permettant ainsi un meilleur contrôle sur l'extrapolation et donc de gagner en résolution spatiale. L'obtention d'un meilleur modèle de vitesse 3-D de la structure superficielle peut être combinée à la réalisation d'un modèle de l'ensemble de la structure moins résolu mais estimé pour des profondeurs plus importantes. La construction de ce modèle, par le biais de la tomographie sismique passive, peut être réalisée à partir des données enregistrées sur les stations large-bande. Cependant, plusieurs limitations sont à prendre en compte. La première est le nombre de séismes tectoniques utilisables pour la construction de ce

tomogramme. En effet, peu de séismes tectoniques ont été enregistrés lors de l'expérience de 2008 et peu d'entres eux sont clairement identifiables car ils sont masqués par l'activité volcanique du Yasur. La deuxième limitation à l'utilisation de la tomographie passive est la répartition des sources, qui sont situées à l'extérieure du réseau, diminuant ainsi fortement la qualité du modèle de vitesse final.

En s'appuyant sur une bonne connaissance du modèle de vitesse, le modèle du vecteur lenteur peut-être déterminé pour chaque antenne composant le réseau. Les vecteurs lenteur sont estimés à partir de synthétiques générés pour différentes positions de la source en utilisant des techniques d'antennes adaptées telles que la triangulation sismique, le "Zero Lag Cross-Correlation" ou MUSIC. L'obtention du modèle du vecteur lenteur permettra (1) de mettre en évidence les zones pouvant perturber la propagation des ondes dans la caldeira de Siwi, comme le bloc résurgent du Yenkahe, et (2) d'améliorer la localisation des signaux sismo-volcaniques observés au Yasur comme réalisé par Almendros et al. (2001) au Kilauea. La construction du modèle du vecteur lenteur au Yasur est un travail en cours de réalisation. En effet les synthétiques pour les antennes Y03, Y04, Y05, Y06, Y07, Y10 et Y13 sont déjà disponibles. Il serait également bon d'effectuer des relocalisations en se basant sur le modèle de vitesse, afin de mieux contraindre la position de la source des signaux LP ; ces derniers pouvant être plus facilement pointés sur les enregistrements des différentes antennes à l'inverse des explosions. Ceci permettrait d'obtenir une meilleure estimation de l'expansion de la zone de coalescence et donc d'obtenir une meilleure image du conduit volcanique.

L'inversion des formes d'onde pourrait également être utilisée pour déterminer le mécanisme à la source des événements LP. Cela permettrait de vérifier si les signaux LP sont générés par la formation de bulles de gaz au niveau d'un complexe de sills comme proposé dans le chapitre V. Si tel est le cas, le mécanisme se manifestera par un crack vertical.

Lors de ce travail, nous nous sommes basés sur la relation temporelle existant entre les événements LP et les explosions afin de comprendre la dynamique éruptive et de contraindre la géométrie du système magmatique. Les résultats apportés reposent sur des études réalisées sur des conduits verticaux. Cependant, les localisa-

tions montrent qu'une portion du conduit du Yasur est incliné. Des localisations plus robustes, basées sur le modèle de vitesse, permettraient alors de mieux contraindre la portion inclinée du conduit volcanique, d'en estimer un angle d'inclinaison moyen et quantifier les effets d'une telle géométrie sur la dynamique strombolienne du Yasur.

La classification des événements a mis en évidence plusieurs familles d'explosions. Les localisations ont montré que ces familles se produisent à différentes profondeurs dans le conduit volcanique. Des études supplémentaires pourraient être réalisées afin de distinguer les différents paramètres pouvant être à l'origine des familles d'explosions (profondeur des explosions, taille des bulles de gaz,...).

Enfin, cette thèse faisant partie d'un projet multidisciplinaire, l'ensemble des résultats obtenus devront être regroupés afin d'établir un schéma complet sur la dynamique du Yasur.

Bibliographie

Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, *35*, 415–456.

Aki, K., and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology, Freeman, San Francisco.

Aki, K., and Ferrazzini, V., 2000. Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, *105*, 16,617–16,640.

Allen, S., 2001. Reconstruction of a major caldera-forming eruption from pyroclastic deposit characteristics : Kos Plateau Tuff, eastern Aegean Sea, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *105*, 141–162.

Allen, S. R., 2005. Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption : the Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu, *Bull. Volcanol.*, *67 (1)*, 27–41.

Almendros, J., Ibáñez, J.M., Alguacil, G., Del Pezzo, E., 1999. Array analysis using circular-wave-front geometry : an application to locate the nearby seismo-volcanic source, *Geophy. J. Int.*, *136*, 159–170.

Almendros, J., Ibáñez, J.M., Alguacila, G., Moralesa, J., Del Pezzo, E., La Rocca, M., Ortiz, R., Araña, V., Blanco, M.J., 2000. A double seismic antenna experiment at teide Volcano : existence of local seismicity and lack of evidences of Volcanic tremor, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *103*, 439–462.

Almendros, J., B. Chouet, and P. Dawson, 2001a. Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity, 1, method, *J. Geophys. Res.*, *106*, 13,565–13,580.

Almendros, J., B. Chouet, and P. Dawson, 2001b. Spatial extent of a hydrothermal system at Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of shallow long-period seismicity, 2, results, *J. Geophys. Res.*, *106*, 13,581–13,597.

Aoki, Y. et al., 2009. P-wave velocity structure beaneath Asama volcano, Japan, inferred from active source seismic experiment, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *187*,

272–277.

Aubert de la Rüe, E., 1960. Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie), *Bull. Volcanol.*, *23*, 197–205.

Bachèlery, P., Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma, In : Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion, Monographie. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp. 213–242.

Bani, P., Lardy, M., 2007. Sulfur duioxide emission rates from Yasur volcano, Vanuatu archipelago, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L20309, doi :10.1029/2007GL030411.

Barde-Cabusson, S., et al. (2009), New geological insights and structural control on fluid circulation in the Fossa cone (Vulcano, Aeolian Islands, Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *185*, 231–245, doi :10.1016/j.jvolgeores.2009.06.002.

Barmin, M. P., M. H. Ritzwoller, and A. L. Levshin, 2001. A fast and reliable method for surface wave tomography, *Pure Appl. Geophys.*, *158*, 1351– 1375.

Battaglia, J., and Aki, K., 2003. Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, *108 (B8)*, 2364, doi :10.1029/2002JB002193.

Battaglia J., Zollo A., Virieux J., Dello Iacono D., 2008. Merging active and passive data sets in traveltime tomography : The case study of Campi Flegrei caldera (Southern Italy), *Geophys. Prospecting*, *56*, 555–573, doi :10.1111/j.1365-2478.2007.00687.x.

Battaglia, J., Métaxian, J.-P., Legrand, D., Garaebiti, E., Nakedau, D., 2008. Preliminary insights into the seismicity related to the strombolian explosions of Yasur volcano (Vanuatu), *In : Eos Transactions, AGU Fall Meeting Suppl.*, *Vol. 89(53)*, Abstract VR51R, Poster.

Bean, C., Lokmer I., and O'Brien G., 2008. Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions : Simulated examples from Mount Etna, *J. Geophys. Res.*, *113*, B08,308.

Berger P., Got J.-L., Valdès González C., Monteiller V., 2011. Seismic tomography at Popocatépetl volcano, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *200*, 234–244.

Bettig, B., Bard, P., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., Hatzfeld, D., 2001. Analysis of dense array noise measurements using the modified Spatial Auto-Correlation method (SPAC) : application to the Grenoble area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, *42*, 281–304.

Blot, C., Tazieff, H., 1961. Quelques résultats de séismologie volcanique au volcan Yahue, dans l'île de Tanna (Nouvelles-Hébrides), *Bull. Séances Ac. Royales des Sciences d'Outre Mer*, *Bruxelles 7*, 270–279.

Blot, C., 1972. Volcanisme et séismes du manteau supérieur dans l'Archipel des Nouvelles-Hébrides, *Bull. Volcanol.*, *36*, 446–461.

Braun, T., Ripepe, M., 1993. Interaction of seismic and air waves recorded at Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, *20*, 65–68.

Brenguier, F., O. Coutant, H. Baudon, F. Doré, and M. Dietrich, 2006. High resolution seismic tomography of a Strombolian volcanic cone, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L16314, doi :10.1029/2006GL026902.

Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Nercessian A., Ferrazzini V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L02305, doi :10.1029/2006GL028586.

Burton, M., Allard, P., Muré, F., La Spina, A., 2007. Magmatic gas composition reveals the source depth of slug-driven strombolian explosive activity, *Science*, *17*, 227–230.

Calmant, S., Lebellegard, P., Taylor, F., Bevis, M., Maillard, D., Récy, J., Bonneau, J., 1995. Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 2573–2576.

Calmant, S., Pelletier, B., Lebellegard, P., Bevis, M., Taylor, F., Phillips, D., 2003. New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results, *J. Geophys. Res.*, *108*, 2319, doi :10.1029/2001JB000644.

Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, *57*, 1408–1418.

Carney, J., MacFarlane, A., 1979. Geology of Tanna, Anneytum, Futuna and Aniwa. *New Hebrides Geol. Surv. reg. Rep.*, 79pp.

Cesca, S., Battaglia, J., Dahm, T., Tessmer, E., Heimann, S., and Okubo, P., 2008. Effects of topography and crustal heterogeneities on the source estimation of LP event at Kilauea volcano, *Geophys. J. Int.*, *172*, 1219–1236.

Chaput, M., Finizola, A., Lénat, J.-F., 2009. Etude du système hydrothermal du complexe Yasur-bloc résurgent du Yenkahe (Ile de Tanna, Vanuatu), *Rapport de Master*, Université de Clermont-Ferrand.

Chen, J.K., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Chang, H., Burr, G.S., September 1995. Recent emerged reef terraces of the Yenkahe resurgent block, Tanna, Vanuatu : implications for volcanic, landslide and tsunami hazards, *J. Geol.*, *103 (5)*, 577–590.

Chevallier, L., Bachèlery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion - Océan indien occidental, *Bull. Volcanol.*, *44 (4)*, 723–741.

Chouet, B., Hamisevicz, N., McGetchin, T.R., 1974. Photoballistics of volcanic jet activity at Stromboli volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, *79 (32)*, 4961–4976.

Chouet, B., G. Saccorotti, M. Martini, P. Dawson, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa, 1997. Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, *102 (B7)*, 15,129–15,150.

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Stromboli tremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *88*, 653–666.

Chouet, B.A., 2003. Volcano seismology, *Pure Appl. Geophys.*, *160 (3)*, 739–788.

Chouet, B., Dawson, P., Ohminato, T., Martini, M., Saccorotti, G., Giudicepietro, F., De Luca, G., Milana, G., Scarpa, R., 2003. Source mechanisms of explosions at Stromboli volcano, Italy, determined from moment-tensor inversions of very-long-period data, *J. Geophys. Res.*, *108 (B1)*, 2019, doi :10.1029/2002JB001919.

Chouet, B., Dawson, P., and Arciniega-Ceballos, A., 2005. Source mechanism of vulcanian degassing at Popocatépetl volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals, *J. Geophys. Res.*, *110*, B07301.

Coudert, E., Isacks, B.L., Barazangi, M., Louat, R., Cardwell, R., Chen, A., Dubois, J., Latham, G., Pontoise, B., 1981. Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the Southern New Hebrides Arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations, *J. Geophys. Res.*, *86*, 5905–5925.

Cusano, P., Petrosino, S., Damiano, N., Di Vito, M.A., De Vita, S., Del Pezzo, E., 2011. Shallow crustal structure of Solfatara volcano from seismic noise analysis, *In : EGU Meeting*, Vienna, Austria, EGU2011-8104.

Daniel, J., Jouannic, C., Larue, B., Recy, J., 1977. Interpretation of d'Entrecasteaux Zone (north of New Caladonia), *Int. Symp. on geodynamics in South-West Pacific, Noumea 1976, Technip, Paris*, 117–123.

Davi, R., O'Brien, G.S., Lokmer, I., Bean, C.J.,Lesage, P., Mora, M., 2011. Moment tensor inversion of explosive long period events recorded on Arenal volcano, Costa Rica, constrained by synthetic tests, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *194*, 189–200.

De Barros, L., Pederson, H.A., Métaxian, J.-P., Valdés-Gonzales, C., Lesage, P., 2008. Crustal structure below Popocatépetl volcano (Mexico from analysis of Rayleigh waves, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *170*, 5–11.

De Barros,L., Bean, C.J., Lokmer, I., Saccorotti, G., Zuccarello, L., O'Brien, G.S., Métaxian,J.-P., Patanè, D., 2009. Source geometry from exceptionally high resolution long period event observations at Mt Etna during the 2008 eruption, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L24305, doi : 10.1029/2009GL041273.

De Luca, G., Filippi, L., Patanè, G., Scarpa, R., Vinciguerra, S., 1997. Three-dimensional velocity structure and seismicity of Mt. Etna volcano, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *79*, 123–138.

De Matteis, R., Latorre, D., Zollo, A., Virieux, J., 2000. 1-D P-velocity models of Mt Vesuvius volcano from the inversion of TomoVes96 first arrival time data, *Pure Appl. Geophys.*, *157*, 1643–1661.

Del Pezzo, F., Godano, C., Gorini, A. and Martini, M., 1992. Wave polarization and location of the source of the explosion quakes at Stromboli volcano, *in Volcanic Seismology*, Springer-Verlag, New-York.

Del Pezzo, E., La Rocca, M., and Ibáñez, J., 1997. Observations of high-frequency scattered waves using dense arrays at Teide volcano, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 8*87*, 1637–1647.

Demange, H., Chovelon J., Puvilland O., 1989. Geothermal model of the Salazie Cirque (Réunion Island) : volcanic and structural implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*, 153–176.

De Matteis, R., Latorre, D., Zollo, A., Virieux, J., 2000. 1-D P-velocity models of Mt Vesuvius volcano from the inversion of TomoVes96 first arrival time data, *Pure Appl. Geophys.*, *157*, 1643–1661.

Dickinson, W. R., 1973. Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs, *J. Geophys. Res.*, *78*, 3376–3388.

Donnadieu, F., 2009. Quantifying the dynamics of Yasur volcano explosive acti-

vity : preliminary results from Doppler radar measurements, *In : STAR Conference*, SOPAC, Port Vila, Vanuatu.

Druitt, T., Sparks, R., 1984. On the formation of calderas during ignimbrite formations, *Nature*, *310*, 679–681.

Dubois, J., Dugas, F., Lapouille, A., Louat, R., 1975. Fossés d'effondrement en arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides : mécanismes proposés, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique XVII*, *Fasc. 1*, 73–94.

Dupont, A., 2010. Etude du son produit par la Soufrière de Guadeloupe et le Piton de la Fournaise : implication pour la dynamique éruptive et la surveillance volcanique. Ph.D. Thesis, Institut de Physique du Globe de Paris.

Dziewonski, A.. Bloch, S., Landisman. M., 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *59*, 427-444.

Ferrazzini, V., Aki, K., Chouet, B., 1991. Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array, *J. Geophys. Res.*, *96*, 6199–6209.

Finizola, A., Lénat, J.F.,Macedo, O., Ramos, D., Thouret, J.C., Sortino, F., 2004. Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *135*, 343–360, doi :10.1016/j.jvolgeores.2004.03.009.

Finizola, A., Revil, A., Rizzo, E., Piscitelli, S., Ricci, T., Morin, J., Angeletti, B., Mocochain, L., Sortino, F., 2006. Hydrogeological insights at Stromboli volcano (Italy) from geoelectrical, temperature, and CO2 soil degassing investigations, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L17304, doi :10.1029/2006GL026842.

Foulger, G.R., Arnott, S.K., 1993. Local tomography ; volcanoes and the accretionary plate boundary in Iceland, *In : Iyer, H.M., Hirahara, K. (Eds.), Seismic Tomography : Theory and Practice*. Chapman and Hall, London.

Fréchet, J., 1985. Sismogénèse et doublets sismiques., Ph.D. Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Frankel, A., Hough, S., Friberg, P., and Busby, R., 1991. Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *80*, 1900–1922.

Furumoto, M., Kunitomo, T., Inoue, H., Yamada, I., Yamaoka, K., Ikami, A., and Fukao, Y., 1990. Twin sources of high-frequency volcanic tremor of Izu- Oshima

volcano, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *17*, 25–27.

Gailler L.-S., Lénat J.-F., Lambert M., Levieux G., Villeneuve N., Froger J.-L., 2009. Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*, 31–48.

Garaebiti, E., Nishimura, Y., 2008. Volcanic earthquake analysis of the Yasur volcano, Tanna island, Vanuatu, *Bull. of International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, *42*, 55–60.

García Yeguas, A., Almendros, J., Abella, R., Ibanez, J., 2010. Quantitative analysis of seismic wave propagation anomalies in azimuth and apparent slowness at Deception Island volcano (Antartica) using seismic arrays, *Geophys. J. Int.*, doi :10.1111/j.1365-246x.2010.04864.x.

Gauthier, P., 1999. Géochimie des fluides et des gaz émis par le système volcano-hydrothermal du volcan Yasur, île de Tanna, République du Vanuatu. *Rapport*, Los Alamos Natl. Lab., Los Alamos, N. M., 56 pp.

Gérard, A., Lesquer, A., Lachaud, J.-C., Louis, P., Mennechet, C., 1980. Etude gravimétrique de la moitié sud-est de l'île de la Réunion. *C.R. Acad. Sci. Paris*, *290*, 139–142.

Got, J.-L., Fréchet, J., and Klein, F.W., 1994. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, *99*, 15,375–15,386.

Got, J.-L., Monteiller, V., Virieux, J., Operto, S., 2008. Potential and limits of double-difference tomographic methods, *Geophys. Prospec.*, *56*, 477–491.

Gottsmann J., Camacho A.G., Marti J., Wooller L., Fernández J., García A., Rymer H., 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data : Implications for its evolution and recent reactivation, *Phys. Earth Planet. Int.*, *168*, 212–230.

Haslinger, F., Thurber, C.H., Mandernach, M., Okubo, P.G., 2001. Tomographic image of P-velocity structure beneath Kilauea's East Rift Zone and South Flank ; seismic evidence for a deep magma body, *Geophys. Res. Lett.*, *28 (2)*, 375–378.

Hellweg, M., 2003. The polarization of volcanic seismic signals : medium or source ?, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *128*, 159–176.

Herrin, E. and Goforth, T., 1977. Phase-matched filters : application to the study of Rayleigh waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *67*, 1259-1275.

Herrmann, R., 1987. Computer programs in seismology, *Ph.D. thesis*, Saint Louis University, ST. Louis, MO.

Herrmann, R. B., 1987. Surfave wave inversion program, St. Louis Univ., St. Louis, Mo.

Herrmann, R. B., Al-Eqabi, G., 1991. Surface waves : Inversion for shear wave velocity, in Shear Waves in Marine Sediments, edited by J. M. Hovem, M. D. Richardson, and R. D. Stoll, pp. 545– 556, Springer, New York

.

Inza, L.A., Mars, J.I., Métaxian, J.-P., O'Brien,G.S., and Macedo, O., 2011. Seismo-Volcano Source Localization with Triaxial-Broadband Seismic Array, *submitted in Geophys. J. Int.*

.

James, M.R., Lane, S.J., Corder, S.B., 2008. Modelling the rapid near-surface expansion of gas slugs in low-viscocity magmas, *Geol. Soc. London*, *307*, 147–167.

Jaupart, C., Vergniolle, S., 1988. Laboratory models of Hawaiian and Stromboli eruptions, *Nature*, *331*, 58–60.

.

Jaupart, C., Vergniolle, S., 1989. The generation and collapse of a foam layer at the roof of a basaltic magma chamber, *J. Fluid Mech.*, *203*, 347–380.

Jenkins, G.M., and Watts, D.G., 1968. Spectral analysis and its applications, Holden-Day, Oakland, California.

Jolly, A., Thompson, S., and Norton, G., 2002. Locating pyroclastic flows on Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies, using amplitude signals from high dynamic range instruments, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *118*, 299–317.

Jouannic, C., Taylor, F.W., Bloom, A.L., 1982. Sur le surrection et la déformation d'un arc jeune : l'arc des Nouvelles-Hébrides, *Documents ORSTOM*, *147*, 223–246.

Kagawa T., 1996. Estimation of velocity structures beneath Mexico city using microtremor array data, Eleventh World Conference on Earthquake Engineering, Paper No 1179.

.

Karig, D.E., Mammerickx, J., 1972. Tectonic framework of the New Hebrides island arc, *Marine Geology*, *12*, 187–205.

.

Karig, D.E., Sharman, G.F., 1975. Subduction and accretion in trenches, *Geological Soc. Am. Bull.*, *86*, 377–389.

.

Kavanagh, J.L., Menand, T., Sparks, R.S.J., 2006. An experimentation investigation of sill formation and propagation in layered elastic media, *Earth Plan. Sc. Lett.*, *245*, 799–813.

Kumagai, H., Chouet, B.A., and Dawson, P.B., 2005. Source process of a long-period event at Kilauea volcano, Hawaii, *Geophys. J. Int.*, *161*, 243–254.

Kumagai, H., Palacios, P., Maeda, T., Castillo, D.B., and Nakano, M., 2009. Seismic tracking of lahars using tremor signals, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *183*, 112–121.

Kumagai, H., Nakano, M., Maeda, T., Yepes, H., Palacios, P., Ruiz, M., Arrais, S., Vaca, M., Molina, I., Yamashima, T., 2010. Broadband seismic monitoring of active volcanoes using deterministic and stochastic approaches, *J. Geophys. Res.*, *115*, B08303, doi :10.1029/2009JB006889.

Kumagai, H., Saito, T., O'Brien, G., Yamashina, T., 2011. Characterization of scattered seismic wavefields simulated in heterogeneous media with topography, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L01306, doi :10.1029/2010JB007718.

Lacoss, R.T., Kelly, E.J., Toksöz, M.N., 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, *34*, 21–38.

.

Lafoy, Y., Missegue, F.C., Cluze, D., Le Suave, R., 1996. The Loyalty-New Hebrides arc collision : effects on the Loyalty Ridge and basin system, Southwest Pacific (first results of the ZoNéCo programme), *Marine Geophys. Res.*, *18*, 337–356.

.

Lagabrielle, Y., Pelletier, B., Cabioch, G., Régnier, M., Calmant, S., 2003. Coseismic and long-term vertical displacement due to back arc shortening, central Vanuatu : Offshore and onshore data following the Mw 7.5, 26 November 1999 Ambrym earthquake *J. Geophys. Res*, *108 (B11)*, 2519, doi :10.1029/2002JB002083.

.

Lambert, M., 2003. Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques. Université Blaise Pascal-CNRS, Clermont-Ferrand, pp. 52.

Lardy, M., Marty, B., 1990. Incandescent tephra ejection ; small lava lakes ; strong so_2 emission, *Bull. Global Volcanism Network*, *15*, 11.

Lardy, M., Tabbagh, A., 1999. Measuring and interpreting heat fluxes from shallow volcanic bodies using vertical temperature profiles : a preliminay test, *Bull. Volcanol.*, *60*, 441–447.

Lardy, M., Willy, J.-C., 1989. Mission à Vanuatu sur le Yasur Ile de Tanna les 6 et 7 septembre 1989, *Rapport ORSTOM*.

La Rocca, M., Petrosino, S., Saccorotti, G., Simini, M., Ibanez, J., Almendros, J., Del Pezzo, E., 2000. Location of the source and shallow velocity model deduced from the explosion quakes recorded by two seismic antennas at Stromboli volcano, *Phys. Chem. Earth*, *25*, 731–735.

La Rocca, M., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., Ibáñez, J., 2004. Probabilistic source location of explosion quakes at Stromboli volcano estimated with double array data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *131*, 123–142.

Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L., Lyon-Caen, H., 2004. A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set, *Geophys. J. Int.*, 159, 1013–1031.

Lees, J.M., 2007. Seismic tomography of magmatic systems, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *167*, 37–56.

Legrand, D., Kaneshima, S., Kawakatsu, H., 2000. Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *101*, 155–169.

Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Bonneville, A., Galdeano, A., Labazuy, P., Rousset, D., Vincent, P., 1990. Structure and morphology of the submarine flanck of an active basaltic volcano : Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean), *Oceanol. Acta*, *20*, 211–223, volume spécial.

Lénat, J.-F., Fitterman, D., Jackson, D.B., Labazuy, P., 2000. Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion), *Bull. Volcanol.*, *62*, 75–89.

Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., Galdeano, A., 2001. A newmodel for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean), *J. Geophys. Res.*, *106 (5)*, 8645–8663.

Letourneur, L., 2004. Etude par polarisation spontanée du volcan Yasur et du horst du Yenkahe, Tanna, Vanuatu, *Mémoire de TER*, 30 p.

Levieux, G., 2004. Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de la Fournaise, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 65.

Lin C.-M., Chang T.-M., Huang Y.-C., Chiang H.-J., Kuo C.-H., Wen K.-L.,

2009. Shallow S-wave velocity structures in the western coastal plain of Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, *20 (2)*, 299-308.

Lister, J. R., Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes, *J. Geophys. Res.*, *96*, 10,049–10,077.

Loke, M., 2001. Tutorial : 2D and 3D electrical imaging surveys, *Geotomo Software*, Malaysia, 136p.

Lokmer, I., Bean, C.J., Saccorotti, G., and Patanè, D., 2007. Moment-tensor inversion of LP events recorded on Etna in 2004 using constraints obtained from wave simulation tests, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L22316, doi :10.1029/2007GL031902.

Lokmer, I., Saccorotti, G., Di Lieto, B., Bean, C.J., 2008. Temporal evolution of long-period seismicity at Etna Volcano, Italy, and its relationships with the 2004–2005 eruption, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *266*, 205–220.

Londoño, J.M., Sudo, Y., 2003. Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *119 (1–4)*, 61–87.

Loke, M., 2001. Tutorial : 2D and 3D electrical imaging surveys. Geotomo Software, Malaysia, 136p.

Louat, R., Hamburger, M., Monzier, M., 1988. Shallow and intermediate-depth seismicity in the Naw Hebrides arc : constraints on the subduction process, *In Geology and Offshore Resources of Pacific Island Arc - Vanuatu (H.G. Greene and F.L. Wong, eds.), Earth Science Ser. 8*, 329–356, Circum–Pacific council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX.

Louat, R., Pelletier, B., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji Basin region, *Tectonophysics*, *197*, 41–55.

Luzón F., Almendros J., García-Jerez A., 2011. Shallow structure of Deception Island, Antarctica, from correlations of anbient seismic noise on a set of a dense seismic arrays, *Geophys. J. Int.*, *185*, 737–748, doi :10.1111/j.1365-246X.2011.04962.x.

MacFarlane, A., Carney, J. N., Crawford, A. J., Greene, H. G., 1988. Vanuatu - A review of the onshore geology, *In Geology and Offshore Resourcesof Pacific Island Arc - Vanuatu (H.G. Greene and F.L. Wong, eds.), Earth Science Ser. 8*, 45–91, Circum–Pacific council for Energy and Mineral Resources, Houston, TX.

Malengreau, B., 1995. Structure profonde de La Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques, Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

Malengreau, B., Lénat, J.-F., Froger, J.-L.,1999. Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *88 (3)*, 131–146.

Mammerickx, J., Chase, T., Smith, S., Taylor, I., 1971. Bathymetry of the south pacific, map, *Scripps Inst. of Oceanogr., LaJolla, Calif.*.

Manga, M., Stone, H.A., 1994. Interactions between bubbles in magmas and lavas : effects of bubble deformation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *63*, 267–279.

Marchetti, E., Delle Donne, D., Genco, R., Ripepe, M.and Garaebiti, E., 2008. Integrated geophysical analysis of explosive activity at Yasur volcano, Vanuatu, *In : AGU, Fall Meeting 2008*, abstract V51E-2083, Poster.

Masturyono, et al., 2001. Distribution of magma beneath Toba Caldera, North Sumatra, Indonesia, constrained by 3-dimensional P-wave velocities, seismicity, and gravity data, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *2 (4)*, doi :10.1029/2000GC000096.

Matera, M., 1996. Rapport des missions sur le volcan Yasur (Ile de Tanna), *Rapport ORSTOM*.

Matera, M., 1997. Rapport des missions sur le volcan Yasur (Ile de Tanna), *Rapport ORSTOM*.

Meier, K., Garaebiti, E., Gerst, A., Harrison, M., Hort, M., Kremers, S., Wassermann, J., Weiss, B., 2009. Preliminary insights into an integrated geophysical approach for a better understanding of Strombolian activity at Yasur volcano, Vanuatu, *In : AGU, Fall Meeting 2009*, abstract V23D-2098, Poster.

Mellors, R., Chatelain, J.-L., Isacks, B.L., Hade, G., Bevis, M., Prevot, R., 1991. A tilt and seismicity episode in the New Hebrides (Vanuatu) island arc, *J. Geophys. Res.*, *96*, 16,535–16,546.

Menand, T., Phillips, J.C., 2007. Gas segregation in dykes and sills, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *159*, 393-408.

Merle, O., Berde-Cabusson, S., Van Wyk de Vries, B., 2010. Hydrothermal calderas, *Bull. Volcanol.*, *72*, 131–147.

Métaxian, J.-P., Lesage, P., Dorel, J., 1997. Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua : wave field analysis and source location. *J. Geophys. Res.*, *102 (B10)*, 22529–22545.

Métaxian, J.-P., Lesage, P., and Valette, B., 2002. Locating sources of volcanic

tremor and emergent events by seismic triangulation : application to Arenal volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res.*, *107 (B10)*, 2243, doi :10.1029/2001JB000559.

Métaxian, J.-P., O'Brien, G.S, Bean, C., Valette, B., and Mora, M., 2009. Locating volcano-seismic signals in the presence of rough topography : wave simulations on Arenal volcano, Costa Rica, *Geophys. J. Int.*, *179*, 1547–1557, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04364.x.

Métrich, N., P. Allard, A. Aiuppa, P. Bani, A. Gertagnini, H. Shinohara, F. Parello, A. Di Muro, E. Garaebiti, O. Belhadj, and D. Massare, 2011. Magma and volatile supply to post-collapse volcanism and block resurgence in Siwi caldera (Tanna Island, Vanuatu Arc), *J. Petrol.*, *52 (6)*, 1077–1105

Milner, D.M., Cole, J.W., Wood, C.P., 2003. Mamaku Ignimbrite : a caldera-forming ignimbrite erupted from a compositionally zoned magma chamber in Taupo Volcanic Zone, New Zealand, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *122*, 243–264.

Mitchell, A. H., Warden, A. J., 1971. Geological evolution of the New Hebrides island arc, *J. Geological Soc. London*, *127*, 501–529.

Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J.-L., Hall, M., 2005. Three-dimensional P-wave structure of Tungurahua Volcano, Ecuador, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *147*, 144–156.

Monteiller, V., Got, J.-L., Virieux, J., Okubo, P., 2005. An efficient algorithm for double-difference tomography and location in heterogeneous media, with an application to the Kilauea volcano, *J. Geophys. Res.*, *110*, B12306.

Mora, M.M., Lesage, P., Valette, B., Alvarado, G.E., Leandor, C., Métaxian, J.-P., Dorel, J., 2006. Shallow velocity structure and seismic site effects at Arenal volcano, Costa Rica, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *152*, 121–139.

Mori, J.J., Eberhart-Phillips, D., Harlow, D.H., 1996. Three-dimensional velocity structure at Mount Pinatubo ; resolving magma bodies and earthquake hypocenters, *In : Newhall, C.G.e., Punongbayan, R.S.e. (Eds.), Fire and Mud ; Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, pp. 371–382.

Nabyl, A., Dorel, J., Lardy, M., 1977. A comparative study of low-frequency seismic signals recorded at Stromboli volcano, Italy, and at Yasur volcano, Vanuatu, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, *40*, 549–558.

Nairn, I.A., Scott, B.J., Giggenbach, W.F., September 1988. Yasur volcan investigations, Vanuatu, *New Zealand Geological Survey report*, 1–74.

Nakamichi, H., 2005. 3D Velocity Structure of Mt. Fuji and the South Fossa Magna, Japan, *Eos (Trans. AGU). p. T43A–1361* .

Neuberg, J., Luckett, R., Ripepe, M., and Braun, T., 1994. Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 749–752.

Neuberg, J., and Pointer, T., 2000. Effects of volcano topography on seismic broad-band waveforms, *Geophys. J. Int.*, *143*, 239–248.

Nisii, V., Saccorotti, G., Nielsen, S., 2007. Detailed analysis of wave propagation beneath the Campi Flegrei caldera (Italy), *Bull. Seism. Soc. Am.*, *97*, 440–456.

Ntepe, N., Dorel, J., 1990. Observation of seismic volcanic signals at Stromboli volcano (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *43*, 235–251.

O'Brien, G.S., Bean, C.J., 2004. A 3D discrete numerical elastic lattice method for seismic wave propagation in heterogeneous media with topography, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L14608.

O'Brien, G.S., Bean, C.J., 2004b. A discrete numerical method for modeling volcanic earthquake source mechanisms, *J. Geophys. Res.*, *109*, B09301.

O'Brien, G. S., Bean, C. J., 2009. Volcano topography, structure and intrinsic attenuation : their relative influences on a simulated 3d visco-elastic wavefield, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *183*, 122–136.

O'Doherty, K.B., Bean, C.J., McCloskey, J., 1997. Coda wave imaging of the Long Valley Caldera using a spatial stacking technique. *Geophys. Res. Lett.*, *24 (13)*, 1547–1550.

Ohminato, T., Chouet, B., 1997. A free-surface boundary condition for including 3D topography in the finite-difference method, *B. Seism. Soc. Am.*, *87 (2)*, 494–515.

Ohminato, T., Chouet, B.A., Dawson, P., Kedar, S., 1998. Waveform inversion of very long period impulsive signals associated with magmatic injection beneath Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*,*103 (B10)*, 23839–23862.

Onizawa, S., Oshima, H., Aoyama, H., Mori, H. Y., Maekawa, T., Suzuki, A., Tsutsui, T., Matsuwo, N., Oikawa, J., Ohminato, T., Yamamoto, K., Mori, T., Taira, T., Miyamachi, H., Okada, H., 2007. P-wave velocity structure of Usu volcano : implications of structural controls on magma movements and eruption locations, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *160*, 175–194.

Oppenheimer, C., Bani, P., Calkins, J., Burton, M., Sawyer, G., Nov. 2006. Rapid

FTIR sensing of volcanic gases released by strombolian explosions at Yasur volcano, Vanuatu, *Appl. Physics B : Lasers and Optics*, *85 (2)*, 453–460.

Parfitt, E.A., 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *134*, 77–107.

Pascal, G., Isacks, B. L., Barazangi, M., Dubois, J., 1978. Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc, *J. Geophys. Res.*, *83*, 4957–4973.

Patanè, D., Barberi, G., De Gori, P., Chiarabba, C., 2006. Time-resolved seismic tomography detects magma intrusions at Mount Etna, *Science*, *313*, 821–823.

Pelletier, B., Régnier, M., Clamant, S., Pillet, R., Cabioch, G., Lagabrielle, Y., Bore, J.-M., Caminade, J.-P., Lebellegard, P., Christopher, I., Temakon, S., 2000. Le séisme d'Ambrym-Pentecôte (Vanuatu) du 26 novembre 1999 (Mw : 7.5) : données préliminaires sur la séismicité, le tsunami et les déplacements associés, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *331*, 21–28.

Petrosino, S., Damiano, N., Cusano, P., Del Pezzo, E., 2009. Shallow crustal structure of Solfatara Volcano (Campi Flegrei) from microtremor analysis. In : EGU Meeting, Vienna, Austria, EGU2009-13108.

Petrosino, S., Cusano, P., La Rocca, M., Galluzzo, D., Orozco-Rojas, J., Bretón, M., Ibáñez, J., Del Pezzo, E., 2011. Source location of long period seismicity at Volcàn de Colima, México, *Bull. Volcanol.*, doi :10.1007/s00445-011-0447-2.

Podvin, P., Lecomte, I., 1991. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : A massively parallel approach and its associated tools, *Geophys. J. Int.*, *105*, 271–295.

Poupinet, G., Ellsworth, W.L., and Fréchet, J., 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets : An application to the Calaveras Fault, California, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5719–5731.

Prõno, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.-L., Ferrazzini, V., 2009. P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from deismic data recorded between 1996 and 1999, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*, 49–62.

Puech, J.-L., Reichenfeld, C., 1969. Etudes bathymétriques dans la région des Iles Erromango, Tanna et Anatom (Nouvelles-Hébrides du Sud), *C. R. Acad. Sc. Paris*, *268*, 1259–1261.

Rançon, J.-P., Lerebour, P., Augé, T., 1989. The Grand Brule exploration drilling ;

new data on the deep framework of the Piton de la Fournaise Volcano ; Part 1, Lithostratigraphic units and volcanostructural implications, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36 (1–3)*, 113–127.

Rechenmann, J., 1976. Madagascar et autres îles du sud-ouest de l'Océna Indien (cartes des anomalies de Bouguer feuille sud), ORSTOM, Paris.

Régnier, M., Calmant, S., Pelletier, B., Lagabrielle, Y., 2003. The Mw 7.5 1999 Ambrym earthquake, Vanuatu : A back arc intraplate thrust event, *Tectonics*, *22 (4)*, 1034, doi :10.1029/2002TC001422.

Revil, A., et al. (2008), Inner structure of La Fossa di Vulcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high resolution electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and soil CO2 diffuse degassing measurements, *J. Geophys. Res.*, *113*, B07207, doi :10.1029/2007JB005394.

Revil A., Johnson T.C., Finizola A., 2010. Three-dimensional resistivity tomography of Vulcan's forge, Vulcano Island, southern Italy, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L15308, doi :10.1029/2010GL043983.

Ripepe, M., 1996. Evidence for gas influence on volcanic seismic signals recorded at Stromboli, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *70*, 221–233.

Ripepe, M., Gordeev, E., 1999. Gas bubble dynamics model for shallow volcanic tremor at Stromboli, *J. Geophys. Res.*, *105*, 10,639–10,654.

Ripepe, M., Ciliberto, S., Della Schiava, M., 2001. Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at Stromboli, *J. Geophys. Res.*, *106*, 8713–8727.

Ripepe, M., Harris, A.J.L., Carniel, R., 2002. Thermal, seismic and infrasonic evidences of variable degassing rates at Stromboli volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *118*, 285–297.

Robin, C., Eissen, J.-P., Monzier, M., Mar. 1994. Ignimbrites of basaltic andesite and andesite compositions from Tanna, New Hebrides Arc, *Bull. Volcanol.*, *56 (1)*, 10–22.

Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P., De Censi, M., 1996. Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy, *Bull. Volcanol.*, *57*, 451–554.

Rost S., Thomas C., 2002. Array seismology : methods and applications, *Review of Geophysics*, *40 (3)*, 1–27, doi :10.1029/2000RG000100.

Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., Lenat, J.F., McBirney, A.R., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36 (1–3)*, 37–52.

Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, and M. C. Fehler, 2005. Surface wave tomography from microseisms in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L14311, doi :10.1029/2005GL023155.

Saccorotti, G., Chouet, B., Dawson, P., 2003. Shallow-velocity models at the Kilauea volcano, Hawaii, determined from array analyses of tremor wavefields, *Geophys. J. Int.*, *152 (3)*, 633–648.

Saccorotti, G., Zuccarello, L., Del Pezzo, E., Ibanez, J., Gresta, S., 2004. Quantitative analysis of the tremor wavefield at Etna volcano, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *136*, 223–245.

Satoh, T., Kawase, H., Matsushima, S., 2001. Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using array records of microtremors, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *91 (2)*, 206–218.

Scandone, R., 1996. Factors controlling the temporal evolution of explosive eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *72*, 71–83.

Schiavone, D., Loddo, M., 2007. 3-d density model of Mt. Etna Volcano (Southern Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *164*, 161–175.

Schurr, B., Asch, G., Rietbrock, A., Trumbull, R., Haberland, C., 2003. Complex patterns of fluid and melt transport in the central Andean subduction zone revealed by attenuation tomography, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *215 (1–2)*, 105–119.

Seyfried, R., Freundt, A., 2000. Experiments on conduit flow and eruption behavior of basaltic volcabis eruptions, *J. Geophys. Res.*, *105*, 23,727–23,740.

Shapiro, N. M., and M. Campillo, 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07614, doi :10.1029/2004GL019491.

Sherburn, S., Bannister, S., Bibby,H., 2003. Seismic velocity structure of the central Taupo volcanic zone,NewZealand, fromlocal earthquake tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *122 (1–2)*, 69–88.

Sparks, R.S.J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas : a review and analysis, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *3*, 1–37.

Taisne, B., 2008. Vicissitudes de l'ascension des magmas à travers la croûte terrestre, Ph.D. Thesis, Université Denis Diderot - Paris VII.

Taisne, B., Brenguier, F., Shapiro, N.M., Ferrazzini, V., 2011. Imaging the dynamics of magma propagation using radiated seismic intensity, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L04304, doi :10.1029/2010GL046068.

Tamari, S., Samaniego-Martinez, D., Bonola, I., Bandala, E. R., Ordaz-Chaparro, V., 2005. Particle density of volcanic scoria determined by water pycnometry, *ASTM Geotechnical Testing Journal*, *28*, 321–327.

Vergniolle, S., Jaupart, C., 1986. Separated two-phase flow and basaltic eruptions, *J. Geophys. Res.*, *91*, 12,842–12,860.

Vergniolle, S., Jaupart, C., 1990. Dynamics of degassing at Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *95*, 2793–2809.

Vergniolle, S., Brandeis, G., 1994. Origin of the sound generated by Strombolian explosions, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 1959–1962.

Vergniolle, S., Brandeis, G., 1996. Strombolian explosions : A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound, *J. Geophys. Res*, *101*, 20,433–20,447.

Vergniolle, S., Brandeis, G., 1996. Strombolian explosions : Eruption dynamics determined from acoustic measurements, *J. Geophys. Res*, *101*, 20,449–20,466.

Vergniolle, S., Mangan, M., 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions, *in Encyclopedia of volcanoes.*, Academic Press.

Vergniolle, S., Boichu, M., Caplan-Auerbach, J., 2004. Acoustic measurements of the 1999 basaltic eruptino of shishaldin volcano, alaska. 1. origin of the strombolian activity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *137*, 109–134.

Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., 2004. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, *2*, 211–221.

Wathelet, M., 2005. Array recordings of ambient vibrations : surface-wave inversion, *Ph.D. Thesis*, Université de Liège.

Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm : parameter conditions and dynamic scaling, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L09301, doi :10.1029/2008GL033256.

Wilson, L., Head, J.W., 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the Earth and Moon, *J. Geophys. Res.*, *86*, 2971–3001.

Woods, A., 1995. The dynamics of the explosive volcanic eruptions, *Review of Geophysics*, *33*, 17,627–17,636.

Yuan, H., Dueker, K., 2005. Teleseismic P-wave tomogram of the Yellowstone plume. *Geophys. Res. Lett.*, *32 (7)*, 4, doi :10.1029/2004GL022056.

Zollo, A., Gasparini, P., Virieux, J., Biella, G., Boschi, E., Capuano, P., De Franco, R., Dell'Aversana, P., De Matteis, R., De Natale, G., Iannaccone, G., Guerra, I., Le Meur, H., Mirabile, L., 1998. An image of Mt. Vesuvius obtained by 2d seismic tomography, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *82*, 161–173.

Annexe I
Création de la base de données "Yasur"

1 Base de Données Sismologique (BDsis)

BDsis est un projet créé dans le but de collecter, traiter, archiver et distribuer des données sismologiques provenant des réseaux nationaux tels que le réseau Sismob (parc mobile de l'INSU) et le réseau accélérométrique permanent RAP.

La base de données se compose :

1. de banques de données, c'est-à-dire des enregistrements numériques des mouvements du sol.
2. de bases de données relationnelles comprenant des données auxiliaires associées aux enregistrements, telle que les coordonnées géographiques des sismomètres, les composants de la chaîne d'acquisition, les réponses instrumentales et les localisations des séismes.

La base de données sismologique, centralisée au laboratoire ISTerre (Grenoble, France), est gérée et régulièrement mise à jour par une équipe de plusieurs membres parmi lesquels deux chercheurs, deux ingénieurs de recherche, deux ingénieurs d'étude et un assistant ingénieur.

2 La banque de données "Yasur"

L'équipement sismologique déployé au Yasur, construit par Agecodagis, fournit des enregistrements bruts au format TITAN. L'obtention d'une banque de données utilisable par tous a nécessité un processus de traitement en deux étapes, réalisé en collaboration avec Catherine Pequegnat (IR CNRS, ISTerre, Grenoble) et Katia Bourova (IE CNRS, ISTerre, Grenoble).

```
2008/08/13-00:00:16 STATUS: 0 11.90  8.43 40.25  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00
2008/08/13-00:00:16 MemFree:        46652 kB
2008/08/13-00:00:45 GPS: off 0/0 0.000000 0.000000 0 0.00 0.00 0.00 0 0/0 off
2008/08/13-00:01:17 STATUS: -10 11.90  8.43 40.25  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00
2008/08/13-00:01:17 MemFree:        46424 kB
2008/08/13-00:01:46 GPS: off 0/0 0.000000 0.000000 0 0.00 0.00 0.00 0 0/0 off
....
....
....
2008/08/13-00:17:01 GPS: off 0/0 0.000000 0.000000 0 0.00 0.00 0.00 0 0/0 off
2008/08/13-00:17:58 STATUS: 9 11.90  8.43 40.25  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00
2008/08/13-00:17:58 MemFree:        46368 kB
2008/08/13-00:18:02 GPS: on 0/11 -19.532082 169.453064 0 0.00 0.00 0.00 0 0/0 waiting
2008/08/13-00:18:19 DISK: NA 7897956 7471932 65280 58880 3371 not_mounted noflush noradio
2008/08/13-00:19:02 CLOCK: 0.4993 5.675780118 3.126746535 0 free free
2008/08/13-00:19:03 GPS: on 10/11 -19.532085 169.453064 285 2.10 0.80 2.00 2 1/1 sync
2008/08/13-00:19:03 STATUS: 10 11.90  8.43 40.25  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00
2008/08/13-00:19:03 MemFree:        46256 kB
2008/08/13-00:20:02 CLOCK: 0.5007 5.675810158 3.126746535 0 free free
2008/08/13-00:20:04 GPS: on 10/11 -19.532074 169.453064 285 2.10 0.80 2.00 2 1/1 sync
2008/08/13-00:20:04 STATUS: 0 11.90  8.43 40.25  0.00  0.00  0.00  0.00  0.00
2008/08/13-00:20:04 MemFree:        46292 kB
2008/08/13-00:21:01 CLOCK: 0.4997 5.675840139 3.126746535 0 free free
2008/08/13-00:21:05 GPS: on 10/11 -19.532085 169.453064 288 2.10 0.80 2.00 2 1/1 sync
....
....
```

Annexe I.1 : Extrait du fichier “osiris.log” pour la journée du 13 Août 2008, sur lequel sont surlignées les notifications de synchronisation GPS ainsi que les coordonnées résultantes pour la station d’acquisition.

1. La première étape du traitement a consisté à trier les données TITAN, en vérifiant que celles-ci n’aient pas été mélangées et donc qu’elles aient bien été affectées aux bonnes antennes sismiques ou stations large-bande. La réalisation de cette étape s’est effectuée par vérification de deux fichiers auxiliaires, le fichier “history” et le fichier “osiris.log”. Le fichier “history”, comme son nom l’indique, contient l’historique des fichiers TITAN enregistrés ainsi que le nom de l’antenne. Le fichier “osiris.log” contient les paramètres de l’acquisition des enregistrements dont les coordonnées géographiques de la station d’acquisition données par synchronisation GPS (Annexe I.1).

2. La seconde phase du traitement est réalisée par le biais du logiciel Rtitan2, mis à disposition par Agecodagis [cf. Liens utiles].

   Les fichiers TITAN se présentent sous la forme de petits fichiers d’environ une minute (Annexe I.2), contenant les enregistrements de l’ensemble des canaux composant une antenne sismique.

   La correction horaire est extraite via l’option “-time” de Rtitan2. L’utilisation de cette option génère deux fichiers, avec des extensions dt et dft, contenant la

00.00.45	00.13.05	00.25.15	00.37.31	00.49.34
00.02.02	00.14.14	00.26.32	00.38.39	00.50.49
00.03.21	00.15.29	00.27.45	00.39.46	00.52.05
00.04.31	00.16.39	00.28.56	00.40.57	00.53.24
00.05.41	00.17.54	00.30.08	00.42.10	00.54.44
00.06.50	00.19.07	00.31.24	00.43.27	00.55.54
00.08.10	00.20.25	00.32.42	00.44.35	00.57.07
00.09.23	00.21.37	00.34.04	00.45.55	00.58.21
00.10.34	00.22.51	00.35.12	00.47.09	00.59.33
00.11.50	00.24.00	00.36.21	00.48.26	.....

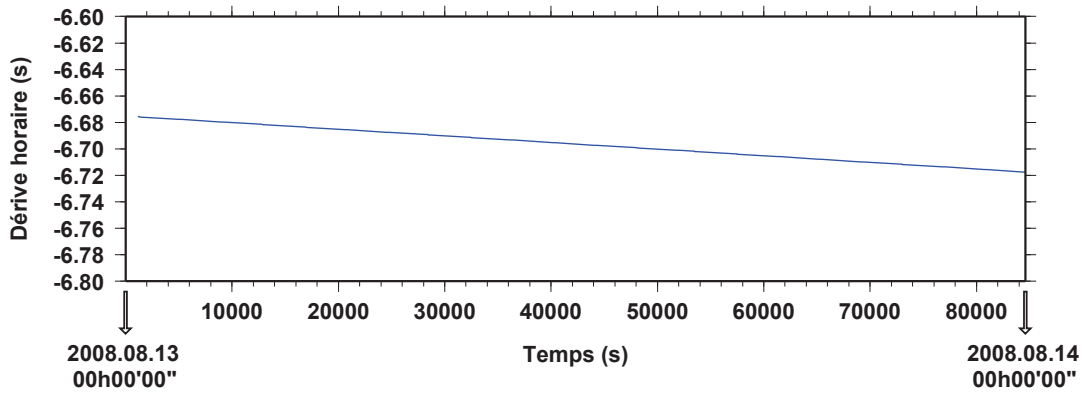
Annexe I.2 : Extrait de la liste des fichiers TITAN enregistrés par l'antenne Y05 le 13 Août 2008.

dérive horaire de la station d'acquisition en fonction du temps (Annexe I.3).

Durant une période d'environ 6 semaines, les stations d'acquisition de 10 antennes sismiques n'ont pas pu se synchroniser au temps GPS (Annexe I.4). Une protection thermique à base d'aluminium avait été disposée dans la caisse contenant la station d'acquisition et a par la même occasion masqué l'antenne GPS.

La dérive horaire étant quasi linéaire (Annexe I.3), celle-ci a été estimée par régression linéaire pour la période sans synchronisation GPS. La correction horaire est appliquée automatiquement aux données par Rtitan2 lors de la conversion au format *Mini-seed* ou *Sac*. La conversion aux formats *Mini-seed* ou *Sac* est réalisée en utilisant les options "-mseed" ou "-sac". L'utilisation de ces commandes génèrent des fichiers pour chaque canal de l'antenne. Combinées à l'option "-ts", Rtitan2 concatène les fichiers Mini-seed ou sac pour générer des fichiers de la durée souhaitée (1h pour les données du Yasur en utilisant "-ts 84600" ; Annexe I.5).

La base de données du Yasur ($\sim$ 1 To) se présente alors sous la forme de fichiers de 1h, au format Mini-seed, classés dans des répertoires identifiant la date des enregistrements en jours julien.



Annexe I.3 : Dérive horaire extraite pour la journée du 13 Août 2008 à partir des données TITAN enregistrées par l'antenne Y05.

3 Les métadonnées associées aux enregistrements

Parmi les données auxiliaires associées aux enregistrements du Yasur, BDsis peut fournir :

1. Les coordonnées géographiques de chacun des capteurs composant le réseau d'antennes sismiques (Annexe I.6 et Annexe I.7) et le réseau de stations large-bande (Annexe I.7).
2. Les différents types de capteurs utilisés ainsi que leurs numéros de série [cf. Table 3.1 pour les antennes sismiques et Table 3.2 pour les stations large-bande, Chapitre III].
3. Les fichiers de réponse instrumentale de chacun des capteurs (Fig. I.8).

Liens utiles

http ://www.agecodagis.com/WebData/Software/Public/Rtitan2/

http ://bdsis.obs-ujf-grenoble.fr

Nom de l'antenne	période sans synchronisation GPS
Y01	2008.03.06 - 2008.04.18 synchronisation : 2008.03.31
Y02	2008.03.05 - 2008.04.19 synchronisation : 2008.03.30
Y03	
Y04	2008.03.06 - 2008.04.17 synchronisation : 2008.03.29
Y05	2008.03.07 - 2008.04.17 synchronisation : 2008.03.29
Y06	2008.03.07 - 2008.04.17 synchronisation : 2008.03.29
Y07	2008.03.07 - 2008.04.17 synchronisation : 2008.03.29
Y08	2008.03.08 - 2008.04.16 synchronisation : 2008.03.29
Y09	2008.03.08 - 2008.04.16 synchronisation : 2008.03.29
Y10	2008.03.07 - 2008.04.18
Y11	2008.03.05 - 2008.04.16 synchronisation : 2008.03.30

Annexe I.4 : Périodes durant lesquelles les stations d'acquisition des antennes sismiques ne se sont pas synchroniser au temps GPS.

2008.08.13-00.00.02.Y052.EHZ.sac
2008.08.13-00.00.04.Y051.EHZ.sac
2008.08.13-00.00.09.Y05.EHN.sac
2008.08.13-00.00.12.Y050.EHZ.sac
2008.08.13-00.00.12.Y05.EHE.sac
2008.08.13-00.00.13.Y055.EHZ.sac
2008.08.13-00.00.14.Y054.EHZ.sac
2008.08.13-00.00.16.Y053.EHZ.sac
2008.08.13-00.00.17.Y05.EHZ.sac

2008.08.13-01.00.01.Y051.EHZ.sac
……..

Annexe I.5 : Extrait de la liste des fichiers sac issus de la conversion des fichiers TITAN présentés dans l'annexe I.2.

Nom de l'antenne	N° capteur	Coordonnées géographiques (degrés décimaux)		
		Longitude (Est)	Latitude (Sud)	Altitude (m)
Y01	0	169.48840282	19.54244400	37.009
	1	169.48912657	19.54228823	37.009
	2	169.48941285	19.54213246	37.009
	3	169.48941285	19.54244400	37.009
	4	169.48941285	19.54275553	37.009
	5	169.48912657	19.54259976	37.009
	6	169.48922200	19.54244400	37.009
Y02	0	169.46650991	19.60708235	66.554
	1	169.46698216	19.60716080	66.554
	2	169.46673924	19.60750684	66.554
	3	169.46672200	19.60725000	66.554
Y03	0	169.45624905	19.55240670	68.744
	1	169.45630358	19.55211407	69.564
	2	169.45655375	19.55231476	68.324
	3	169.45681021	19.55251262	65.184
	4	169.45649535	19.55261972	66.324
	5	169.45617662	19.55271866	66.974
	6	169.45643333	19.55245000	67.664
Y04	0	169.42333314	19.54465234	113.188
	1	169.42355831	19.54481633	110.578
	2	169.42321057	19.54494932	114.958
	3	169.42293974	19.54504023	115.338
	4	169.42300541	19.54470564	113.068
	5	169.42307866	19.54442268	113.208
	6	169.42318333	19.54476666	113.878
Y05	0	169.45271446	19.53195566	284.158
	1	169.45303560	19.53186447	283.678
	2	169.45335189	19.53179374	282.438
	3	169.45326594	19.53209465	282.848
	4	169.45317660	19.53239705	282.718
	5	169.45294577	19.53217428	283.258
	6	169.45308194	19.53204880	283.678
Y06	0	169.41493794	19.53003123	121.508
	1	169.41488054	19.53033803	121.508
	2	169.41462732	19.53013778	121.508
	3	169.41437411	19.52993753	121.508
	4	169.41468472	19.52983098	121.508
	5	169.41499534	19.52972443	121.508
	6	169.41475000	19.53000000	121.508

Annexe I.6a : Coordonnées géographiques, en degré décimaux, des capteurs courte-période composant les antennes sismiques Y01, Y02, Y03, Y04, Y05 et Y06.

Nom de l'antenne	N° capteur	Coordonnées géographiques (degrés décimaux)		
		Longitude (Est)	Latitude (Sud)	Altitude (m)
Y07	0	169.44750515	19.51244661	111.348
	1	169.44721951	19.51259260	112.208
	2	169.44722508	19.51228333	109.818
	3	169.44722107	19.51196401	107.278
	4	169.44751293	19.51212616	107.468
	5	169.44779774	19.51228333	107.558
	6	169.44741666	19.51228333	109.708
Y08	0	169.41273439	19.48626676	243.764
	1	169.41244820	19.48642253	243.764
	2	169.41244820	19.48611100	243.764
	3	169.41244820	19.48579946	243.764
	4	169.41273439	19.48595523	243.764
	5	169.41302058	19.48611100	243.764
	6	169.41263900	19.48611100	243.764
Y09	0	169.37563660	19.49970603	486.126
	1	169.37531113	19.49976013	486.126
	2	169.37498566	19.49981422	486.126
	3	169.37509869	19.49952148	486.126
	4	169.37521153	19.49922873	486.126
	5	169.37542416	19.49946738	486.126
	6	169.37527800	19.49958300	486.126
Y10	0	169.47583716	19.51972200	220.944
	1	169.47583716	19.51941046	220.944
	2	169.47612341	19.51956623	220.944
	3	169.47640966	19.51972200	220.944
	4	169.47612341	19.51987776	220.944
	5	169.47583716	19.52003353	220.944
	6	169.47602800	19.51972200	220.944
Y11	0	169.34717503	19.53719787	487.981
	1	169.34654696	19.53719787	487.981
	2	169.34686100	19.53668525	487.981
	3	169.34686100	19.53702700	487.981
Y12	0	169.36797200	19.62672200	156.153
Y13	0	169.43710272	19.52636425	57.16
	1	169.43707128	19.52666064	57.16
	2	169.43680712	19.52647542	57.16
	3	169.43653688	19.52628938	57.16
	4	169.43684135	19.52616611	57.16
	5	169.43713175	19.52604381	57.16
	6	169.43691666	19.52633333	57.16

Annexe I.6b : Coordonnées géographiques, en degré décimaux, des capteurs courte-période composant les antennes sismiques Y07, Y08, Y09, Y10, Y11 et Y13, ainsi que de la station 3-composantes courte-période Y12.

Nom de la station	Coordonnées géographiques (degrés décimaux)		
	Longitude (Est)	Latitude (Sud)	Altitude (m)
Y30	169.45288	19.53494	326.39
Y31	169.44383	19.53178	288.65
Y32	169.45194	19.5255	351.78
Y33	169.46380	19.51689	137.29
Y34	169.48153	19.529	204.97
Y35	169.46558	19.54386	105.50
Y36	169.44141	19.54719	101.60
Y37	169.4205	19.53414	162.69
Y38	169.43991	19.51411	106.61
Y39	169.43127	19.50083	125.47

Fig. I.7 : Coordonnées géographiques, en degré décimaux, des 10 stations large-bande déployées autour du Yasur.

```
#                << IRIS SEED Reader, Release 4.7.5.Fels >>
#
#                ======== CHANNEL RESPONSE DATA ========
B050F03    Station:    Y05
B050F16    Network:    ZO
B052F03    Location:   00
B052F04    Channel:    EHZ
B052F22    Start date: 2008,023,00:00:00
B052F23    End date:   2008,239,23:00:00
#                ========================================
#                +          +-----------------------------------------+          +
#                +          |  Response (Poles & Zeros),  Y05 ch EHZ  |          +
#                +          +-----------------------------------------+          +
#
B053F03    Transfer function type:            B [Analog (Hz)]
B053F04    Stage sequence number:             1
B053F05    Response in units lookup:          M/S - Velocity
B053F06    Response out units lookup:         V - Volts
B053F07    A0 normalization factor:           11.6621
B053F08    Normalization frequency:           1
B053F09    Number of zeroes:                  2
B053F14    Number of poles:                   2
#                Complex zeroes:
#                 i  real        imag        real_error    imag_error
B053F10-13   0  0.000000E+00  0.000000E+00  0.000000E+00  0.000000E+00
B053F10-13   1  0.000000E+00  0.000000E+00  0.000000E+00  0.000000E+00
#                Complex poles:
#                 i  real        imag        real_error    imag_error
B053F15-18   0 -3.080000E+00  1.190000E+00  0.000000E+00  0.000000E+00
B053F15-18   1 -3.080000E+00 -1.190000E+00  0.000000E+00  0.000000E+00
#
#                +          +-----------------------------------------+          +
#                +          |     Channel Gain,  Y05 ch EHZ     |          +
#                +          +-----------------------------------------+          +
#
B058F03    Stage sequence number:             1
B058F04    Gain:                              1.920000E+03
B058F05    Frequency of gain:                 1.000000E+00 HZ
B058F06    Number of calibrations:            0
```

Fig. I.8 : Extrait du fichier contenant la réponse instrumentale du capteur n°0 de l'antenne Y05. Les pôles et zéros ainsi que le facteur de normalisation sont affichés.

Annexe II
Construction du modèle numérique de terrain de la caldeira de Siwi

1 Introduction sur la procédure d'extraction du modèle numérique de terrain

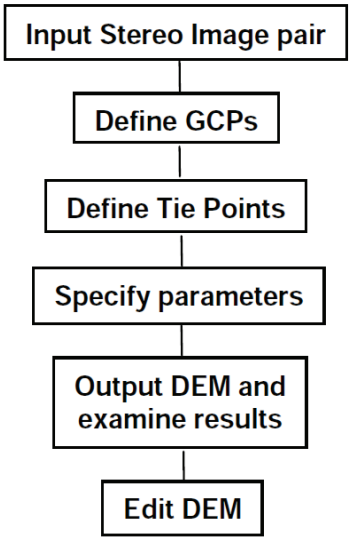
La construction du modèle numérique de terrain (MNT) de la caldeira de Siwi a été réalisée en utilisant le logiciel ENVI. Ce dernier propose un module capable d'extraire les données d'altitude à partir d'un couple d'images stéréoscopiques. L'information sur l'altitude est construite à partir du procédé de triangulation des points homologues présents sur les deux images. On parle également du principe de parallaxe. Le processus d'extraction du MNT se déroule en plusieurs étapes (Annexe II.1) :

1. Lecture des images stéréoscopiques.
2. Définition des points de contrôle au sol.
3. Définition des points homologues.
4. Définition des paramètres d'extraction.
5. Extraction du MNT

Chacune de ces étapes sera détaillée dans les paragraphes suivants.

2 Lecture des images stéréoscopiques

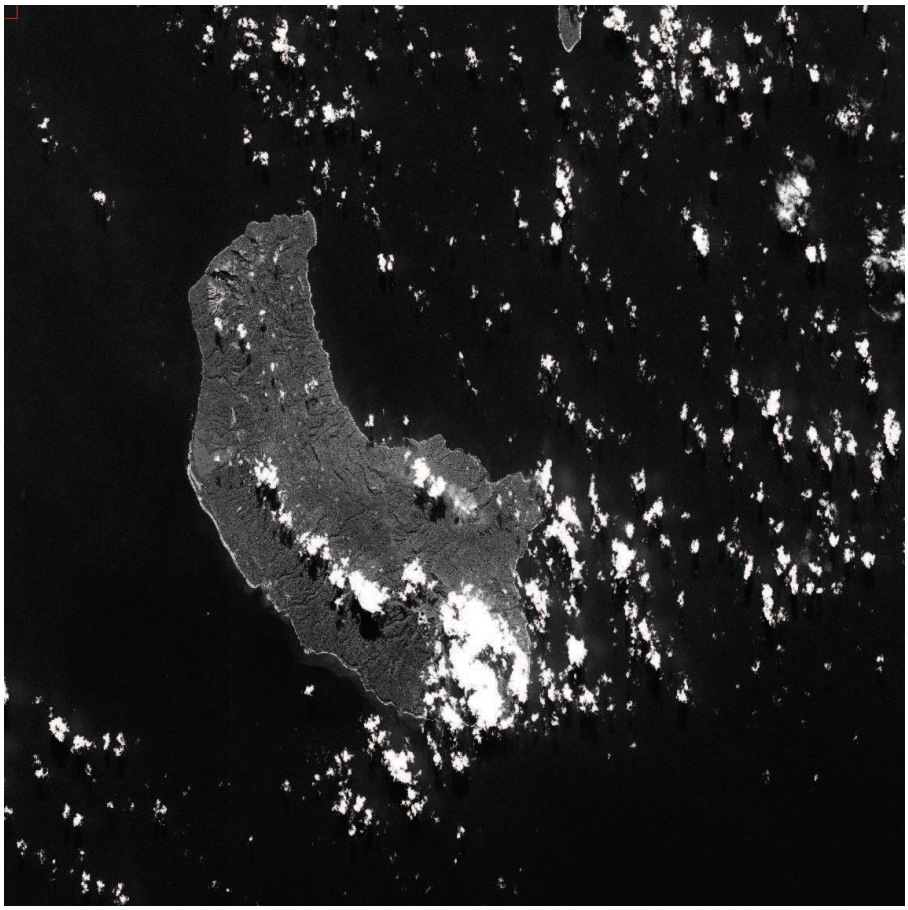
Un couple d'images stéréoscopiques se compose de deux images de la même scène prises avec un angle de vue légèrement différents. Lorsque le projet de construction du MNT de la caldeira de Siwi a été lancé, aucune image satellite de la zone n'était



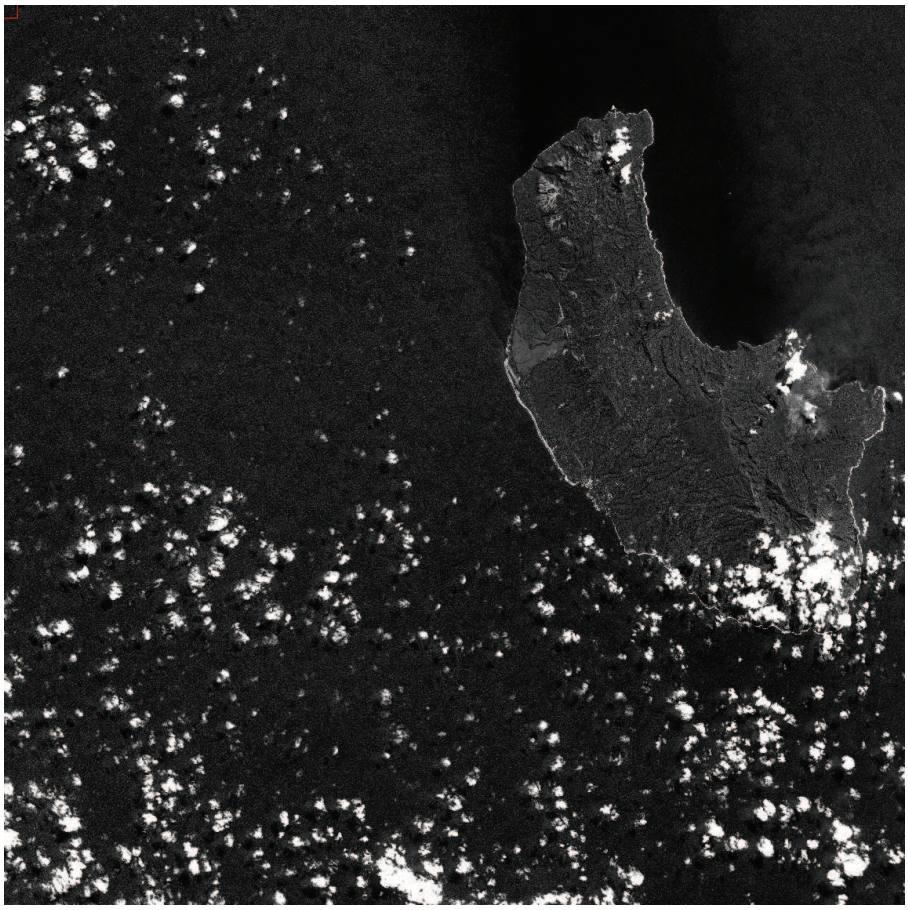
Annexe II.1 : Schéma du processus d'extraction du MNT [extrait de l'aide fournie dans le logiciel ENVI ; cf. liens utiles].

disponible. L'obtention de ces dernières a donc nécessité la programmation du satellite SPOT 5 via le programme ISIS [cf. liens utiles à la fin de l'annexe]. Les images SPOT, délivrées par l'organisme Spotimage [cf. liens utiles], ne sont fournies que sur certains critères de qualité et de faisabilité. L'acquisition et l'obtention des images SPOT de la région de Siwi ont été principalement limitées par la couverture nuageuse. En effet, Spotimage s'engage à fournir des images satellite dont la couverture nuageuse représente moins de 10% de la scène. De ce fait, les images formant le couple stéréoscopique ne sont pas synchrones, comme il l'est généralement recommandé pour la construction d'un MNT, mais ont des prises de vue espacées de 40 jours. Les annexes II.2 et II.3 montrent les images satellite de l'Ile de Tanna sélectionnées pour l'extraction du MNT après environ 9 mois de programmation de SPOT 5.

L'annexe II.4 regroupe les principaux paramètres de prise en vue des deux images présentées dans les annexes II.2 et II.3.



Annexe II.2 : Vue satellitaire de l'Ile de Tanna prise par SPOT 5 le 30 Juin 2009.



Annexe II.3 : Vue satellitaire de l'Ile de Tanna prise par SPOT 5 le 9 Août 2009.

PARAMETRES D'EXTRACTION	IMAGE DU 30/06/2009	IMAGE DU 09/08/2009
ID SCENE	5 419-388/9 09/06/30 22:36:03 2 T	5 418-388/9 09/08/09 23:07:44 2 T
DATE / HEURE	2009-06-30 22:36:03;6	2009-08-09 23:07:44.9
INSTRUMENT	HRG 2	HRG 2
NIVEAU DE PRETRAITEMENT	1A	1A
INDICATEUR DE LA BANDE SPECTRALE	PAN	PAN
ANGLE ORIENTATION	14.043121 degrés	12.111929 degrés
ANGLE D'INCIDENCE	R 30.008656 degrés	L 25.864166 degrés
RESOLUTION	2.5 mètres	2.5 mètres
POSITION DU CENTRE DE L'IMAGE		
LATITUDE	S19° 29' 29''	S19° 29' 39''
LONGITUDE	E169° 26' 19''	E169° 10' 12''
POSITION DES COINS DE L'IMAGE		
COIN 1	S19° 8' 24'' - E169° 8' 22''	S19° 9' 39'' - E169° 53' 40''
COIN 2	S19° 18' 43'' - E169° 51' 54''	S19° 17' 59'' - E169° 34' 33''
COIN 3	S19° 50' 19'' - E169° 43' 22''	S19° 49' 45'' - E169° 27' 35''
COIN 4	S19° 39' 57'' - E169° 59' 42''	S19° 41' 25'' - E169° 46' 34''

Annexe II.4 : Paramètres d'acquisition des images SPOT de l'Ile de Tanna.

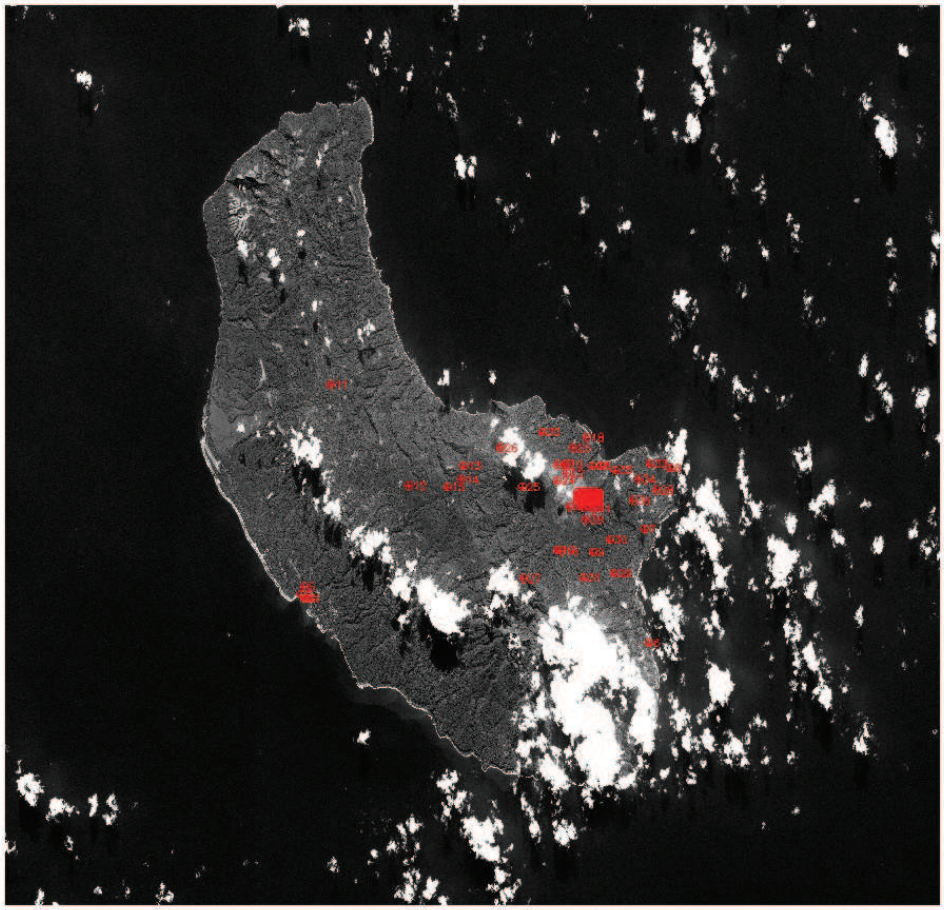
3 Définition des points de contrôle au sol

La définition des points de contrôle au sol, appelés GCPs (Ground Control Points) sous le logiciel ENVI, permet le géoréférencement des images SPOT. Les points de contrôle sont définis intéractivement en sélectionnant avec le curseur un même point (ou pixel) commun aux deux images (Annexe II.5b). Pour chacun de ces points, les coordonnées géographiques sont précisées (longitude et latitude en degrés décimaux, altitude en mètres). Le nombre et la répartition des points de contrôle influera sur la qualité du géoréférencement du MNT. L'annexe II.5 montre la répartition des points de contrôle sur l'image SPOT du 30 Juin 2009. La majorité des points de contrôle ont été placés à l'intérieur ou aux alentours de la caldeira de Siwi. Quelques points de contrôle ont également été placés le long de la côte ouest et au centre de l'île.

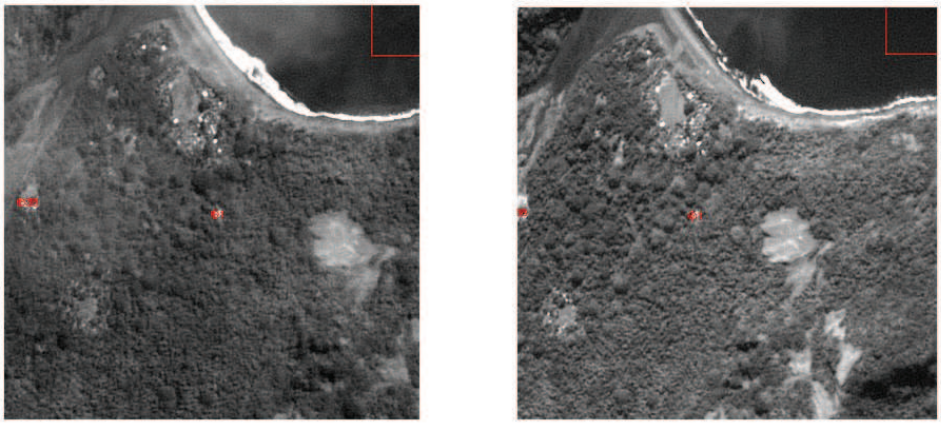
4 Définition des points homologues

La définition des points homologues, ou points de correspondance, entre les deux images est réalisée de la même manière que les points de contrôle au sol. Les points

a)



b)



Annexe II.5 : a) Répartition des points de contrôle (en rouge) placés sur l'Ile de Tanna, b) point de contrôle placé aux environ de Sulfur Bay, à l'E-NE du cône du Yasur, et vu sur les deux images SPOT.

communs aux deux images sont sélectionnés intéractivement à l'aide d'un curseur. A l'inverse des points de contrôle, aucune information sur la position géographique des points homologues n'est à fournir. Plusieurs critères sont à prendre en compte dans le choix des points homologues :

1. Le nombre de points de correspondance : plus le nombre de points homologues est grand, plus la qualité du MNT final sera améliorée.
2. La valeur du "Maximum Y Parallax" qui permet de contrôler l'erreur globale induite par la sélection des points homologues. L'erreur maximale autorisée par le module d'extraction est de 10 pixels, l'objectif étant d'obtenir une valeur proche de 0.

Le choix des points de correspondance pour l'extraction du MNT de la caldeira de Siwi, 70 points au total essentiellement répartis dans la zone d'intérêt ainsi que sur la côte ouest de l'île (Annexe II.6), a conduit à une valeur de parallaxe en Y de 1,1938, ce qui est une valeur tout à fait acceptable.

Les points homologues sont ensuite utilisés pour générer des images épipolaires. Les images épipolaires, dont le principe de construction est décrit ci-dessous, décrivent la relation entre les pixels dans le couple stéréoscopiques.

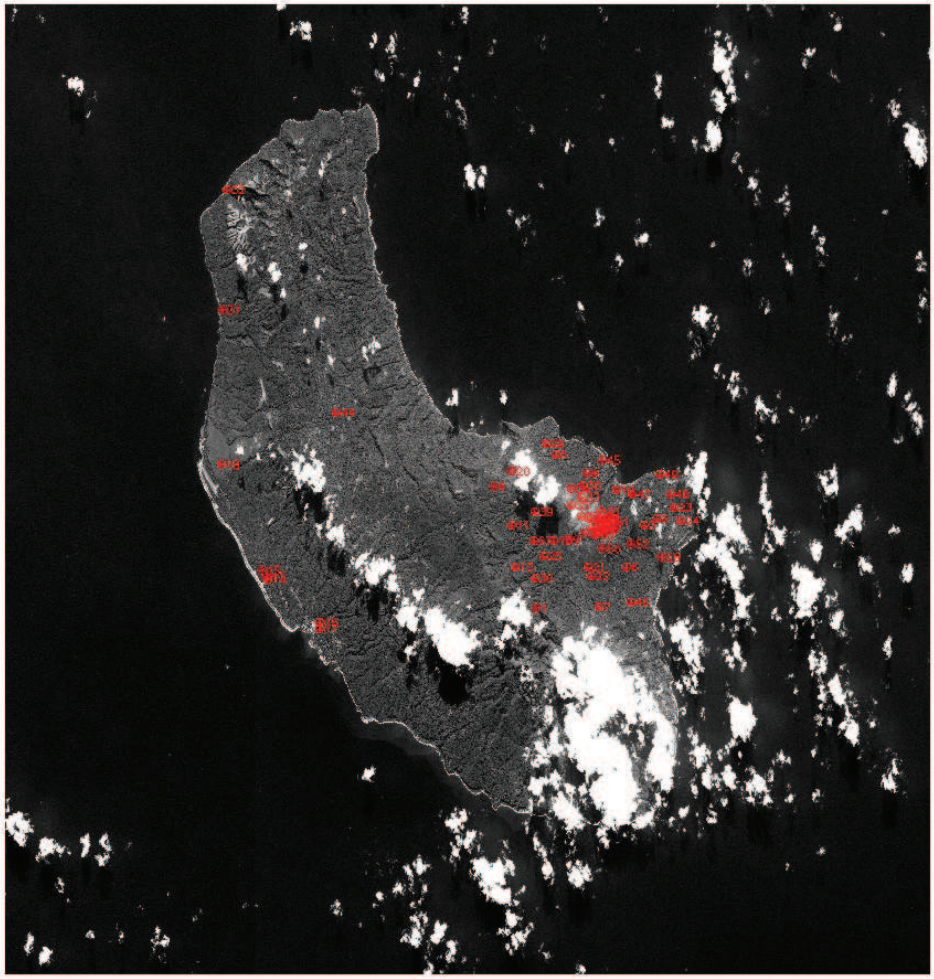
Principe de construction des images épipolaires Si p est la projection sur une image d'un point P vu depuis le point O, le point qui lui correspond sur la seconde image lorsque P est vu au point O', p', appartient forcément à la ligne épipolaire. Les lignes épipolaires sont les traces du plan (O,O',P) sur les deux images stéréoscopiques. Les points e et e' sont fixes et sont appelés les épipôles (Annexe II.7).

L'annexe II.8 montre les images épipolaires contruites à partir des points homologues sélectionnées sur l'Ile de Tanna.

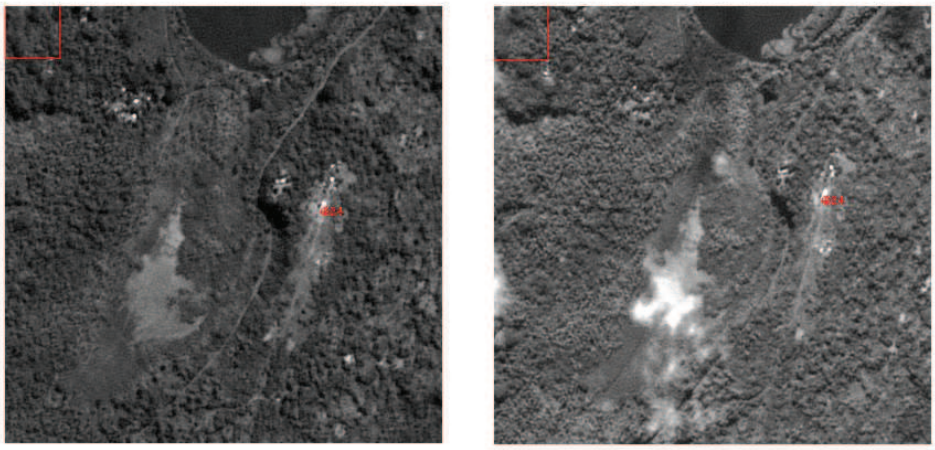
5 Définition des paramètres d'extraction du MNT

Le choix des paramètres d'extraction se déroule en deux étapes avec dans une premier temps la sélection de la zone de l'île pour laquelle le MNT sera extrait, suivi de la définition des paramètres d'extraction même du MNT.

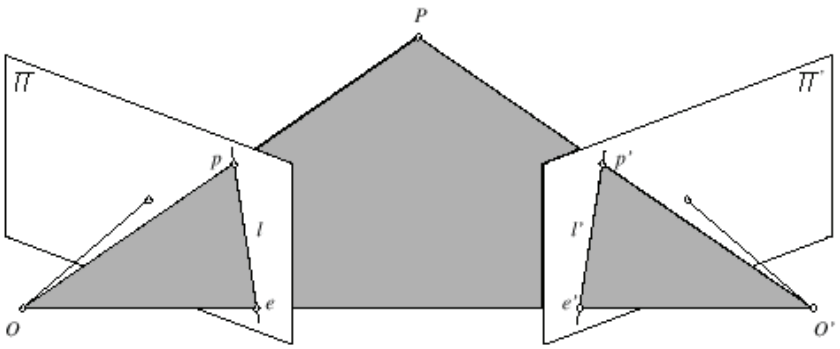
a)



b)



Annexe II.6 : a) Répartition des points de correspondance (en rouge) placés sur l'Ile de Tanna, b) point homologue placé aux environ de Port Résolution, et vu sur les deux images du 30 Juin (à gauche) et 9 Août 2009 (à droite).



Annexe II.7 : Schéma illustrant le principe de la géométrie épipolaire.

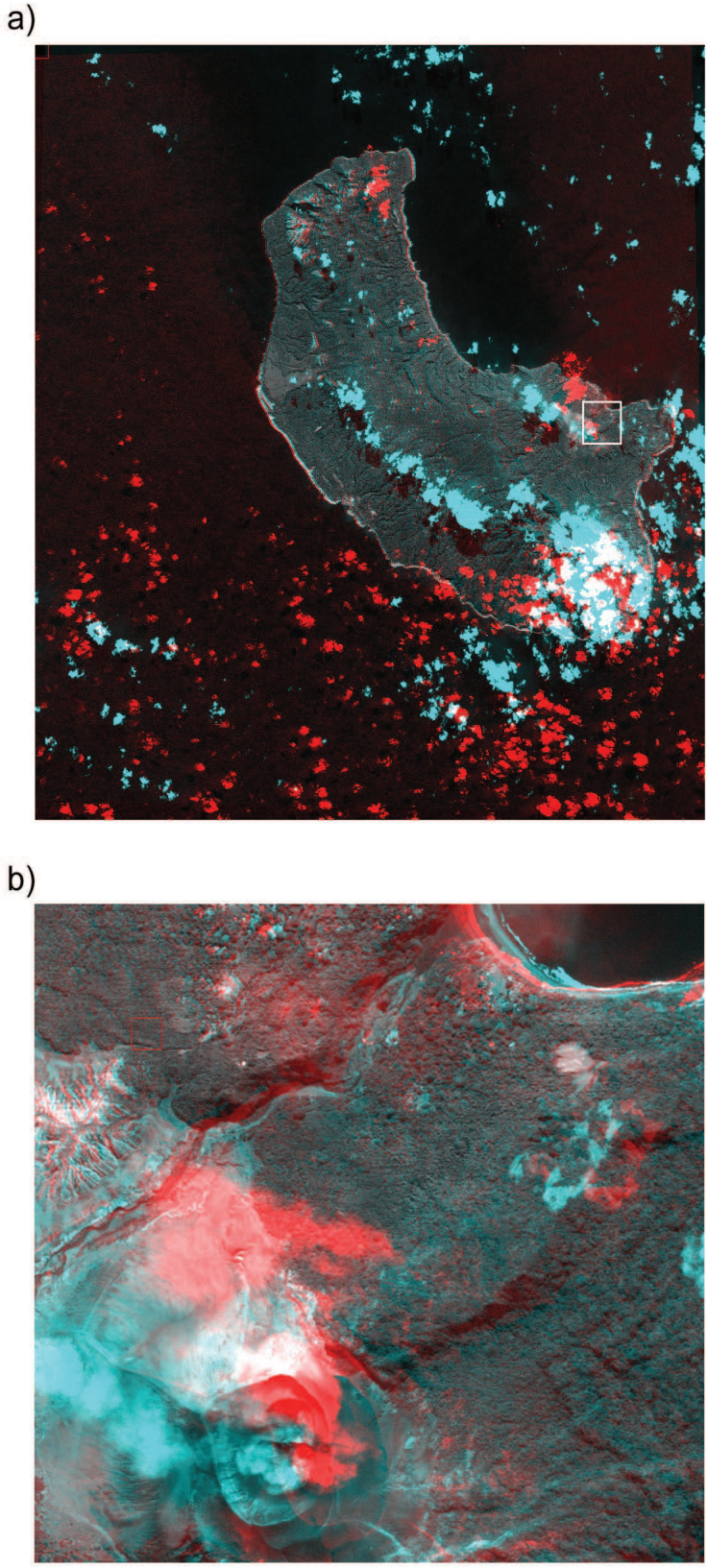
5.1 La zone d'extraction

La sélection de la zone d'extraction est définie suivant trois paramètres qui sont les coordonnées géographiques du coin supérieur gauche, la taille des pixels, jouant sur la résolution finale du MNT et le nombre de pixels à extraire en X (en longitude) et Y (en latitude). ENVI ayant été placé en degrés décimaux, les coordonnées géographiques ainsi que la taille des pixels sont entrés dans cette unité. Pour l'extraction du MNT de la caldeira de Siwi, les critères suivants ont été choisis :

1. Coordonnées du coin supérieur gauche : **E169,416667 ; S19 ;508333**
2. Taille des pixels : **X=0,000095266 ; Y=0,00009033**
   Cette taille de pixels correspond à une taille de 10 mètres par 10 mètres pour les pixels du MNT final.
3. Nombre de pixels : **X=1050 ; Y=985**

5.2 Les paramètres d'extraction

La définition des paramètres d'extraction influera directement sur la qualité de l'extraction. Il s'agit dans cette étape de définir plus précisément (1) le minimum de corrélation, compris entre 0 et 1, à partir duquel deux points sont considérés comme similaires, (2) la valeur de fond de l'image, (3) le poucentage de pixels à rogner sur les bords du MNT final, (4) la taille de la fenêtre utilisée pour repérer



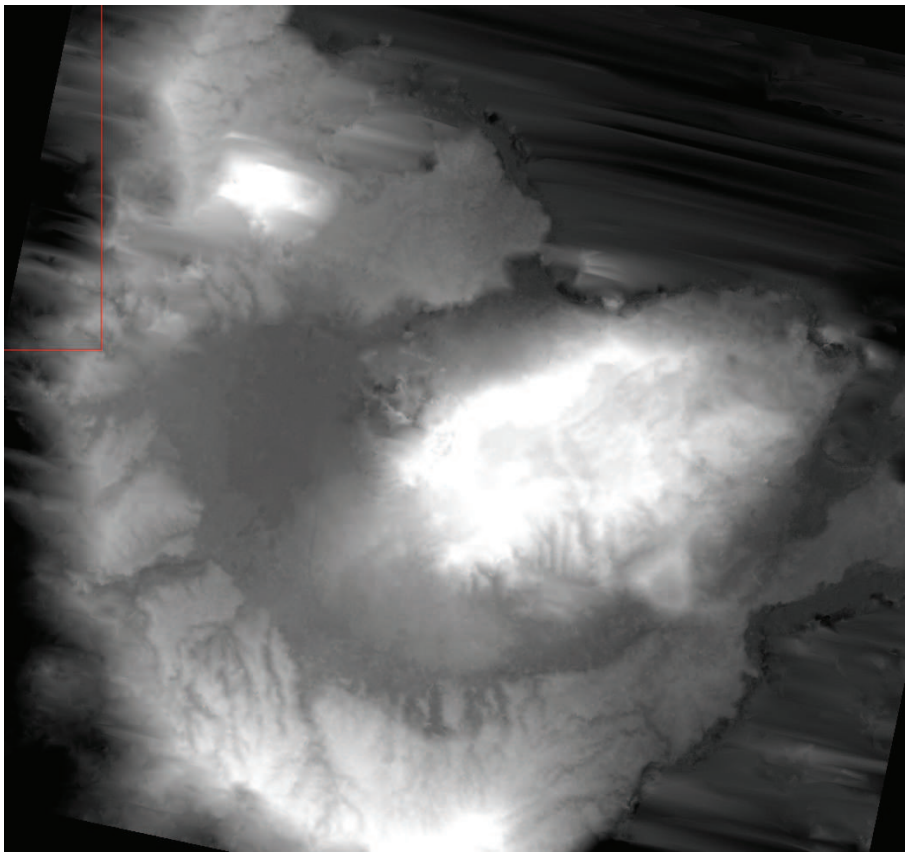
Annexe II.8 : Superposition des images épipolaires (l'une en bleu, l'autre en rouge) a) de l'Ile de Tanna et b) d'une zone au sud-est de l'île comprenant le cône du Yasur et Sulfur Bay au nord-est, marquée par le cadre blanc sur la vue globale de l'île.

des points similaires et (5) le niveau de détail du terrain. Ce dernier paramètre détermine le niveu de détail du MNT et influe donc sur la résolution finale de celui-ci. En effet, pour un faible niveau, le MNT est calculé à partir de l'image épipolaire la plus dégradée. Au contraire, un haut niveau permettra l'extraction du MNT à partir de l'image épipolaire la plus résolue mais augmente en contrepartie le temps d'extraction du MNT. Il en est de même pour le choix du minimum de corrélation. Une faible valeur permettra d'obtenir plus de couples de points mais réduira la précision du MNT final et inversement une forte valeur de corrélation réduira le nombre de couples de points similaires mais augmentera la précision du MNT. Comme pour le choix de la zone d'extraction, les paramètres sélectionnés pour l'extraction du MNT de la caldeira de Siwi sont :

1. Minimum de corrélation : **0,70**
2. Valeur de fond : **-100**
   Le choix de la valeur de fond de l'image doit être une valeur qui ne contient pas d'informations et qui ne doit donc pas correspondre à une valeur d'altitude possible.
3. Pourcentage de pixel à rogner : **0,10** (soit 10%)
4. Taille de la fenêtre : **5x5**
5. Détail du terrain : **Level 6**

6 Extraction du MNT

Dans cette dernière étape, ENVI extrait et géoréférence le MNT à partir des informations choisies dans les étapes précédentes. Après extraction, le logiciel propose une étape de vérification du MNT extrait avant de l'éditer. L'annexe II.9 montre une représentation du MNT extrait et affiché sous le logiciel ENVI.



Annexe II.9 : MNT de la caldeira de Siwi, affiché sous le logiciel ENVI, issu de l'extraction par stéréoscopie à partir du couple d'images présentées dans les annexes II.2 et II.3. Les couleurs sombres correspondent aux basses altitudes et les couleurs claires aux plus hautes altitudes.

7 Liens utiles

www.isis-cnes.fr

www.spotimage.com

http ://www.ittvis.com/language/fr-FR/NosProduits/ENVI/ModuleDEMExtraction.aspx