Quelle prédictibilité pour les éruptions volcaniques ? De l'échelle mondiale au Piton de la Fournaise

Agathe Schmid

▶ **To cite this version:**

Agathe Schmid. Quelle prédictibilité pour les éruptions volcaniques ? De l'échelle mondiale au Piton de la Fournaise. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU046 . tel-00680072

HAL Id: tel-00680072

https://theses.hal.science/tel-00680072

Submitted on 17 Mar 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**

Présentée par

Agathe SCHMID

Thèse dirigée par **Jean-Robert Grasso et Florent Brenguier**

préparée au sein **du laboratoire ISTerre**

et de **l'école doctorale Terre-Univers-Environnement**

Quelle prédictibilité pour les éruptions volcaniques ?

De l'échelle mondiale au Piton de la Fournaise.

Thèse soutenue publiquement le **20 Octobre 2011**,

devant le jury composé de :

Patrick Bachèlery
Professeur, LMV, Clermont Ferrand, Rapporteur

Sebastien Hainzl
Professeur, GFZ, Potsdam, Rapporteur

David Marsan
Professeur, ISTerre, Chambéry, Examinateur

Valérie Cayol
CR CNRS, LMV, Clermont-ferrand, Examinateur

Jean-Robert Grasso
Physicien, ISTerre, Grenoble, Directeur de thèse

Florent Brenguier
Physicien Adjoint, IPG, Paris, Co-encadrant

Résumé

Ce travail de thèse a porté sur différents aspects de la prédiction des éruptions, à différentes échelles de temps et d'espace. Dans un premier temps, une analyse descriptive des propriétés statistiques de la dynamique éruptive à l'échelle mondiale et l'apparition de lois puissances à différentes échelles nous ont permis de relier la dynamique des éruptions à celle d'un système critique auto-organisé, justifiant de la difficulté rencontrée à prédire les éruptions de façon déterministe et de l'intérêt de recourir à des méthodes statistiques. Dans une deuxième partie, l'étude à l'échelle mondiale des lois d'Omori retrouvées pour la sismicité autour des éruptions, ainsi que l'analyse des propriétés de ces lois d'Omori en fonction de la taille des éruptions, suggèrent que l'énergie d'endommagement et de relaxation dans la croûte est distribuée en loi puissance autour des éruptions, mais avec des coefficients de chargement et de relaxation différents de la sismicité tectonique classique, et donc dépendant des processus qui génèrent l'endommagement. En zoomant sur trois observables du Piton de la Fournaise (sismicité, déformation et variations de vitesse sismique), nous avons ensuite montré que les comportements respectifs des observables imagent les différentes étapes du processus éruptif, pour différentes échelles de temps et d'espace. L'analyse des comportements pré-éruptifs et l'utilisation de méthodes de "pattern recognition" ont permis de mettre en évidence l'apport de la combinaison des informations des différents précurseurs pour l'optimisation des objectifs de prédiction. Enfin, l'analyse plus spécifique et déterministe des mécanismes source de la sismicité du Piton de la Fournaise, à partir d'une méthode développée pour le contexte particulier d'une

sismicité de magnitude très faible en milieu fortement hétérogène, a permis de mettre en évidence l'apparition de trois familles de mécanismes principales lors de la crise sismique précédent l'éruption d'Octobre 2010.

Abstract

This PhD thesis focused on different approaches of volcanic eruptions predictability, at different time and space scales. First, we used a descriptive analysis of the statistical properties of the eruptive dynamics at the global scale to rely the eruptive dynamics to self-organized critical systems, thereby attesting for the difficulty to predict eruptions with deterministic methods, and for the interest in using statistical approaches. Second, a global-scale study of the Omori laws for fore and aftershocks around eruptions, along with a study of the Omori laws parameters with eruptions sizes, suggest that the damage and relaxation energy in the crust is power-law distributed around eruptions, with loading and relaxation Omori exponents different from classical tectonic seismicity, therefore depending on the processes driving the damage. When zooming on three observables of Piton de la Fournaise volcano (seismicity, deformation and seismic velocity changes), we showed that that their respective pre-eruptive behaviours illustrate the different steps of the eruptive process, at different space and time scales. The analysis of those pre-eruptive behaviours using pattern recognition techniques allowed us to highlight the contribution of the combination of forerunners information to optimize the prediction's strategies. Last, a deterministic analysis of the Piton de la Fournaise seismicity's source mechanisms, from a specific amplitude inversion method for small earthquakes in heterogeneous medium, allowed us to identify three main families of events during the pre-eruptive seismic crisis of the October 2010 eruption.

Remerciements

L'aboutissement de ce travail de thèse n'aurait pu etre possible sans l'aide, le soutien, l'accompagnement et l'encadrement de multiples personnes que je tiens à remercier chaleureusement.

Mes premiers remerciements vont à mes directeurs de thèse. Un grand merci à Jean-Robert Grasso qui malgré mes réticences a su m'initier à l'intérêt des méthodes statistiques. Mais surtout, je lui suis infiniment reconnaissante pour sa très grande disponibilité (notamment en période de rush avant les échéances) ainsi qu'à sa grande exigence et honnêteté scientifique. Ces trois ans ont été très enrichissants de ce point de vue. Merci également à Florent Brenguier de m'avoir permis de passer un an au sein de l'OVPF et de travailler sur une approche plus déterministe du signal, ce qui m'a bien remotivée après la période de creux du milieu de la thèse.

Je remercie les rapporteurs et examinateurs de ma thèse, Sebastian Hainzl, Patrick Bachèlery, David Marsan et Valérie Cayol, d'avoir accepté de prendre le temps de lire et commenter mon travail de thèse. Merci pour la discussion enrichissante durant la soutenance.

Merci à Olivier Coutant, Jean-Luc Got et Frédéric Massin qui ont largement contribué au dernier chapitre de cette thèse. Merci à Olivier pour ses explications très pédagogiques sur les mécanismes sources et les problemes d'inversion, et merci à Jean-Luc pour les discussions passionnées sur les résultats qui m'ont permis de bien faire avancer mon travail alors que la date de fin de thèse approchait dangeureusement vite !

Un immense merci à tous mes co-thésards avec qui j'ai partagé au moins deux bonnes années de cette thèse. Il fut agréable de débrancher le cerveau de temps en temps lors d'une rando, d'une sortie ski ou devant une bière...

Merci également à tout le personnel de l'Observatoire, et notamment à Andrea Di Muro, son directeur, de m'avoir si bien accueillie là-haut, au pied du volcan. J'ai eu beaucoup de plaisir à pouvoir participer à différentes sorties sur le volcan, à pouvoir observer et apprendre comment fonctionne un observatoire. L'isolement et le calme en ont fait un lieu parfait en période de rédaction !

Un très grand merci à toute l'équipe volcanologie de Chambéry, que j'ai eu plaisir à visiter périodiquement pour des séminaires ou réunions d'équipe. Un immense merci notamment à Jean-Philippe Metaxian et Philippe Lesage qui m'ont initiée aux joies de la volcanologie à la fin de mon master. Les magnifiques opportunités de travail de terrain au Pérou et à l'université du Costa Rica ont été décisives quant à mon choix de continuer ensuite pour trois ans de thèse dans le domaine de la sismo-volcanologie.

Merci à tous les chercheurs, ingénieurs et techniciens d'Isterre de contribuer à la bonne ambiance qui règne au sein du laboratoire et d'en faire un lieu où il fait bon se rendre le matin. Merci notamment à Anne Paul et Etienne Jaillart qui ont été très à l'écoute pendant les périodes de doute, et qui ont contribué à me remettre en selle vers l'objectif final.

Merci aussi à toute l'équipe de Fairbanks et de Petropavlosk-Kachatsky avec qui j'ai partagé quelques semaines mémorables au milieu des volcans et des ours dans la péninsule du Kamchatka. En plus d'y avoir lié certaines amitiés, les discussions informelles dans différents domaines de la volcanologie, et l'apprentissage du travail de terrain, en ont fait une expérience enrichissante et motivante au milieu de ces trois ans de thèse. Je remercie particulièrement Michael West et Pavel Izbekov qui m'ont permis de me joindre à cette expédition américaine.

J'ai eu également énormément de joie à partager discussions, travail de terrain (et rhum...)

avec toute l'équipe d'Undervolc, notemment Benoit Taisne, Aline Peltier, Aurélien Dupont, Clément Hibert, Elodie Rivemale, Lucia Zaccarelli, Daniel Clarke... une belle équipe ! Merci à vous ! Et particulièrement à Aline et Aurélien qui connaissant déjà bien le volcan m'ont accompagnée dans la découverte de ses multiples attraits , de jour comme de nuit...

Merci au Piton de la Fournaise, de m'avoir offert deux jolies éruptions durant mon séjour à la Réunion. Et merci à Thomas Staudacher de m'avoir permis de jouer à la vraie volcanologue en allant échantillonner la lave en tenue de cosmonaute. Un rêve qui a pris forme...

Un immense merci enfin à ma famille qui m'a toujours soutenue et encouragée dans mes choix durant mes études.

Table des matières

Resumé 3

Abstract 5

Remerciements 7

Sommaire 9

Préambule 15

1 Introduction Générale **19**

1.1 Pré-requis théoriques sur la sismicité 19

1.1.1 Mécanique de la fracture 19

1.1.2 Sismologie statistique. Modèle ETAS 24

1.1.3 Sismologie volcanique 30

1.2 Le Piton de la Fournaise 34

1.2.1 Contexte géologique 34

1.2.2 Activité récente du Piton de la Fournaise 40

1.2.3 Les réseaux d'observation 41

2 Fluctuations de la dynamique des volcans **49**

2.1 Données 50

2.1.1 Données mondiales 50

2.1.2 Données du Piton de la Fournaise 53

2.2 Propriétés des mécanismes éruptifs à l'échelle mondiale 57

2.2.1 Propriétés générales 57
2.2.2 Nombre d'éruptions par mois 61
2.2.3 Nombre d'éruptions par volcan 64
2.2.4 Modèles de prédiction 72
2.3 Propriété des mécanismes éruptifs à l'échelle d'un volcan : exemple du Piton de la Fournaise 75
2.3.1 Propriétés générales 75
2.3.2 Modèles de prédiction 77
2.4 Conclusion 80

3 Processus d'endommagement autour des éruptions 83
3.1 Introduction 83
3.2 Article soumis à "Journal of Geophysical Research" : Omori law for eruptions foreshocks and aftershocks. 84
3.2.1 Introduction 85
3.2.2 Data Analysis and Methods 89
3.2.3 Foreshocks and aftershocks of eruptions 101
3.2.4 Discussion 111
3.2.5 Conclusion 121
3.3 Perspectives dans le cas d'un unique volcan 122

4 Motifs pré-éruptifs au Piton de la Fournaise : implications pour la prédictabilité des éruptions 125
4.1 Introduction 125
4.2 Article à soumettre à "Journal of Geophysical Research" : Pre-eruptive patterns from multi-parameter monitoring on Piton de la Fournaise volcano, implications for predictability. 126
4.2.1 Introduction 127

4.2.2 Piton de la Fournaise volcano . . . 129
4.2.3 Three eruptions forerunners : seismicity rate, deformation rate and seismic velocity changes . . . 131
4.2.4 Predictability of eruptions . . . 140
4.2.5 Discussion and conclusions . . . 156
4.3 Compléments de l'étude de la prédictibilité des éruptions du Piton de la Fournaise . . . 160
4.3.1 Etudes des éboulements . . . 160
4.3.2 Stabilité des paramètres d'alarme . . . 162
4.3.3 Outil d'aide à la décision . . . 164

5 Mécanismes source de la micro-sismicité en période pré-éruptive, Piton de la Fournaise 169
5.1 Rappel théorique sur les mécanismes source des séismes . . . 171
5.1.1 Notions de mécanique de la rupture . . . 171
5.1.2 Géométrie des failles . . . 173
5.1.3 Polarités des phases P et S . . . 175
5.1.4 Motifs de radiation des ondes de volume . . . 175
5.1.5 Représentation des mécanismes sources . . . 180
5.2 La crise sismique du 14 Octobre 2010 . . . 180
5.2.1 L'éruption du 14 Octobre 2010 . . . 180
5.2.2 Analyse de la sismicité . . . 182
5.3 Tests de validation du programme d'inversion des mécanismes source . . . 190
5.3.1 Principe de la méthode d'inversion . . . 190
5.3.2 Validation du calcul analytique des amplitudes théoriques . . . 195
5.4 Article à soumettre au journal "Journal of Volcanological and Geothermal Research" . . . 203
5.4.1 Introduction . . . 204

5.4.2 Piton de la Fournaise volcano 206
5.4.3 Methodology 209
5.4.4 Results of the inversion 218
5.4.5 Discussion and conclusions 224

6 Conclusions générales **229**

Appendices **235**

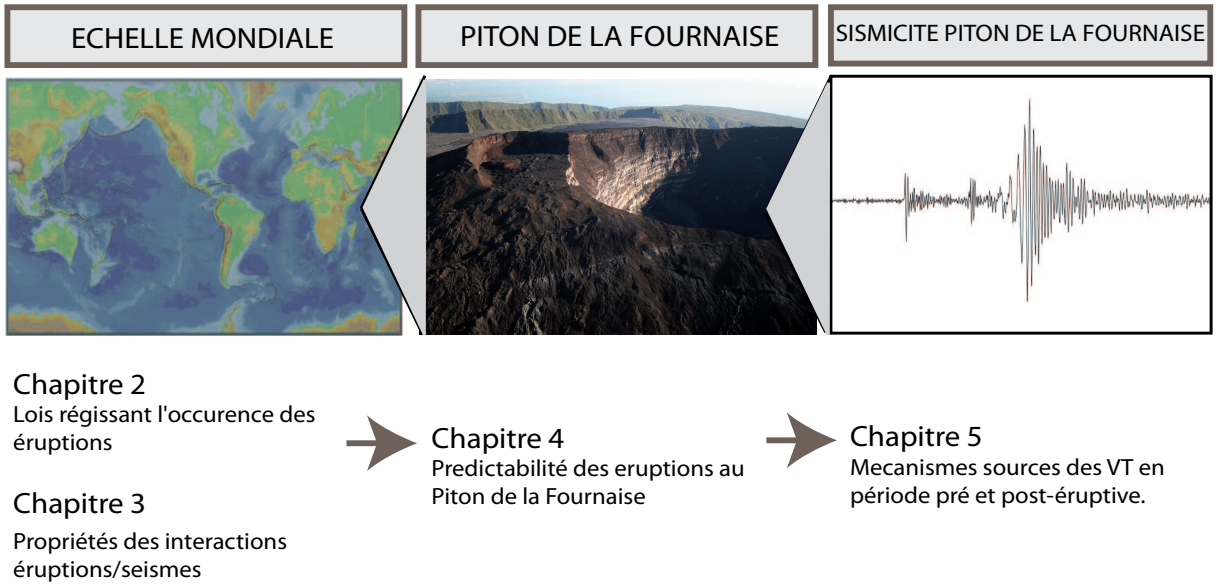
A Description des programmes utilisés **237**
A.1 logiciel NonLinLoc 237
A.2 logiciel Focmec 239

Préambule

Les volcans sont des systèmes dynamiques complexes au sein desquels plusieurs processus stochastiques non linéaires coexistent et interagissent, conduisant éventuellement à une éruption. Ces interactions non linéaires et instables mènent potentiellement à des comportements du volcan qui sont imprédictibles par nature. Plusieurs études ont mis en évidence des tendances d'évolution systématiques et certains comportements périodiques mais une prédiction déterministe échoue à prévoir le temps d'occurrence, le lieu ou la taille d'une éruption. La prédiction des éruptions reste donc un enjeux majeur de la volcanologie, qui consiste à évaluer la prédictabilité des éruptions en terme de date d'occurrence, mais également de localisation, d'intensité, de type d'éruption, afin de pouvoir au mieux protéger les populations menacées. La problématique de cette thèse s'articule autour de différentes approches de la prédiction des éruptions volcaniques, à différentes échelles de temps et d'espace.

Etant donné la difficulté de résoudre la prédiction des éruptions par une approche déterministe, nous nous sommes tout d'abord tournés vers des méthodes statistiques de l'analyse des données afin d'étudier la prédictabilité des éruptions, à savoir dans quelle mesure il est possible de prédire, et d'améliorer la prédiction des éruptions. Dans un premier temps nous nous sommes intéressés à l'échelle mondiale pour nous focaliser ensuite sur un volcan français, le Piton de la Fournaise, île de la Réunion. Ce volcan n'est pas un volcan particulièrement dangereux puisque ses éruptions sont principalement effusives et généralement cantonnées à une zone géographique bien déterminée et donc inhabitée.

Cependant la fréquence de ses éruptions, l'absence de risque majeur, ainsi que la présence d'un observatoire depuis les années 80 en font un volcan-laboratoire idéal pour l'étude de la prédiction. L'axe d'étude de cette thèse part donc de l'échelle mondiale pour se concentrer ensuite sur le Piton de la fournaise, et se focaliser enfin plus spécifiquement sur la sismicité volcano-tectonique associé à son activité éruptive, en revenant à une approche déterministe.



Ce manuscrit est divisé en cinq chapitres principaux.
La première partie est une introduction générale qui présente les bases de la sismologie statistique et de la sismologie volcanique, ainsi qu'une description détaillée du Piton de la Fournaise et des réseaux d'instrumentations qui nous ont fourni la plupart de nos données.

La seconde partie de ce manuscrit constitue une revue des propriétés statistiques des éruptions à l'échelle mondiale, ainsi que des facteurs identifiés comme ayant une influence sur l'occurrence des éruptions. Il s'agit de considérer le système Terre dans son ensemble, et de comparer les propriétés statistiques des éruptions à cette échelle, avec celles d'un

unique volcan, le Piton de la Fournaise. Les propriétés des éruptions suggèrent en effet une organisation du magma depuis le manteau profond jusqu'à la surface, à l'échelle terrestre. Nous verrons comment certaines propriétés des éruptions (nombre de fois qu'un volcan entre en éruption, temps inter-éruptifs...) suggèrent que la dynamique éruptive mondiale est dirigée par un état hors-équilibre proche de la rupture. Nous nous demanderons si le modèle conceptuel des Systèmes Critiques Organisés (SOC) peut s'appliquer aussi bien à la Terre considérée comme un macro-volcan, qu'à un volcan unique.

Dans la troisième partie, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à l'interaction des éruptions avec les séismes à l'échelle mondiale. L'augmentation et la diminution de la sismicité respectivement avant et après les éruptions semble suivre un comportement en loi puissance, similaire aux lois d'Omori et d'Omori inverse définies pour les interactions entre séismes tectoniques classiques. Ces motifs sont une preuve que les éruptions volcaniques sont contemporaines d'un endommagement fragile stochastique dans la croûte. On comparera les propriétés des motifs d'endommagement fragile dans les zones volcaniques actives, avec les propriétés connues pour les contextes tectoniques classiques (en dehors des zones d'éruption). Les éventuelles différences par rapport aux lois statistiques connues et décrites pour la sismicité tectonique classique, notamment à travers le modèle ETAS, nous fourniront des informations sur les processus éruptifs.

La quatrième partie se focalise sur le Piton de la Fournaise, et sur les propriétés comme précurseurs de différentes données géophysiques. Une approche statistique nous permet de mettre en évidence des comportements moyens de différents observables en période pré-éruptive (sismicité, déformation, variations de vitesse sismique), et d'étudier la prédictabilité des éruptions associée en utilisant des méthodes de "pattern recognition". Le but de cette étude est d'une part de comparer le pouvoir prédictif des différents observables et d'autre part de mesurer si la combinaison des informations permet d'améliorer les résul-

tats de prédiction. Par ailleurs, l'analyse des comportements pré-éruptifs contemporains des trois observables définis précédemment, permettra d'avancer dans la compréhension et la modélisation des mécanismes qui conduisent au transfert de magma vers la surface.

Enfin le cinquième et dernier chapitre se focalise plus précisément sur la sismicité volcano-tectonique du Piton de la Fournaise. Nous avons utilisé dans le chapitre précédent différentes informations fournies par les signaux sismiques (nombre d'événements par jours, mesure de la vitesses des ondes dans le bruit de fond sismique). Ici nous proposons de chercher une information sur les mécanismes source de la sismicité, afin de mieux contraindre le champ de contraintes qui intervient lors des processus éruptifs. Pour cela nous avons travaillé sur les 800 événements de la crise sismique précédant l'éruption du 14 Octobre 2010. La sismicité VT enregistrée en milieu volcanique présente de faibles amplitudes (Mag$<$3) et des formes d'ondes hautes fréquences (1-15 Hz), donc très sensibles aux petites hétérogénéités du milieu, ce qui rend difficile l'utilisation de techniques classiques d'inversion des mécanismes sources nécessitant la connaissance a priori d'un modèle de vitesse. Nous présenterons la méthode que nous avons utilisé ici, basée sur l'inversion de l'amplitude de la phase minimum de la coda des ondes S, après avoir calibré l'amplitude des traces sismiques à partir de quelques événements cibles dont on connait les mécanismes source par ailleurs. Nous exposerons les tests qui ont été effectués pour évaluer cette méthode, et présenterons les résultats obtenus sur la sismicité du Piton de la Fournaise.

Chapitre 1

Introduction Générale

Ce chapitre va nous permettre d'introduire certaines bases théoriques et de présenter les outils qui ont été utilisés dans ce travail de thèse. Dans un premier temps, nous décrivons différentes approches de la sismologie. Nous commençons par donner les principes de la sismologie observée d'un point de vue statistique. Nous parlons ensuite des processus de génération des séismes dans une approche de la mécanique de la rupture. Puis nous rappelons le cadre historique de la sismologie volcanique en décrivant les différents types de signaux observés dans un environnement volcanique. Dans un deuxième temps, nous nous intéressons à un volcan en particulier, le Piton de la Fournaise, volcan sur lequel nous avons appliqué plusieurs points de notre étude. Nous introduisons son contexte géologique, puis nous décrivons les réseaux d'observation présents autour de l'édifice, ainsi que l'activité récente du volcan.

1.1 Pré-requis théoriques sur la sismicité

1.1.1 Mécanique de la fracture

Nous allons présenter brièvement des notions de mécanique de la rupture pour introduire les processus reliés à la génération des séismes.

Notions de mécanique de la rupture

On s'intéresse depuis longtemps aux propriétés de la roche mais le travail de Griffith [1921] pose les bases de cette science à un niveau qui décrit la propagation d'une rupture comme une rééquilibrage des énergies dans le milieu (Scholz [2002] ; Janssen et al. [2003]). Selon la théorie de Griffiths, modifiée ensuite par Irwin [1958], et Rice [1968], pour que la rupture se propage, l'énergie potentielle G libérée par l'extension de la rupture est suffisante à produire l'énergie nécessaire à la rupture G_c (en d'autres termes, le champ de contrainte élastique à la tête de la rupture défini sur la base d'un échange global d'énergie [Rice, 1968]). En raison des difficultés pratiques de cette approche basée sur l'énergie, Irwins développe dans les année 50 une approche basée sur l'intensité de la contrainte, selon laquelle la propagation de la rupture a lieu lorsque la contrainte à la tête de la rupture K atteint une valeur critique K_c. Le facteur K donne la magnitude du champ de contrainte élastique, et dépend de la taille de la faille et des conditions de chargement (Janssen et al. [2003] ; Rubin [1993]), tandis que K_c représente la résistance à la rupture de la roche. La résistance macroscopique du matériau est donc reliée à la résistance intrinsèque du matériau par la relation qui existe entre les contraintes appliquées et les contraintes en tête de fracture [Scholz, 2002]. Suivant le champ de déformation associé à la rupture, les fractures peuvent être classées en trois modes (figure 1.1). Le mode I en ouverture, correspond à une contrainte de traction normale au plan de fissure. Le mode II en cisaillement correspond à une contrainte agissant parallèlement au plan de fissure et perpendiculairement au front de fissure. Le mode III en vissage, correspond à une contrainte de cisaillement agissant parallèlement au plan de fissure et parallèlement au front de fissure. Le mouvement des failles correspond à des ruptures de mode II, pour lesquelles les déplacements sont dans le plan de la discontinuité. Sur un volcan, l'ouverture d'une fissure lors de l'intrusion du magma correspond au mode de fracture I, pour lequel les déplacements sont normaux aux plans de la discontinuité. Les séismes que l'on enregistre sur Terre sont donc l'expression d'un glissement ou de l'ouverture d'une fissure.

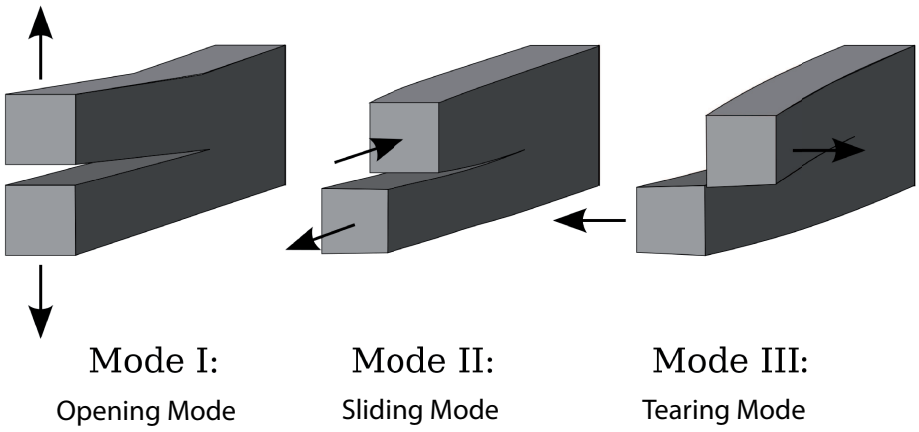


FIGURE 1.1 – Les trois modes de rupture.

Mécanique des séismes

Selon la théorie du rebond élastique [Reid, 1911], le mouvement des plaques tectoniques induit des accumulations de contraintes sur les failles, parce que la friction sur les plans de faille les bloque et empêche le glissement. Lorsque la contrainte accumulée dans la roche devient supérieure à la résistance de la faille, le plan de faille cède provoquant un séisme qui libère toute l'énergie disponible. Cependant, la déformation résultant du séisme peut survenir sous des formes diverses, en fonction de la nature de la croûte et du champ de contrainte local [Kanamori, 1973].

Selon des points de vue récents, les séismes sont déclenchés par des perturbations de contraintes, qui peuvent être dues soit à des forçages externes (comme le mouvement des plaques tectoniques, ou les processus volcaniques), soit à des interactions entre séismes. Si l'on considère le cas idéal d'une faille isolée, dans un milieu homogène, chargée à un taux de contrainte constant, les séismes ont lieu de façon périodique par une rupture de la faille entière, avec une période égale au ratio du relâchement de contrainte sur le taux de chargement [Scholz, 2002]. Ces séismes sont la signature du chargement tectonique [Helmstetter, 2002]. Cependant, des études statistiques et géologiques montrent que les failles sont des

structures complexes, organisées en réseaux qui interagissent [Bonnet et al., 2001]. Il y a de nombreux exemples de failles (et donc de séismes) qui interagissent à travers leur champ de contrainte statique, ce qui a pour résultat l'occurrence de séismes déclenchés par les changements de contrainte statique induits par un événement antérieur. La physique régissant ces interactions n'est pas complètement comprise et différents mécanismes sont proposés [Helmstetter et al., 2005].

La façon dont les propriétés des systèmes de faille sont reliées à différentes échelles a reçu une attention croissante récemment, notamment par les promesses de la prédiction statistique offerte par les lois d'échelle [Helmstetter et al., 2005]. Des études récentes sur l'occurrence des séismes tectoniques, en utilisant des modèles stochastiques de sismicité, démontrent que les séismes jouent un rôle majeur dans le déclenchement d'autres séismes (Helmstetter and Sornette [2002b] ; Helmstetter [2003] ; Helmstetter and Sornette [2003b]).

En admettant la validité du mécanisme de déclenchement des séismes par la contrainte, le changement de contrainte de Coulomb $\Delta\sigma_f$ défini ci-dessous, va encourager ou retarder le potentiel d'une faille à rompre :

$$\Delta\sigma_f = S = \Delta\tau - \mu(\Delta\sigma_n - \Delta P) \tag{1.1}$$

où $\Delta\tau$ est le changement de contrainte cisaillante sur la faille (positive dans la direction du glissement sur la faille), $\Delta\sigma_n$ et ΔP sont les changements de contrainte normale et de pression de pore sur la faille (positif en cas de compression), et μ est le coefficient de friction. La fracture est favorisée si $\Delta\sigma_f$ est positif, empêchée si $\Delta\sigma_f$ est négatif. Une augmentation du cisaillement, ainsi qu'un décrochage de la faille, favorise la rupture [Stein, 1999]. Le changement de contrainte de Coulomb fait référence au changement de contrainte statique qui a lieu instantanément et de façon permanente [Steacy et al., 2005]. Les calculs du changement de contrainte de Coulomb montre que l'apparition de la sismicité a lieu dans les zones où la contrainte est augmentée, alors qu'un repos sismique est observé dans

les zones de relâchement de contrainte (King et al. [1994] ; Harris [1998] ; Stein [1999] ; King and Cocco [2001]). L'observation d'aftershocks ayant lieu dans des zones d'ombre semble contredire le mécanisme de déclenchement par changement de contrainte (Hardebeck et al. [1998] ; Catalli et al. [2008]). Cependant, Helmstetter and Shaw [2006] et Marsan [2006] démontrent qu'une variabilité du glissement à petite échelle, pas forcément mesurable directement, pourrait expliquer l'absence de zone d'ombre dans la première période d'activité des aftershocks. En ce basant sur ce modèle, et sur les observations que les changements de contraintes et de taux de sismicité ne sont pas reliés linéairement, Dieterich [1994] propose une loi constitutive pour expliquer le taux de production des séismes, conduisant au modèle "rate and state". Il modélise la sismicité comme une séquence d'événements de nucléation dont l'occurrence dépend de la distribution des conditions de glissement initiales sur la faille, et de l'histoire des contraintes auxquelles la faille a été soumise. Une variable évolutive représentant l'état de la faille au cours du temps permet de quantifier le taux de production de séismes résultant des contraintes appliquées précédemment.

Selon cette formulation, le taux de séisme R dans une classe donnée de magnitude, est donnée par

$$R = \frac{r}{\gamma \dot{S}_r} \tag{1.2}$$

où

$$d\gamma = \frac{1}{A\sigma}[dt - \gamma dS] \tag{1.3}$$

γ est une variable d'état, t est le temps, la constante r correspond au taux de sismicité en régime stationnaire lorsqu'un taux de contrainte référence $\dot{S}_r$ est appliqué, A est un paramètre sans dimension caractéristique de la faille, et S est la fonction de contrainte de Coulomb définie dans l'équation (1.1).

Sur les bases de cette formulation, Dieterich et al. [2000] utilisent les changements de taux de sismicité pour mesurer les changements de contrainte avant et pendant l'éruption de

1983 au Kilauea. Les résultats obtenus sont en accord avec les modèles de déformation obtenus pour la même période par Cayol et al. [2000]. Cela met en évidence le fait que de la même façon que l'occurrence d'un séisme perturbe l'état de contrainte du milieu environnant, il en est de même d'un transport de masse lors d'un processus volcanique. Dans ce cas, les variations de contrainte induites par les processus magmatiques peuvent engendrer la rupture et l'activité sismique. En effet, la plupart des événements volcaniques sont associés à un accroissement drastique de l'activité sismique. A l'inverse, un système volcanique peut être perturbé par les variations de contrainte induites par des séismes voisins (Dieterich et al. [2003] ; Hill et al. [2002] ; Lemarchand and Grasso [2007]) .

1.1.2 Sismologie statistique. Modèle ETAS

L'idée que les séismes interagissent entre eux provient du fait que ces séismes font généralement partie d'une séquence. Du point de vue de la sismologie classique, une séquence sismique est constituée de séquences "foreshock" et "aftershock" associées à un événement plus important appelé "mainshock". L'existence des aftershocks (i.e. de la sismicité induite) est particulièrement mise en évidence après les gros séismes dans les zones tectoniques. Le taux de sismicité croît considérablement après les mainshocks, et décroît ensuite avec le temps (Omori [1894] ; Utsu [1961]). L'activité des aftershocks décroît jusqu'à ce que la sismicité revienne à son niveau de bruit. Avant le séisme majeur suivant, on s'attend à voir apparaitre des foreshocks, qui sont néanmoins moins nombreux que les aftershocks [Ogata, 1988].

Les séquences de séismes pour lesquelles on ne peut pas distinguer clairement de motif mainshock-aftershock sont appelées des essaims ou crises sismiques [Scholz, 2002].

Au niveau des volcans, les mouvements de masses engendrés par l'activité magmatique sont généralement accompagnés de crises sismiques, constituées soit d'événements volcano-tectoniques (VT), soit d'événements longue période (LP) (Chouet [1996] ; Saccorotti et al. [2002] ; Toda et al. [2002] ; Feuillet et al. [2004] ; Wright et al. [2006] ; Pedersen et al. [2007]).

Cependant, la relation entre les processus volcaniques et les crises sismiques associées n'est pas encore bien définie. Cela est du au fait que les caractéristiques temporelles des crises sismiques sont complexes et varient suivant le lieu (Toda et al. [2002] ; Matsu'ura and Karakama [2005]).

Etant donnée la difficulté de reconnaître un séisme comme un foreshock, un aftershock ou un mainshock, même dans les environnements tectoniques, la formulation usuelle a été revisitée dans des études récentes, où la distinction foreshock-mainshock-aftershock est abolie. En effet, une telle classification n'a pas de raison d'être, puisque tous les séismes, quelle que soit leur magnitude, déclenchent leurs propres aftershocks, qui à leur tour déclencheront leurs aftershocks, etc... A l'inverse des aftershocks qui apparaissent à toutes les échelles (Mogi [1967] ; Scholz [1968]), les séquences de foreshocks sont rares et irrégulières [Helmstetter et al., 2003]. De plus, le taux de foreshock suit une loi d'Omori inverse lorsque l'on additionne ces sequences pour un grand nombre de mainshocks [Helmstetter et al., 2003]. C'est ce qui fait dire à Helmstetter et al. [2003] que les mainshocks sont des aftershocks de foreshocks conditionels.

Dans le même esprit, le modèle ETAS (Epidemic Type of Aftershock Sequences) introduit par Kagan and Knopoff [1987] et Ogata [1988] permet d'explorer le regroupement temporel de l'activité sismique sans a-priori de classification des evenements. Le modèle ETAS est un processus stochastique qui décrit l'activité sismique d'une région active sismiquement. C'est une généralisation de la loi d'Omori modifiée, et il prend en compte les sequences d'aftershocks secondaires déclenchées par tous les événements. Dans ce modèle, tous les événements jouent donc à la fois un rôle de mainshock et d'aftershock, et éventuellement de foreshocks (e.g. Helmstetter and Sornette [2002b] ; Helmstetter et al. [2003]).

Selon le modèle ETAS, la sismicité peut être décrite, en temps, comme la superposition de deux types de séismes : une activité de bruit de fond non corrélée λ_0, et les événements déclenchés par un séisme antérieur [Helmstetter and Sornette, 2002b]. Les travaux

de Felzer et al. [2002] ; Helmstetter [2003] ; Helmstetter and Sornette [2003b] ; Helmstetter et al. [2003] ont apporté une avancée majeure sur ce sujet, en démontrant que tous les séismes sont capables de générer d'autres événements, dans une quantité qui est reliée à leur magnitude.

Le modèle ETAS est construit sur la base de lois statistiques principales bien établies :

– la loi de Gutemberg-Richter qui décrit la distribution de la taille des séismes, i.e. de leur magnitude M [Gutenberg and Richter, 1944] :

$$P(M) = bln(10)10^{-b(M-M_0)} \tag{1.4}$$

où b est un coefficient empirique et M_0 est une magnitude de coupure correspondant à la complétude du catalogue. Dans les environnements tectoniques, la valeur de b se situe généralement autour de 1 (la fourchette observée est comprise entre 0.6 et 1.1). Dans les contextes volcaniques, on observe des valeurs de b plus élevées, notamment dans les zones adjacentes aux zones de stockage du magma, ou dans des zones de gradient thermique, ou encore dans des zones très hétérogènes [McNutt, 2002]. Cela interroge sur la possibilité d'utiliser la mesure de b comme un indicateur des processus magmatiques, ou pour imager les corps magmatiques [Wyss et al., 1997]. Dans le modèle ETAS, les magnitudes des événements suivent la loi de Gutemberg-Richter. Cela implique que la magnitude d'un événement induit est statistiquement indépendante de la magnitude de l'événement qui l'a généré.

– la loi modifiée d'Omori qui décrit la décroissance du taux d'aftershock R après un mainshock (Omori [1894] ; Utsu [1961]) :

$$R(t) = \frac{K}{(t+c)^p} \tag{1.5}$$

où K, c, et p sont des constantes empiriques et t le temps passé depuis l'occurrence du mainshock. Les valeurs de p varient suivant les séquences d'aftershock (la fe-

nêtre observée étant 0.3-2 [Utsu et al., 1995]). Cependant, dans les environnements tectoniques, elles sont généralement situées entre 0.8 et 1.2 (Utsu et al. [1995] ; Helmstetter and Sornette [2002b]).

– la loi de productivité, qui relie le nombre d'aftershocks n_M induits par un mainshock de magnitude M :

$$n_M \sim 10^{\alpha M} \tag{1.6}$$

où l'exposant α est estimé entre 0.8 et 1 pour la Californie du Sud [Helmstetter, 2003]. Ce paramètre contrôle le rôle des petits séismes relativement aux gros séismes dans le déclenchement de sismicité induite (Helmstetter and Sornette [2002b] ; Helmstetter [2003] ; Helmstetter et al. [2005]). Plus précisément, le nombre d'événements déclenchés par un événement de magnitude M s'exprime de la façon suivante :

$$n_M = K10^{\alpha(M-M_0)} \tag{1.7}$$

– la structure fractale des failles le long desquelles les séismes sont regroupés dans l'espace :

$$P(r) \sim r^{D-1} \tag{1.8}$$

où $P(r)$ est la densité des distances r à l'épicentre, indépendante du temps, et D est la dimension fractale du réseau de failles. La zone affectée par les variations de contrainte induites par un séisme augmente avec la longueur de rupture, alors que le relâchement de contrainte induit par ce même séisme est indépendant de la magnitude (Utsu [1961] ; Kagan [2002] ; Kanamori and Anderson [1975] ; Helmstetter [2003]). En considérant que les aftershocks sont déclenchés par les changement de contrainte induits par un mainshock, la densité de séismes déclenchés est indépendante de la magnitude du mainshock pour des distances r proportionnelles à la longueur de rupture L du mainshock. De façon analogue, la distance entre un événement principal et un événement déclenché est indépendante de la magnitude

du premier et du délai entre le premier et le deuxième (Helmstetter and Sornette [2002b] ; Helmstetter [2003]). Cependant, un plus gros séisme va générer de la sismicité dans une zone plus grande, proportionnelle à la longueur de rupture du mainshock (Kagan [2002] ; Helmstetter et al. [2005]). En conséquence, l'augmentation du nombre d'événements déclenchés avec la magnitude du mainshock provient simplement de l'augmentation de la taille de la zone d'aftershock avec la longueur de rupture [Helmstetter, 2003], cette dernière étant généralement reliée à la magnitude comme suit [Kanamori and Anderson, 1975] :

$$L \sim 10^{0.5M} \tag{1.9}$$

Puisque les aftershocks sont distribués sur une structure fractale, le nombre d'aftershocks générés par un mainshock de magnitude m peut s'écrire [Helmstetter, 2003] :

$$n_M \sim r^D \tag{1.10}$$

où r est la longueur caractéristique de la zone d'aftershock [Helmstetter, 2003]. En combinant les deux dernières équations, on obtient

$$n_M \sim 10^{0.5DM} \tag{1.11}$$

D est la dimension fractale de la distribution spatiale des aftershocks. Les valeurs de D ont été observées entre 1.5 et 2.8 (Guo and Ogata [1997] ; Helmstetter [2003]). Pour la sismicité de Californie, Helmstetter [2003] trouve $D = 1.6$, i.e. $D = 2\alpha$ où α a été défini au point 3. Cela implique que la productivité d'aftershocks α peut être reliée à la structure fractale de la distribution spatiale de la sismicité [Helmstetter, 2003].

En conclusion, selon le modèle ETAS, un séisme peut déclencher d'autres séismes de n'importe quelle magnitude (tirée d'une distribution suivant la loi de Gutemberg-Richter). Cela signifie que les événements déclenchés peuvent être de magnitude supérieure, égale ou inférieure à celle du séisme qui les a déclenché. Felzer et al. [2002] ; Helmstetter [2003] ; Helmstetter and Sornette [2003b] ; Helmstetter et al. [2003] montrent que les aftershocks secondaires dominent une séquence d'aftershocks, de telle sorte qu'un gros aftershock consécutif a de fortes chances d'être généré lui-même par un aftershock du mainshock. Le modèle ETAS est considéré comme l'hypothèse nulle pour la sismologie statistique et la prédictibilité des séismes, et pour démontrer de nouveaux effets de la sismicité, il faut donc avant tout rejeter cette hypothèse nulle [Saichev and Sornette, 2007].

En suivant le modèle ETAS, le taux de sismicité peut donc s'écrire :

$$\lambda(t) = \lambda_0 + \sum_{t<t_i} \frac{K e^{\alpha(M_i - M_0)}}{(t - t_i + c)^p} \tag{1.12}$$

où λ_0 est le taux de fond de sismicité, et où le deuxième terme contient les effets de cascade qui donnent naissance à la sismicité induite (Ogata [1988] ; Utsu et al. [1995] ; Helmstetter and Sornette [2002b]). La sismicité de fond est modélisée par un processus Poissonien stationnaire, dont les événements sont statistiquement indépendants les uns des autres (Ogata [1988] ; Helmstetter and Sornette [2002b]). Le terme λ_0 représente la réponse directe de la matrice solide à des forçages extérieurs, i.e. chargement tectonique, ou processus volcaniques actifs comme des mouvements de masse ou des variations de température et de pression au sein de l'édifice volcanique. Collombet et al. [2003] suggèrent que, sur les volcans, les aftershocks sont du bruit qui empêche d'imager directement le taux de sismicité du aux processus volcaniques. Dans le but de quantifier les processus physiques sous-jacents qui contrôlent la sismicité, différents essais pour quantifier la part des deux types de sismicité ont été réalisés, donnant ainsi naissance à une série de techniques de declusturing. Les premières techniques sont basées sur des contraintes de temps

et d'espace entre les événements (Reasenberg [1985] ; Frohlich and Davis [1990] ; Davis and Frohlich [1991]), et sont donc lourdement dépendantes de paramètres basés sur des règles arbitraires [Marsan and Lengliné, 2008]. Plus récemment, des méthodes de declusturing stochastique ont été proposées. L'idée est de déterminer la probabilité qu'un séisme donné déclenche un autre séisme donné [Zhuang et al., 2002]. Dans ce cas, le résultat dépend du modèle puisque l'influence d'un séisme donné est forcée de suivre une loi spécifique, dont les paramètres doivent être inversés [Marsan and Lengliné, 2008]. Marsan and Lengliné [2008] proposent un nouveau modèle dans lequel la probabilité d'un séisme déclenché directement et indirectement peut être estimée sans modèle a-priori. En se basant sur la forme caractéristique de la distribution des temps inter-événements (Corral [2003] ; Molchan [2005]), Hainzl et al. [2006] proposent un autre style de technique de declusturing, basée simplement sur la mémoire entre des événements successifs, qui influence la distribution des temps inter-événements. Il est à noter cependant que la limite de toutes ces techniques provient de l'hypothèse que la sismicité de fond est stationnaire dans le temps, ce qui représente une approximation très forte et souvent non acceptable lorsque l'on considère des séquences sismiques contrôlées par des processus non stationnaires, comme c'est le cas pour de nombreux processus volcaniques.

1.1.3 Sismologie volcanique

Les séismes sont depuis longtemps associés aux éruptions volcaniques. Pline le Jeune donna une première description scientifique de l'éruption du Mont Vésuve en 79 A.D. qui conduisit à la destruction des citées romaines de Herculanum et Pompei et à la mort de milliers de personnes. Lorsque Pline l'Ancien observa l'éruption depuis Misenum, à une distance de 30 km, il réalisa la première expédition dédiée à l'étude des processus volcaniques. Il mourut lors de cette tentative. Pline le Jeune resta à domicile, où il avait une vue spectaculaire sur l'éruption, et écrivit le premier compte-rendu visuel du phénomène [Sigurdsson et al., 2000]. Dans ce compte-rendu, Pline le Jeune parla des nombreux

séismes reliés à cette éruption [Zobin, 2003]. Le volcan Vésuse joua un rôle majeur dans l'histoire de l'étude des signaux sismiques associés à l'activité volcanique. Il s'agit du premier volcan dont les séismes ont été mentionnés dans la littérature scientifique, le premier à disposer d'un observatoire volcanologique en 1848, et ce fut le premier volcan à être surveillé à l'aide d'équipement sismologique. Le sismographe électronique Palmieri, construit en 1862, fut le premier instrument sismique à enregistrer la sismicité volcanique. La sismologie volcanique est apparue comme une science lorsque le sismologue japonais Fusakichi Omori commença à étudier les signaux sismiques associés aux éruptions de 1910 des volcans Usu-San et Asama (Omori [1911] ; Omori [1912]), ainsi que l'éruption de 1914 du Sakurajima [Omori, 1914]. Omori définit le séisme volcanique comme "une perturbation sismique, due à l'action directe de la force volcanique, ou dont l'origine se trouve sous ou à proximité immédiate du volcan, dans un état de repos, actif ou bien éteint" [Omori, 1912]. Omori disposait d'une station sismique trois composantes, installée près du cratère de l'Usu-San. Cette station lui permis d'enregistrer les séismes volcaniques et des micro-tremors. Les micro-tremors étaient observés uniquement durant l'activité volcanique. En particulier, Omori [1911] montra une bonne corrélation entre l'apparence du micro-tremor et l'occurrence des explosions volcaniques. il observa également que beaucoup des éruptions sur les volcans japonais étaient précédées par un nombre important de séismes. A partir de ce constat, il écrivit que "dans ces cas là, les observations d'un sismographe près du centre de l'activité volcanique pourrait fournir aux gens un avertissement sur l'éruption à venir". L'analyse des séismes volcaniques est dès lors devenue le principal instrument de surveillance de l'activité volcanique [Zobin, 2003]. Par la suite, d'autres observatoires volcanologiques furent créés au Japon, au Kamchatka, à Hawaii. Les observations provenant de sismographes enregistrant de façon continue ont permis à Minakami [1960] de proposer une classification des séismes volcaniques en quatre types principaux, étant donné la localisation de leur hypocentre, leur relation avec l'éruption, et la nature du mouvement engendré. Bien que certains critères de la classification proposée

par Minakami [1974] aient été abandonnés ou changés au fil des ans, cette classification a été la base de la sismologie des volcans jusqu'à nos jours. Les différents types de signaux enregistrés sur les volcans sont listés ci dessous (figure 1.2) :

- les séismes *haute fréquence* ou *volcano-tectoniques* (VT) : ils sont associés à la rupture ou au déplacement sur des failles. Leur contenu fréquentiel est typique de celui des séismes tectoniques, et présente des arrivées d'onde P et S clairement définies (e.g. Minakami [1960] ; Chouet [1996] ; Rubin and Gillard [1998] ; McNutt [2002]). Ils sont considérés comme le signe d'une réactivation de l'activité volcanique, puisqu'ils accompagnent généralement les processus volcaniques, apparaissant généralement sous la forme d'essaim ou de crise sismique [McNutt, 2002].
- les séismes *basse fréquence* ou *longue période* (LP) : ils présentent un signal émergent, où l'arrivée de l'onde S n'est pas clairement définie. Le mécanisme qui les engendre n'est pas encore bien compris [Neuberg, 2000], mais la plupart des études dédiées à la source de ce type d'événement les relient à des modèles de résonateurs remplis de fluide (Aki et al. [1977] ; Chouet [1986] ; Neuberg [2000] ; Kumagai et al. [2005]). On considère donc qu'ils sont générés par des processus de pressurisation tels que la formation de bulles ou des effondrements gravitaires (Neuberg et al. [1998] ; McNutt [2002]). Le contenu fréquentiel des LP est généralement compris entre 0.2 et 5 Hz, et il est caractérisé par des pics spectraux étroits [O'Brien and Bean, 2004].
- les *explosions* : elles accompagnent les éruptions explosives, et sont caractérisées par la présence d'une phase d'onde de pression sur les sismogrammes, puisque l'énergie libérée se répartit entre l'onde sismique et l'onde acoustique (Minakami [1974] ; McNutt [2002] ; Zobin [2003]). Typiquement, le champ d'onde généré par des explosions volcaniques est constitué d'un signal basse fréquence (1-3 Hz) suivi par un champ d'onde à plus haute fréquence (5-10 Hz) [Ripepe et al., 2001].
- le *trémor volcanique* : c'est un signal continu harmonique ou spasmodique dont la durée va de quelques minutes à quelques jours ou plus. La forme d'onde est si-

milaire à celle des LP, pour lesquels la partie principale consiste en des ondes de surface. Plusieurs auteurs ont en effet conclu que le tremor était en réalité une série d'événements LP consécutifs (Neuberg [2000] ; McNutt [2002]). Le trémor est communément relié à des transferts de fluides, soit de magma, soit de gaz. Différentes caractéristiques spectrales sont observées, suivant le volcan, ou sa période d'activité. Les tremors volcaniques accompagnent toujours les coulées de laves sur les volcans basaltiques tels que le piton de la Fournaise (Aki and Ferrazzini [2000] ; Battaglia et al. [2005]), le Kilauea [Fujita et al., 1995], ou l'Etna (Gresta et al. [1991] ; Alparone and Privitera [2001]). Battaglia et al. [2005] proposent un modèle de tremor volcanique au Piton de la Fournaise, où les hautes fréquences seraient directement générées sur le lieu de l'éruption, tandis que les basses fréquences seraient reliées à des processus localisés plus en profondeur dans le système magmatique. Les tremors contiennent généralement les mêmes composantes temporelles et spectrales que les LP, indiquant par là que le mécanisme source pourrait être commun, la différence résidant dans sa durée [Chouet, 1988].

– les événements *hybrides* : ils se partagent les attributs des événements haute et basse fréquences. En particulier, ils présentent une première arrivée impulsive, un début de signal haute fréquence précédant une coda basse fréquence [Miller et al., 1998]. Ils pourraient résulter d'un endommagement fragile dans une zone de faiblesse qui recoupe une faille remplie de fluide, et ainsi présenter des composantes source à la fois double-couples et volumétriques [Lahr et al., 1994].
– les événements *très longue période* (VLP) : leur contenu fréquentiel est encore plus bas que celui des LP, i.e. avec des périodes de l'ordre de 3-20 sec, et ils présentent des amplitudes assez faibles. Ils sont associés soit aux éruptions, soit à une activité fumerolienne intense (e.g. Neuberg et al. [1994] ; Aster et al. [2003]).
– les séismes *superficiels* : ce sont des signaux locaux générés par des processus superficiels, qui inclus des processus non volcaniques (mouvements de glace, effondrements)

ou volcaniques (lahars, flux pyroclastiques, éboulements dus à l'effondrements de dômes de lave).

Les objectifs de la volcano-sismologie sont l'étude des processus physiques qui entrent en jeu sur les volcans, la compréhension de la dynamique qui contrôle ces processus, la détermination des propriétés physiques des systèmes magmatiques actifs. Cette perspective nécessite la compréhension des comportements éruptifs et l'évaluation des risques volcaniques. Les avancées majeures de la volcano-sismologie sont liées aux tentatives de relier les différents types de séismes volcaniques listés ci-dessus à des phénomènes volcaniques spécifiques [Sparks, 2003].

1.2 Le Piton de la Fournaise

Plusieurs parties de cette thèse se sont concentrées sur l'étude des données du volcan français le Piton de la Fournaise, situé sur l'île de la Réunion. Nous rappelons donc brièvement le contexte géologique, puis nous décrivons les réseaux d'instrumentation géophysique qui sont mis en place sur le volcan et servent à la surveillance de l'activité volcanique.

1.2.1 Contexte géologique

L'île de la Réunion est à la pointe de l'archipel volcanique des Mascareignes. Des trois volcans réunionnais, deux volcans boucliers sont visibles aujourd'hui, le Piton des Neiges (3069m, 5 Ma) et le Piton de la Fournaise (2631m, 0.530 Ma), alignés selon un axe $N120°$. Le troisième, le volcan des Alizés (antérieur à 0.7 Ma) ne serait plus qu'une relique dont seul subsiste le complexe intrusif sous les Grandes Pentes à l'Est du Piton de la Fournaise [Gailler et al., 2009]. L'édifice réunionais a une hauteur de 7km [Labazuy and Lenat, 1990], un diamètre moyen de 220km à sa base [Saint-Ange et al., 2011] et 3% de son volume total est émergé [de Voogd et al., 1999]. Il repose sur une croûte océanique accrêtée par

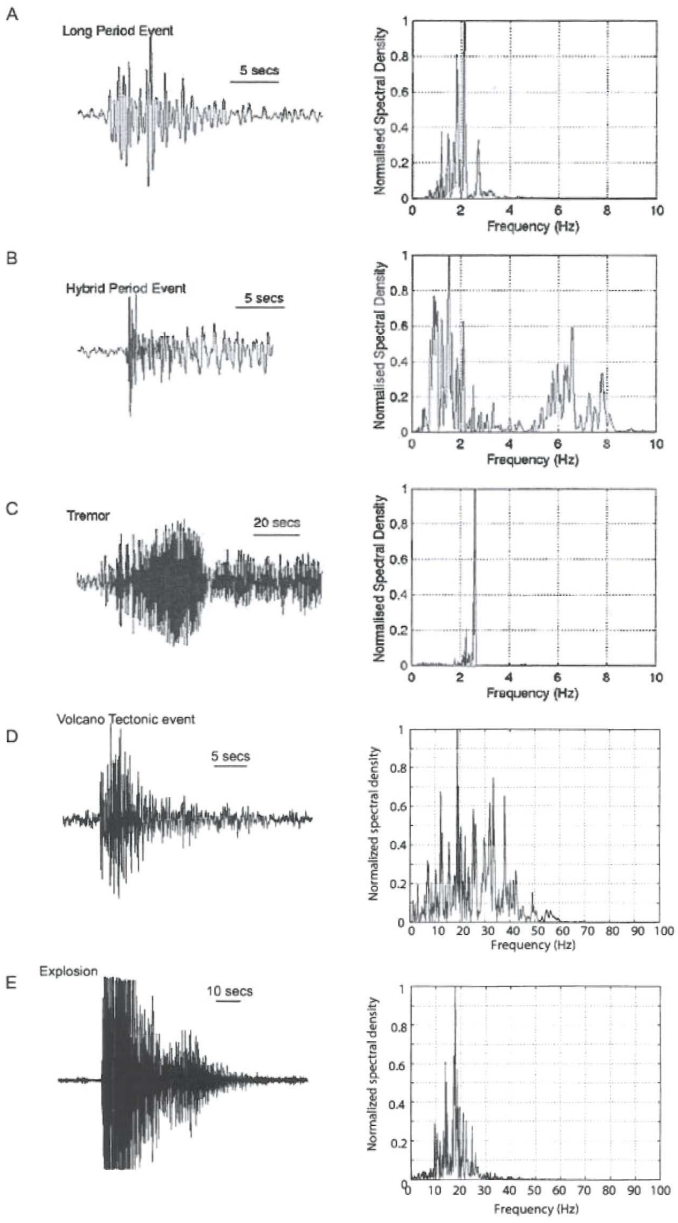


FIGURE 1.2 – Exemples de formes d'onde de séismes volcaniques. A : séisme Longue Période, DeceptionIsland, Atlantica. B : evenement hybride, Deception island. C : tremor, Deception island, Antartica. D : séisme volcano-tectonique, Piton de la Fournaise, La Réunion. E : explosion, Ubinas, Perou. A,B,C sont issus de O'Brien and Bean [2004] et D et E proviennent de Traversa [2009].

la dorsale du bassin des Mascareignes il y a 67.7 Ma [Bernard and Munschy, 2000].

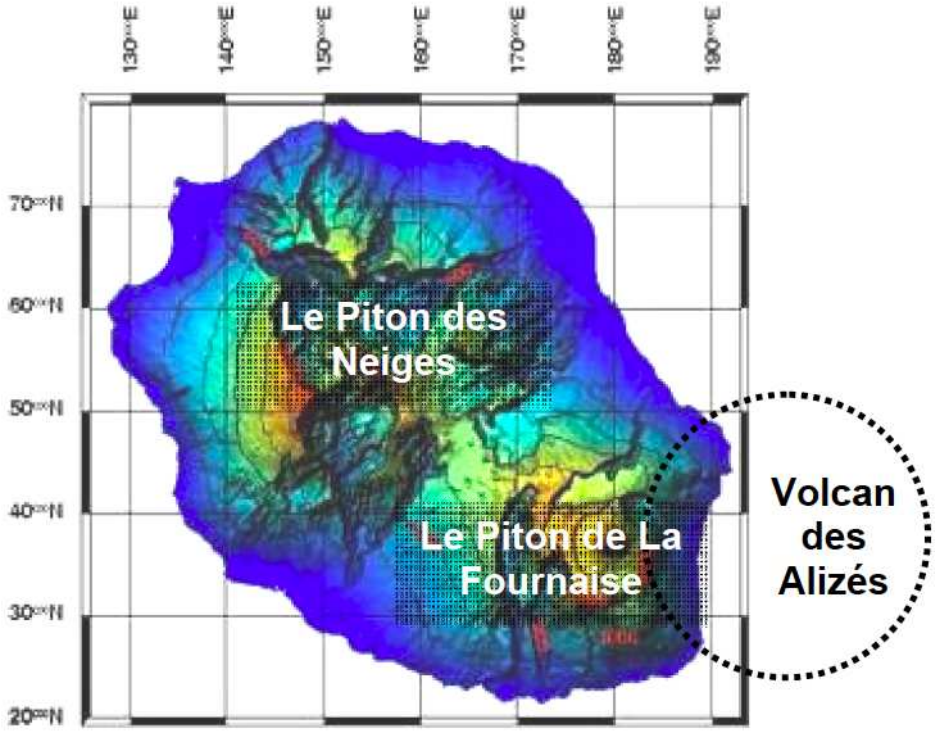


FIGURE 1.3 – Carte de La Réunion présentant les différents édifices volcaniques de l'île. Coordonnées en Gauss Laborde Réunion. D'après Peltier (2007).

Formation de l'île de la Réunion

Courtillot et al. [1986] montrent que le point chaud à l'origine de l'île de La Réunion est responsable de la mise en place des plateaux basaltiques des trapps du Deccan à la fin du Crétacé (65 Ma), de la formation de la ride Chagos-Maldive-Laccadives (60 à 48 Ma), du plateau des Mascareignes (35 Ma), de l'île Maurice (7 à 1 Ma) et de l'île de La Réunion (5 Ma) (voir figure 1.4). La naissance de la dorsale Médio-Indienne d'axe nord-ouest sud-est (Bernard and Munschy [2000] ; Lénat et al. [2009]) aurait alors décalé l'alignement entre les îles Chagos et les Mascareignes. Le volcanisme du plateau des Mascareignes, de Maurice et de La Réunion est cohérent avec les structures crustales, parallèles à la dorsale

fossile du bassin des Mascareignes, et non concordant avec les failles transformantes de direction $N30°$. Ces structures, ainsi que l'alignement de la ride des Mascareignes, de l'île de La Réunion et de l'île Maurice sont asismiques. Duncan [1990] attribue la formation des volcans intraplaque de l'île de La Réunion à l'activité de ce point chaud depuis 4 Ma. D'après Lénat et al. [2009], aucune des structures fossiles qui entourent la Réunion n'est affectée par des déformations. Lénat et al. [2009] concluent que le point chaud réunionnais est chenalisé sous l'île.

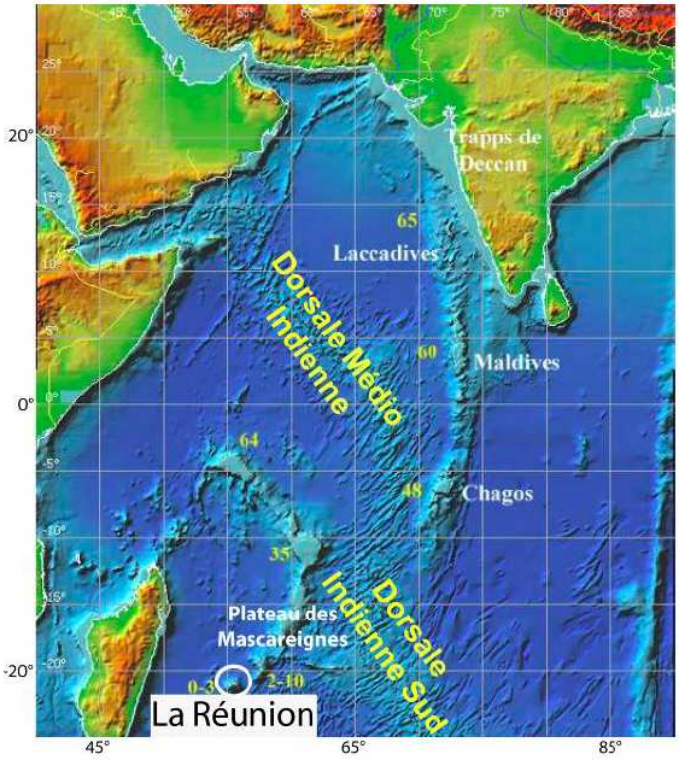


FIGURE 1.4 – Carte de la localisation de l'île de la Réunion dans l'Océan indien. D'après Peltier (2007).

Le Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise est apparu il y a environ 530 ka [Gillot and Nativel, 1989]. Comme le Piton des Neiges, c'est un volcan bouclier basaltique de type hawaiien [Bachè-

lery and Mairine, 1990], constitué essentiellement de formations basaltiques. Son évolution se décompose en cinq phases, délimitées par la formation de quatre caldeiras successives d'ouest en est depuis 530 ka. (Gillot and Nativel [1989] ;Bachèlery and Mairine [1990]), dont la dernière correspond à la formation de l'Enclos Fouqué (Bachelery [1981] ; Gillot and Nativel [1989] ; Staudacher and Allègre [1993]). Dans la partie occidentale du massif actuel s'est formé la Fournaise ancienne (affleurant uniquement dans le fond de la vallée de la Riviere des Remparts). Ses roches les plus anciennes ont un âge de 530 ka. La première caldeira (caldeira des Remparts) s'est effondrée il y a 290 ka et l'activité s'est décalée une première fois vers l'Est. Les coulées ont été chenalisées par la rivière des Remparts, jusqu'à la formation, il y a 220 ka de la caldeira du Mont Langevin qui est interprétée dans l'étude Gillot and Nativel [1989] comme un épisode de la phase des Remparts. La caldeira des Sables s'est formée il y a 65 ka. Les pitons à l'est de la Rivière des Remparts, la Rivière de l'Est ainsi que les rifts-zones nord et sud se sont formés pendant que la caldeira des Sables se remplissait de 65 à 4.7 ka [Grasso and Bachelery, 1995]. La dernière caldeira s'est formée il y a 4.5 ka [Mohamed-Abchir and Semet, 1996]. Cette caldeira de l'Enclos Fouqué est ouverte sur la mer et présente des pentes anormalement élevées dans le Grand Brulé. L'anomalie gravimétrique existant sous le Grand Brulé suggère que la masse du complexe intrusif du volcan des Alizés a une importance prépondérante dans la structure et la morphologie actuelle et à venir de l'enclos Fouqué. Lenat et al. [1989], Lénat and Bachelery [1990], Labazuy [1996], Malengreau et al. [1999] ont mis en évidence l'importance de l'effondrement du flanc est du volcan pour décrire la structure du massif du Piton de la Fournaise. Le Piton de la Fournaise présente deux rift-zones (voir figure 1.5) le long desquelles ont lieu des intrusions de dykes et des éruptions fissurales. Contrairement aux rift-zones du Kilauea (Hawaii) qui sont beaucoup plus développées, il n'existe pas d'évidence géologique de stockage magmatique sous les rift-zones du Piton de la Fournaise : elles correspondent donc uniquement à des zones privilégiées de fracturation. Les magmas du piton de la Fournaise sont effusifs et forment des fontaines de lave. Les coulées

peuvent atteindre la mer où elles forment des plateformes de plusieurs hectares avec des volumes considérables de pillow lavas, sur la partie immergée du flanc est du volcan.

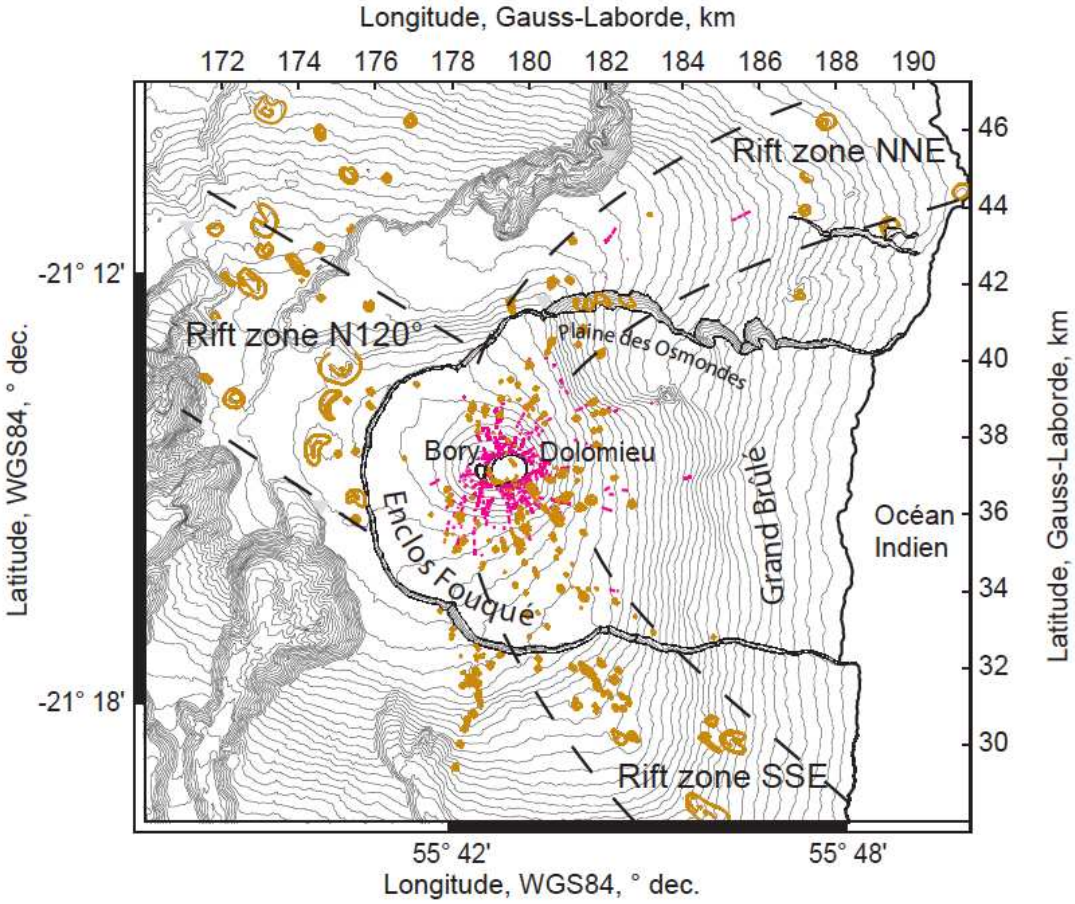


FIGURE 1.5 – Carte du massif du piton de la Fournaise. Topographie, cônes scoriacés (orange), fissures éruptives (rose) et rift zones. D'après Peltier (2007).

Deux cratères, Bory et Dolomieu, composent le sommet du Piton de la Fournaise (figure 1.5). Chevallier and Bachelery [1981] ont montré que le cratère Bory s'est effondré et a été comblé. La première photo du sommet du Piton de la Fournaise, prise par Alfred Lacroix en 1911 [Lacroix and Bert, 1936] montre les deux cratères sommitaux séparés par une crête. Lacroix and Bert [1936] note aussi que la partie orientale du Dolomieu s'est

effondrée entre 1931 et 1935, formant le cratère Brûlant. Depuis 1953, quatre pit-craters se sont formés dans le Dolomieu. De 1955 à février 2007, chaque éruption sommitale a participé à l'accumulation de coulées de lave dans le Dolomieu qui s'est progressivement rempli. Suite à l'éruption majeure du 2 avril 2007 dans le Grand Brûlé, une caldeira sommitale s'est formée, occupant la totalité du Dolomieu, d'une profondeur de 340m environ (Michon et al. [2007] ; Urai et al. [2007] ; Staudacher et al. [2009]). L'histoire géologique du Piton de la Fournaise semble illustrer parfaitement un concept de Bachèlery [1999] : la coalescence de pit-craters au sommet d'un volcan bouclier mène à la formation d'une caldeira sommitale.

1.2.2 Activité récente du Piton de la Fournaise

La majorité des éruptions du Piton de la Fournaise ont lieu au sein de l'enclos Fouqué, dans les cratères sommitaux ou le long des rifts-zones. Les cônes et fissures éruptives sont concentrées dans un rayon de deux à trois kilomètres autour du sommet. 95% d'entre elles s'ouvrent au dessus de 1800m d'altitude. Les éruptions sont dites sommitales, proximales ou distales, selon leur localisation par rapport au sommet [Peltier et al., 2007]. Ces éruptions sont d'une durée relativement courte (90% d'entre elles ont des durées inférieures à deux mois). La limite maximale d'extension des coulées est relativement faible et est atteinte dans les premiers jours de l'éruption. Sur les 248 éruptions observées du XIXème au XXIème siècle, 14 éruptions ont atteint la mer au XIXème siècle, 7 au XXème siècle et 3 au XXIème siècle, soir 9% au total.

Après cinq ans et demi d'inactivité, entre 1992 et 1998, le Piton de la Fournaise est entré en éruption le 9 mars 1998. Cette éruption a été précédée par une augmentation progressive de la sismicité courant 1997 ainsi que par deux crises sismiques en novembre 1996 et août 1997. Une migration de la sismicité a été observée de -6km à 1km par rapport au niveau de la mer, témoignant de l'intrusion magmatique depuis des niveaux de stockage

profond jusqu'à la surface. L'éruption de Mars 1998 qui a duré plus de 6 mois, est la plus longue du XXème siècle. Le Piton de la Fournaise est entré 32 fois en éruption entre 1998 et décembre 2010, soit une moyenne d'une phase éruptive tous les 4 mois, produisant au total environ 345.10^6 m^3 de lave (dont 180.10^6 m^3 en avril 2007, Staudacher et al. [2009], Saint-Ange et al. [2011]). Toutes les coulées se sont épanchées dans l'enclos Fouqué, à l'exception de l'éruption de mars 1998, pour laquelle les fissures se sont propagées le 9 août en dehors de la bordure de l'enclos.

1.2.3 Les réseaux d'observation

Depuis 1980, le Piton de la Fournaise est surveillé par l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise installé à environ 15 km à vol d'oiseau du sommet du volcan. Aujourd'hui les réseaux d'instrumentation permanents incluent des équipements de mesure sismiques, de déformation, et d'analyse des gaz. Nous détaillons par la suite les réseaux sismiques et de déformation dont les données nous ont servi dans cette thèse.

Le réseau de sismomètres

Le réseau permanent Le réseau de surveillance sismique du Piton de la Fournaise est actuellement composé d'une vingtaine de stations réparties en cercles concentriques sur tout le pourtour du volcan (à l'intérieur et hors de l'enclos Fouqué, voire figure 1.6). Le réseau est équipé de sismomètres courtes périodes de fréquence propre 1 Hz, et depuis 2006 de sismomètres large bande (sensible à des fréquences de 0.1 à 0.03 Hz). Les stations bor, fer, RER, pbr, gbr et TCR sont équipées de sismomètres trois composantes. Les autres stations sont équipées de sismomètres à une seule composante verticale.
Les stations bor, pbr et fer sont équipées de numériseurs à grande dynamique (120dB) afin d'éviter la saturation des signaux lors de séismes proches ou de magnitude importante. Toutes ces stations transmettent leurs données en temps réel vers l'observatoire où elles sont enregistrées en continu et analysées.

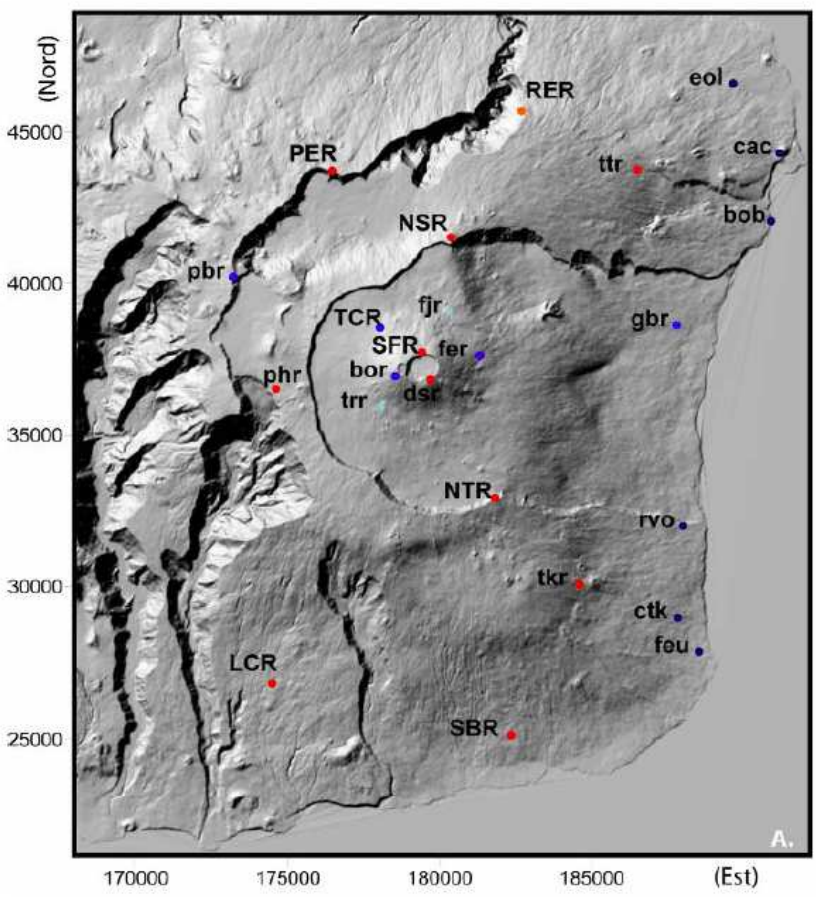


FIGURE 1.6 – Disposition du réseau de surveillance sismologique de l'OVPF. Bleu foncé : sismomètres 1Hz trois composantes, rouge : sismomètres 1Hz une composante verticale, bleu clair : sismomètres large-bande, bleu marine : stations d'intervention 1Hz trois composantes. Coordonnées en Gauss Laborde Réunion. D'après Peltier (2007).

Le réseau Undervolc Le projet ANR UnderVolc (2009-2012) est un projet de recherche international dont l'objectif est d'acquérir et de diffuser des données sismologiques et acoustiques sur le Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Ce projet a permis la mise en place durant deux ans (2009-2011) de 15 stations sismiques large-bande qui se superposaient au réseau permanent de l'observatoire. Les capteurs utilisés sont des CMG40 de période 30s. La figure 1.7 montre la disposition des stations sur le volcan. Elles couvrent de façon homogène l'ensemble de l'enclos Fouqué.

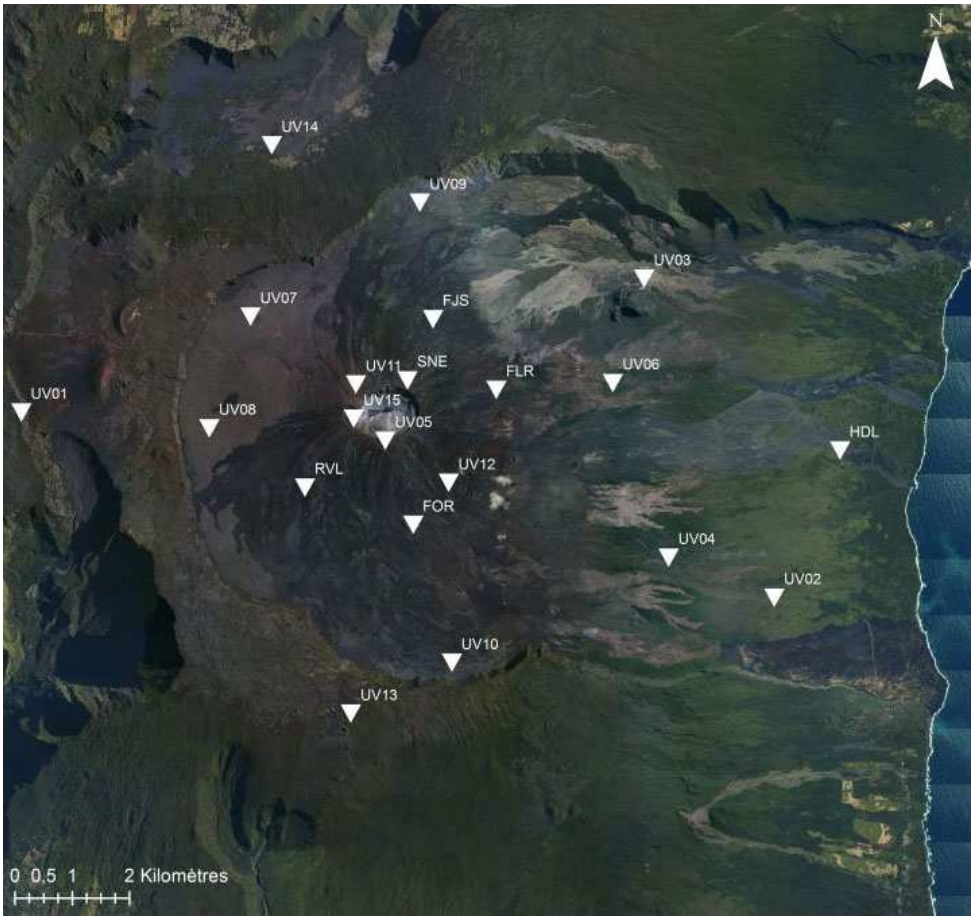


FIGURE 1.7 – Disposition des stations large-bande trois composantes du réseau temporaire Undervolc (2009-2011).

Les données sont enregistrées avec un taux d'échantillonnage de 100 Hz et sont télétransmises en temps réel vers l'observatoire par wifi.

Les réseaux de déformation

La surveillance des déformations de l'édifice volcanique se fait à l'aide de différents réseaux d'instruments composés de différents types de capteurs : des GPS, des inclinomètres, et des extensomètres. Nous détaillons par la suite ces trois réseaux.

Le réseau GPS Depuis 2003, l'observatoire volcanologique a commencé à développer progressivement un réseau de GPS permanents couvrant l'intégralité du cône. Il est constitué aujourd'hui de douze stations, dont dix sont réparties autour du cône sommital, et deux le long de l'enclos Fouqué (figrue 1.8). Trois stations sommitales sont en place depuis 2003 : BIRg, DSRg, SNEg, ainsi que ENCg en haut du rempart de l'enclos Fouqué. Les données acquises par ces stations sont enregistrées en continu depuis 2004. En 2005, le réseau s'est élargi avec l'installation d'une station sommitale supplémentaire, DERg, ainsi que quatre stations à la base du cône : RIVg, FORg, FERg et FJSg, permettant ainsi un suivi des déformations sur une plus grande échelle spatiale. En 2006 trois stations supplémentaires sont encore ajoutées : BONg au sommet, CHAg à la base de l'enclos Fouqué, et GITg à l'extérieur de l'enclos Fouqué sur un point qui a servi de référence à de nombreuses campagnes géodésiques depuis les années 80.

La fréquence d'acquisition pour toutes les stations est d'une mesure toutes les 30 secondes en mode statique. Cette fréquence peut être modifiée à 5 secondes, voire 1 seconde, lors de l'éminence d'une éruption. Le masque de réception consistant à limiter la réception en deçà d'un certain angle est fixé à 10°. Pour la majorité des stations les données sont télétransmises vers l'observatoire par l'intermédiaire d'un relais.
Pour l'étude des déformations liées à l'injection d'un dyke, des campagnes GPS supplémentaires sont réalisées sur le terrain après chaque éruption avec la mesure de 80 tiges en acier inoxydable cimentées autour des cratères et le long des radiales sur les flancs du volcan (figure 1.8). Ce réseau est basé sur le réseau géodésique topographique initial de l'OVPF dont les premiers points ont été installés en 1981, puis complétés en 1992 et 1995.

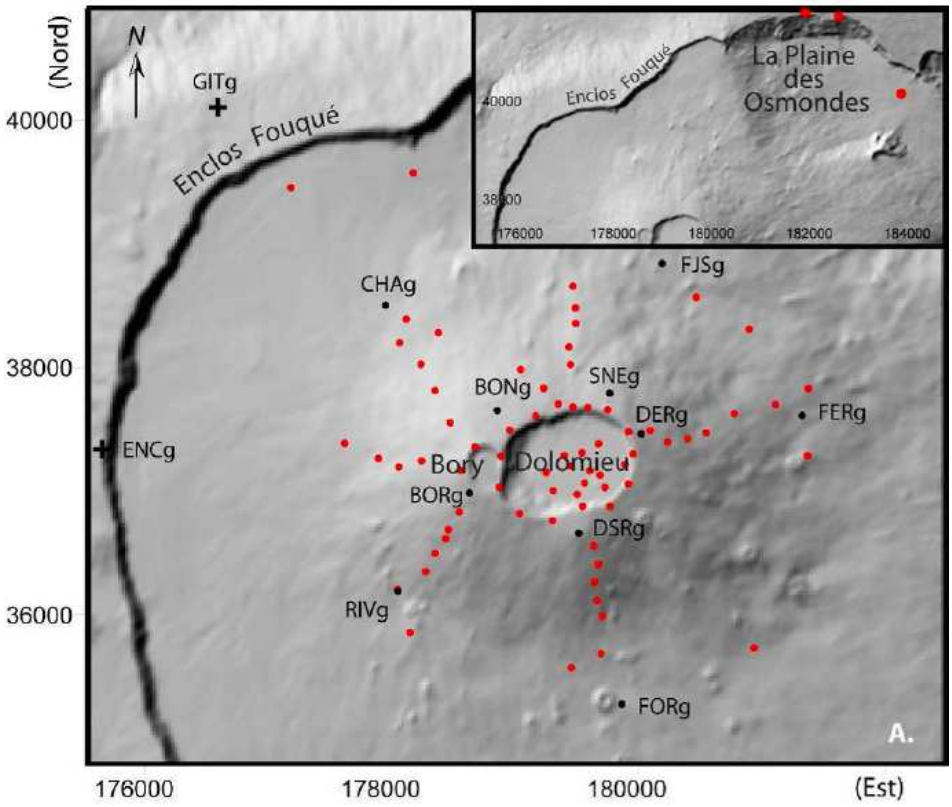


FIGURE 1.8 – Disposition du réseau GPS implanté par l'OVPF. Noir : GPS permanents, rouge : tiges réitérées par mesures ponctuelles, croix noire : GPS de référence. Coordonnées Gauss Laborde Réunion. D'après Peltier (2007).

L'acquisition se fait en mode "go and stop" avec des sessions de mesure de sept minutes pour une acquisition de un point par seconde.

Le réseau inclinométrique En raison de leur facilité de mise en oeuvre et leur faible coût, les inclinomètres furent les premiers outils de détection de la déformation installés sur le piton de la Fournaise au début de la création de l'observatoire. Ils permettent de mesurer en continu l'inclinaison du sol en un point, en se basant sur la mesure d'un écart à la direction de pesanteur terrestre. Les inclinomètres utilisés sur le Piton de la Fournaise sont des inclinomètres de type "Blum".

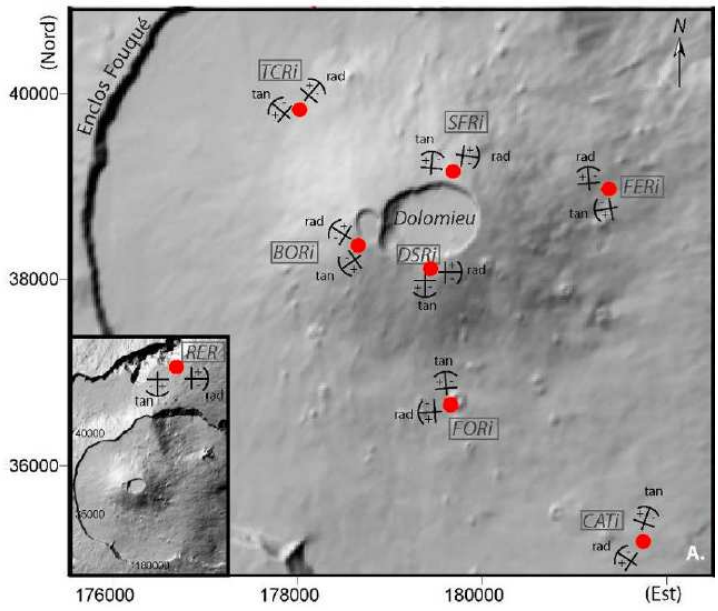


FIGURE 1.9 – Disposition du réseau inclinométrique implanté par l'OVPF et orientation actuelle de chaque station. Coordonnées gauss Laborde Réunion. D'après Peltier (2007).

Le réseau inclinométrique comprend actuellement sept stations (figure 1.9) : trois stations réparties sur les pourtours des cratères Bory et Dolomieu (BORi, DSRi et SFRi), trois stations à la base du cône (TCRi, FORi et FERi) ainsi qu'une station plus éloignée (RER). Chaque inclinomètre est unidirectionnel. Pour cette raison tous les sites sont équipés de deux instruments, mesurant une composante radiale et une composante tan-

gentielle, par rapport au sommet. L'acquisition se fait toutes les minutes et les données sont envoyées à l'observatoire par radio toutes les 5 mn.

Le réseau d'extensomètres Depuis 1995, un autre réseau d'étude de la déformation s'est développé avec la surveillance de la fracturation préexistante. Les extensomètres permettent de mesurer des variations de longueur entre les deux bords d'une fracture. Les extensomètres installés au Piton de la Fournaise sont des instruments de la marque Telemac.

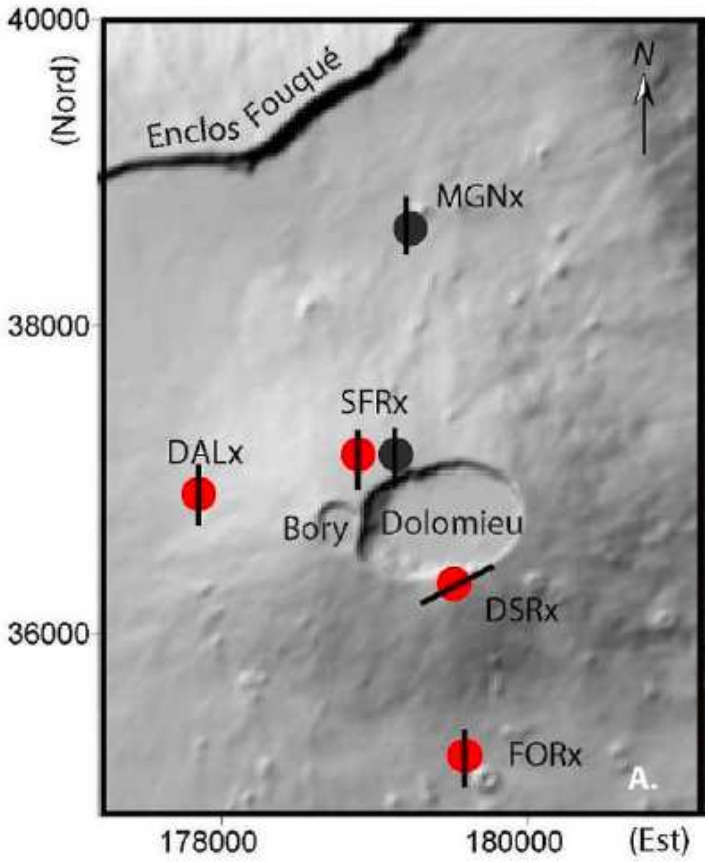


FIGURE 1.10 – Disposition du réseau extensométrique implanté par l'OVPF sur le Piton de la Fournaise, avec l'orientation globale des fractures équipées. rouge : stations actuelles, gris : anciennes stations. Coordonnées en Gauss Laborde Réunion. D'après Peltier (2007).

Depuis 1995, cinq fractures ont été équipées de stations extensométriques (figure 1.10) : deux fractures radiales, d'ouverture centimétrique (3-5 cm), localisées à la base du cône (MGNx et FORx) une fracture à la base du cône sur le flanc ouest (DALx), deux fractures sommitales, d'ouverture pluridécimétriques (DSRx et SFRx). Sur chaque site les fractures sont affleurantes sur une dizaine de mètres de long. Les fractures des stations SFRx, DALx, MGNx, et FORx ont une orientation globale nord-sud alors que DSRx est orienté NE-SW. Chaque station est équipée de trois extensomètres individuels mesurant le déplacement relatif perpendiculaire à la fracture (composante en extension), parallèle à la fracture (composante en cisaillement), et le mouvement vertical d'un bord par rapport à l'autre (composante verticale). Les mesures sont effectuées toutes les minutes et télé-transmises vers l'observatoire.

Chapitre 2

Fluctuations de la dynamique des volcans

Nous avons commencé par une étude descriptive des lois statistiques qui régissent les séries d'éruptions au niveau mondial, afin de voir s'il s'en dégage certaines lois permettant de caractériser le système éruptif mondial dans son ensemble, et ainsi de définir si un certain degré de prédiction est envisageable sur la Terre considérée comme un « macro-volcan ». Cette étude a ensuite été réalisée à l'échelle d'un volcan unique (ici le Piton de la Fournaise) pour voir si la Terre dans son ensemble a un comportement éruptif qui peut être assimilé, à une autre échelle, à celui d'un volcan unique.

Une éruption volcanique, définie comme un transfert de magma depuis le manteau profond jusqu'à la surface, peut être vu soit comme un processus stationnaire au niveau du taux d'éruption à des échelles de temps bien plus grandes que le temps de récurrence minimum (de l'ordre de la dizaine d'années), soit comme des fluctuations aléatoires d'émission de magma, lorsque l'on cible un unique volcan. Le but de ce chapitre est de passer en revue la dynamique de ces émissions de magma vers la surface de la Terre, en terme d'analyse temporelle, spatiale, et sur la taille des éruptions, en considérant soit la Terre dans son ensemble à grande échelle, soit le cas d'un unique volcan. Pour ces deux

systèmes, nous nous sommes intéressés à deux échelles de temps : l'une plus grande que le temps inter-éruptif moyen, l'autre plus petite que le temps inter-éruptif.

2.1 Données

2.1.1 Données mondiales

Nous avons utilisé le catalogue des éruptions du Smithsonian Institution [Siebert and Simkin, 2002], sur la période 1900-2009, qui comprend plus de 2000 éruptions dont la date de début est connue au jour près. Le catalogue est composé des dates de début et fin d'éruption, des VEI (Volcanic Explositivity Index), ainsi que des coordonnées géographiques du volcan. Par définition, le VEI (compris entre 0 et 6) peut être relié au volume éruptif par une formule du type $Volume = 10^{\gamma VEI}\ m^3$ [Newhall and Self, 1982]. On peut regarder le taux d'éruptions soit à partir du nombre cumulatif d'éruptions (figure 2.1a), soit en prenant en compte le volume des éruptions (figure 2.1b), ou encore en regardant spécifiquement les éruptions d'un certain volume (VEI>4 figure 2.1c).

Le taux d'éruption au niveau mondial semble relativement constant à l'échelle du siècle. Le nombre cumulé d'éruptions au cours du temps montre qu'il y a une légère accélération du taux d'éruptions à partir de 1950 (sans doute grâce à une meilleure surveillance des éruptions) et surtout une accélération un peu plus importante à partir des années 2000, peut-être également lié au monitoring plus précis d'un certain nombre de volcans, et donc au report de petites éruptions qui n'auraient pas été comptabilisées auparavant. Concernant le taux de volume, on s'aperçoit que, de la même manière que pour les séismes, et parce que la taille des éruptions s'étale sur des échelles logarithmiques (VEI, Volcanic Explositivity Index, défini comme une puissance 10 du volume émis), qu'une grande partie des volumes émis lors d'éruptions sont accommodés par quelques rares très grosses éruptions. Le saut observé au niveau du taux en volume en 1991 (figure 2.1b) correspond à l'éruption du Pinatubo, Philippines. Le volume émis par cette seule éruption est supérieur

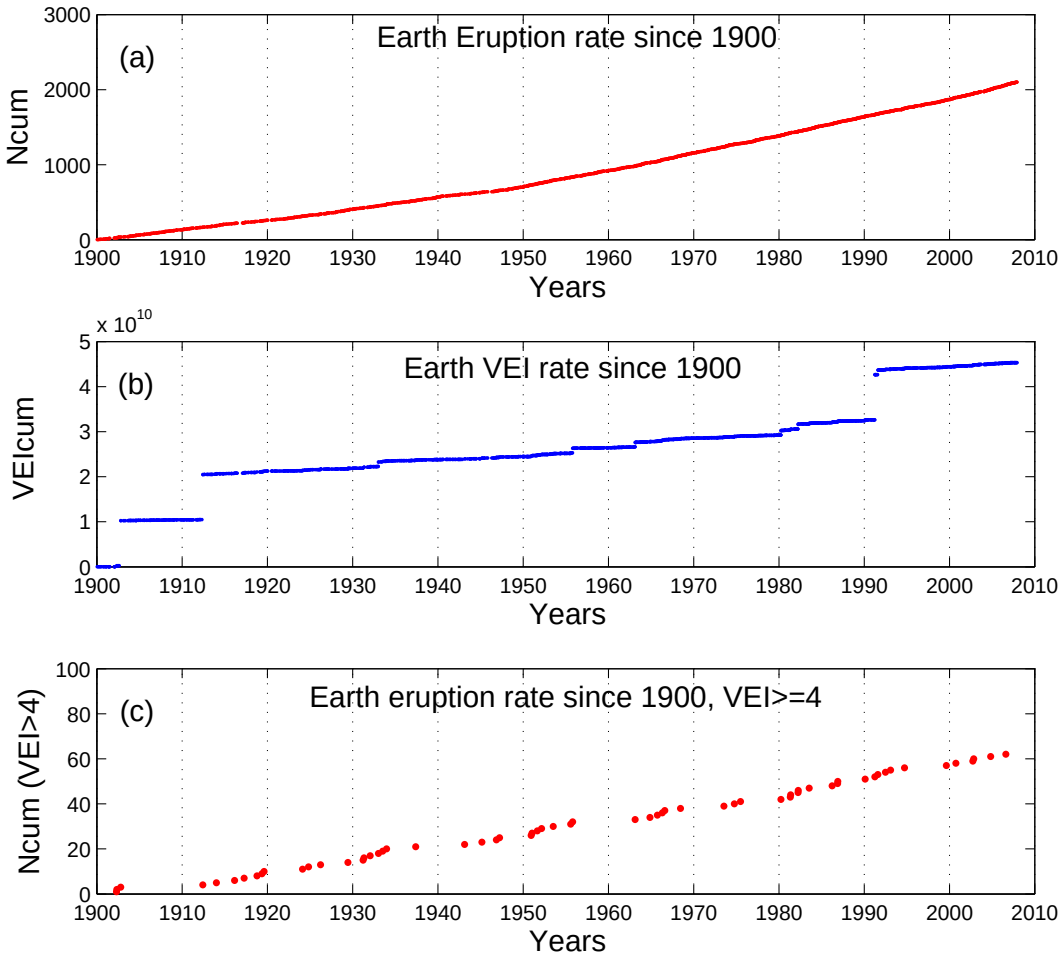


FIGURE 2.1 – (a) Evolution du nombre cumulatif d'éruptions à l'échelle mondiale, depuis 1900. (b) Evolution du cumul des volumes éruptifs (VEI), (c) Evolution du taux d'éruption en ne considérant que les éruptions de VEI>4.

aux volumes cumulés de toutes les éruptions pendant 30 ans. Le taux d'éruption à l'échelle terrestre paraît uniforme, parce que l'on a une densité d'éruption beaucoup plus importante en temps que sur un seul volcan. Cependant si l'on zoom sur une petite période de temps, ou que l'on choisit de regarder uniquement les gros événements (VEI>4), le taux d'éruption apparaît moins uniforme (figure 2.1c). Pour tester l'uniformité du taux d'éruption pour les gros événements (VEI>4), nous avons regardé la distribution temporelle d'évènements dont les dates d'occurrence sont tirées aléatoirement dans une distribution uniforme sur la période 1900-2009. Lorsque l'on regarde le taux d'éruption pour les évé-

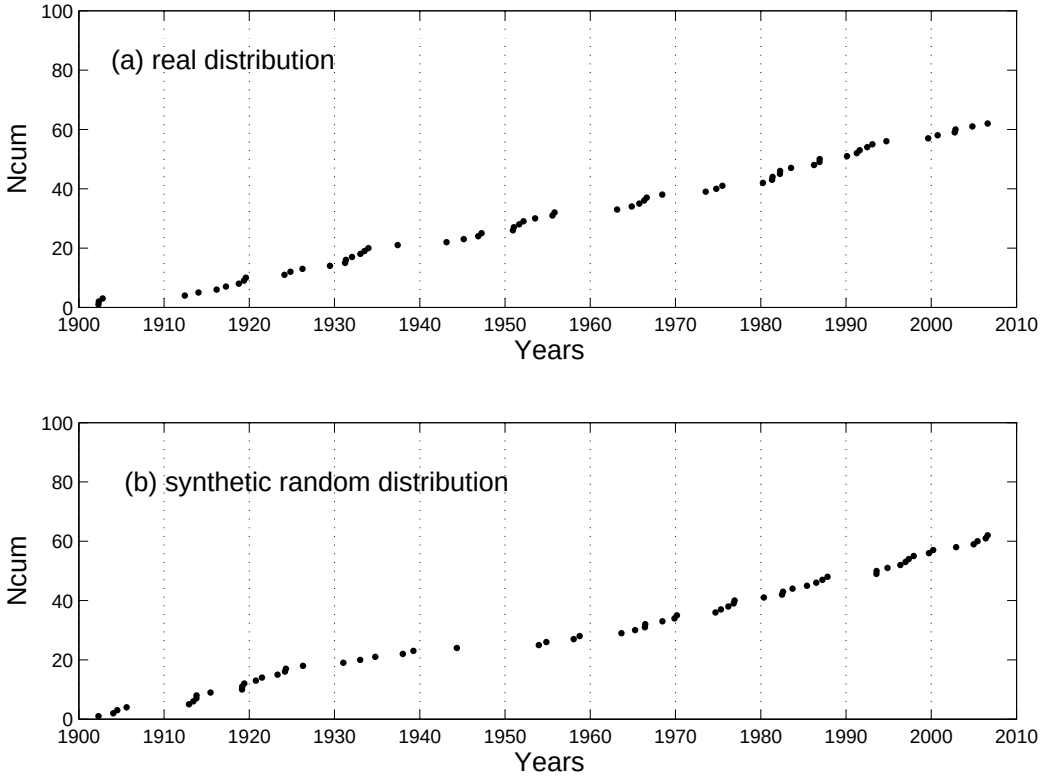


FIGURE 2.2 – Taux d'éruption des éruptions VEI>4 i) du catalogue réel (graphe du haut), ii) en tirant au hasard des dates d'éruption dans une distribution uniforme (graphe du bas).

nements de VEI>4, on s'aperçoit que le taux ne parait pas aussi constant que lorsque que

l'on s'intéressait à l'ensemble des éruptions. On distingue des périodes où les éruptions se concentrent, d'autres où l'activité mondiale est plus calme. Cependant, lorsque l'on tire aléatoirement un nombre d'événements identique à celui du catalogue réel (67 éruptions de VEI>4) dans une distribution uniforme en regardant l'évolution du nombre cumulatif d'événements (figure 2.2a), la distribution temporelle des occurrences d'événement n'apparait pas plus régulière que pour les tirages aléatoires (figure 2.2b). Les variations observées dans le taux d'éruption de VEI>4 peut donc être la réalisation d'une distribution uniforme des occurrences des événements. Ce point sera quantifié dans la suite par une analyse plus précise des temps inter-éruptifs.

Concernant la taille des éruptions, nous avons regardé le nombre d'éruptions du catalogue dans chaque classe de VEI. La figure 2.3 illustre la répartition des tailles des événements en loi exponentielle. pour les VEI>2, de façon similaire à loi de Gutemberg Richter [Gutenberg and Richter, 1944] définie pour les séismes. En dessous de ce seuil, on est sans doute touché par l'incomplétude du catalogue, lié par exemple à une taille limite de la distance des zones de stockage de magma jusqu'à la surface. Une intrusion qui n'arrive pas en surface relève de la même physique qu'une éruption, mais n'arrivant pas à la surface, elle n'est pas comptabilisé dans les catalogues d'éruption, engendrant un départ de la loi de Gutemberg-Richter pour les petites événements [Lahaie and Grasso, 1998].

2.1.2 Données du Piton de la Fournaise

Le catalogue utilisé pour le Piton de la Fournaise est issu des données de l'Observatoire Volcanologique du piton de la Fournaise (IPGP). Nous avons considéré les éruptions entre 1977 et aujourd'hui.

Pour le cas d'un volcan unique, le Piton de la Fournaise, le taux d'éruption semble plus variable que dans le cas des éruptions mondiales, avec des périodes d'activité et

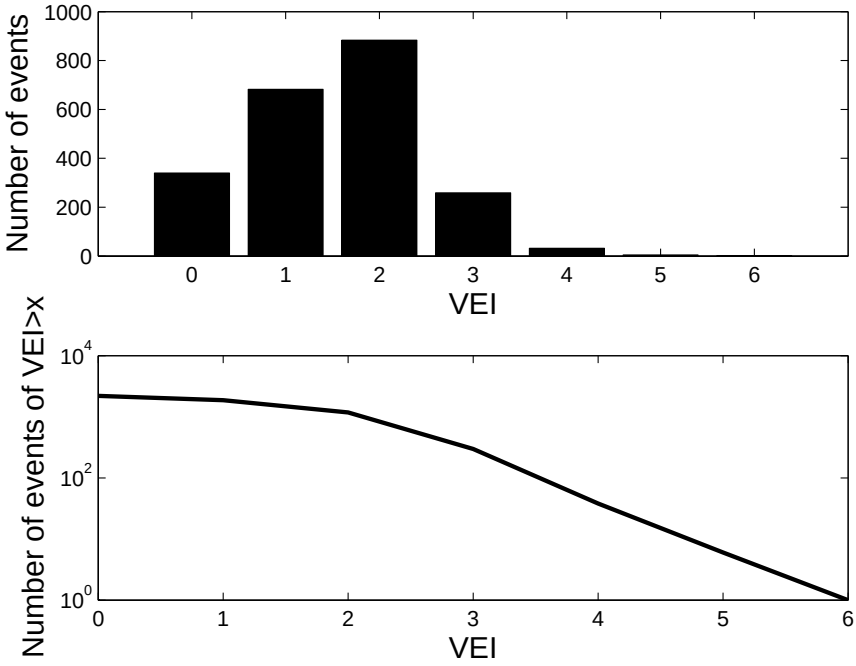


FIGURE 2.3 – Graphe du haut : distribution de la taille des éruptions, suivant le VEI (Volcanic Explositivty Index). Graphe du bas : nombre d'événements en cumulatif N(VEI>X), représenté en log-normal. Smithsonian Institution catalogue, 1900-2009.

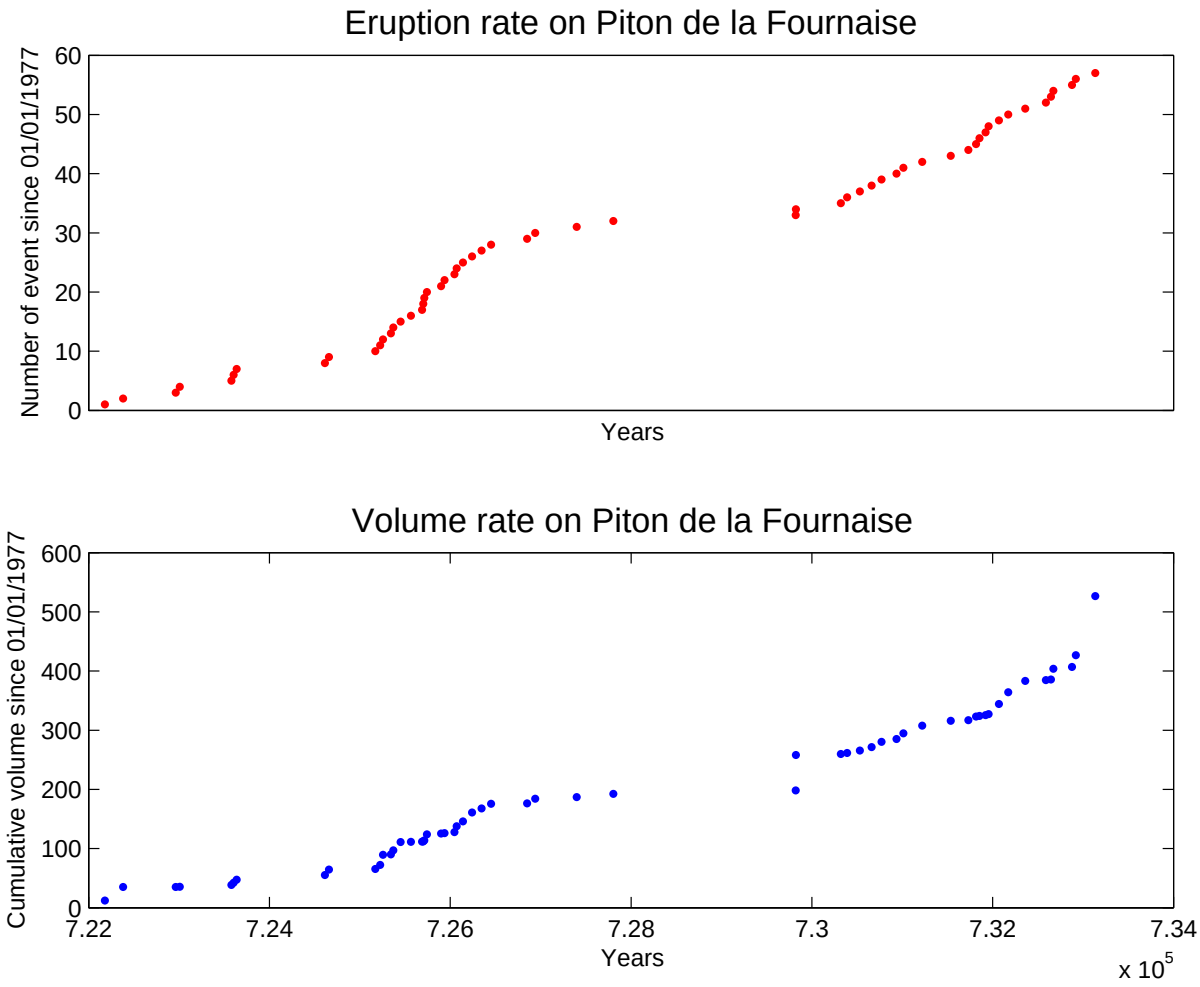


FIGURE 2.4 – Taux d'éruption au Piton de la Fournaise en nombre (graphe supérieur), en volume (graphe inférieur), depuis 1977.

des périodes de repos. De ce point de vue, le comportement éruptif à l'échelle terrestre semble différent de celui d'un seul volcan. Par contre, de la même manière qu'à l'échelle terrestre, une grande partie des volumes émis sont accommodés par quelques rares éruptions. L'éruption d'avril 2007 a produit autant de matériel volcanique que les éruptions cumulées des 5 années précédentes.

De la même façon que pour le catalogue d'éruptions mondiales, nous avons regardé la distribution des volumes émis lors des éruptions au Piton de la Fournaise.

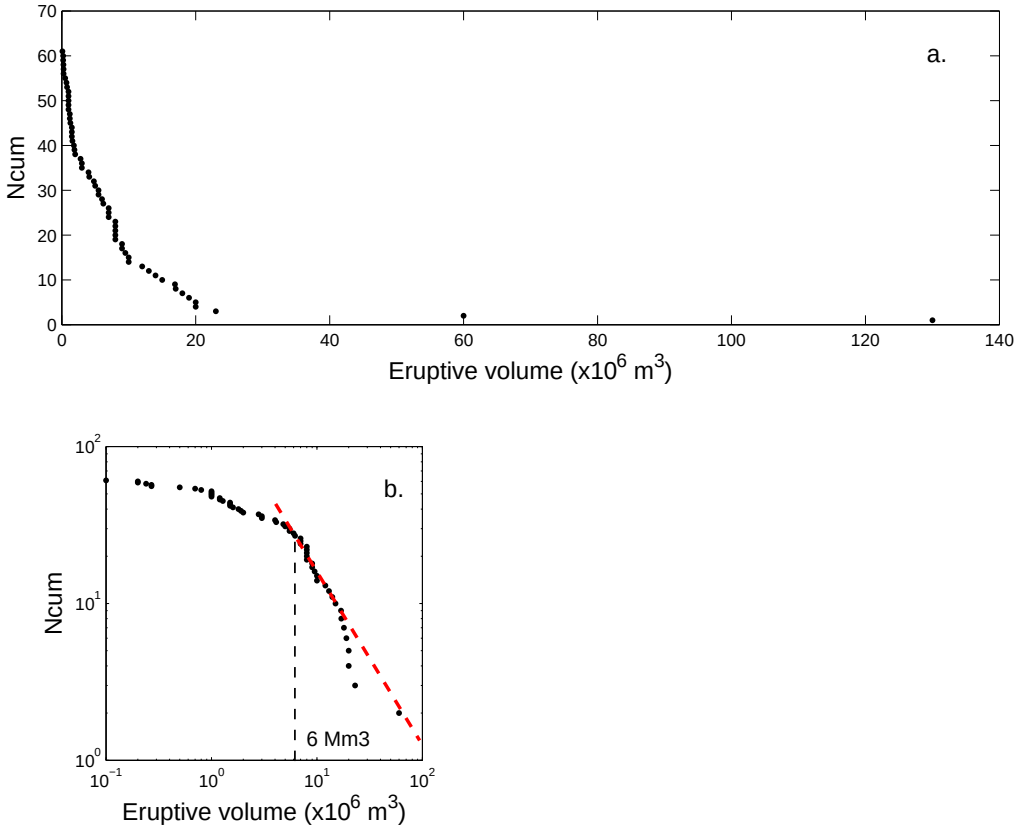


FIGURE 2.5 – Distribution des volumes émis lors des éruptions au Piton de la Fournaise, 1972-2007.

Lorsque l'on représente cette distribution dans un diagramme log-log (figure 2.5), on note qu'il est possible d'identifier une distribution en loi puissance pour les gros volumes.

Si l'on ajuste les gros volumes sur une loi puissance, on trouve un volume limite d'environ $6.10^6 m3$, ce qui est cohérent avec les valeurs trouvées précédemment par Lahaie and Grasso [1998] sur la période 1920-1992.

2.2 Propriétés des mécanismes éruptifs à l'échelle mondiale

2.2.1 Propriétés générales

Cycles éruptifs

Nous avons regardé si, à différentes échelles de temps, il est possible d'observer une saisonnalité dans l'occurrence des éruptions. Mason et al. [2004] ont étudié et observé une saisonnalité, mais la question des influences de certains cycles (marées lunaires, marées terrestre...) sur le déclenchement des séismes ou éruptions reste discutée.

A l'échelle mondiale, en prenant en compte tous les VEI, et sans distinction de localisation géographique, on regarde le nombre d'éruptions qui ont lieu dans chaque mois de l'année. On retrouve qu'il existe effectivement un effet de saisonnalité. Mason et al. [2004] retrouvent globalement la même saisonnalité à partir d'un catalogue issu de la même base de données (Smithsonian Institution) mais sur la période 1700 à aujourd'hui, avec un nombre plus important d'éruptions que la moyenne mensuelle, et sortant d'une distribution uniforme autour de Mars, tandis qu'il y a un nombre moins important d'éruptions que la moyenne (encore une fois hors des distributions uniformes) en Aout. Nous avons testé cette saisonnalité en distinguant différentes classes de VEI. Elle est en fait inexistante pour les VEI>3 mais semble réelle pour les petits $VEI \leq 2$, qui dominent le jeu de donnée en nombre. Cela pourrait s'expliquer par le fait que les petites éruptions mettent en jeu des changements de contrainte plus petits que les grosses éruptions, et donc plus sensibles à des variations externes de contraintes telles que les marées.

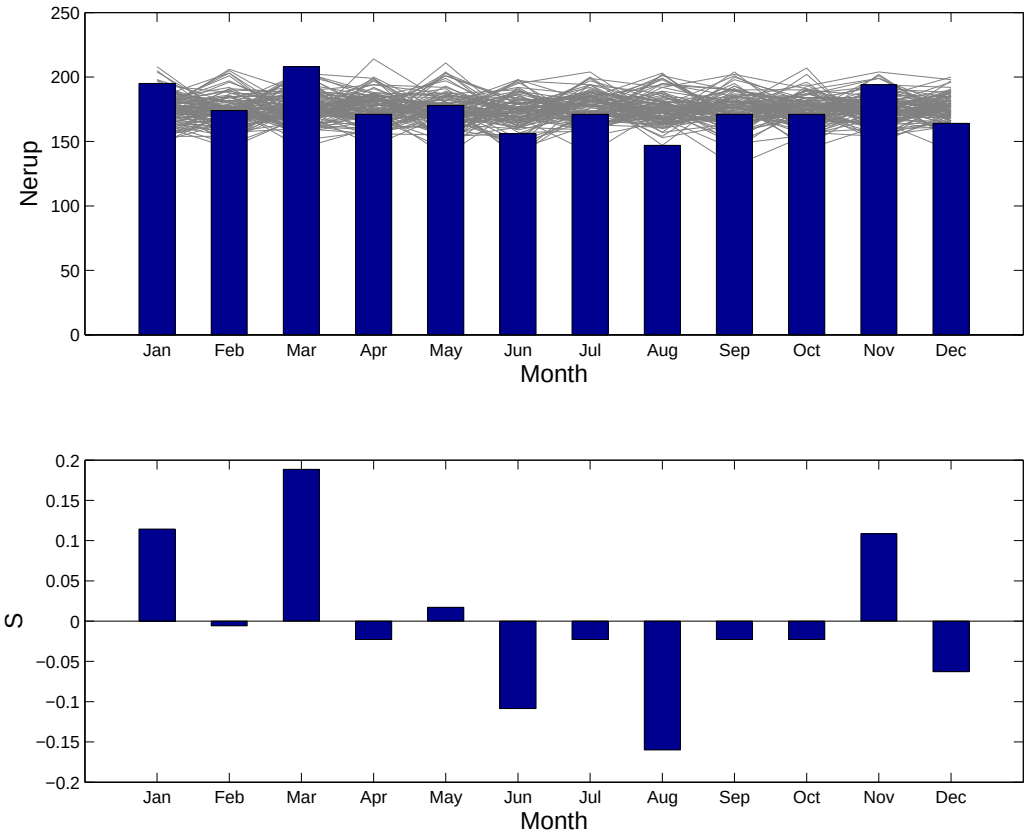


FIGURE 2.6 – Graphe supérieur : distribution du nombre d'éruptions par mois, catalogue mondial, 1900-2009. Les courbes grisées représentent les distributions des événements sur l'année de 100 tirages aléatoires dans une distribution uniforme. Graphe inférieur : représentation de la variation mensuelle du nombre d'éruptions par rapport à la valeur moyenne estimée sur le catalogue global.

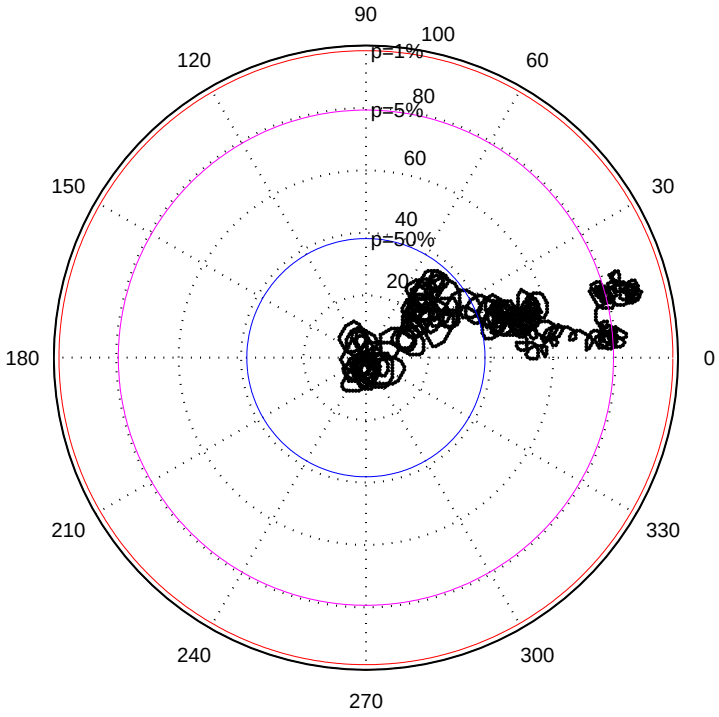


FIGURE 2.7 – Schuster test pour la distribution mensuelle des éruptions.

Le cycle mis en évidence au niveau terrestre a une période d'une année. On ne met pas en évidence de cycles plus petits tels que ceux liés aux marées lunaires semi-diurnes, ou terrestres (15 jours). Cette saisonnalité est donc sans doute liée à un phénomène également périodique à l'année. Mason et al. [2004] proposent que la saisonnalité observée soit expliquée par les transferts de masse d'eau entre hiver et été à l'échelle de la Terre. Il peut alors paraître étonnant que cette saisonnalité se retrouve sans condition sur la localisation géographique, mais cela pourrait être du à la répartition non uniforme des volcans sur terre (il y a plus de volcans, car plus de terres, dans l'hémisphère nord).
Pour tester de façon statistique la non-uniformité de la répartition des éruptions au cours de l'année, nous avons utilisé le test de Schuster. Ce test est basé sur une représentation circulaire des degrés de liberté (ici on répartit sur 360° les 12 mois de l'année, (1) représentant le mois de Janvier, jusqu'à (12) pour Décembre). Chaque éruption peut alors être représentée par un petit vecteur unitaire dans la direction du mois où a eu lieu l'éruption. On additionne tous ces petits vecteurs en partant du centre. Dans le cas d'une distribution parfaitement uniforme, on devrait revenir au point origine. Inversement, dans le cas ou les éruptions auraient lieu uniquement sur un mois donné, on observerait un vecteur somme qui aurait pour taille le nombre total d'éruptions dans la direction du mois concerné. Cette représentation permet de voir dans quelle mesure on s'écarte d'une distribution uniforme, en se basant sur des seuils de confiance de différentes valeurs (50, 10, 5%)
Pour le système Terre, le test de Schuster permet de rejeter l'hypothèse d'uniformité de la répartition temporelle des éruptions sur l'année, avec un seuil de confiance de 5%, ce qui confirme la probable saisonnalité des éruptions.

Distribution des temps inter-éruptifs

Pour analyser l'uniformité dans le temps de l'occurrence des éruptions, nous avons calculé la distribution des temps inter-éruptifs, définis comme le laps de temps entre une éruption et la suivante, quelle que soit leur position dans le système Terre. La figure 2.8

montre cette distribution cumulative respectivement en normal (b), en log-normal (c) et en log-log (d) afin de pouvoir identifier un éventuel comportement linéaire, exponentiel ou en loi puissance de la distribution. Une façon d'estimer l'uniformité de la distribution temporelle des événements consiste à mesurer tous les temps inter-éruptifs d'une éruption à la suivante et d'appliquer le test de Poisson décrit notamment par Marzocchi and Zaccarelli [2006]. Le test de Poisson consiste à mesurer le rapport de l'écart-type s sur la moyenne m : $n = \frac{s}{m}$. Si n est proche de 1, le processus est poissonien et la distribution temporelle des événements est uniforme. Si n<1, les temps d'occurrence des événements sont plus réguliers que pour une distribution poissonienne des événements (périodicité). Si n>1, les événements apparaissent clusturisés.

Dans le cas du catalogue mondial, le test de Poisson donne une rapport de l'écart-type sur la moyenne de 1.09, donc très proche de la valeur théorique de 1 correspondant à une distribution poissonienne. Ce résultat tend à montrer qu'il n'y a pas de clusturing des éruptions au niveau mondial, ni de périodicité régulière et marquée.

Répartition spatiale des éruptions

Nous avons regardé la distribution spatiale des volcans actifs sur la période considérée, pour avoir une idée de leur répartition sur la surface de la Terre. La distribution n'est pas homogène et se concentre sur la ceinture de feu autour de l'Océan Pacifique. La distance moyenne entre deux volcans actifs (et pour des éruptions de VEI>2) durant la période 1900-2009 est d'environ 9000km.

2.2.2 Nombre d'éruptions par mois

Nous avons regardé comment se comporte la distribution du nombre d'éruptions contenues dans une durée de 1 mois sur la période 1970-2009. Il s'agit d'une autre approche pour avoir une idée de l'uniformité de l'occurrence des éruptions dans le temps.
On s'aperçoit que la distribution du nombre d'éruptions contenues dans un mois sur la

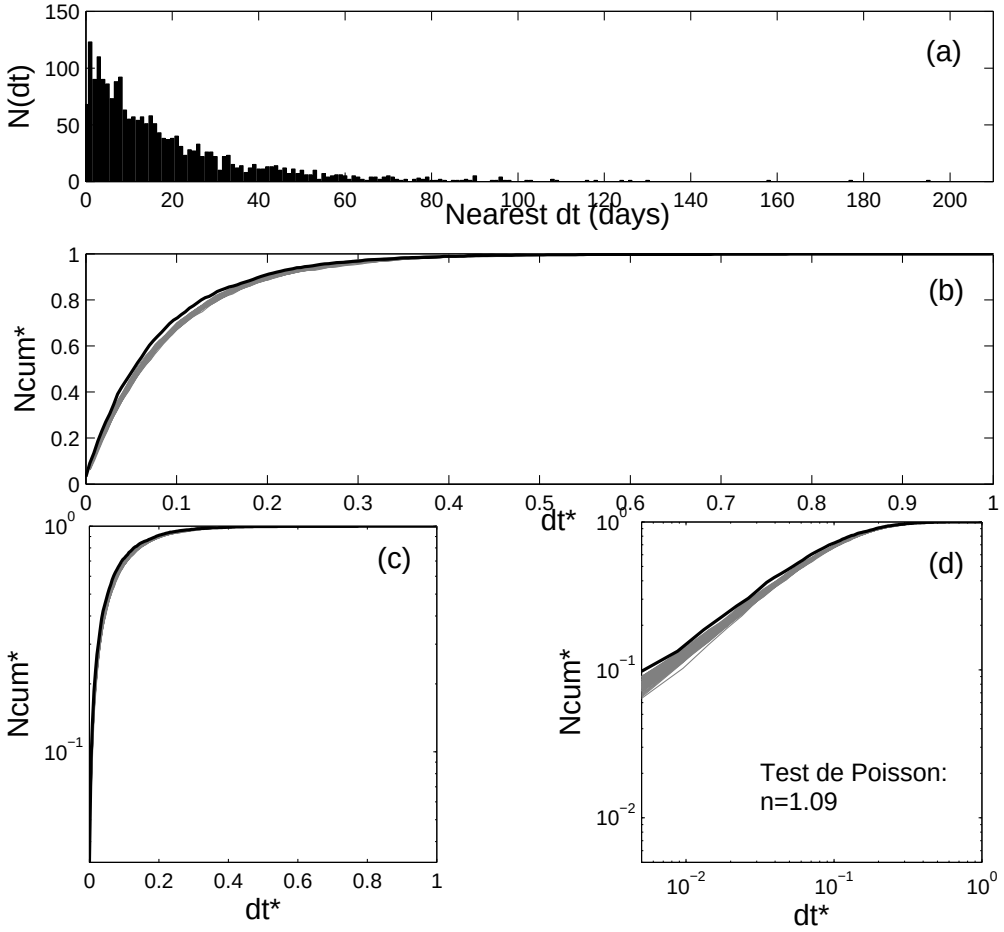


FIGURE 2.8 – (a) Distribution des temps inter-éruptifs à l'échelle mondiale. (b) Distribution cumulative des temps inter-éruptifs représentés en normal. (c) Distribution cumulative des temps inter-éruptifs représentés en log-normal. (d) Distribution cumulative des temps inter-éruptifs représentés en log-log. Le test de Poisson donne n=1.09. Catalogue Smithsonian Institution, 1900-2009.

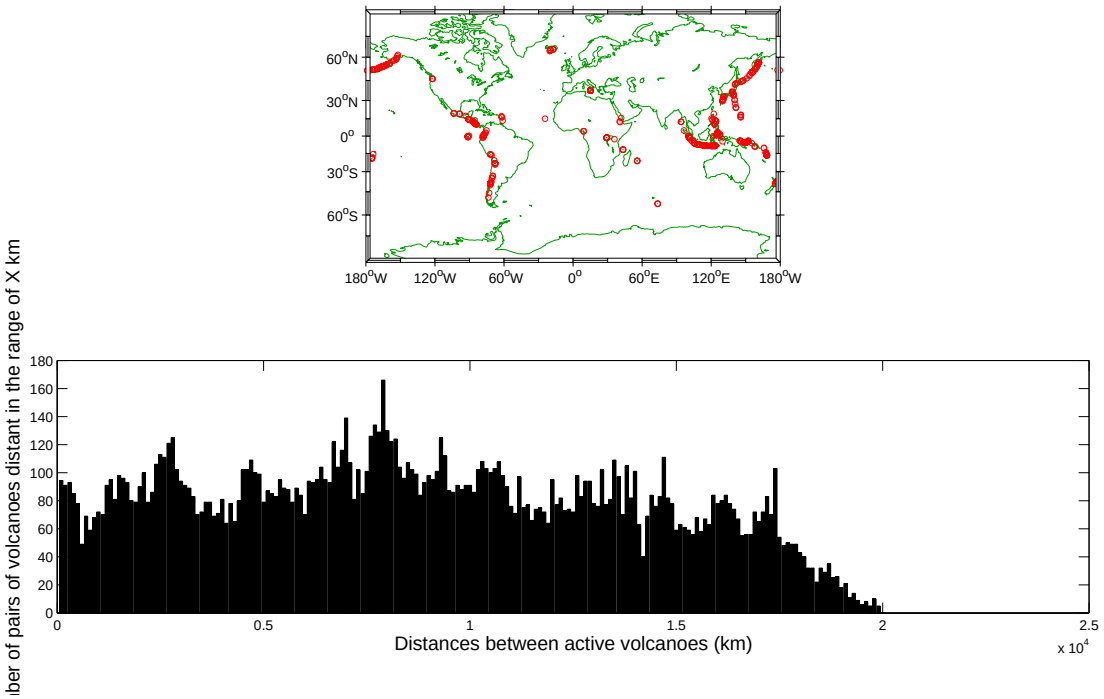


FIGURE 2.9 – Distribution spatiale des volcans actifs dans le monde, 1900-2009, $VEI \geq 2$. $N_{volcanoes}$ correspond au nombre de paires de volcans pour lesquelles la distance entre les deux édifices est égale à la valeur en abscisse. A l'échelle terrestre, la distance moyenne entre deux volcans actifs est de 9000 km.

période 1970 à 2009 semble suivre une décroissance en loi exponentielle pour les VEI>2 (figure 2.10). Le maximum de la distribution observé lorsque X vaut 2 correspond au fait que le taux moyen d'éruptions sur la période considérée est de l'ordre de 2 éruptions par mois (2300 éruptions sur 110 ans soit 1320 mois). Par ailleurs, la comparaison avec des catalogues d'évènements tirés aléatoirement dans une distribution uniforme confirme la tendance à l'uniformité du catalogue réel puisque la courbe noire du catalogue réelle reste incluse dans les fluctuations des cent catalogues uniformes.

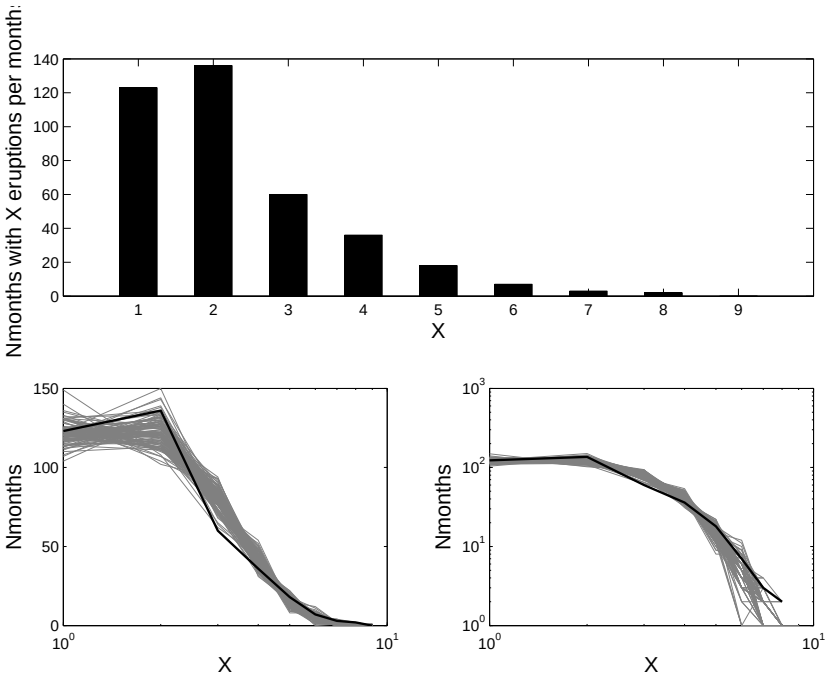


FIGURE 2.10 – Distribution des mois comportant X éruptions, en normal, lognormal et loglog respectivement (courbes noires). Les courbes grisées représentent les mêmes distributions pour 100 tirages aléatoire d'occurrence d'éruption tirés dans une distribution uniforme.

2.2.3 Nombre d'éruptions par volcan

Quand on regarde la distribution du nombre d'éruptions par volcan sur la période 1950-2007, on trouve une distribution en loi puissance (figure 2.11) :

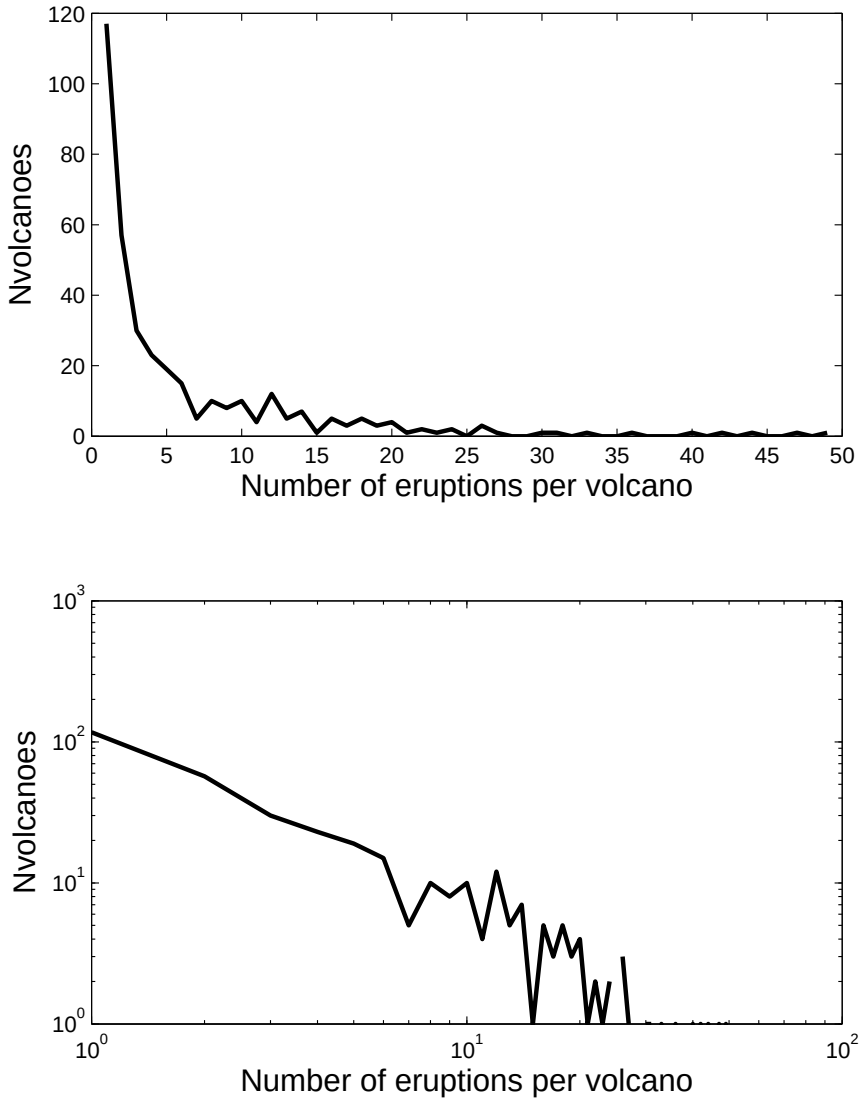


FIGURE 2.11 – $N_{volcanoes}$ est le nombre de volcans présentant X éruptions sur la période considérée, représenté en coordonnées normales (graphe supérieur) et en coordonnées loglog (graphe inférieur).

Pour tenter de comprendre d'où provient cette distribution en loi puissance, nous nous sommes intéressés :
- à la distribution des temps inter-éruptifs moyens de chaque volcan (figures 2.12 et 2.13)
- au stack des distributions de temps inter-éruptifs pour chaque volcan (figure 2.14)

Temps inter-éruptifs moyens

Pour calculer les temps inter-éruptifs moyens, nous avons considéré, pour chaque volcan, la série des temps entre éruptions consécutives. Cependant, nous nous sommes heurté au fait que la première éruption d'une série éruptive pour un volcan ne correspond pas au premier jour de la période considérée pour l'étude (1950-2009), et réciproquement la dernière éruption ne correspond pas au dernier jour de la période considérée. Il y a donc des effets de bords qui peuvent perturber fortement la valeur moyenne du temps inter-éruptif, surtout pour les volcans présentant peu d'éruptions.
En faisant abstraction de ces effets de bord, la distribution des temps inter-éruptifs moyens suit une loi exponentielle, comme l'indique la courbe relativement linéaire de la distribution en représentation log-normale (figure 2.12, graphe du milieu).
Pour essayer de prendre en compte les effets de bords, nous avons considéré qu'il y avait, pour chaque volcan, des éruptions aux bords de la période considérées (1950-2009). En opérant ainsi, la distribution des temps inter-éruptifs apparaît linéaire (figure 2.13). Cela correspond donc à une distribution régulièrement répartie des temps inter-éruptifs moyens sur l'ensemble des volcans.

Sommation des distributions des temps inter-éruptifs pour chaque volcan

Comme nous l'avons vu précédemment, la majorité des volcans présente un nombre total d'éruptions sur la période considérée inférieur à 5 (voir figure 2.11). L'étude de la

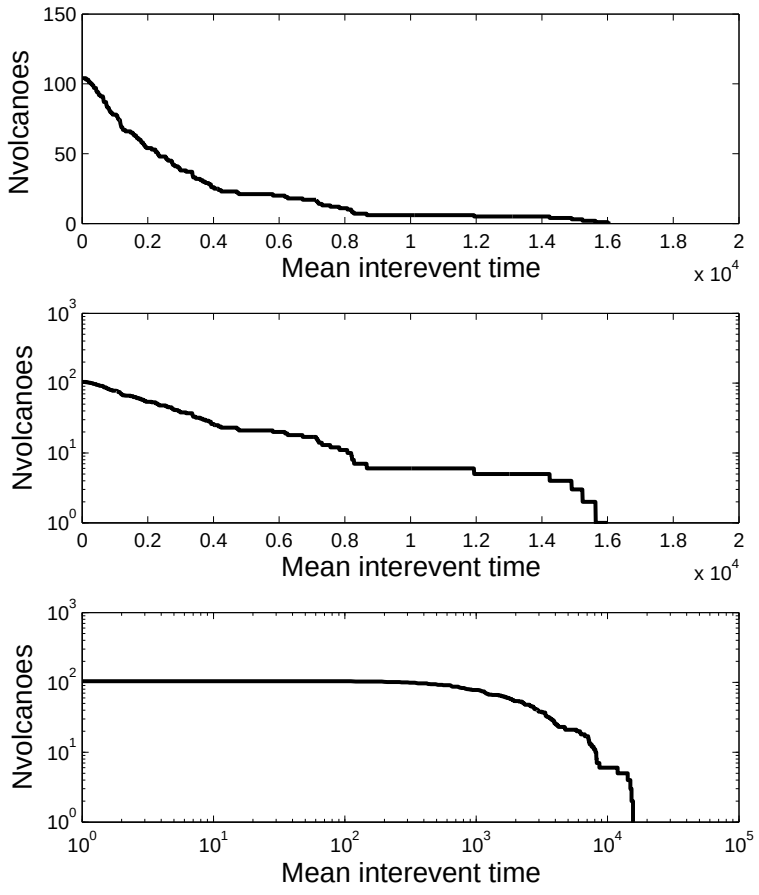


FIGURE 2.12 – Distribution des temps inter-éruptifs moyens de chaque volcan respectivement en normal, log-normal et loglog, sans prendre en compte les effets de bords. $N_{volcanoes}$ est le nombre de volcans présentant un temps inter-éruptif moyen X.

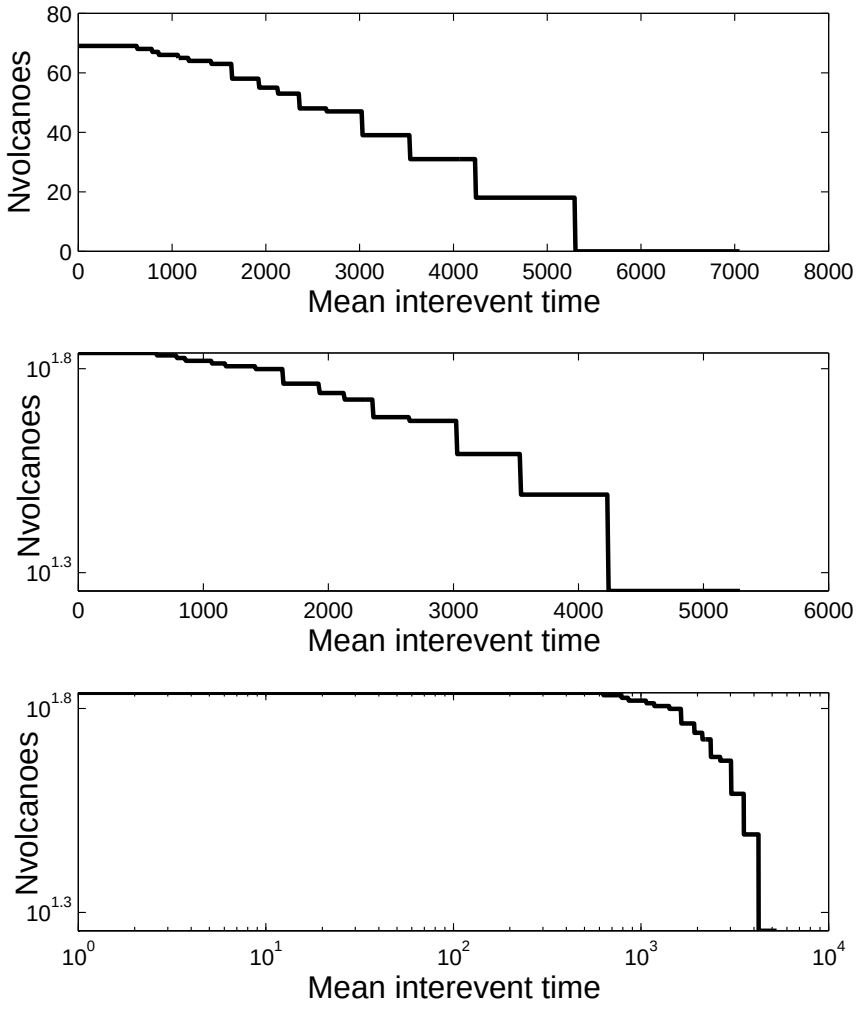


FIGURE 2.13 – Distribution des temps inter-éruptifs moyens de chaque volcan respectivement en normal, log-normal et loglog, en prenant en compte les effets de bords. $N_{volcanoes}$ est le nombre de volcans présentant un temps inter-éruptif moyen X.

distribution dans le cas de volcans individuels est donc limitée par le peu de réalisations permettant de construire la distribution. C'est pourquoi nous nous sommes intéressés à une analyse de la distribution des temps inter-eruptifs en sommant les distributions individuelles de chaque volcan, de façon a faire émerger l'information masquée par la trop courte échelle de temps à laquelle on regarde les données. Lorsque l'on regarde le stack de la distribution des temps inter-éruptifs (entre deux éruptions consécutives sur un même volcan) pour tous les volcans du catalogue, on observe une fois encore une distribution en loi puissance (figure 2.14).

Pour comprendre l'émergence de cette loi puissance, nous avons réalisé quelques tests synthétiques à partir d'hypothèses pouvant conduire à l'apparition de la loi puissance pour les temps inter-éruptifs.

Tests synthétiques pour déterminer l'origine de la distribution en loi puissance des temps inter-éruptifs par volcan.

Nous voulons tester l'hypothèse suivant laquelle la distribution en loi puissance des temps inter-éruptifs par volcan peut dériver directement de la propriété d'uniformité de la distribution du temps inter-éruptif moyen. Pour cela, nous avons créé une distribution synthétique de temps inter-éruptifs moyens sur 362 volcans, tirés aléatoirement à partir d'une distribution uniforme, bornée entre 700 et 5500 jours, ce qui correspond aux bornes trouvées sur les données réelles (figure 2.13). A partir de cette distribution, nous avons calculé le nombre d'éruptions par volcan correspondant, et la distribution de ce nombre d'éruptions par volcan. Avec cette seule hypothèse de départ d'une distribution uniforme des temps-inter-éruptifs moyens, on retrouve bien une distribution du nombre d'éruptions par volcan qui suit une loi puissance très similaire aux données réelles (figure 2.15 à comparer à la figure 2.11).

Donc la distribution uniforme (répartie de façon linéaire) des temps inter-éruptifs moyens est suffisante à expliquer la distribution en loi puissance du nombre d'éruptions

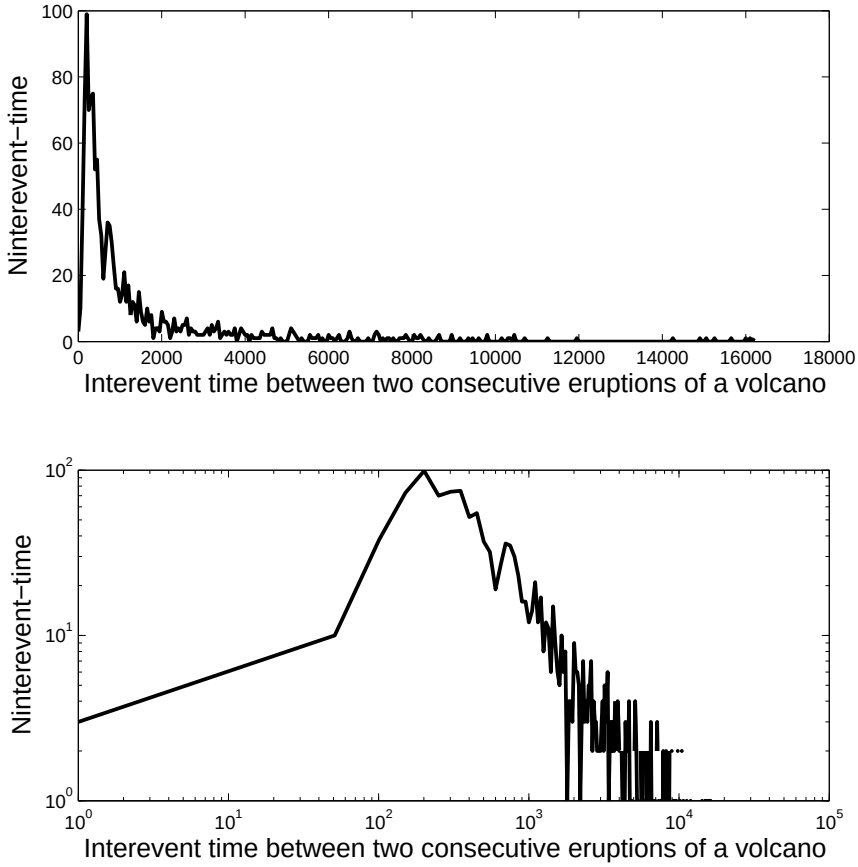


FIGURE 2.14 – Stack des distributions de temps inter-éruptifs pour chaque volcan pris individuellement. $N_{interevent-time}$ est la somme du nombre de temps inter-éruptifs prenant la valeur X pour l'ensemble des volcans.

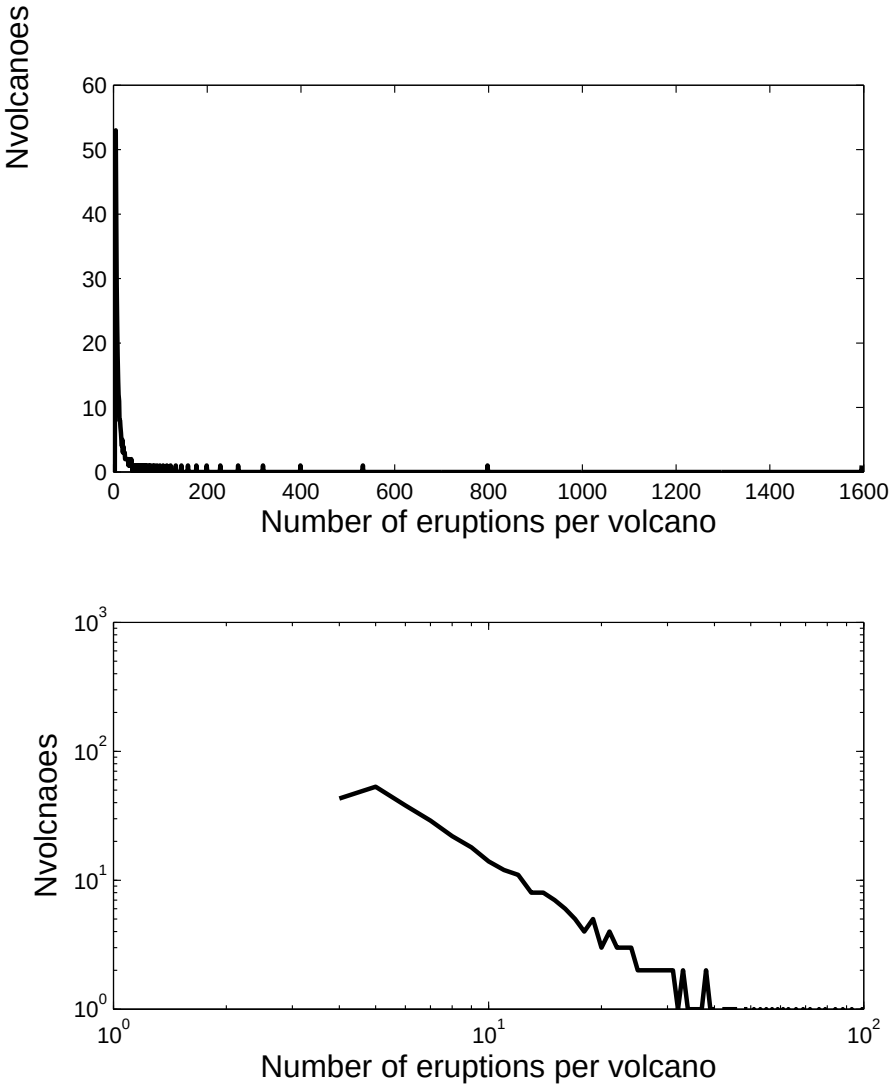


FIGURE 2.15 – Nombre d'éruptions par volcans, résultat des tests synthétiques réalisés à partir d'une distribution uniforme des temps inter-éruptifs moyens sur les différents volcans.

par volcan.

Etant donné l'incertitude de la distribution uniforme des temps inter-éruptifs moyens, due au biais introduit par la prise en compte des effets de bords, nous avons voulu testé également les implications d'une distribution du temps inter-éruptif moyen des volcans en loi exponentielle, comme c'est le cas lorsque l'on ne prend pas en compte les effets de bords (figure 2.12). Pour cela, nous avons créé une distribution synthétique de temps inter-éruptifs suivant une loi exponentielle, en utilisant 362 volcans. A partir de cette distribution nous pouvons calculer le nombre d'éruptions par volcan et la distribution qui en résulte (figure 2.16) :

On ne retrouve pas de distribution en loi puissance des temps inter-éruptifs. Il manque soit des volcans présentant un petit nombre d'éruptions, soit des grands temps inter-éruptifs moyens. Cela montre que la distribution uniforme des temps inter-éruptifs est peut-être nécessaire pour obtenir une distribution en loi puissance du nombre d'événements par volcan.
Pour résoudre tout à fait l'incertitude lié à ce biais des effets de bord, il faudrait travailler uniquement sur des volcans présentant un grand nombre d'éruptions, et sur une période beaucoup plus longue, ce qui aurait tendance à réduire les effets de bords.

2.2.4 Modèles de prédiction

Nous nous sommes intéressés à la caractérisation de l'occurrence des éruptions sur un volcan dans les modèles de prédiction en temps ou en taille (modèles "time predictable" et "size predictable" définis pour les failles tectoniques). Dans le modèle "size predictable", il est possible de prédire la taille du prochain séisme par une relation linéaire avec le temps écoulé depuis le séisme précédent. La représentation de la taille des éruptions en fonction du temps à la dernière éruption (graphe supérieur) devrait alors suivre une tendance linéaire. Dans le modèle "time predictable", il est possible de prédire la date d'occurrence du prochain séisme par une relation linéaire avec le la taille du séisme précédent. Cette

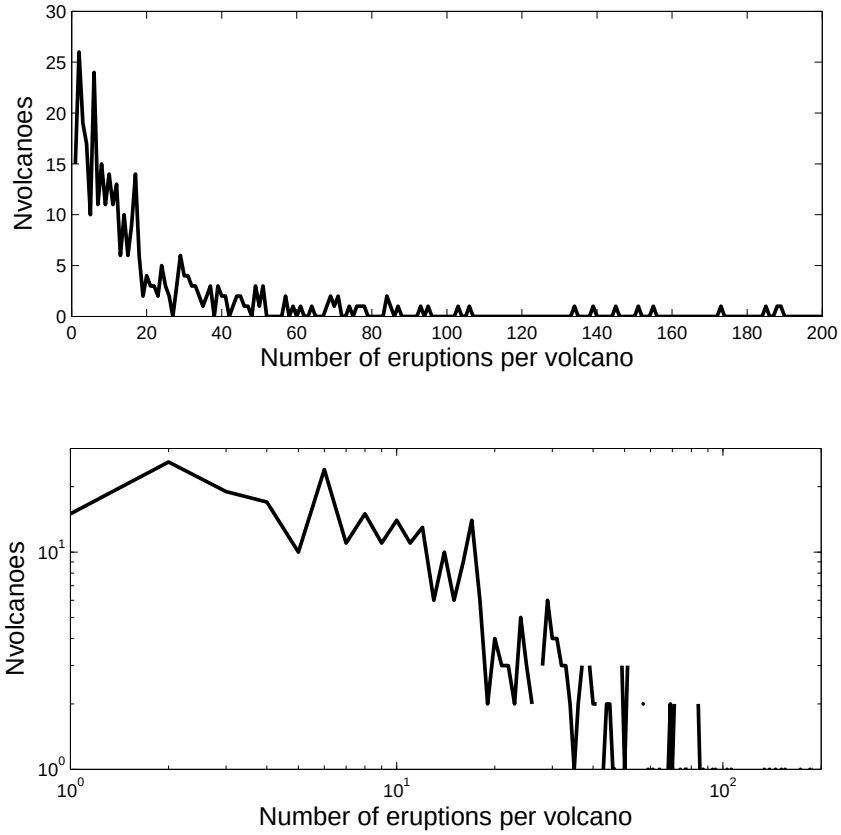


FIGURE 2.16 – Nombre d'éruptions par volcans, résultat des tests synthétiques réalisés à partir d'une distribution des temps inter-éruptifs moyens sur les différents volcans suivant une loi exponentielle.

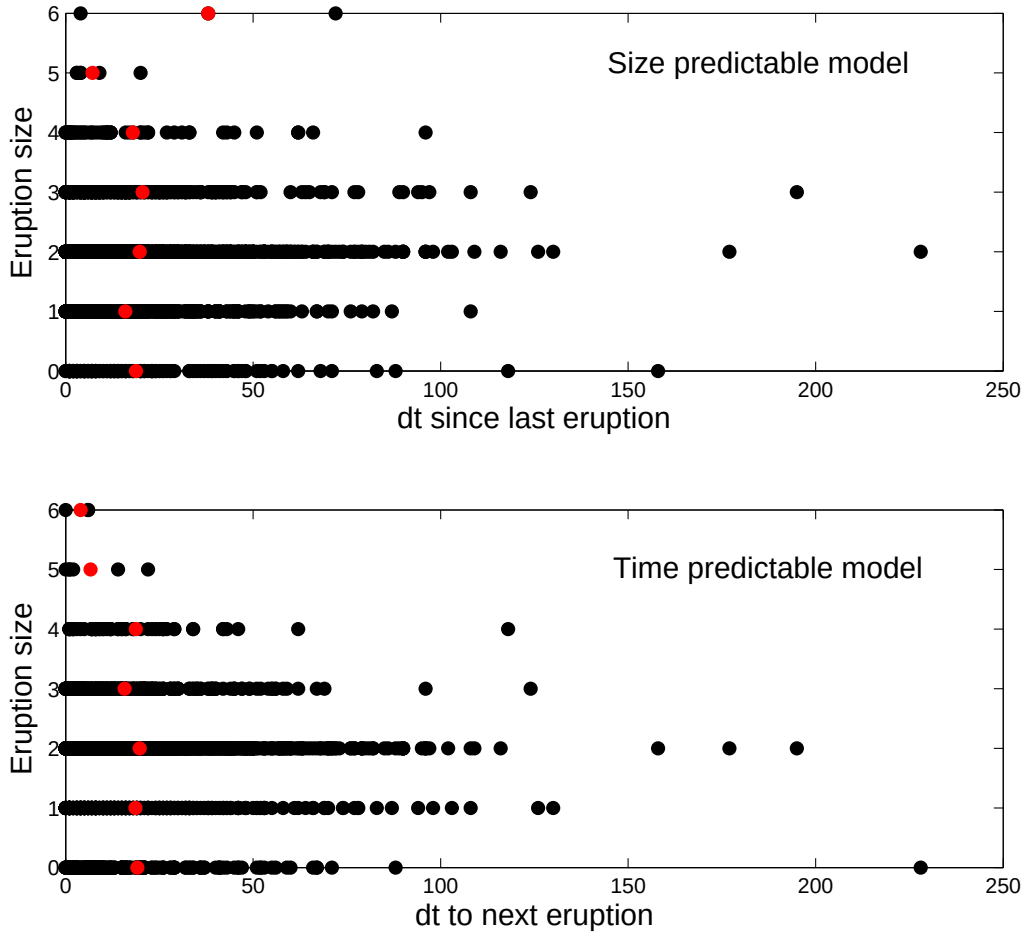


FIGURE 2.17 – Représentation de la taille des éruptions en fonction des temps inter-éruptifs soit à l'éruption précédente (modèle "size predictable", graphe supérieur), soit à l'éruption suivante (modèle "time predictable", graphe inférieur). La taille des éruptions est représentée par leur VEI. Les points rouges indiquent les temps inter-éruptifs moyens pour chaque classe de VEI.

fois, c'est donc la représentation de la taille des éruptions en fonction du temps à la prochaine éruption (graphe supérieur) qui devrait suivre une tendance linéaire. Dans le cas des éruptions (figure 2.17), l'absence de relation linéaire entre taille des éruptions et les temps inter-éruptifs à l'éruption précédente ou suivante, montre que l'on se situe très loin de ces modèles.

Pour chaque classe de VEI, nous avons représenté en rouge sur la figure 2.17 le temps moyen à l'éruption précédente ou suivante. On s'aperçoit que celui-ci est quasiment constant quelle que soit la classe de VEI.

2.3 Propriété des mécanismes éruptifs à l'échelle d'un volcan : exemple du Piton de la Fournaise

2.3.1 Propriétés générales

Les cycles éruptifs

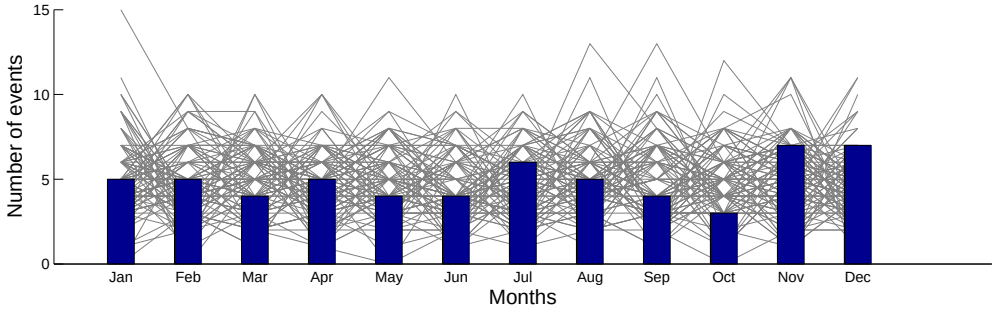


FIGURE 2.18 – Nombre d'éruptions ayant eu lieu pour les différents mois de l'année, sur la période 1972-2007 au Piton de la Fournaise. Les courbes grises représentent les distributions obtenues pour 100 tirages aléatoires de dates d'éruptions.

De la même façon que pour le système Terre, nous avons calculé la distribution des éruptions du Piton de la Fournaise sur les différents mois de l'année (figure 2.18). Pour tester l'uniformité de cette distribution, nous avons également calculé la distribution sur

douze mois de 100 catalogues synthétiques dont l'occurrence des événements est tirée de façon aléatoire dans une distribution uniforme. Contrairement à ce qui avait été vu pour le système Terre dans sa globalité, il ne semble pas y avoir d'effet de saisonnalité au Piton de la Fournaise, les valeurs mensuelles étant comprises dans les fluctuations des distributions uniformes aléatoires.

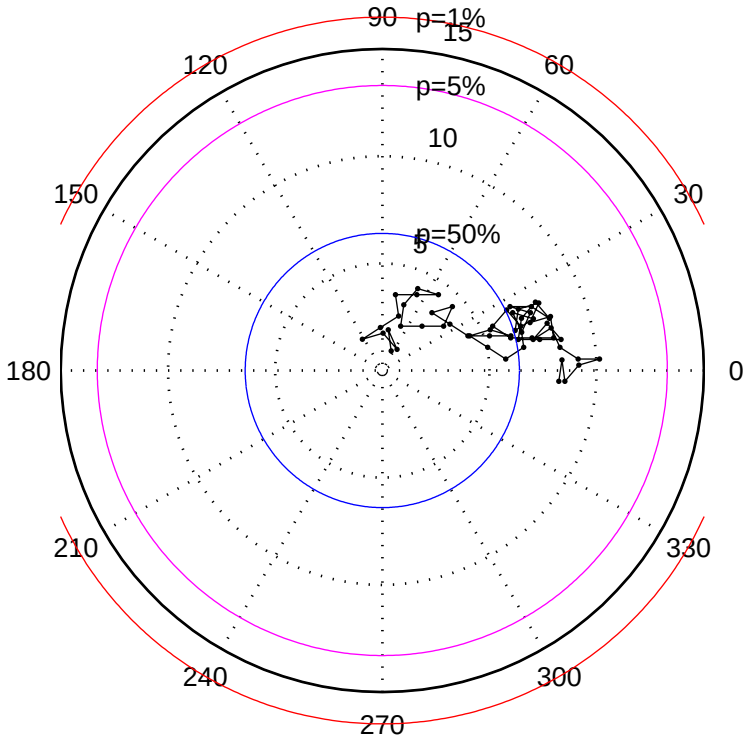


FIGURE 2.19 – Schuster test. Le résultat montre qu'il n'y a pas de mois préférentiel pour l'occurrence des éruptions.

Une autre façon de tester l'uniformité de la répartition des éruptions sur les différents mois de l'année, est d'appliquer le test de Schuster. Dans le cas de la saisonnalité, ce test ne permet pas de rejeter l'hypothèse d'uniformité avec un seuil de confiance meilleur que 50% (figure 2.19).

Temps inter-éruptif

De la même façon que pour le système Terre, nous avons testé l'occurrence uniforme des éruptions sur la période considérée (1972-2007) en calculant la distribution des temps inter-éruptifs et en appliquant le test de Poisson. Le résultat du test de Poisson au Piton de la Fournaise (n=1,53>1) montre que la distribution des temps inter-éruptifs s'écarte d'une distribution uniforme et présente des événements clusturisés en temps. Cela marque une différence notable avec le système Terre qui montrait une distribution temporelle uniforme des éruptions.

2.3.2 Modèles de prédiction

Comme nous l'avons vu dans la première partie, il est difficile d'associer un modèle time predictable ou size predictable à la série temporelle d'éruptions dans le cas du système Terre. On peut se demander si cette propriété se vérifie à l'échelle d'un unique volcan. Nous avons également testé l'influence de la taille des éruptions en divisant les éruptions en gros volumes ($V > 6.10^6\ m^3$) et petits volumes ($V < 6.10^6\ m^3$) à partir du volume critique pour lequel la loi puissance de la distribution de la taille des éruptions apparaît (figure 2.21, graphe supérieur). Pour quantifier éventuellement la meilleure adéquation de l'un des deux modèles à l'occurrence des éruptions, nous avons calculé le rapport $\frac{Dt}{Volume}$. Dans les cas d'un modèle "time predictable", $r_{next} = \frac{Dt_{next}}{Volume}$ est constant, avec Dt_{next} le temps à l'éruption suivante. Dans le cas d'un modèle "size predictable", $r_{last} = \frac{Dt_{last}}{Volume}$ est constant, avec Dt_{last} le temps à l'éruption précédente. A partir de ces rapports, nous avons calculé la déviation standard $s = std(r)$ divisée par la moyenne $m = mean(r)$, ce qui donne une idée du degré de regroupement des points autour de leur moyenne. Si les points étaient tous parfaitement alignées sur leur moyenne (modèle time ou size predictable), on aurait un rapport égal à 0. Donc plus on se rapproche de la valeur nulle plus le modèle se rapproche de la donnée. Les rapports $\frac{s}{m}$ obtenus pour les deux modèles (et en distinguant

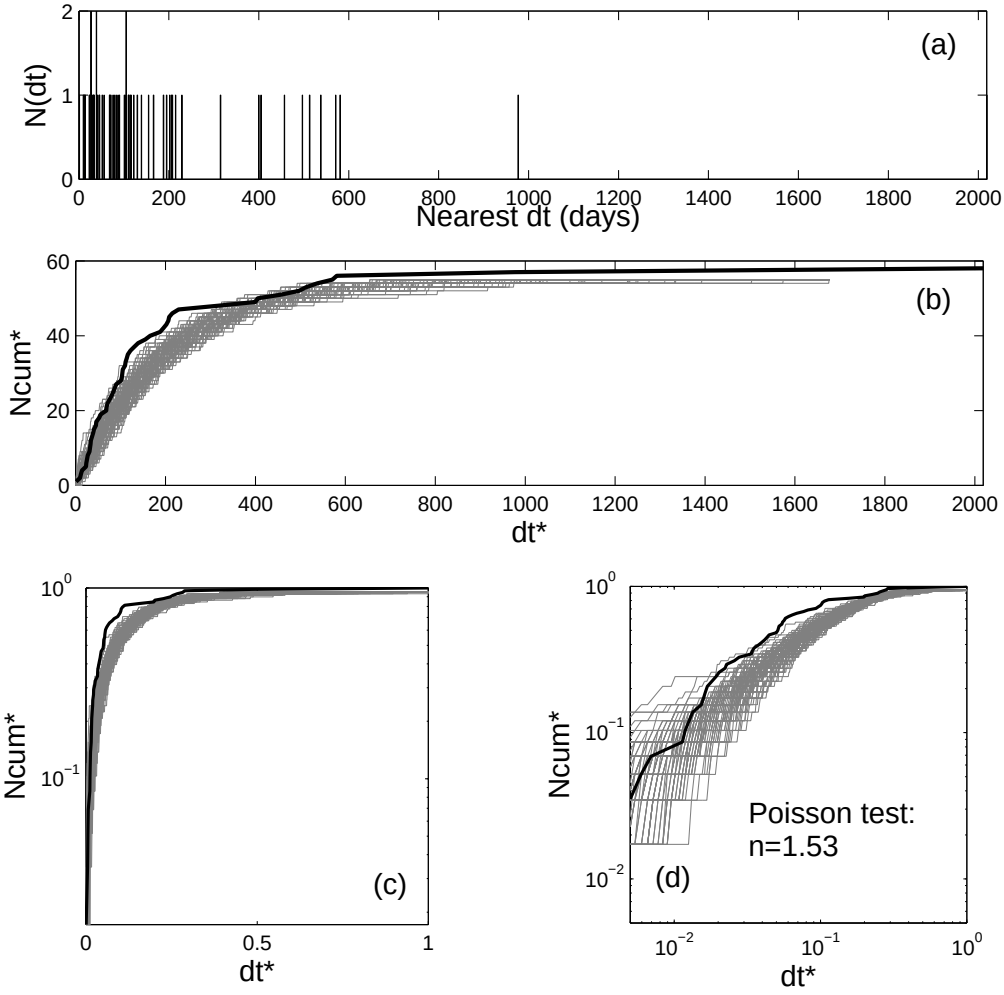


FIGURE 2.20 – (a) Distribution des temps inter-éruptifs au Piton de la Fournaise, 1972-2007. (b) Distribution cumulative des temps inter-éruptifs représentée en normal. (c) Distribution cumulative des temps inter-éruptifs représentée en log-normal. (d) Distribution cumulative des temps inter-éruptifs représentée en log-log. Le test de Poisson donne n=1.53.

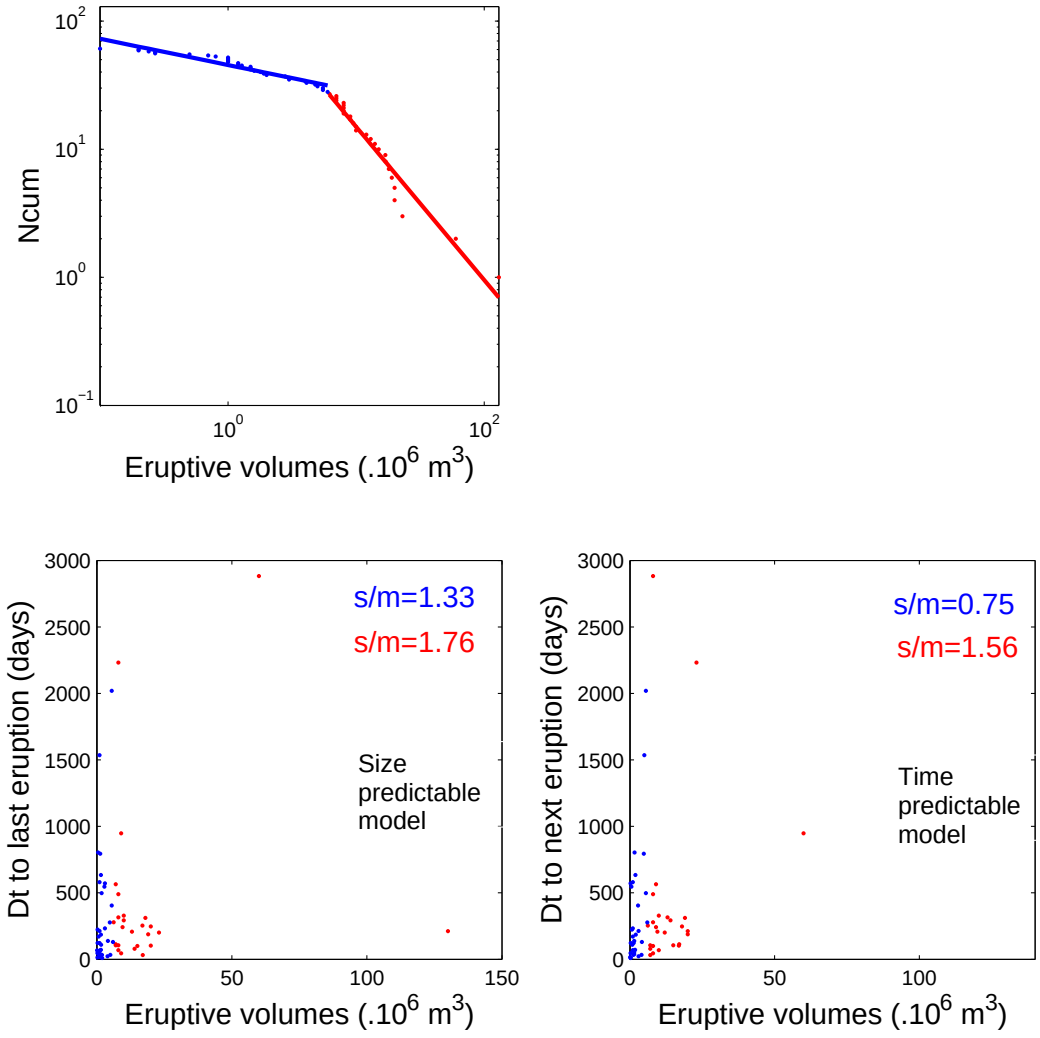


FIGURE 2.21 – Test des différents modèles de prédiction ("time predictable" ou "size predictable"). Le graphe supérieur représente la distribution des volumes éruptifs au Piton de la Fournaise. Les graphes inférieurs représentent respectivement le temps à l'éruption précédente ou suivante en fonction de la taille des éruptions

petits et grands volumes éruptifs) permettent d'estimer que le modèle "time predictable" est plus proche des données du Piton que le modèle "size predictable", et que ce résultat se vérifie à la fois pour les petits et les grands volumes.

2.4 Conclusion

A l'échelle mondiale, en considérant la Terre comme un macro-volcan, les fluctuations des tailles des éruptions sont décrites par une loi puissance à partir d'une base de donnée mondiale (1366 éruptions sur la période 1973-2009). Dans le domaine temporel, on observe un faible clusturing des temps inter-éruptifs mesuré comme un petit écart par rapport à une distribution uniforme. Ces motifs sont stables lorsque l'on conditionne les temps d'éruption à une certaine taille d'éruption. Il est à noter qu'il y a un net écart des taux d'éruptions par mois par rapport à une distribution uniforme au niveau mondial (sur la période 1973-2009, pour les éruptions de VEI$<$3). Cela correspond à un motif annuel qui a été mis en évidence précédemment par Mason et al. [2004]. La distribution du nombre de mois qui contiennent un nombre donné d'éruptions présente également de forts écarts par rapport à une distribution uniforme. Cette distribution est également proche d'une loi puissance. En allant plus loin dans la description du système Terre comme un macro-volcan, nous avons montré que le nombre de volcans étant entré un certain nombre de fois en éruption durant la période considérée suit également une loi puissance. Cela tend à prouver que lorsqu'une fuite de magma est possible en un endroit donné, le nombre de fois que cet endroit est utilisé pour émettre du magma à la surface de la Terre est distribué en loi puissance. A l'échelle locale, en s'intéressant aux 88 éruptions du Piton de la Fournaise sur la période 1972-2010, on retrouve également une distribution en loi puissance des volumes d'éruptions. On remarque un écart à cette loi puissance pour les petits volumes éruptifs ($< 10^6 - 10^7 m^3$), ce qui met en évidence un mécanisme local qui provoque un effet de taille finie. Cela peut être du soit à la taille de différentes zones

de stockage dans l'édifice volcanique sous forme de "lentilles" [Grasso and Bachelery, 1995] sans qu'il y ait d'effet de cascade sur les autres "lentilles", ou à la distance critique entre les zones de stockage de magma et la surface, qui pourrait empêcher un petit dyke d'atteindre la surface et donc d'apparaitre en temps qu'éruption dans les catalogues. Ces deux processus mettent en valeur le rôle de la géométrie de la zone de stockage. La plupart des propriétés trouvées à l'échelle mondiale se retrouvent à l'échelle locale. Cependant, en ce qui concerne la distribution temporelle des éruptions au Piton de la Fournaise, nous constatons un clusturing des événements plus prononcé, qui se traduit par un écart sensible à une distribution uniforme.

Ces descriptions des motifs apparaissant pour les éruptions volcaniques ont un impact sur la façon que l'on peut avoir de considérer la dynamique des éruptions. Toutes les fluctuations à grande échelle, décrites par de nombreuses lois puissance observée sur les motifs à l'échelle mondiale, suggèrent une organisation à l'échelle mondiale des transferts de magma du manteau à la surface de la Terre. Tant la géométrie statique, à savoir le nombre de fois qu'un conduit volcanique est utilisé pour le transfert de magma, que la dynamique (i.e. les taux annuels, mensuels, les distributions de volumes, de temps inter-éruptifs), appuient l'idée que la dynamique des éruptions volcaniques à l'échelle mondiale peut être décrite comme un système critique hors équilibre. Cela implique : i) l'absence d'interactions entre les éruptions à l'échelle mondiale, traduit par un écart à une distribution uniforme de temps inter-éruptif faible voire inexistante, ii) le fait que la dynamique des éruptions est seulement contrôlée par les flux de magma vers les zones de stockage superficielles, jusqu'aux vitesses rapides d'intrusion de dyke, dans des matrices hétérogènes. Parce que ces mêmes propriétés émergent à l'échelle d'un volcan unique, les observables tendent à prouver que la dynamique des éruptions est proche d'un système critique auto-organisé (modèle SOC), de façon similaire à ceux proposés pour la sismicité depuis une vingtaine d'année. Ce modèle conceptuel pourrait s'appliquer aussi bien à l'échelle mondiale en considérant la Terre comme un macro-volcan, qu'à l'échelle locale d'un unique

volcan isolé. Cela va dans le sens de la difficulté que l'on a à prédire les éruptions de façon déterministe, ainsi que la sensibilité des éruptions à des forçages extérieurs tels que les marées, les séismes...

Chapitre 3

Processus d'endommagement autour des éruptions

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à l'expression de l'endommagement de la croûte autour des éruptions, à l'échelle mondiale, à travers l'analyse de la sismicité tectonique autour de ces éruptions. En utilisant des catalogues mondiaux de séismes $Mag \geq 4.8$ et d'éruptions $VEI > 0$ sur la période 1973-2009, on comparera les propriétés temporelles et spatiales des motifs d'endommagement contemporains des éruptions et des séismes tectoniques classiques. En utilisant une méthode de sommation sur l'ensemble des événements du catalogue, nous montrerons que la sismicité décroit en loi puissance autour des éruptions, en suivant une loi similaire à la loi d'Omori définie pour les foreshocks et les aftershocks d'un séisme. Nous nous intéresserons plus particulièrement aux valeurs des paramètres définis dans la loi d'Omori (productivité, p-value), notamment leurs variations en fonction de la taille des éruptions. Ce chapitre sera composé d'un article soumis au journal JGR puis de quelques remarques complémentaires concernant l'application de certains résultats au cas d'un volcan unique, le Piton de la Fournaise.

3.2 Article soumis à "Journal of Geophysical Research" : Omori law for eruptions foreshocks and aftershocks.

A. Schmid et J.R. Grasso

Abstract

Using the 1973-2009 worldwide catalogues for $M_w \geq 4.8$ seismicity and $VEI \geq 0$ volcano eruptions, we compare the properties of seismic damage patterns contemporary to eruption with foreshocks and aftershocks of classical tectonic earthquakes in time and space. Using superposed epoch analysis after eruptions, we demonstrated that the seismicity rate decreases as a power law similarly to the Omori law of earthquake aftershocks. We further show that a complete mapping of Omori law of earthquake aftershocks onto volcano aftershocks does exist as $R_{erup}(t) = \frac{K'_0.10^{\beta VEI}}{(t+c)^p}$, VEI, being an empirical measure that exponentially scales with eruption size. β close to 0.4 is two time smaller than the value reported for earthquakes. p-values are in the $0.7-0.8$ range, i.e. smaller than the $0.9-1.0$ range for earthquake aftershocks we estimated in the volcanic area. All those parameters characterize a slower damage relaxation after eruptions than after earthquakes. When earthquake foreshocks rates are proposed to be independent of the mainshock magnitude (e.g. Helmstetter and Sornette [2003a]), we resolved a strong increase of the p'-value of the Omori law prior eruption with eruption size. We further suggest a possible scaling of foreshock productivity with eruption size, similarly to the direct Omori law. These patterns, all emerging from mean field analysis, are an evidence for the volcanic eruptions to be contemporary of a stochastic brittle damage in the earth crust. These results suggest that damage relaxation within the earth crust is universal, as power law distributed after or before events. The loading and relaxation exponents emerge as dependent on the driving processes, as reported during lab scale experiment (Ojala et al. [2004]) . The more impulsive the loading, the faster the relaxation (larger p-values for earthquake aftershocks than for volcano aftershocks). Before eruptions, the larger the impending events, the higher the

p-values. All the observations converge towards the amplitude and frequency of the stress step to drive the Omori law parameters as qualitatively reproduced by the rate and state friction law response of brittle crust faults to loading (e.g. Helmstetter and Shaw [2006] ; Helmstetter and Shaw [2009]).

3.2.1 Introduction

At a local scale, *i.e* on a given volcano, numerous studies show evidences for earthquake rate to increase prior volcanic eruptions (Minakami [1960] ; Klein [1984] ; Kilburn and Voight [1998] ; Rubin and Gillard [1998]). Because they mimic the regular double couple tectonic earthquakes, these earthquakes, that are located within the volcano edifice are labelled as volcano-tectonic (VT) earthquakes, with magnitudes generally smaller than 4 (Hill et al. [1990] ; McNutt [1996] ; Lemarchand and Grasso [2007]). These VT events have been related to brittle damage of volcano rocks as induced by subsurface magma transfers, such as the overpressure in the magmatic chamber or the propagation of a dike (Minakami [1974] ; Rubin and Gillard [1998]). Kilburn [2003] modelled this increase of preeruptive seismicity as the result of gravitational loading and magma overpressure controlled by the slow fracturing of the host rock. Other studies suggest the increase of VT seismicity rate to be driven by the diffusion of pore pressure [Delaney, 1982] : groundwater heated by the intrusion diffused outward along preexisting fractures, promoting earthquakes by raising pore pressure or temperature.When the local VT seismicity is admitted to map the subsurface magma transfer, the complex interrelationships between volcano seismicity and pre eruptive time series of VT event rate prevent any deterministic prediction scheme (Mulargia et al. [1991] ;Grasso and Zaliapin [2004a]). Using superposed epoch analyses to smooth out the fluctuations that exist in the seismicity rate, an average power law increase in seismicity rate is resolved 10 days before eruptions on Piton de la fournaise and Kilauea effusive volcanoes (Collombet et al. [2003] ; Chastin and Main [2003]).

At a regional scale, $M \geq 5.0$ earthquakes and volcanic eruptions are reported to in-

teract, the earthquake being a possible trigger to the eruption onset (Linde and Sacks [1998] ; Manga and Brodsky [2006] ; Lemarchand and Grasso [2007]). The time scale of these interaction are reported to range from one single day for dynamic interactions, (*e.g.* Linde and Sacks [1998]), up to months or years after earthquake shaking, on distances up to 800 km when large earthquake-eruption pairs are involved, i.e. when $M \geq 7$ and $VEI \geq 2$ for earthquake and eruption sizes respectively (Marzocchi et al. [2002] ;Manga and Brodsky [2006]). When using event pairs of smaller sizes ($VEI \geq 0$, $M \geq 4.8$), Lemarchand and Grasso [2007] show that these interactions are still efficient when normalizing the earthquake volcano distance by the earthquake source size. This later study also suggests that the earthquake-eruption interaction is not restricted to the eruption day, but is resolved as above the noise level within several days before and after the eruption onset. Furthermore, Lemarchand and Grasso [2007] suggest that the earthquake rate increase before and earthquake rate decrease after the eruption day follow a power law similar to the inverse and direct Omori's law observed for earthquake-earthquake interactions, respectively. The involved normalised distance for earthquake-eruption pairs are bound within ten times the earthquake source size(Lemarchand and Grasso [2007]).

For tectonics seismicity, despite the complexity of each aftershock sequences, a couple of empirical law are admitted to be able to reproduce most time and size patterns of real tectonic aftershock sequences, as a departure from the poissonian background seismicity rate whose events are statistically independent from each other (Ogata [1988] ; Helmstetter and Sornette [2002b]).

– First, the Gutemberg-Richter law [Gutenberg and Richter, 1944] describes the exponential distribution of aftershocks sizes, the same way it reproduces the distribution of mainshock sizes (Helmstetter and Sornette [2002b] ; Helmstetter et al. [2003]).

$$P(M) = b \log_{10}(M - M_0) \tag{3.1}$$

where b is an empirical coefficient and M_0 a lower bound magnitude corresponding

to the completeness of the catalogue. In tectonic environments, b-value is generally observed to be close to 1, with small variations around this value that are resolved to be driven by stress regimes through faulting styles [Schorlemmer et al., 2005]. In volcanic areas, b-values larger than unity are sometimes reported close to hypothesized magma storage area (Wiemer and McNutt [1997] ; McNutt [2002] for a review).

– Second the modified Omori's law (Omori [1894] ;Utsu [1961]) describes the aftershock rate decay, R, following a trigger shock.

$$R(t) = \frac{K}{(t+c)^p} \tag{3.2}$$

where K is the productivity for each earthquake, c and p are empirical constants and t is the time since triggering shock occurrence. p-value fluctuations exist for each aftershock sequence. However, for tectonic seismicity, p-values are usually found in the 0.8-1.2 range(Utsu [1999]).

The K productivity for each earthquake, relating the number of aftershocks triggered by a given shock of magnitude M, is demonstrated by Helmstetter [2003] to scale with magnitude as

$$K = K_0.10^{\alpha(M-M_0)} \tag{3.3}$$

with K_0 constant, independent of magnitude. α, which corrects from the size of the earthquake trigger, has been estimated in the range 0.7-1 for Southern California seismicity (Helmstetter [2003] ; Felzer et al. [2004]). Zhuang et al. [2004] report a $\alpha \simeq 0.6$ for Japan (1926-1999) while Console et al. [2003] obtained $\alpha = 0.42$ for Italy(1987-2000). Using a worldwide catalogue, Tahir et al. [2011] find $\alpha = 0.8$. The variations in the estimated α-values are proposed to be related either to the regional seismogenic properties or to the procedures used to decluster the seismic catalogues [Hainzl and Marsan, 2008].

Using Gutenberg-Richter and Omori laws as inputs in an Epidemic Type Aftershock Sequences (ETAS) model allows to reproduce both the mean aftershock properties as averaged on many sequences and their fluctuations as observed on single sequences (Kagan and Knopoff [1981] ; Kagan and Knopoff [1987] ; Ogata [1988] ; Helmstetter et al. [2003]). Foreshok sequences, which are also reproduced by this empirical model, emerge as special aftershock sequences which are modified by the condition to end up in a burst of seismicity associated with mainshock [Helmstetter et al., 2003]. When averaged over numerous pre-mainshock sequences, a mean power law increase in seismicity rate emerges, i.e. a so-called inverse Omori law [Jones and Molnar, 1979]. However, before each single earthquake, such a precursory acceleration of seismicity does not exist as the seismicity rate is dominated by fluctuations. Note that the foreshock productivity is independent of the mainshock size that is going to occur (Helmstetter and Sornette [2002a] ; Helmstetter and Sornette [2002b]). It prevents any size prediction for the ongoing earthquake and it further questions the possible causality relationship between the average foreshocks power law acceleration towards the mainshock time and the mainshock occurrence [Helmstetter et al., 2003].

In the following, using the same worldwide earthquake catalogue, we compare the distributions in space and time of eruption foreshocks and aftershocks with those from worldwide tectonic earthquakes. We focused on direct and inverse Omori laws and the aftershock-foreshock productivity, for which no comprehensive study exist, at a regional scale, in volcanic contexts. These analysis allow us to extract specificities of a pre and post eruptive damage as seen from triggered seismicity. It gives new insights, at a regional scale, on the impact of magma forcing on the brittle crust damage, through its way towards the surface. The peculiarities of this eruption-related seismicity, as described by its spatio-temporal patterns are investigated given different size of eruptive events, and therefore different forcing rates.

3.2.2 Data Analysis and Methods

For the eruption dataset, we used the Smithsonian Institution catalogue [Siebert and Simkin, 2002], over the period 1973-2009 (http ://www.volcano.si.edu). The catalogue is composed of 1366 eruptions ranging from VEI=0 to VEI=6. VEI (Volcanic Explositivity Index) is an estimate of the explosive magnitude of eruptions, which is roughly proportional to ten power the eruptive volume [Newhall and Self, 1982]. Figure 3.1 shows the distribution of size of events. For $VEI \geq 2$, event size distribution follow an exponential law similar to the Gutemberg-Richter law defined for earthquakes [Gutenberg and Richter, 1944]. However, given the small number of eruptions for statistical analyses purposes, we chose to also use the 1150 events of $VEI \geq 0$ for which the onset time is known with an accuracy of one day. Given the small number events for VEI=5-6 classes, we cannot analyze each VEI class independently. Accordingly, we chose to divide the catalogue into three classes : small events, for $VEI < 3$, large events for $VEI \geq 3$, and the whole dataset. We further pay attention to the $VEI < 3$ incompleteness of the eruption catalogue when discussing our results.

For the seismic data, we used a worldwide catalogue retrieved from the USGS database over the period 1973-2009 (http ://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html). On this period, we selected 99896 events of magnitude $M_w \geq 4.8$, which is the completeness magnitude that we estimate using Ogata and Katsura [1993] method (Fig 3.1). It is important to notice that the local volcano-tectonic events resolved by local seismic monitoring have magnitudes generally smaller than 4 and at distances smaller than 5-10km from the volcano edifice [McNutt, 2002]. Therefore, those local VT events are not included in the global $M_w \geq 4.8$ catalogue we used. In the next sections, when analyzing earthquake-eruption interaction using worldwide catalogue, we investigate larger scale process in term of both energy and space interactions than the one involving regular VT events resolved by local monitoring in the immediate vicinity of a volcano.

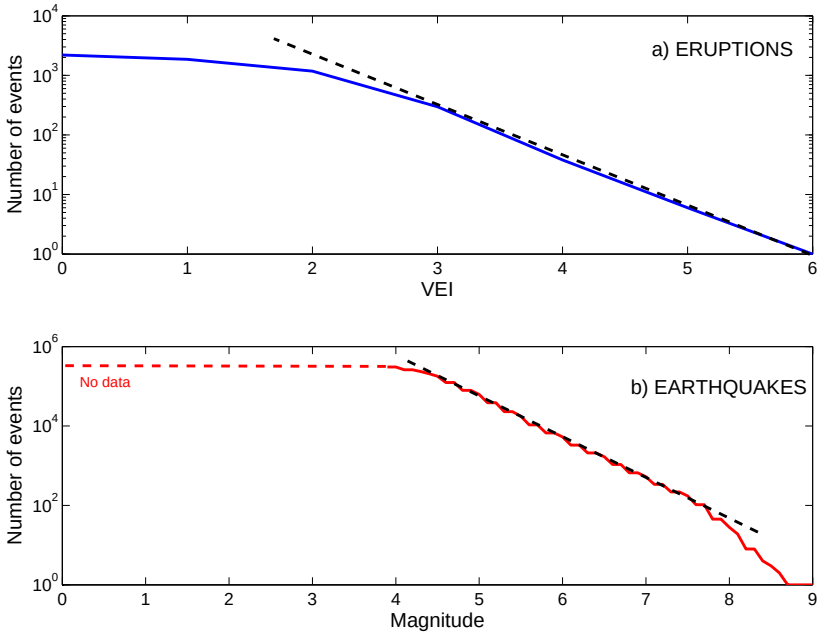


FIGURE 3.1 – Cumulative distribution of event sizes. a) VEI of worldwide eruptions (SI catalogue, 1973-2009, 1150 eruptions with a 1 day time accuracy). The dotted line is the exponential fit to the data that supports the frequency size relationship for eruptions is a law similar to Gutemberg-Richter law for $VEI \geq 3$. b) magnitude for worldwide earthquakes from USGS catalogue (1973-2009) corresponding to 306046 earthquakes of $mag > 4$. The distribution follows the Gutemberg-Richter law for magnitudes larger than 4.8, which is therefore considered as the magnitude for completeness.

Superposed epoch analysis of seismicity pattern before and after eruption

Following Lemarchand and Grasso [2007], we used superposed epoch analysis to constrain average pre- post and co-eruption seismicity pattern. This is performed when conditioning the time on the eruptions onset t_0 and stacking time series of daily seismicity relatively to eruption time, for different distance and magnitude ranges (figure 3.2). For each range of distances we calculate the signal to noise ratio as the peak amplitude on eruption day (at t=0) over a mean seismicity computed over a 300-days window before eruption onset. Of the four plots on figure 3.2, comparing 500, 100, 50 and 25 km range of distances, 25 km is the one allowing the largest signal to noise ratio.

Figure 3.3 gives the evolution of the Signal to Noise Ratio (SNR) defined as the amplitude of maximum peak (at t=0) over the mean seismicity computed on a [-400 ; -100] days time window before eruption time, when the maximum inter-event distance varies from 1 to 100 km. The SNR is maximum when we consider the seismicity located within 20 km around the volcano.

We compare the patterns of seismicity around eruption to the one after and before $M_w \geq 7$ earthquakes worldwide, selecting in both cases, inter-event distances within 50 km. This distance is a trade-off between a significant SNR value for volcano seismicity and enough distance around large earthquakes for regular aftershock sequences to be observed after the main shock. $M_w \geq 7$ earthquake selection ensures a number of triggered sequences by earthquake and eruptions in the same order of magnitude (526 earthquakes and 1150 eruptions) and a minimum $M_{min} - M_c \geq 2$ threshold for the aftershock production not to be bounded by the catalogue completeness (Helmstetter et al. [2003], Tahir et al. [2011]). In space we are aware that using the 50 km distance to analyze aftershock of $M_w \geq 7$ event is too short a distance for the earthquake aftershock sequence to fully develop, these later being reported to expend up to several fault length distance (e.g., for a review Kanamori and Brodsky [2004] ; H. Kanamori and E.E. Brodsky). Because we aim to use the seismicity pattern contemporary to $M_w \geq 7$ earthquake as a the null hypothesis

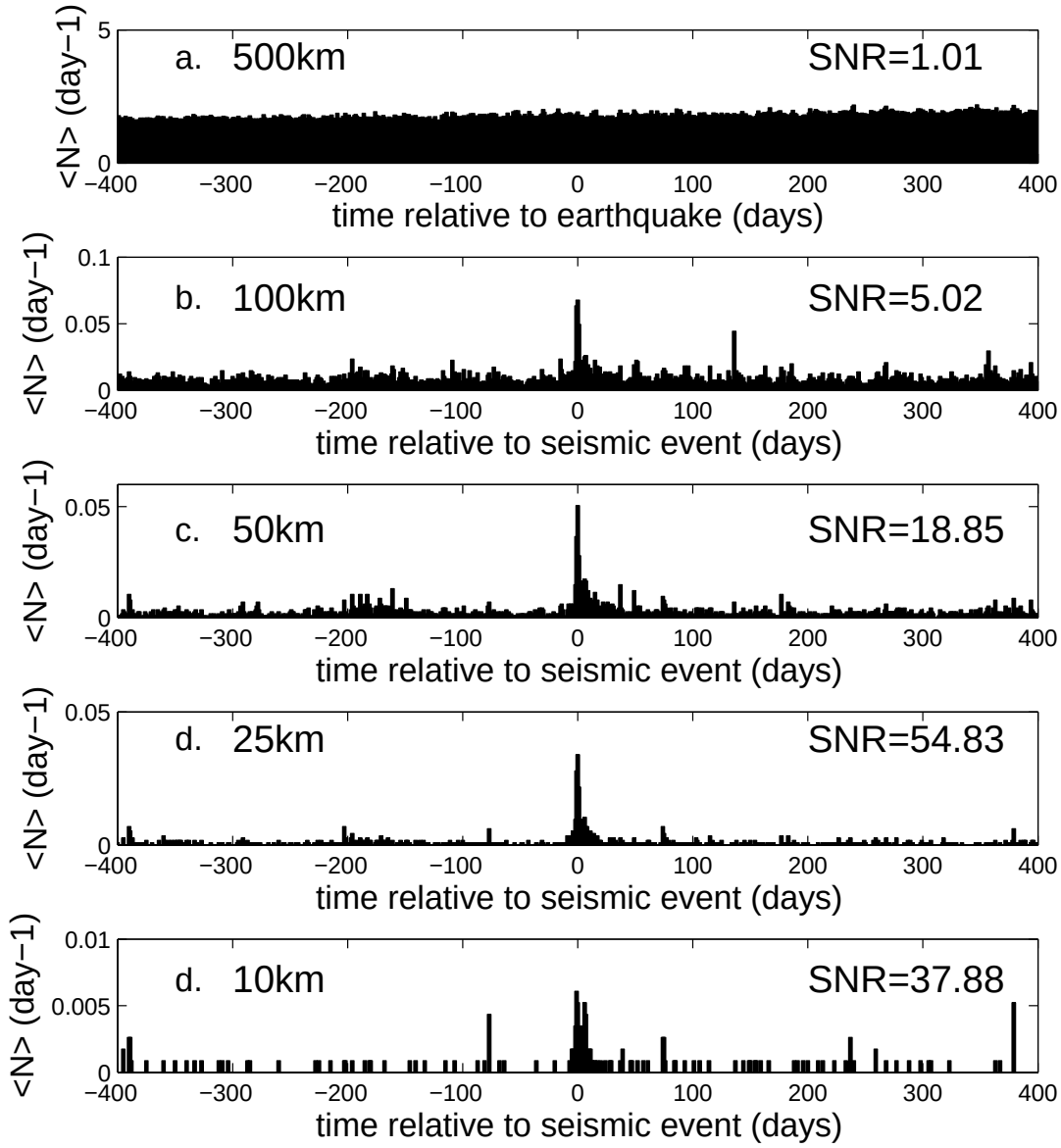


FIGURE 3.2 – Stacked time series of earthquakes relative to eruption for different ranges of maximum inter-event distances. An increase and decrease pattern of seismicity appears around eruption time when decreasing earthquake-eruption distances. We calculate the signal to noise ratio (SNR) as the amplitude of maximum peak (at t=0) over the mean seismicity computed on a [-400 ; -100] days time window before eruption time. Plot d (for a maximum inter-event distance of 25 km) gives the best SNR among the four displayed plots.

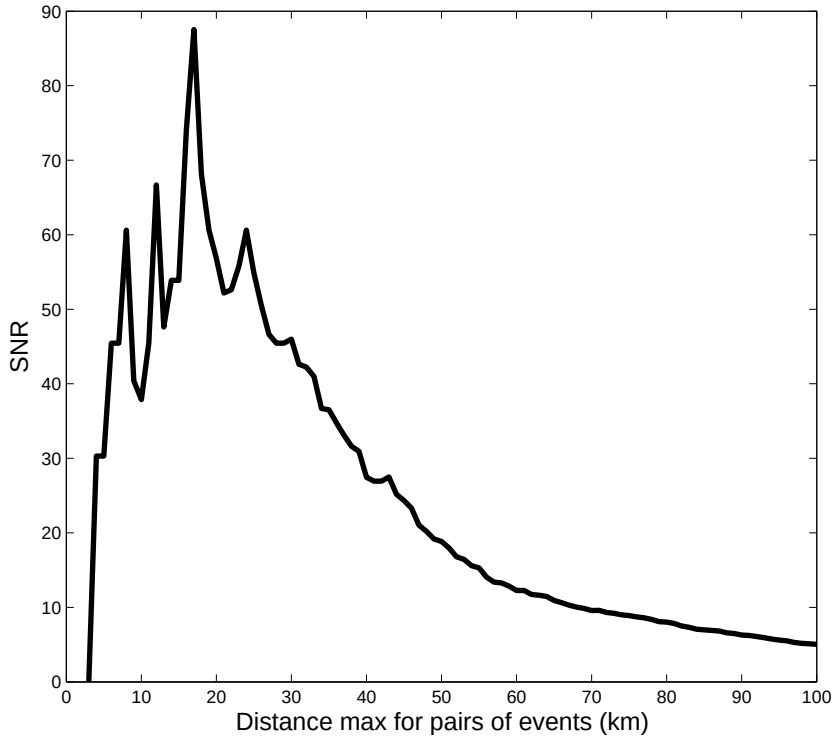


FIGURE 3.3 – Evolution of the signal to noise ratio (SNR) defined as the amplitude of maximum peak (at t=0) over the mean seismicity computed on a [-400 ; -100] days time window before eruption time, when the maximum inter-event distance varies from 1 to 100 km.

for volcano seismicity patterns, the truncation in space for earthquake aftershocks is not a problem in our analysis. Any significant departure from the null hypothesis, i.e. eruption after- and fore-shocks emerge from the same law than the after- and fore-shocks of tectonic earthquakes, will give new insight on the coupling between volcano and earthquake at lithospheric scale. On figure 3.4 we see that in the same distance range, the number of foreshocks and aftershocks around an earthquake, even as possibly truncated, is 2 orders of magnitude higher than around an eruption. Still, it is possible to observe the same kind of pattern before and after earthquake and eruption respectively : an acceleration of the seismicity rate a few days prior the event, a maximum peak of seismicity the day of the event, and a decrease of the seismicity rate over a few days after events.

To test the robustness of the seismicity patterns close to eruption time, *i.e.* that they are not artifacts from our analysis process, we compare our results to randomized eruption catalogues. First we kept the real dates of eruptions occurrences fixed but we reshuffled the locations of eruptions, in order to keep the real spatial distribution of the volcanoes. Second we kept the location of eruption fixed but reshuffled the time within the real eruption times of the catalogue we used. These techniques allows us to quantify how real patterns are driven by either the time distribution or the by the location distribution. Figure 3.5 shows that no significant t_0 peak values of earthquake rates are resolved above noise level when randomizing the initial catalogue, either on eruption time (green curve) or volcano coordinates (red curve).

Characteristics of the volcanoes involved in earthquake-eruption interactions

The t_0 peak value of seismicity rate the eruption day (figure 3.5a) is related to 58 earthquake-eruption pairs. Related earthquakes range from magnitude 4.8 to magnitude 7.2. The eruptions occur on 23 different volcanoes showing neither preferential eruptive style nor location (table 3.1 and figure 3.6). Following the Smithsonian classification

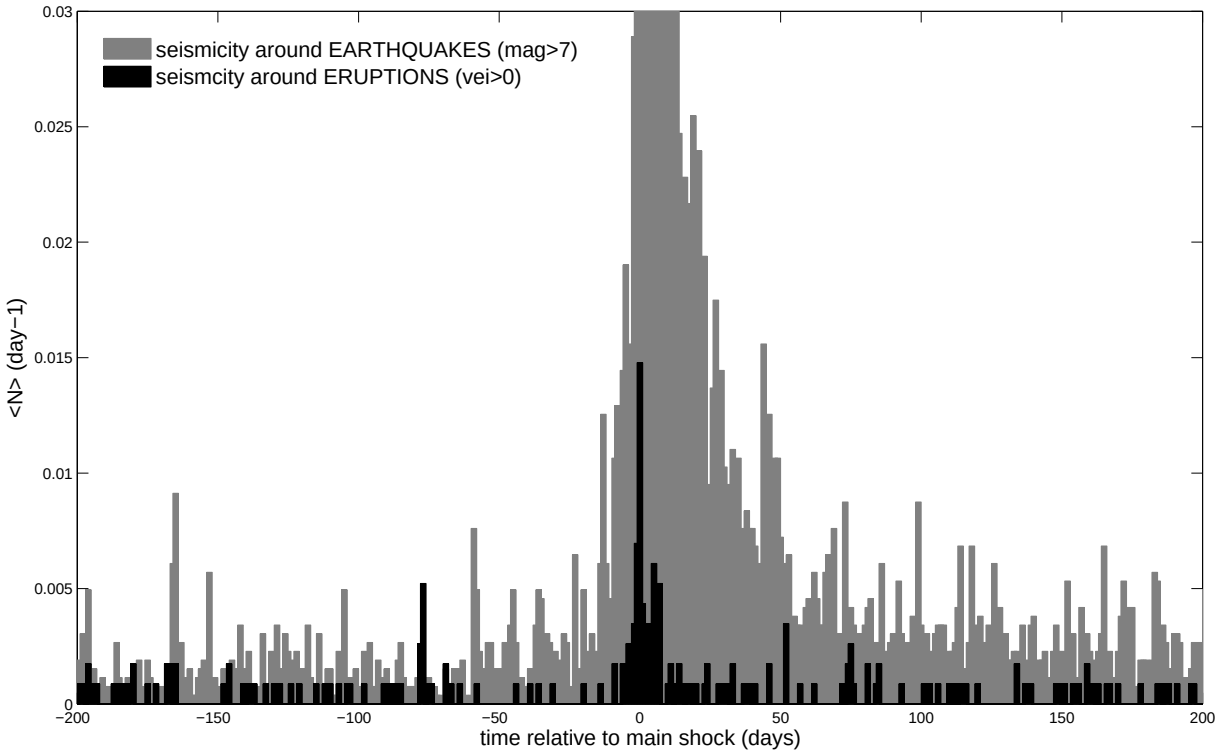


FIGURE 3.4 – Average seismicity rate relative to main shock time, the main shock being either earthquakes of $M_w \geq 7$ (greybars), or eruptions (black bars). The average daily seismicity rate N is computed by stacking the seismcity rate on a [-400 ; 400] days window centered on events occurrence time, and then dividing the stacked seismicity rate by the total number of events (526 $M_w \geq 7$ earthquakes, 1150 eruptions). We used the worldwide seismicity from USGS (1973-2009) and the worldwide eruption dataset from the Smithsonian Institution (1973-2009).

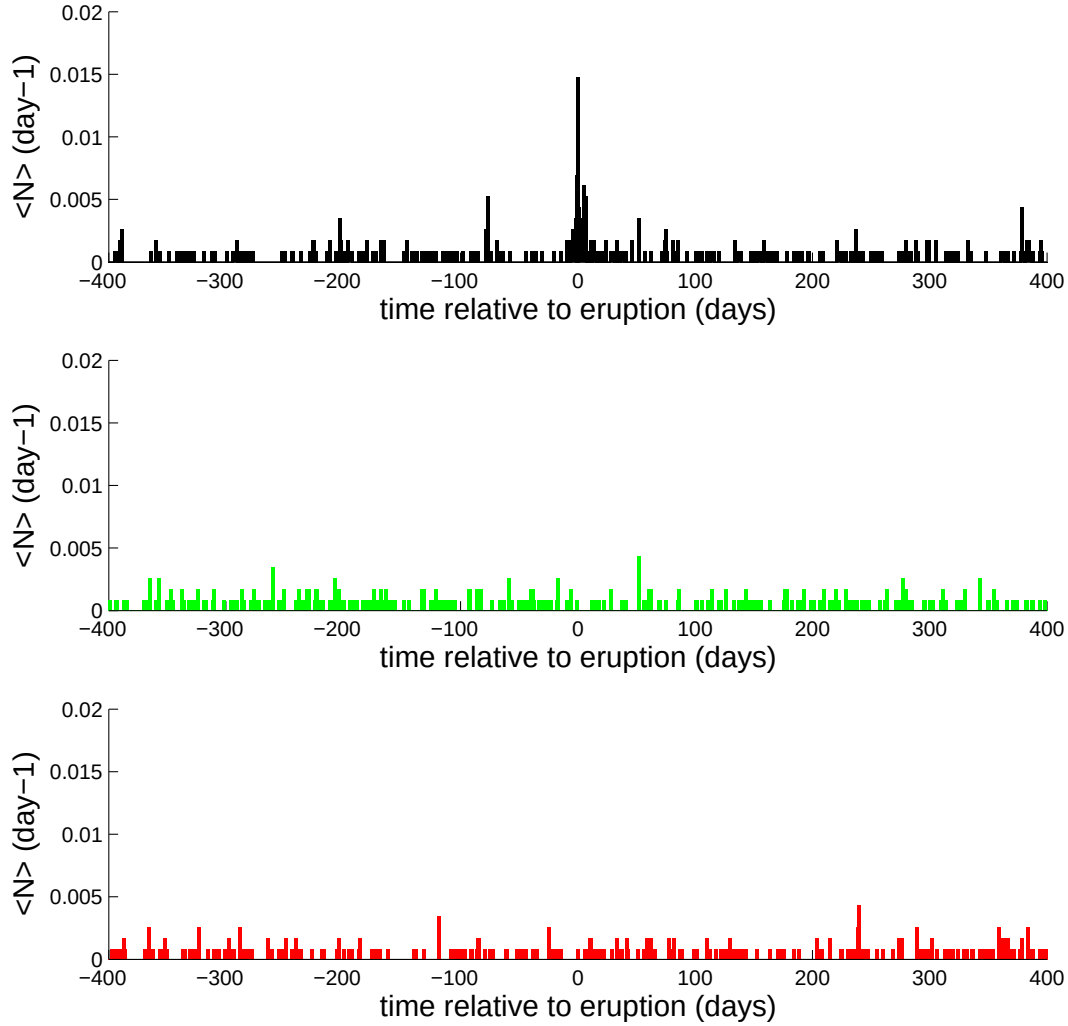


FIGURE 3.5 – Stacked time series of earthquakes relative to eruption. a) real catalogue, b) reshuffled time of eruption onsets, c) reshuffled volcano locations. We used USGS catalogue (1973-2009) for the worldwide seismicity and the the Smithsonian Institution catalogue (1973-2009) for worldwide eruptions.

(http ://www.volcano.si.edu), they are 3 shield volcanoes, 13 strato-volcanoes, 4 submarine volcanoes, 1 cinder cone, 2 others. These eruptions are associated with different tectonic settings, such as subduction zones, hot spots, extension zones or oceanic ridges. No specific location or eruption style emerges as more sensitive to earthquake-eruption interactions.

Year	Month	Day	Volcano	VEI	Lat	Lon	Mag	Distance
1973	7	11	Curacoa	3	-15.62	-173.67	5.4	49.75
1973	10	9	Gaua	2	-14.27	167.5	6.4	29.39
1973	10	9	Gaua	2	-14.27	167.5	5.1	25.92
1974	12	31	Kilauea	0	19.421	-155.287	5.3	16.36
1975	11	29	Kilauea	0	19.421	-155.287	5.8	25.73
1975	11	29	Kilauea	0	19.421	-155.287	7.2	29.73
1976	3	8	Iliboleng	0	-8.53	123.57	5.2	11.25
1978	1	6	Didicas	2	19.077	122.202	6	45.59
1978	11	7	Ardoukoba	1	11.58	42.47	5.4	13.78
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	4.9	30.08
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.1	20.58
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.3	13.49
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.3	11.06
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.3	17.55
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.1	22.10
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5	19.04
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5	9.17
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.2	15.91
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.1	18.34

1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	4.8	23.18
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5.1	21.28
1983	7	18	Colo	4	-0.17	121.608	5	23.79
1983	8	17	Iliboleng	1	-8.53	123.57	5.1	34.09
1983	8	17	Iliboleng	1	-8.53	123.57	5	21.73
1983	8	17	Iliboleng	1	-8.53	123.57	5.2	42.09
1983	8	17	Iliboleng	1	-8.53	123.57	5.1	22.72
1983	10	3	Miyakejima	3	34.079	139.529	6	15.49
1985	1	6	Jan Mayen	0	71.08	-8.17	4.8	16.66
1985	1	6	Jan Mayen	0	71.08	-8.17	5	15.24
1988	12	25	Lonquimay	3	-38.377	-71.58	4.8	9.60
1990	10	29	Unnamed	0	-55.97	-143.17	5.3	4.51
1991	8	8	Cerro Hudson	5	-45.9	-72.97	5	47.48
1996	1	2	Akademia Nauk	3	53.98	159.45	5.2	14.02
1996	1	2	Karimsky	3	54.05	159.45	5.2	20.74
1996	1	2	Akademia Nauk	3	53.98	159.45	5.3	10.67
1996	1	2	Karimsky	3	54.05	159.45	5.3	5.99
1996	1	2	Akademia Nauk	3	53.98	159.45	4.9	16.16
1996	1	2	Karimsky	3	54.05	159.45	4.9	23.39
1997	6	27	Don Joao	0	38.23	-26.63	5.9	11.91
1997	6	27	Don Joao	0	38.23	-26.63	5.2	12.64
1999	8	5	Cerro Negro	2	12.506	-86.702	5.2	32.04
1999	8	5	Cerro Negro	2	12.506	-86.702	5.2	20.97
1999	8	5	Cerro Negro	2	12.506	-86.702	5.1	18.42

1999	8	5	Cerro Negro	2	12.506	-86.702	5	5.84
2000	3	31	Usu	2	42.541	140.843	5	5.41
2000	6	27	Miyakejima	3	34.079	139.529	4.8	10.26
2002	1	17	Nyiragongo	1	-1.52	29.25	4.9	25.83
2004	7	29	Tristan de Cunta	0	-37.092	-12.28	4.8	25.44
2005	9	26	Dabbbahu	3	12.6	40.48	5.2	22.82
2005	9	26	Dabbbahu	3	12.6	40.48	5.2	25.58
2005	9	26	Dabbbahu	3	12.6	40.48	5.1	16.76
2005	9	26	Dabbbahu	3	12.6	40.48	5	32.45
2005	10	22	Cerro Negro	3	-0.83	-91.17	5.4	24.64
2007	4	2	Kavachi	1	-9.02	157.95	6.2	49.79
2007	4	2	Kavachi	1	-9.02	157.95	5.6	45.20
2007	4	2	Kavachi	1	-9.02	157.95	5	43.07
2007	4	2	Kavachi	1	-9.02	157.95	5	46.81
2007	4	2	Kavachi	1	-9.02	157.95	4.9	10.81

TABLE 3.1 – Table summarizing the information about eruption-earthquake pairs interacting at t_0.

On figure 3.6 we represent the spatial distribution of the volcanoes showing at least one interaction between an eruption onset and a $M_w \geq 4.8$ earthquake occurrence within 20 days before or 100 days after eruption onset time. As said before, the distribution is again widespread on different volcanic zones (mainly on the fire belt) and does not show either any preferential geological context, or a specific pattern for $VEI < 3$ or $VEI \geq 3$.

To test if there is an eruption size effect in the interaction between eruptions and earthquakes, we represent on figure 3.7 the distribution of the VEI of all eruptions showing an interaction with at least one earthquake in a [-20 ; 100] days time window centered on eruption occurrence day, and within 50km from the erupting volcano. It corresponds to all the eruptions plotted on figure 3.6, either in blue or red. We compare this distribution

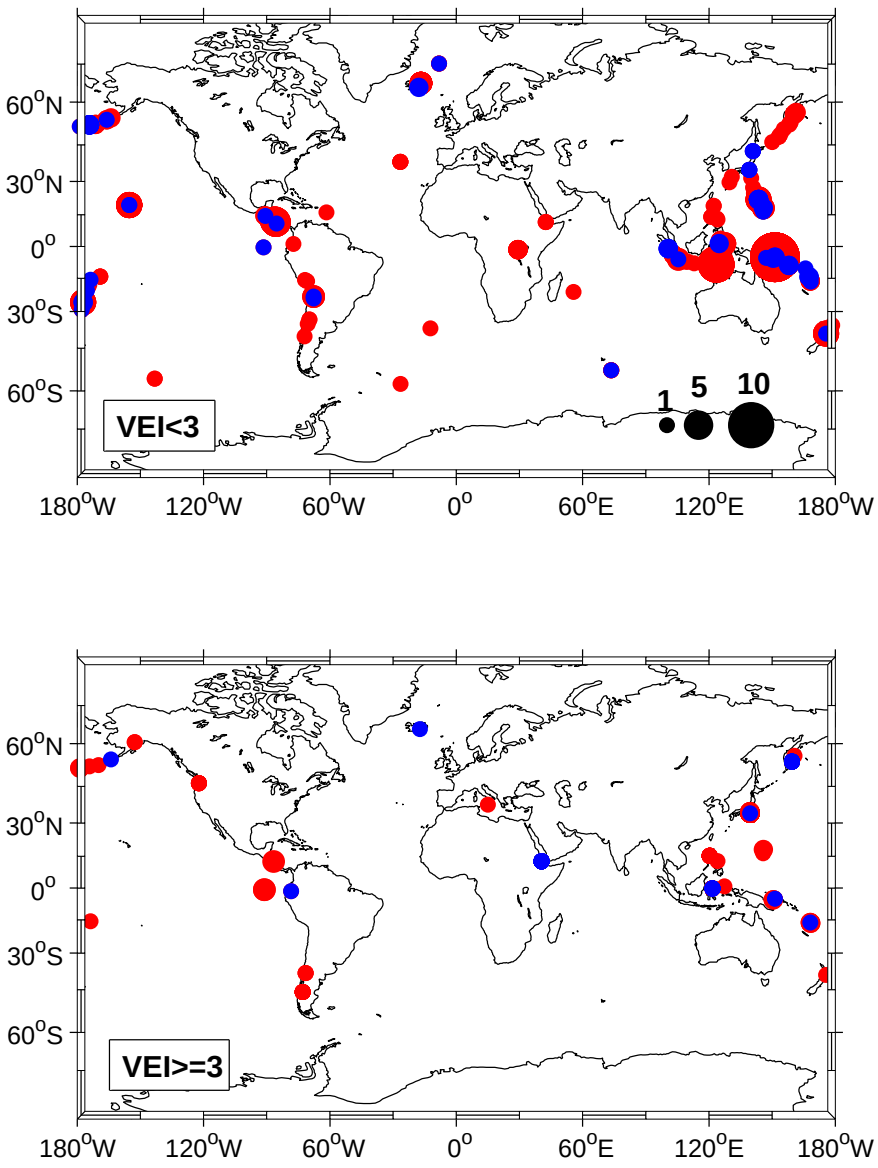


FIGURE 3.6 – Geographic distribution of the volcanoes for which a $M_w \geq 4.8$, $D_{max} = 50km$ earthquake is occurring around eruption time. Blue dots are volcano-earthquake interactions within 20 days before eruption. Red dots are volcano-earthquake interactions within 100 days after eruption. The dot size scales with the number of eruptions showing interaction with surrounding earthquakes.Top : for eruptions of VEI<3. Bottom : for eruptions of $VEI \geq 3$)

(in red on fig 3.7 left) to the VEI distribution of the whole eruption catalogue (in black on fig 3.7 left). In the [0 ; 4] VEI range, the ratio is roughly constant around 10% (from 7% to 14%). If we make the hypothesis that this ratio is independent of the eruption's size, on the 6 eruptions of $VEI \geq 5$ from the smithsonian catalogue, we expect less than one eruption to interact with surrounding earthquakes. However, three of them appear to be contemporaneous to a $M_w \geq 4.8$ earthquake.

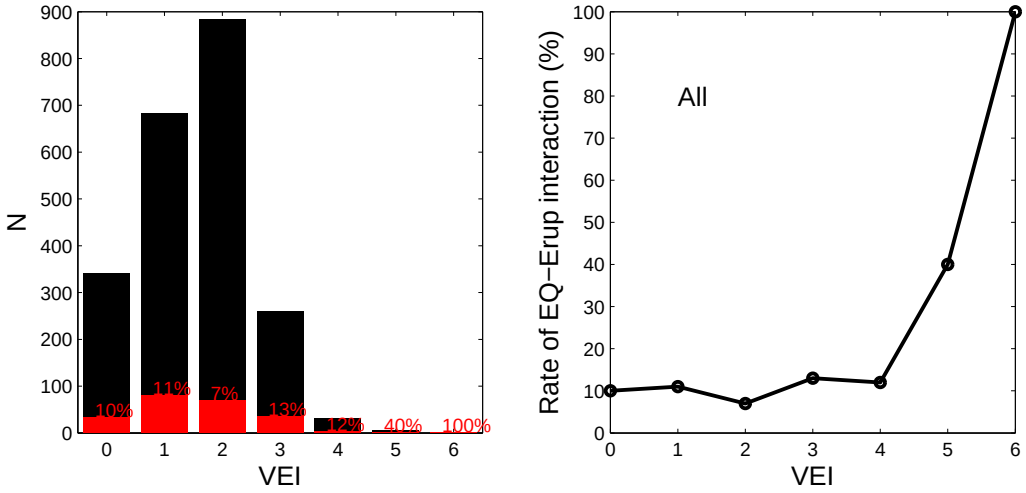


FIGURE 3.7 – Left plot : Distribution of the VEI of all eruptions showing an interaction with at least one earthquake in a [-20 ; 100] days time window centered on eruption occurrence day, and within 50km from the volcano erupting (red bars). N is the number of events in each class of VEI. We compare this distribution with the distribution of the VEI of all eruptions from the worldwide SI catalogue, 1973-2009 (black bars). The red numbers indicate the percentage of eruptions involved in eruption-earthquake interaction over the total number of eruption for each range of VEI. We represent this ratio for each VEI range in the right plot.

3.2.3 Foreshocks and aftershocks of eruptions

We investigate the properties of the seismic damage around eruption time. First we compare the damage around eruption with the one corresponding to classical tectonic seismicity in order to possibly extract some specificities of the damage processes trigge-

red by the volcano dynamics. For that purpose we use the same method on time-space seismicity around eruption and around $M_w \geq 7$ tectonic earthquakes. The pattern of the latter is therefore considered as the null hypothesis, and any result should therefore be tested against it. Second we test the dependency of the seismic damage to the eruption size.

The stacked seismicity rate (for all eruptions of the dataset) attests for power law acceleration of the seismicity rate toward eruption time (Figure 3.8). The foreshocks and aftershocks sequences as a function of $log(t - t_e)$, where t_e is the eruption time, emphasizes the short time behaviour of seismicity, i.e. close to eruption onset (figure 3.8c). The background level of seismicity is estimated as the average daily seismicity rate on [-400 ; -100] days window prior all eruptions of the dataset. The pre-eruptive pattern emerges from this background noise around ten days prior eruptions. Stacked aftershock seismicity rate remains above noise level up to 200 days after eruption onset.

A power-law describes the seismicity rates after and before eruption time (figure 3.8c). This power law for damage rate, i.e. the Omori law, is a generic relaxation law observed towards and backwards failure time, from lab scale creep experiments up to tectonic activity (e.g. Andrade [1914] ; Omori [1894] ; Utsu [2002] ; Nabarro and De Villiers [1995]). To compare the brittle crust response to eruption and to earthquake respectively, we applied the same analyses on seismicity rate contemporary to both worldwide $M_w \geq 7$ earthquakes (using USGS catalogue), and volcano eruptions (figure 3.9 and 3.10). We aim at extracting the influence of the size and loading rate of the trigger events on fore- and after-shocks patterns.

First, we resolve the higher productivity, as seen from earthquake rate through time, for foreshocks and aftershocks from earthquakes than to the one from eruptions (see figure 3.9 and figure 3.10). The $M_w \geq 7$ earthquake are contemporary of increase of seismicity rate which are at least one order of magnitude larger than the one contemporary to eruptions. In average, the VEI>3 eruptions have an aftershock rate smaller then M=5.5

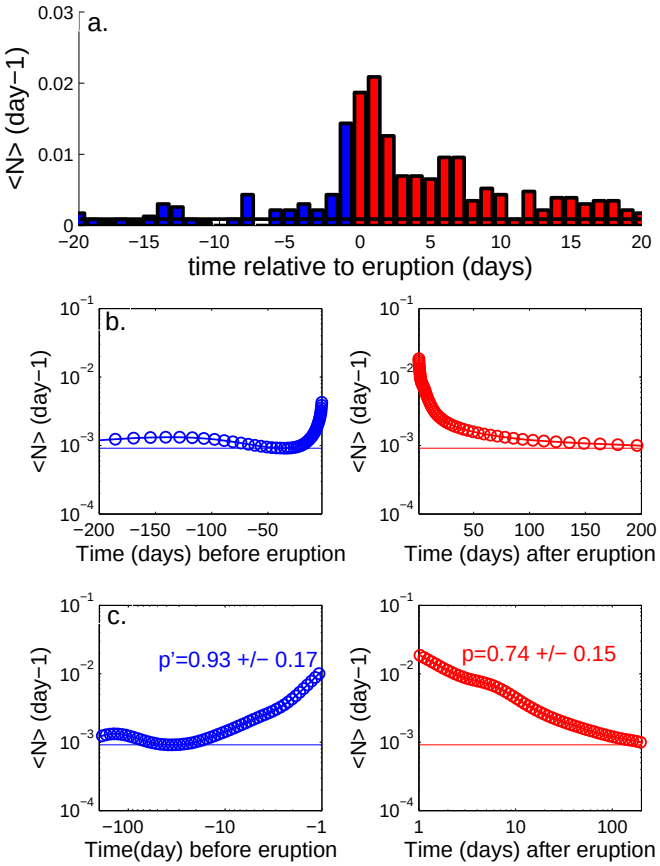


FIGURE 3.8 – Average seismicity rate before (blue) and after (red) eruptions : a) zoom within -20+20 days from eruption highlights the pre-eruption pattern. Note that at +20days the aftershock rate is still above the noise level, which is not the case for the eruption foreshock rate, b) log normal plots of pre and post eruption daily seismicity rate with Gaussian function smoothing. Departure from linearity rejects the exponential law to reproduce the data, c) log-log plot of pre and post eruption daily seismicity rate with Gaussian function smoothing. A power law pattern (straight line) is accepted to describe the data in the 10 days and 200 days range for foreshocks and aftershocks respectively. The seismicity background level (horizontal lines on all plots) is computed from a [-400 ; -100] days window before eruptions or $M_w \geq 7$ earthquakes. The p and p'-values are maximum likelihood estimates of the Omori's law exponent (e.g. Ogata and Katsura [1993]). They are estimated on a time window which starts at t_0 and ends when the signal merges with the background noise level.

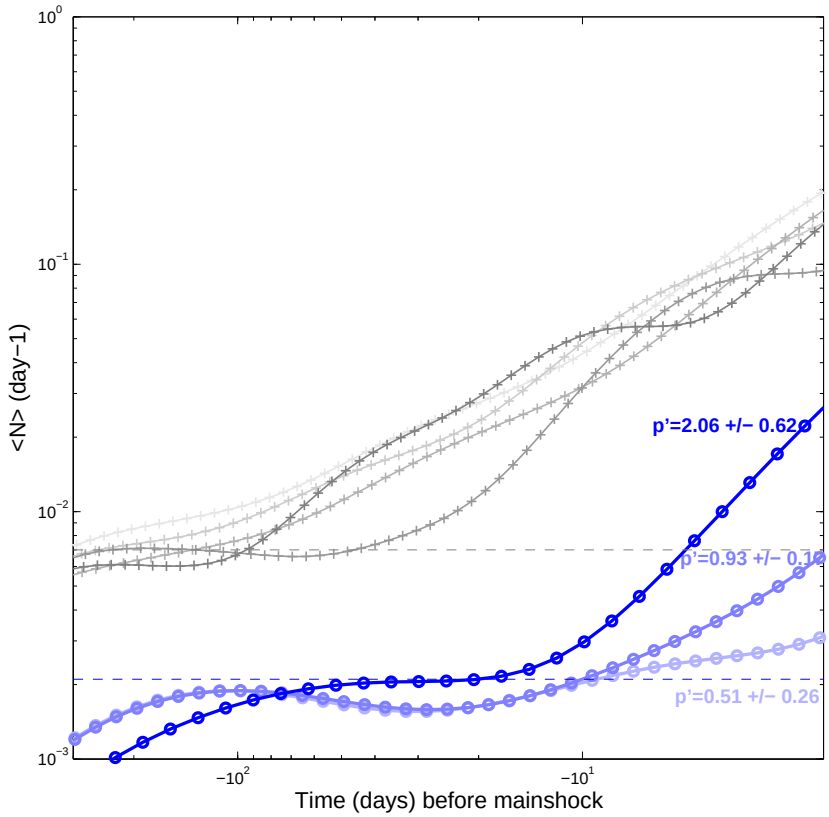


FIGURE 3.9 – Patterns of foreshocks given the type and size of main shock. Light to dark grey : mainshocks are earthquakes from worldwide catalogue for magnitude ranges in [5.5 ;7.5]. Light to dark blue : mainshocks are eruptions from worldwide catalogue for small VEI<3, all and large VEI>3. $\langle N \rangle$ is the averaged number of seismic events per day (normalized by the number of eruption in each class), prior mainshock time. We used a Gaussian function smoothing [Helmstetter et al., 2003].The seismicity background levels (horizontal dotted lines) are computed from a [-400 ; -100] days window before eruptions (blue) and before main earthquakes (grey). The p-values are the Omori's law exponents estimated with the maximum likelihood method (e.g. Ogata and Katsura [1993]) on the seismicity starting from eruption time to the day when it merges with noise level.

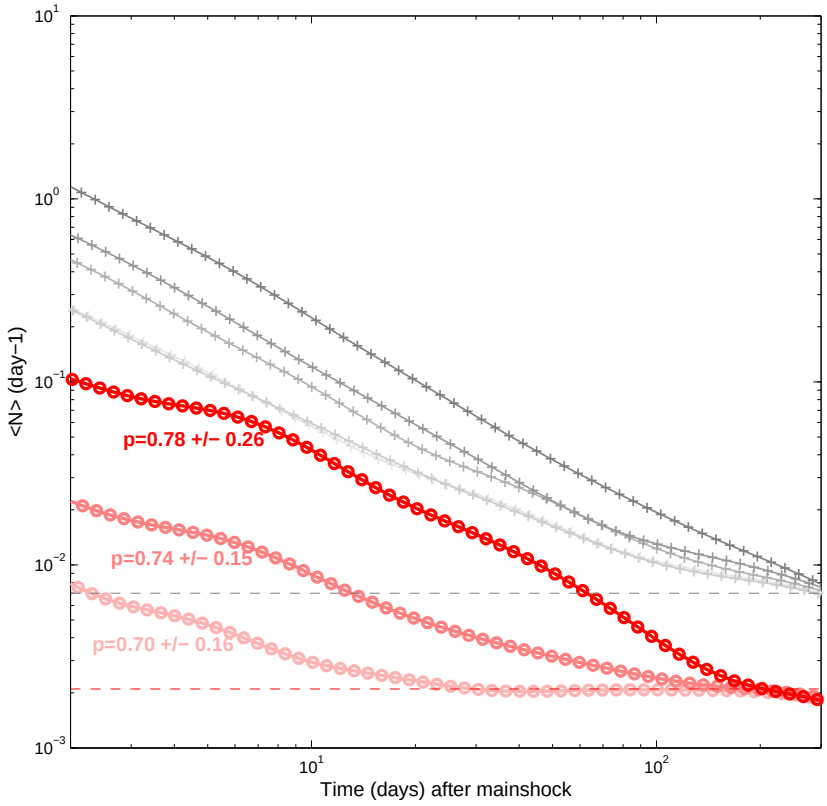


FIGURE 3.10 – Patterns of aftershocks given the type and size of main shock. Light to dark grey : mainshocks are earthquakes from worldwide catalogue for magnitude ranges in [5.5 ;7.5]. Light to dark blue : mainshocks are eruptions from worldwide catalogue for small VEI<3, all and large VEI>3. $\langle N \rangle$ is the averaged number of seismic events per day (normalized by the number of eruption in each class), prior mainshock time. We used a Gaussian function smoothing [Helmstetter et al., 2003].The seismicity background level (horizontal dotted lines) are computed from a [-400 ; -100] days window before eruptions (red) and before main earthquakes (grey). The p-values are the Omori's law exponents estimated with the maximum likelihood method (e.g. Ogata and Katsura [1993]) on the seismicity starting from eruption time to the day when it returns to noise level.

earthquakes. From figure 3.10, we learn that the decrease in seismicity rate after the shocks are slower (smaller power law exponent) for eruption aftershocks than for tectonic earthquake aftershocks, respectively. In terms of brittle damage processes it accounts for a slower relaxation process after eruptions than after earthquakes. Considering the foreshocks sequences, the most striking result is the clear dependance of the earthquake forerunners rate with eruption size (figure 3.9a). It contrasts with the constant foreshocks pattern which is resolved before all earthquake sizes (see table 3.2 for the p and p' values). The larger the VEI value, the larger the p'-value, and the longer the acceleration duration.

Omori law exponent before and after eruption

To analyze the dependency of the Omori law with eruptions sizes, we quantify the p' and p exponent values of the pre- post eruption seismicity for 2 independent classes of eruptions, i.e. 172 eruptions of $VEI \geq 3$, and 978 events for $VEI < 3$. First, we isolate the points above background noise level. Second we test when a power law is accepted, and if yes, we estimate the value of the power law exponent. For that purpose we used two different methods giving results in the same order of magnitude : the maximum likelihood method proposed by Ogata and Katsura [1993], and a Least Mean Square method. Table 3.2 sums up the estimated Omori's law exponents for each dataset. The small number of events above the noise level imposes rough estimates of the exponent values and the standard deviations are large. Errors bars from least mean square estimations are biasses, that minimized the true error.

Before small eruptions ($VEI < 3$), a soft acceleration of the seismicity towards eruption is characterized by $p' = 0.51 + / - 0.26$ (figure 3.11). Before $VEI \geq 3$ eruption, p'= 2.06 +/-0.62, characterizes a strong acceleration towards eruption (figure 3.11). Note that for earthquakes, we resolve no change in the p'-value as a function of the upcoming mainshock's magnitude. The lack of change in p'-value is observed for tectonic earthquakes and predicted by point process of cascading earthquake model (e.g. Helmstetter and Sornette

	N_{events}	p'_{L2}	p_{L2}	p'_{ML}	p_{ML}
Small eruptions (VEI<=2)	978	0.23 ± 0.03	0.55 ± 0.01	0.51 ± 0.26	0.70 ± 0.16
All eruptions	1150	0.98 ± 0.01	0.59 ± 0.03	0.93 ± 0.17	0.74 ± 0.15
Large eruptions (VEI>=3)	172	1.33 ± 0.06	0.76 ± 0.22	2.06 ± 0.62	0.78 ± 0.26
EQ Mag 5.5-6	11600	0.87 ± 0.04	0.86 ± 0.05	0.93 ± 0.08	0.99 ± 0.09
EQ Mag 6-6.5	3357	0.75 ± 0.02	0.88 ± 0.06	0.88 ± 0.07	0.97 ± 0.11
EQ Mag 6.5-7	1043	0.93 ± 0.09	0.91 ± 0.04	0.97 ± 0.12	1.03 ± 0.08
EQ Mag 7-7.5	379	0.84 ± 0.02	0.95 ± 0.04	0.98 ± 0.06	1.02 ± 0.06
EQ Mag>7.5	181	0.82 ± 0.02	0.98 ± 0.05	1.01 ± 0.06	1.05 ± 0.07

TABLE 3.2 – Power law exponents for seismicity rate before (p') and after (p) eruptions and earthquakes. N_{events} is the number of events in each class. P and p' are computed using a Least Mean Square fit (L2 index) or using the Maximum Likelihood (ML index) method from Ogata and Katsura [1993].

[2002b] ; Helmstetter et al. [2003] ; Tahir et al. [2011]).

Aftershock productivity and eruption size

For classical tectonic seismicity, K, the aftershock productivity is resolved to scale with the size of the triggering earthquake [Helmstetter et al., 2005]. Helmstetter et al. [2003], using ETAS model, demonstrated that the average total number of aftershocks $\langle R \rangle$ (including the cascade of indirect aftershocks) is resolved to increase with the size of the triggering earthquake. Helmstetter and Sornette [2003a] demonstrate that the average total number of aftershocks $\langle R \rangle$ (including the cascade of indirect aftershocks) exponentially scales with the main shock magnitude, as

$$\langle R(M) \rangle = \frac{k_0}{1-n}.10^{\alpha(M-M_0)} \tag{3.4}$$

where n is the branching ratio of the ETAS model. Given the smaller number of events we resolve after eruptions than after earthquakes (figure 3.10), it is more robust to test any possible scaling in aftershock production with the eruption size using the total number $\langle N \rangle$ of aftershocks on a given duration t, rather than to estimate the k_0 and α parameters of

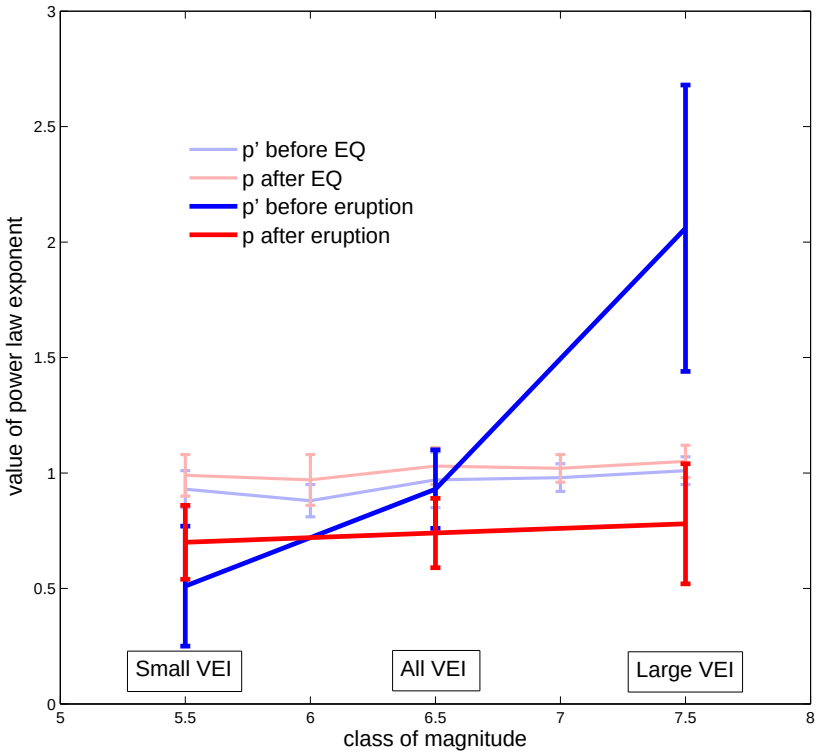


FIGURE 3.11 – Omori's law p and p'-values as a function of the trigger shock sizes (shaded lines : shocks are $M_w \geq 7$ earthquakes worldwide, strong lines : shocks are worldwide eruptions). The p-values and errors bars are from maximum likelihood estimates (e.g. Ogata and Katsura [1993]), see table 3.2.

the aftershock productivity from the power-law fit. As a proxy to the aftershock eruption rate, we used the number of earthquakes of magnitude $M \geq 4.8$ within 200 days and 50 km from eruptions. For the $VEI \geq 3$ eruptions the 200-days window corresponds to the time when the Omori decay curve reaches the background level (see fig 3.10). We may then have included a few background earthquakes in the aftershock counts. We assume it does not impact our results because the number of possible background events is small.

VEI	N_{erup}	$R_{aftershock}$	$\langle R_{aftershock} \rangle$	$R_{foreshock}$	$\langle R_{foreshock} \rangle$
0	157	180	1.14	13	0.08
1	398	372	0.93	32	0.08
2	423	413	0.97	17	0.04
3	147	285	1.93	46	0.31
4	21	113	5.38	13	0.62
5	3	19	6.33	0	0.00
6	1	28	28	0	0.00

TABLE 3.3 – Parameters related to productivity in aftershocks for the different classes of eruptions. N_{erup} is the number of eruption in each class of VEI. $R_{aftershock}$ and $R_{foreshock}$ are the total number of aftershocks over a 200 days-window after eruption and the total number of foreshocks over a 20 days window before eruption respectively, within 50 km around the volcano. $\langle R_{aftershock} \rangle$ and $\langle R_{foreshock} \rangle$ are the normalized number of aftershocks and foreshocks respectively for each eruption of each class : $\langle R_{aftershock} \rangle = \frac{R_{aftershock}}{N_{erup}}$ and $\langle R_{foreshock} \rangle = \frac{R_{foreshock}}{N_{erup}}$.

The number of aftershocks following $VEI \geq 2$ eruptions exponentially scales with the eruption size. (figure 3.12). Similarly to regular earthquake aftershocks, our results allow us to rewrite equation (3.4) as an exponential productivity law for aftershock rate $\langle R_{erup} \rangle$ for eruption's aftershocks. The productivity of aftershocks triggered by a given VEI is described by

$$\langle R_{erup} \rangle = K_0'.10^{\beta VEI} \tag{3.5}$$

Using a least mean square optimization,we estimate $\beta = 0.35 + / - 0.05$ for the eruption productivity rate.

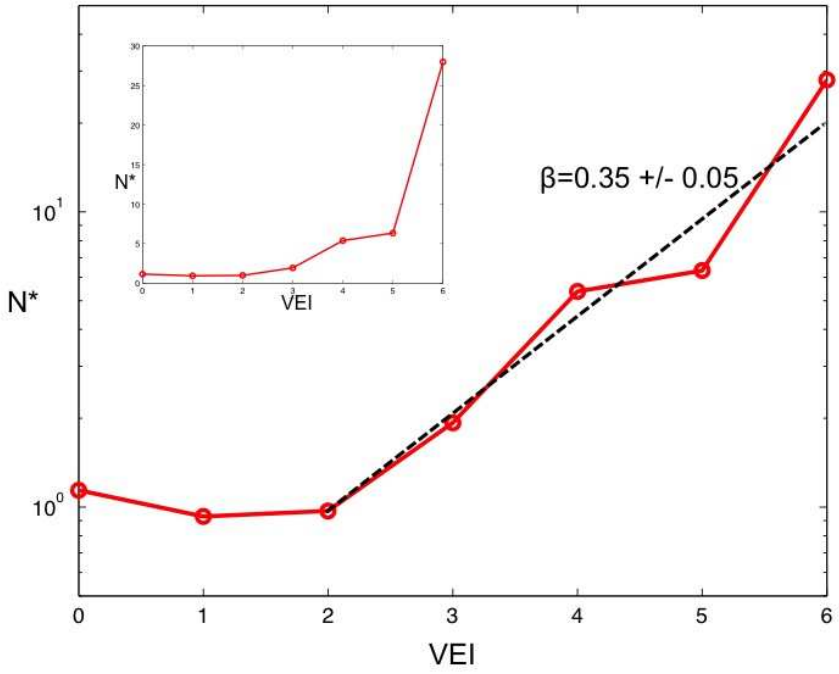


FIGURE 3.12 – Eruption aftershocks and eruption Size : Normalized number N* of earthquakes within 200 days and 50 km from the eruption location, as a function of eruption VEI. The linearity of the relationship for $VEI \geq 2$ suggests an exponential increase of the number of aftershock with the eruption size. Top left plot, same as main plot not using log-normal scale.

Spatial distribution of aftershocks

Since a regional damage of the crust is observable around the volcano edifice contemporary to eruption time, we are interested in characterizing the distances of interaction between eruption and the related seismicity, given the size of the eruption. To extract any difference between eruption triggered and earthquake triggered seismicity we look at the pace patterns of aftershocks after eruptions. For that purpose, we extend the Signal to Noise Ratio analysis of section 2 to larger distance (figure 3.13).

For classical earthquake-earthquake interactions, the decrease of the number of aftershocks with the distance from the epicenter is similar for all the ranges of earthquakes magnitudes. Furthermore, the closer from the main shock epicenter, the higher the SNR (figure 3.13 left). It means that the number of aftershocks is decreasing right from the epicenter location. For eruptions, the global shape looks quite similar for all VEI classes, despite the irregularities of the curve shapes due to small number of events in each class. Therefore the size of the eruption does not appear to play a role in the spatial distribution of aftershocks after eruptions. However, even with an accuracy of 5 km for eruption onset location (http ://www.volcano.si.edu), the peak value for SNR does not occur on the volcanic edifice but around 20 km from the vent. We tested the pattern not to be driven by a specific geometry, e.g. subduction zone offset between average seismicity and volcanoes location (see discussion section).

3.2.4 Discussion

Omori law for eruption aftershocks

We resolve after eruptions an average aftershock decay rate as a power-law of time, with a p-value Omori exponent which is significantly smaller than the one typical for earthquakes (figure 3.11). Several authors invetigated the possible factors for p-value changes. At the volcano scale, Klein et al. [2006] suggested, using Hawaii datasets, that

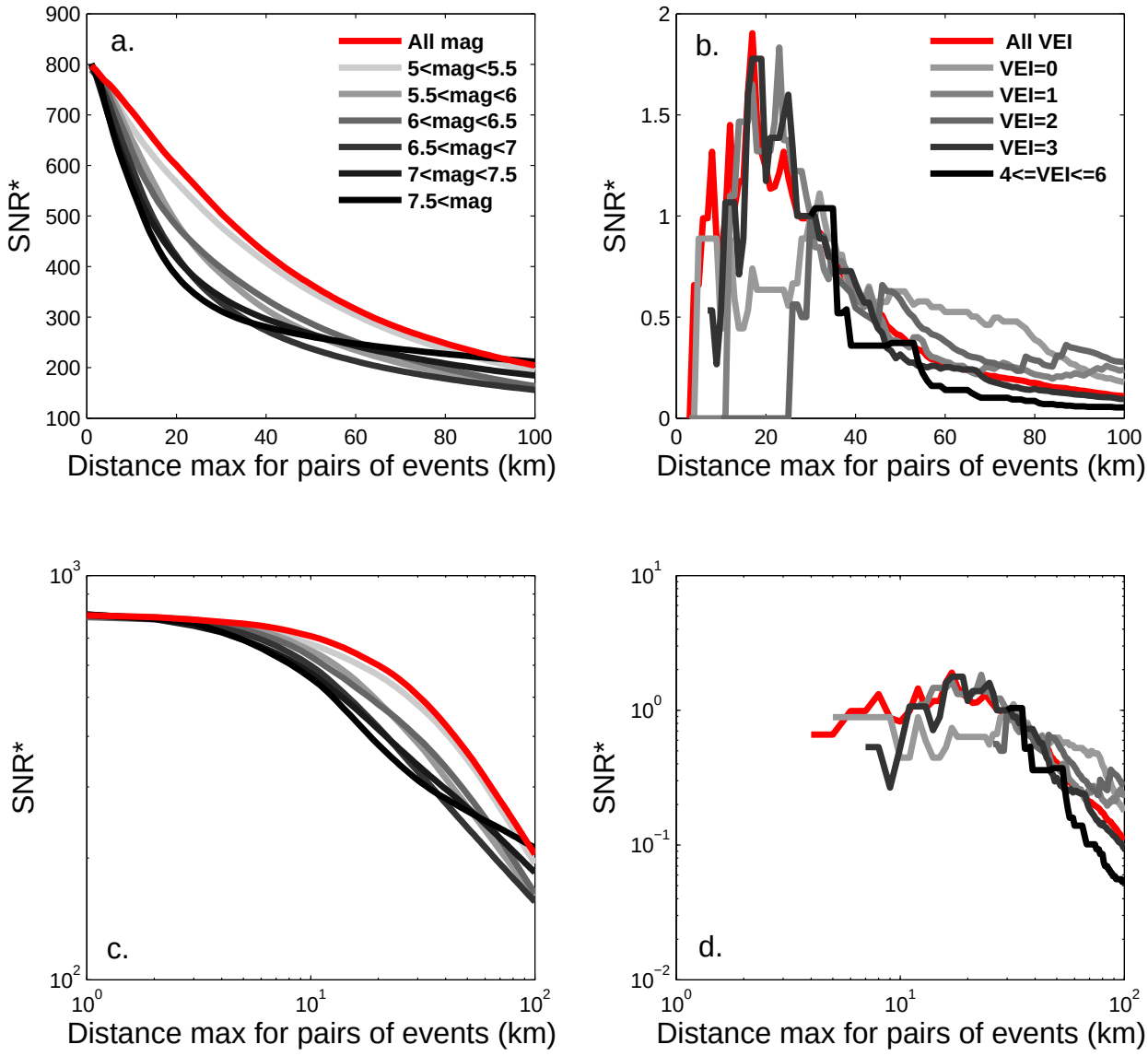


FIGURE 3.13 – Normalized peak seismicity rate (SNR*=SNR/N where N is the number of events in each class) for different sizes of main shock (a. and c. : earthquakes aftershocks in linear and loglog plots respectively ; b. and d. : eruptions aftershocks in linear and loglog plots respectively), when the maximum distance for counting event pairs increases from 1 to 100km. SNR is defined as the peak value of seismicity (at t=0) over the mean seismicity computed on a [-400 ; -100] days time window before eruption time.

the p-value increases with temperature on the basis of high p-value for aftershock sequence close to active magma centers. Kisslinger and Jones [1991] show on California seismicity, that higher temperature in the aftershock source volume causes shortened stress relaxation time, leading to a faster decay rate (which means higher p-value). At the lab scale, using Acoustic Emission as an analogue at small scale to brittle seismic damage, Ojala et al. [2004] reported a linear increase of the p-value with increasing temperature.

In the context of rate and state friction law (e.g. Dieterich [1994]), Helmstetter and Shaw [2006] demonstrated the relationship between stress heterogeneity and aftershock rate. Omori exponent increases when the change in stress field triggered by the main shock is more heterogeneous. Namely p-values increase from 0.8 to unity in the Helmstetter and Shaw [2006] model. The stress heterogeneity impacts the temporal decay of aftershocks with time and therefore modify the p and c-values of the Omori's law. Lombardi et al. [2006] show that a non-stationary stochastic ETAS model (with time varying parameters) better fits swarms seismicity on Miyakejima volcano (Izu island, Japan), than classical ETAS model, thereby attesting for possibly non constant p-values. Working on the same sequence Traversa [2009] reproduces the space and time pattern of the seismicity triggered by the 60 days dyke Miyakejima intrusion using a rate and state model for the intrusion as a slow earthquake. Always exploring the rate and state friction law responses to slip history, the other possible candidate to reproduce observation of aftershock rate decay as power-law of time with an Omori exponent that can be either smaller or larger than 1 is the slow continuous versus fast seismic slip pulse(Helmstetter and Shaw [2009]). Within this later framework the Omori exponent is controlled both by the temporal decay of stressing rate and by its amplitude (Helmstetter and Shaw [2009]).

The variations of p-values with earthquakes sizes remain controversially. When Ouillon and Sornette [2005] propose a linear relationship between p-value and magnitude M of the main shock, Hainzl and Marsan [2008] review several previous study on the dependency of p-value with size of main event and show that the differences observed between all those

studies are strongly related to the declustering techniques used to extract aftershocks.

To sum up, three control parameters are suggested to drive the p-value variations both for classical tectonic seismicity and volcanic seismicity as, (i) the rock temperature, (ii) the stress rates, (iii) the trigger size. In a volcanic context, the media temperature is expected to be higher than for a classical tectonic setting, due to the proximity of storage zones hot material. When this argument holds close to the volcano, the temperature effect may vanish within 25-50 km distance from the probable storage zone. At any rate, temperature as the control parameter for p-value changes predicts a relative high p-value for volcanic context. Because it is not supported by our observations (figure 3.11 and table 3.2), we therefore reject temperature to control the low p-value we observed for eruption aftershock as compared to earthquakes aftershocks. To test the effect of the medium properties on p-values, we computed the p-value for earthquakes of $M_w \geq 7$ occurring within 50 km of the active volcanoes used in our study (table 3.2), up to 100 days away from eruption time (132 events). For these earthquakes, we recover $p = 0.84 \pm 0.11$, which is close to $p = 0.84 \pm 0.02$ we resolved for $M_w \geq 7$ earthquakes worldwide (table 3.2). This value is also in the range $[0.8\,;\,1.2]$ observed for classical tectonic settings. It rejects the material around active volcanoes to drive the small p-value after eruptions. When computing the p-value for earthquakes of $M_w \geq 7$ occurring within 50 km of the same volcanoes we used for eruption's aftershocks, on a 100 days time window after eruptions (i.e. out from the post-eruptive seismicity and stress changes), we recover a $p = 0.89 \pm 0.12$ value, which is close to the one observed in the 100 days following eruptions ($p = 0.84 \pm 0.11$). This observation attests that the stress perturbations in the media around eruptions have no long lasting impact on the classical Omori decay law defined for earthquakes interactions. Therefore, to explain the regular values of p-values for earthquakes in the volcanic area around eruption time, we have to consider that the smaller p-value around eruptions might be due to the wider distribution of aftershocks around the volcanic edifice and the evidence for a seismicity gap around the volcano.

Since neither temperature nor trigger size, nor medium properties studies supports a low p-value, our analyses argue for the role of the eruptive dynamics to drive the smaller p-value observed after eruptions than after earthquakes. The mechanical processes occurring after eruption onset are quite different from earthquakes ones, since the eruption might last from a few hours to a few months after magma reached the surface. After the eruption onset, a loading rate is still active, impending regular and fast relaxation as to compare with the fast seismic pulse contemporary to earthquake slip. The relationship between dyke velocity and earthquakes faulting has been highlighted by Traversa and Grasso [2009]. In that sense, using an analogy with slow earthquakes, where the same kind of slow release of stress variations through time is emphasized, we suggest a rate and state response of the crust after eruption (Helmstetter and Shaw [2006] ; Helmstetter and Shaw [2009]). This way, the lower p-values we resolved for eruption aftershock relatively to earthquake aftershocks may be driven by either : i) a less heterogeneous stress field after eruptions than after eartquakes, ii) a smoother stress rate relatively to earthquakes, due to slower and longer lasting forcing during and after eruptions, iii) a larger spatial distribution of aftershocks relatively to earthquakes. Note also that figure 3.10 suggests a possible change of p-value through time. The lower p-value within 10 days from the eruption may be the signature of a more active forcing in the early days after eruption. This possible non constant p-values through time is supported by Lombardi et al. [2006] for the 2002 Miyakejima volcano eruption.

The mapping of the Omori law on the eruption aftershocks in not restricted to the power law decay and it also encompasses post damage in the crust that scales with the eruption size (figure 3.12). This pattern mimics the aftershocks productivity scaling with earthquake magnitude (Felzer et al. [2002] ; Helmstetter and Sornette [2003b]). Our results support the K_{erup} aftershock production for each eruption to be related with the number

of aftershocks triggered by a given eruption to scale with VEI for $VEI \geq 2$ as

$$K_{erup} = K'_0.10^{\beta VEI} \tag{3.6}$$

$\beta = 0.35 \pm 0.05$, the VEI aftershock productivity for eruption is two time smaller than the 0.8 value estimated for $M = 7 - 9$ earthquake with the same worldwide catalogue [Tahir et al., 2011]. The validation of

$$\langle R_{erup}(t) \rangle = \frac{K'_0.10^{\beta VEI}}{(t+c)^p} \tag{3.7}$$

as the comprehensive Omori law for eruption aftershock, supports a generic response of the brittle crust to impact. The productivity rate α has been estimated in the range 0.8-1 for Southern Californian seismicity (Helmstetter [2003] ; Helmstetter et al. [2005]), and close to 0.8 for the worldwide catalogue (Tahir et al. [2011]) when the magnitude of the mainshock M_w is larger then the cut-off magnitude M_c +2. In the case when M_w<M_c+2, the α values appear to be twice smaller, estimated around 0.38. The striking similarity between this latter value and our estimation of $\beta = 0.35$ for eruption's aftershocks productivity supports the idea that : i) there is no difference in the aftershock production process for earthquakes and eruptions, and ii) the equivalent magnitude for VEI>3 eruptions is smaller than 7 ($M_c + 2$). Furthermore, the lower eruptions aftershocks's productivity obtained the day of eruption also scales with a lower seismicity background rate (due to the fact that eruptions occur in less seismogenic zones than major earthquakes). This relation between aftershock productivity and background rate has been highlighted by Toda et al. [2005].

The spatial distribution of aftershocks

Several studies have explored the spatial characteristics of aftershock distribution around a seismic mainshock. Dieterich [1994] underlines the variations of the size of

aftershock zone given the stress drop. Another result is detailed by Helmstetter [2003] who reproduces the spatial diffusion of aftershocks after mainshocks, when averaging over many sequences, using the ETAS model.

The main difference between post-eruptive sequences (figure 3.13a) and post-earthquake sequences (figure 3.13b), is the seismicity decrease around eruption vent, corresponding to a maximum SNR around 25 km away from the eruption location. The distance distribution of early aftershocks after earthquakes (figure 3.13 left) follows a smooth decrease with distance.The $+/-5$ km accuracy for eruption locations (http ://www.volcano.si.edu) is not large enough to account for the observed decrease in seismicity within 20 km from the eruptive vent. A first possible candidate to drive this pattern is the non isotropic distribution of worldwide earthquakes and volcanos, respectively. Specifically in subduction zone context, the volcanic arc is a few tens of kilometers translated from the subduction trench where earthquakes cluster. To test this hypothesis, we used the Smithsonian Institution zonation, to separate the eruption datasets into subduction zone and non-subduction zone events. The Smithsonian classification is quite rough and our result gives us a first order approximation of the role of subduction zone part on the seismicity gap, if any. Figure 3.14 shows that the gap effect is mainly driven by less seismogenic non subduction zone pairs of events. This result remain stable and even stronger when using hypocenter distances to eruption rather than epicenter distances to eruption.

Since we reject the geometric distribution of subduction zones and volcanoes to drive the seismicity decrease we observe close to eruption sites, the other possible candidate is the regional change in stress field around volcanoes. Pinel and Jaupart [2003] showed that the magmatic overpressure combined with the edifice loading induced a maximum stress beneath the edifice, at the top of the reservoir. This pattern induces a stress field that deviates dyke propagation, rejecting eruption vents away from the volcano edifice through time (Pinel and Jaupart [2000]). The same stress field perturbations, which are mainly a change in the vertical stress, have a direct impact by inhibiting thrust faulting, this later

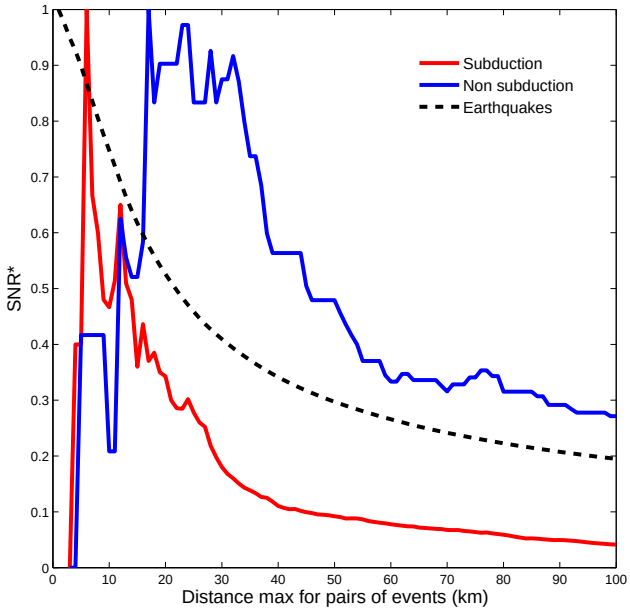


FIGURE 3.14 – Evolution of SNR (defined as the peak value of seismicity over mean value on 300 days windows before eruption time) with maximum epicentral distance between EQ and eruption varying up to 100 km for eruptions located nearby subduction zones (red) or out of subduction zone (blue). For comparison, SNR around earthquakes of mag>6 is plotted in black dotted line.

faulting style dominating the worldwide seismicity (Huc and Main [2003] ; Tahir et al. [2011]). In compressive tectonic settings, this increase in vertical stress drives a stress shadow around the volcano edifice, that inhibits fault slips. One possible mechanism to reproduce the larger gap zone around non subduction volcanoes (figure 3.14) is the larger size of shield hot spot volcanoes. Hotspot volcanoes, due to their fast growing rate, are known to be the largest volcano edifices [Wood, 1984]. They might therefore induce larger vertical load that will impact the regional crust at larger distance than the other volcanoes, respectively.

Inverse Omori law for foreshocks and eruption's size

Helmstetter et al. [2003] show that the inverse Omori law for foreshocks of tectonic earthquakes results from the direct Omori law for aftershocks, provided that any earthquake can trigger its cascade of aftershocks. In this picture, foreshock power law increase emerges as the expected (in a statistical sense) trajectory of seismicity, conditioned on the fact that it leads to the burst of seismic activity accompanying the main shock. In particular, Helmstetter et al. [2003] demonstrated by analytical solution and numerical simulations on the epidemic-type aftershock sequence (ETAS) model that p' is always smaller than or equal to p-value and independent of earthquake size. Our results support p'-value for eruption foreshocks to be larger than p-value for VEI >2 eruptions aftershocks, and p'-value to change with eruption size (VEI). It rejects the average eruption foreshocks we resolve within 50 km of a volcano to emerge from earthquake interaction solely. It validates the regional seismicity patterns we observed before eruption to be driven by magma transfer. Using Acoustic Emission as a small scale analogue to brittle crust earthquakes, Ojala et al. [2004] observe the dependency of the p'-value with the strain rate. At the lab scale, p'-values decrease with decreasing strain rate (varying from 0.76 to 2.71 for increasing strain rate, Ojala et al. [2004]).

Power law acceleration of the seismic event rate has been reported before eruption

in individual cases by Voight [1988], Cornelius and Voight [1994], or Kilburn and Voight [1998]. Voight [1988] suggests the dynamics of tertiary creep towards material failure to describe the accelerating seismic event rate before eruptions. This pattern, on single pre-eruption seismicity rate, is reported for andesitic-explosive eruption solely (for a review see Kilburn [2003]).

However, individual eruptions are scarcely reported to be preceded by an increase in event rate, and when observed, increases in event rate does not always lead to eruption, i.e. there is a high false alarm rate [Grasso and Zaliapin, 2004a]. Using the same stacking technique we have been using in this paper in order to extract a mean field behaviour, Chastin and Main [2003] and Collombet et al. [2003] find that a mean power-law acceleration of the seismic event rate does emerge 10-15 days before eruption, respectively for Kilauea volcano and Piton de la Fournaise volcanoes. The exponent value for the power law increase is in the 0.7-0.8 range. When none of these studies explored the variations of the power law exponent with the size of the impending eruptions, all being VEI=0-1 for Piton de la Fournaise and VEI=0-2 for Kilauea volcano, the p'-values are included within the range we resolved for VEI<3 volcano eruptions worldwide.

From our study of the average behaviour of the seismic event rate, given the size of the impending eruption, we find that the p'-value of the inverse Omori law ranges from 0.5 to 2.0 for $VEI < 3$ and $VEI \geq 3$ respectively (figure 3.11), whereas the aftershock p-values remains close to 0.7. The dependency we find of the p'-value with eruption size is in good agreement with the lab observations of Ojala et al. [2004]. In this latter context, larger eruption are driven by higher strain (and stress) rates in the surrounding brittle crust. Apart from the p'-value change as a function of eruption size, we resolve that contrary to tectonic earthquake foreshocks, the eruption foreshock productivity, K', scales with the eruption size (figure 3.15). Although the weak number of foreshocks prevents a detailed analysis for each VEI class as the one we perform for aftershock K values (figure 3.12), we resolve a comparable scaling for both K' and K values for $VEI \leq 2$ and $VEI \geq 3$

respectively (figure 3.15). All these results support the inverse Omori law before eruption to scale with the still to come eruption sizes. These observations support that the loading, as pressure and stress build up within the brittle crust up to 50 km around ongoing eruption, can be resolved as a mean field pattern before eruptions. Furthermore these results argue for information on the size of the impeding eruption as embedded in the brittle damage patterns they trigger.

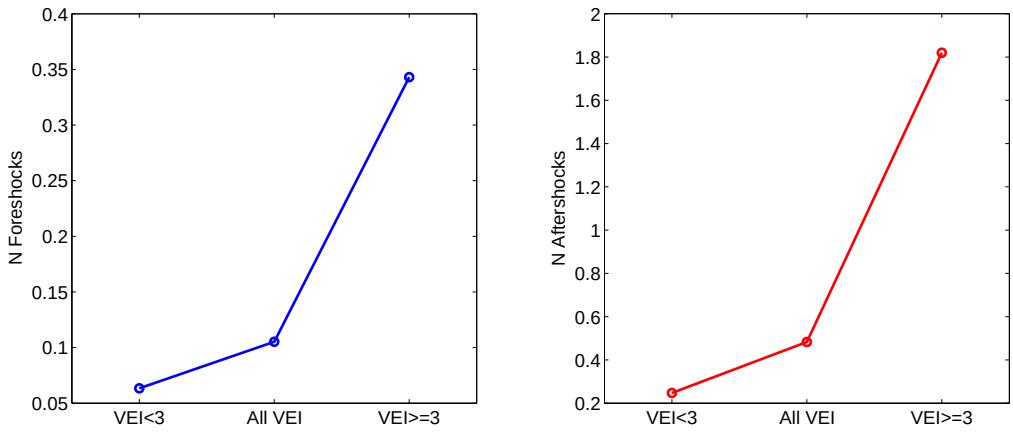


FIGURE 3.15 – Number of foreshocks (left) and aftershocks (right) within 50 km from the eruption location, up to 20 days before eruptions for foreshocks and up to 100 days after eruption for aftershocks, as a function of eruption VEI. We distinguish only two classes of eruption size : small VEI ($VEI > 3$) and large VEI ($VEI \geq 3$).

3.2.5 Conclusion

This study allowed us to bring to light major results concerning the properties of the seismicity occurring in volcanic context contemporary to eruptions. The main results are : i) the dependency of p'-value (before eruption) to eruption size, ii) a small p-value accounting for a slower relaxation than in classical tectonic settings, iii) the exponential relation between the number of aftershocks and the size of eruptions, with a twice smaller productivity rate than for classical tectonic earthquakes. The low p-value in volcanic

contexts suggest mechanical loading and relaxation processes different from the one of classical tectonic seismicity. The low productivity rate argue for eruptions to correspond to energy release (as described by earthquake magnitude) smaller than M_c+2, i.e. smaller than magnitude 7.

3.3 Perspectives dans le cas d'un unique volcan

Since we observe variations of p'-value prior eruptions given their sizes, it raises the question of the possible size predictability of an impending eruption, using seismicity rate. To be of practical impact, we focused on a single volcano to test when the dependency of the brittle damage process to eruption size could be identified at a smaller scale, using local volcano-tectonic activity. We used the seismicity catalogue of the Volcano Observatory of Piton de la Fournaise (OVPF) over the period 2005-2009. It corresponds to 13 eruptions, with eruptive volume from 0.5 to $120.10^6 m^3$ (figure 3.16).

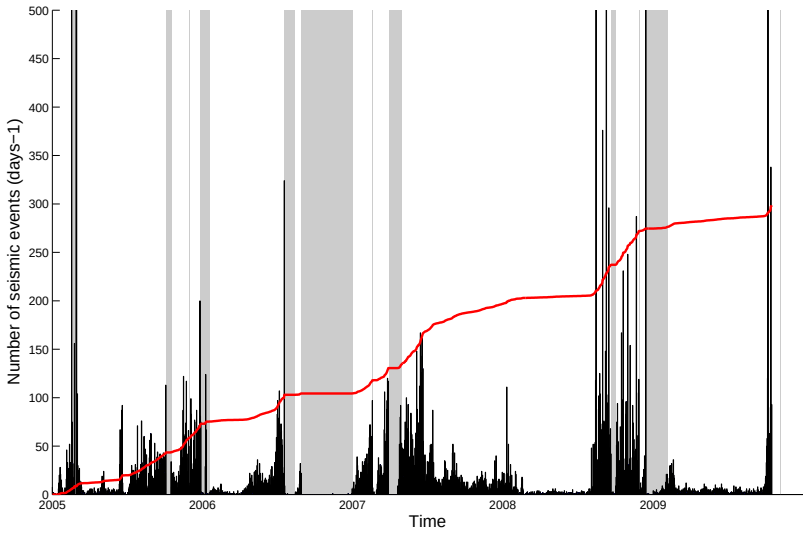


FIGURE 3.16 – Seismicity (as the number of VT events per day) at Piton de la Fournaise volcano, 2005-2009. During this period, 13 eruptions occurred (grey bars). The red line is the cumulative number of VT events.

Following the method we used for worldwide eruptions, we divided PdF eruptions into three classes : small eruptions of eruptive volume less than 15 millions of m3 (9 events), large eruptions of eruptive volume more than 15 millions of m3 (4 events) and a class containing all the eruptions. The relative number of events in each class is then roughly proportional to the relative number of events in the eruption size classes used in the worldwide study. The seismic catalogue is obtained from a daily counting. The catalogue is not reliable at the very moment when eruption is occurring since most of the volcano-tectonic events might be hidden in the volcanic tremor (Battaglia and Aki [2003]). Therefore we only considered the seismicity prior eruptions and computed the p'-value for the different classes of eruptions on these periods. Figure 3.17 shows the stacked seismicity prior eruptions (for the three different classes) and the corresponding p-values.

We find that the p'-values of volcano-tectonic activity increases with the size of the eruption similarly to the p'-values of regional seismicity associated with worldwide eruptions. These patterns attest for a multiscale damage process before eruption, which is also coherent with the p'-dependence with strain rate that is reported at the lab scale (Ojala et al. [2004]). The dependency of the p'-value with the size of the eruption even at the scale of a single volcano, opens new perspective in volcanic hazard assessment. To go further, evaluation of prediction results concerning the size of a forthcoming eruption could be statistically investigated thanks to pattern recognition techniques.

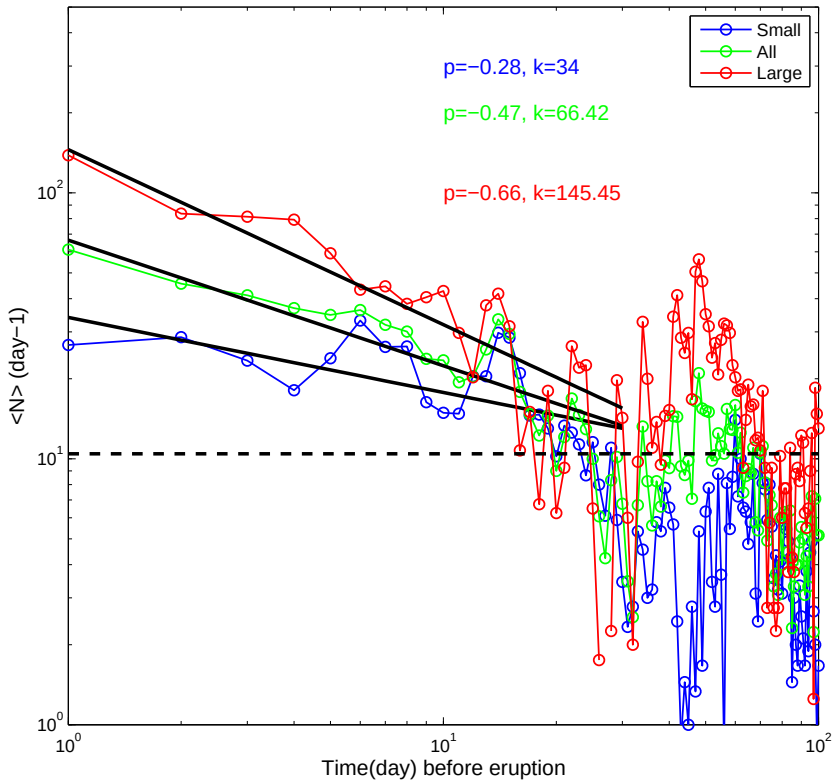


FIGURE 3.17 – Distribution of volcano-tectonic seismicity prior eruptions of Piton de la Fournaise volcano, 2005-2009, for different ranges of size of eruptions. Red : large eruptions with eruptive volume more than 15 millions m3. Green : all eruptions. Blue : Small eruptions with eruptive volume less than 15 millions m3. Black lines are the best power law fit for data above noise level. Dotted line represents seismicity noise level, computed as the mean seismicity over the whole catalogue (2005-2009)

Chapitre 4

Motifs pré-éruptifs au Piton de la Fournaise : implications pour la prédictabilité des éruptions

4.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous nous intéressons à la prédictibilité des éruptions à partir des motifs pré-éruptifs de trois observables du Piton de la Fournaise. Ces trois observables sont la sismicité (nombre de séismes volcano-tectoniques enregistrés quotidiennement), le déplacement en ouverture sur une fissure (mesuré par un extensomètre quotidiennement sur une fissure localisée à la base du sommet du volcan), ainsi que les variations de vitesse sismiques (calculées à partir du bruit de fond sismique). Les motifs pré-éruptifs des trois observables sont identifiés à partir d'un algorithme de pattern recognition et l'ensemble des résultats en terme de prédiction sont traduits dans des diagrammes d'erreur. Le but de ce chapitre est de proposer une méthode aux décideurs afin d'optimiser les stratégies de prédiction en fonction des priorités liées au contexte local et à la vulnérabilité. En effet les attentes des décideurs ne seront pas les mêmes en terme de prédiction dans le cas d'un

volcan effusif peu dangereux ou d'un volcan explosif dont les éruptions pourraient avoir un impact humain considérable. Dans le second cas, il peut paraitre préférable de privilégier par exemple un faible taux d'échec à la prédiction moyennant un taux de fausse alarme plus élevé. Ce chapitre sera composé d'une première partie sous la forme d'un article en phase de soumission au journal JGR, ainsi que d'une partie comprenant des remarques complémentaires et des perspectives liées à ce travail.

4.2 Article à soumettre à "Journal of Geophysical Research" : Pre-eruptive patterns from multi-parameter monitoring on Piton de la Fournaise volcano, implications for predictability.

A. Schmid, J.R. Grasso, T. Staudacher, V. Ferrazzini, D. Clarke

Abstract

Volcanic eruptions impact on societal risk, and volcanic hazard assessment is a necessary ingredient for decision-makers. However, the prediction of volcanic eruptions remains challenging due to the complexity and the non-linearity of volcanic processes. Identified precursors such as increasing seismicity or deformation of the volcanic edifice prior to eruption are not deterministic. In this study, we use statistical methods to identify and discriminate precursory patterns to eruptions, on three sets of observables of Piton de la Fournaise volcano. We analyzed the short-term (i.e. the inter-eruptive period) time series of the seismicity, the deformation and the seismic velocity changes (deduced from seismic noise cross-correlations) over the period 2000-2007, with two main goals. First, we analyzed the pre-eruptive behaviour of the previously defined observables, in order to extract time, space and size specific patterns and therefore to better constrain the mechanisms leading to magma transfers up to the surface. Second we considered the different

precursors and studied their predictive power either independently or combined. For that purpose we used pattern recognition techniques and the formalization of error diagrams, in order to describe the prediction strategies.

4.2.1 Introduction

Volcanoes are complex geophysical objects, often characterized by non linear dynamics (Grasso and Bachelery [1995] ;Lahaie and Grasso [1998] ;Melnik and Sparks [1999] ;Sparks [2003]), and by mechanisms sensitive to very small perturbations in which several processes are contemporaneously acting and interacting (Melnik and Sparks [1999] ;Sparks [2003]). As a consequence, it makes challenging any efforts to model volcanic processes or to predict occurrence time, localization and volume of the next eruptions. Two approaches can be used to work on the prediction of eruptions, either on the long term behaviour of a volcano, i.e. for periods larger than the inter-eruptive time (Mulargia et al. [1985] ; Marzocchi and Zaccarelli [2006] ; Turner et al. [2008]), or on the short term patterns (i.e. time, space and energy behaviour) of different observables (Mulargia et al. [1991] ; Sparks [2003] ; Grasso and Zaliapin [2004b] ; Sandri et al. [2005]). In this article, we focus on the short-term approach, identifying the short-term patterns of several precursors to impending eruptions on Piton de la Fournaise volcano.

Several studies have focused on the geochemical and geophysical observables that precede volcanic eruptions, i.e. gas emissions, seismicity, ground deformation, in order to identify precursory patterns for volcanic eruptions. Among geochemical and geophysical precursors studied, seismic event rate has been shown to be the most used when attempting to forecast eruptions (Kilburn [2003]). As pointed out by Marzocchi et al. [2008] and Sparks [2003] this short term approach has been mostly studied by deterministic methods initiated by the fundamental law for material failure described by Voight [1988]. However, a probabilistic approach might be more efficient, due to the presence of complex and different precursory patterns for distinct eruptions (McGuire and Kilburn [1997] ; Wadge and

Isaacs [1988]). The majority of those deterministic approach however lack any possibility to evaluate the quality of the prediction.

Probabilistic approaches have been used on different volcanoes such as Asama [Minakami, 1960], Kilauea [Klein, 1984], Etna by (Mulargia et al. [1992] ; Vinciguerra et al. [2001] ; Marzocchi et al. [2004]), or Piton de la Fournaise [Grasso and Zaliapin, 2004b]. On Piton de la Fournaise volcano, Stieltjes and Moutou [1989] performed a statistical analyses of the eruption time series over the last 150 years in order to improve long-term predictability of eruptions. More recently, thanks to a statistical approach, Collombet et al. [2003] identified precursory processes using the VT seismicity over the period 1988-2001. They identified a power-law increase of seismicity up to 15 days prior to eruption. Since this pattern only appears when measured upon averaging (and might no exist for a single eruption), Grasso and Zaliapin [2004b] tested the predicability of eruptions it generates by using a prediction algorithm based on pattern recognition techniques and the use of error diagrams.

We are interested in extending the analysis of eruption predictability on Piton de la Fournaise in the framework of short-term statistics, to different kind of data simultaneously. Peltier et al. [2006] suggest that deformation of the volcanic edifice measured thanks to an array of extensometers have a precursory behaviour up to several months before all the 14 eruptions of the period 1997-2003. Brenguier et al. [2008] managed to measure tiny seismic velocity changes prior to eruptions thanks to seismic noise cross-correlation techniques, and also propose those measurements as possible precursors to eruptions on the 2000-2007 period.

Therefore we chose to work on the time series of three different forerunners : the seismicity rate, the deformation of the edifice and seismic velocity changes. We had two main goals :

First, we analysed the pre-eruptive behaviour of the previously defined data, in order to extract time and space specific patterns and therefore better constrain the mechanisms

leading to magma transfers up to the surface.

Second, following Grasso and Zaliapin [2004b], we use the pattern recognition technique to quantify eruptions predictability (Mulargia et al. [1991]). This technique allows to extract information from the observation and provides a phenomenological picture without the need of any physical model (Mulargia et al. [1991]). We applied this technique on the three previously defined precursors and evaluate their predictive power either independently or combined. For that purpose we used the formalization of error diagrams introduced by Kagan and Knopoff [1987] and Molchan [1997]. This methodology has been first applied for eruption prediction by Grasso and Zaliapin [2004b] on the seismicity of Piton de la Fournaise. The error diagrams are a useful tool to determine the whole set of possible solutions. Using 3 independent parameters (smoothing window for the data, alarm duration, alarm triggering threshold), it can been used for risk assessment.

4.2.2 Piton de la Fournaise volcano

The volcanic Reunion island is situated in the South-Western Indian Ocean, East of Madagascar (figure 4.1). Piton de la Fournaise is a hot spot shield volcano of the "hawaiian" type, growing in an intra-plate environment, mainly constituted of basaltic rocks, estimated to be 540 000 years old [Gillot and Nativel, 1989]. It was build by the successive stacking of several shield volcanoes [Bachèlery and Mairine, 1990]. Courtillot et al. [1986] showed that the hot spot at the origin of La Reunion island is also responsible of the formation of the Deccan trap volcanism (65 My), the Mascareignes basaltic shelf (35 My) and the Mauritius island (7-1 My). Piton de la Fournaise shows a strong eruptive activity with a ten months average return time for eruptions, on the 1900-2010 period. The mean eruptive volume rate estimated over one century is about $0.01 km^3.yr^{-1}$ [Lenat, 1987]. This corresponds to 10 times smaller eruptive volumes than for Kilauea hot spot volcano which produces $0.1 km^3.yr^{-1}$ [Dzurisin et al., 1984]. The current eruptive activity of Piton de la Fournaise is concentrated inside the caldeira of Enclos Fouqué (figure 4.2)

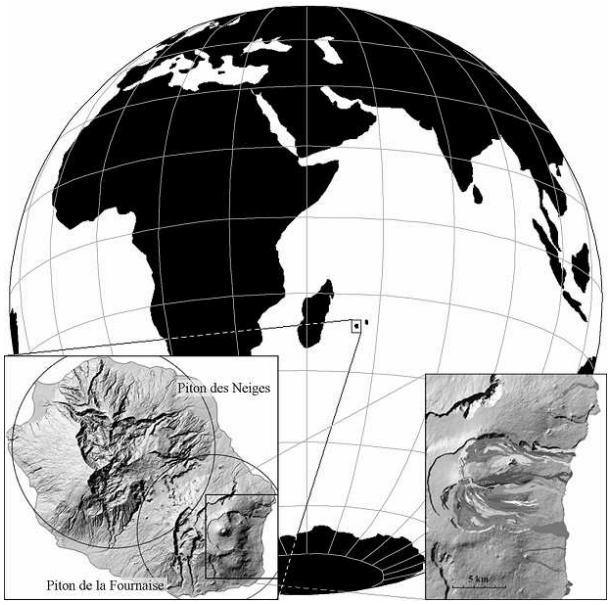


FIGURE 4.1 – Geographic situation of La Réunion island. Bottom left : La Reunion island showing the two main features, Piton des Neiges volcano on the West, and currently active Piton de la Fournaise volcano on the East.

and the emission type is mostly effusive. In the last three centuries, only 8 eruptions (5% of the total number of recorded eruptions) occured outside the Enclos Fouqué, and the lava flows destroyed forests, sugar cane and vanilla plantations, several houses and the main road [Stieltjes and Moutou, 1989]. Two small magmato-phreatic events have been observed in 1905 and 1961. Since the eruptions are small, effusive and mostly localized in uninhabited areas, Piton de la Fournaise does not represent a strong threat for the population. However, its numerous eruptive episodes and the good monitoring of the volcano due to the efforts of the Volcanological Observatory (OVPF) since 1980, make this volcano a perfect test laboratory for prediction schemes.

4.2.3 Three eruptions forerunners : seismicity rate, deformation rate and seismic velocity changes

Next section will describe more precisely the data we used for our study over the period 1999-2006 during which 22 eruptions occurred.

The daily data over the 1999-2006 period

Different arrays of geophysical or geochemical instruments are deployed on Piton de la Fournaise. On figure 4.2, we show the permanent seismic network (left) and the permanent extensometers network (right).

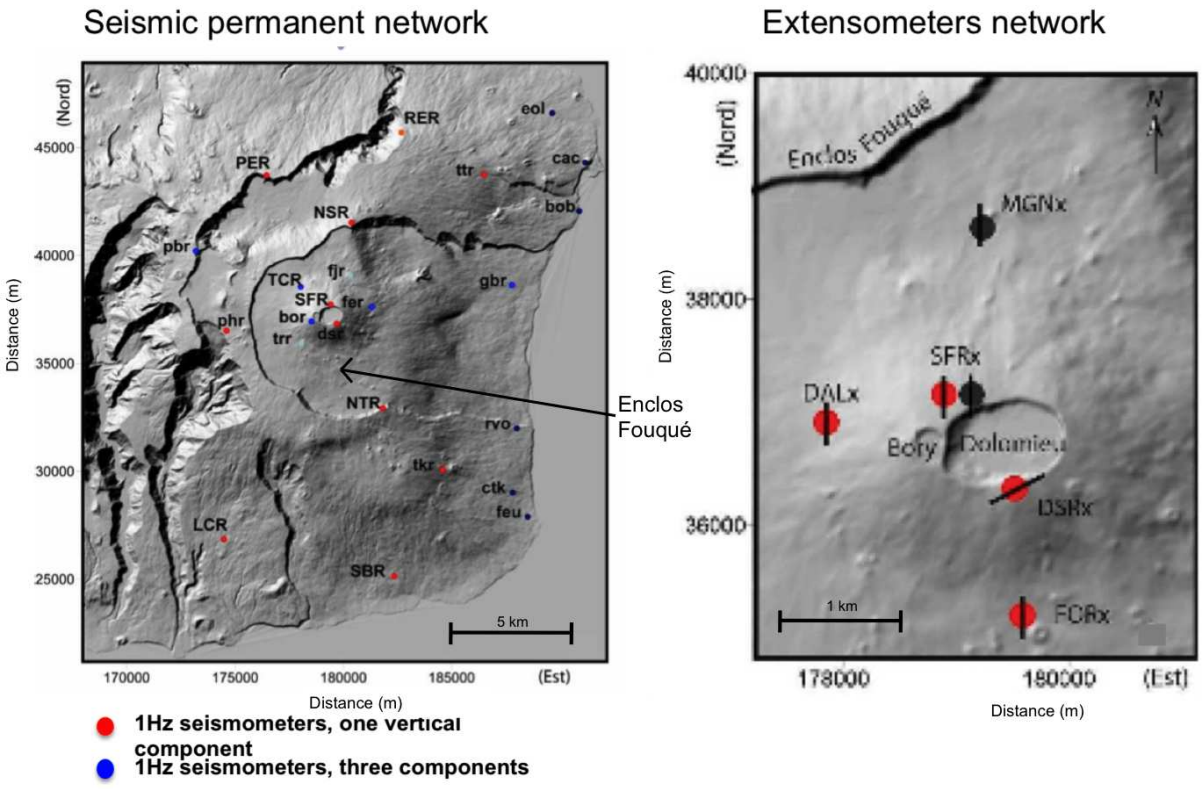


FIGURE 4.2 – Seismic (left) and extensometers (right) networks displayed on Piton de la Fournaise. In this study we used a daily seismic catalog proceeding from a daily counting of events over all seismic stations, and the data from extensometer FORx, South of the summit cone.

We used the seismic catalog provided by the Piton de la Fournaise Observatory (OVPF). The OVPF catalog (1988-2011) is obtained from a manually daily detection of seismic events. An event is included into the catalog when the signal is detectable on more than three different stations. The seismicity at the Piton de la Fournaise volcano is mainly composed of volcano-tectonic (VT) events and rock fall signals. Very few long-period (LP events) have been recorded on the considered period [Aki and Ferrazzini, 2000]. The VT events are usually associated with shear failure or slip on faults : their frequency content is typical of tectonic earthquakes, with clearly defined P and S phases (Minakami [1960], Chouet [1996], McNutt [2002]). They are considered as a sign of renewed volcanic activity since they usually accompany volcano processes typically occurring in form of swarms [McNutt, 2002]. On Piton de la Fournaise, this local seismicity ($Mag < 3$) has been related to damage processes occurring during magma transfers, such as the over-pressure in the magmatic chamber or the propagation of a dike(e.g. Aki and Ferrazzini [2000]). Therefore, seismicity is one candidate as a potential precursor to eruptions.

20 years after the OVPF started to monitor Piton de la Fournaise volcano, daily deformation catalogs were available (starting in 1997). The deformation of the volcanic edifice, linked to stress changes (overpressure, dike intrusion), leads to surface deformations, measurable through either fractures opening, variations of the slope or displacement of a GPS point. On Piton de la Fournaise, the deformation on the edifice is measured from different networks of geophysical equipment : extensometers, tiltmeters, and GPS arrays. We chose to use only the measurements from one extensometer located at the base of the summit cone (see FORx on figure 4.2 and picture on figure 4.3), because it showed the longest recording period and it is suggested to be the most sensitive to pre-eruptive deformation of the volcano edifice [Peltier et al., 2006]. The data was provided by the OVPF (personal communication : A. Peltier and T. Staudacher). The catalog displays the daily value of the extensional opening of a crack, in mm, over the period 1997-2007.

Brenguier et al. [2008] showed that from the cross-correlation of ambient seismic noise,

FIGURE 4.3 – Photography of extensometer FORx located at the base of the summit crater of Piton de la Fournaise. The length of the crack is is about 10 cm and the opening of the crack is around 2 cm.

one could retrieve tiny changes in the seismic velocity changes under the volcanic edifice. When applied on the Piton de la Fourniase (1999-2006) this technique shows that a decrease of the seismic velocities occurs a few days before eruptions. These variations in the seismic velocity are associated with stress changes (increase of pressure in the magma storage zone). We use the daily values of the seismic velocity (personal communication : D. Clarke, IPGP), for the period 1999-2006.

In order to be able to compare the three precursors on the same dataset of eruptions, we chose the common period of the available data. Therefore, the following study has been performed on data from the 23rd May 1999 to 31st of December 2006 (figure **??**).

We represent the time evolution of the three forerunners on figure 4.4.

For some individual eruptions, we observe a clear increase of the seismicity, or displacement rate or seismic velocity variations (for instance the last eruption of 2000 shows increases of the three observables before the eruption). However, this observation is not systematic for all eruptions. It means that even if the observed patterns appear to be precursory behaviours, they are not deterministic. It is the reason why we look at the data from a statistical viewpoint, by averaging a mean pre-eruptive behaviour of the observables, over the whole considered period (1999-2006), corresponding to 22 eruptions.

Mean behaviour of the precursors preceding eruptions

To study the mean behaviour of the three forerunners to eruptions, we stacked the daily values over [-200 ; 200] days windows centered on eruption time, for the 22 eruptions occuring in 1999-2006. This 200 days interval corresponds to the average time between two consecutive eruptions. This stack technique, previously used (Collombet et al. [2003] ; Lemarchand and Grasso [2007]), allows us to extract characteristic averaged patterns, which are not always seen for a single eruption. We tested that the identified characteristic trends are not driven by a single episode pattern.

On the right columns of figure 4.5 we plot the data the data before eruption as a

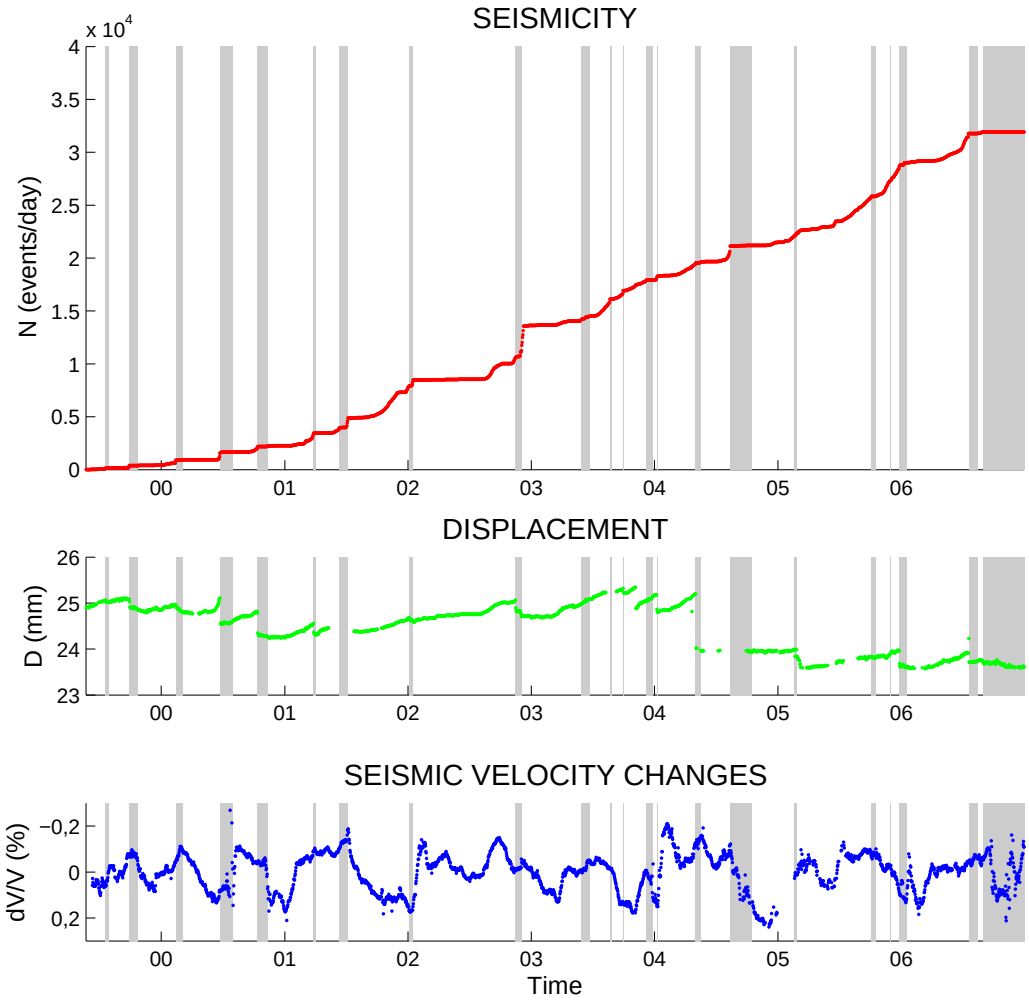


FIGURE 4.4 – Temporal evolution of the three precursors, 1999-2006. a : daily cumulative VT event rate. b : daily cumulative displacement recorded on the extensional component of extensometer FORx. c : daily cumulative seismic velocity change computed using correlations of ambient seismic noise technique (Brenguier et al. [2008]). Grey areas represent periods of eruption.

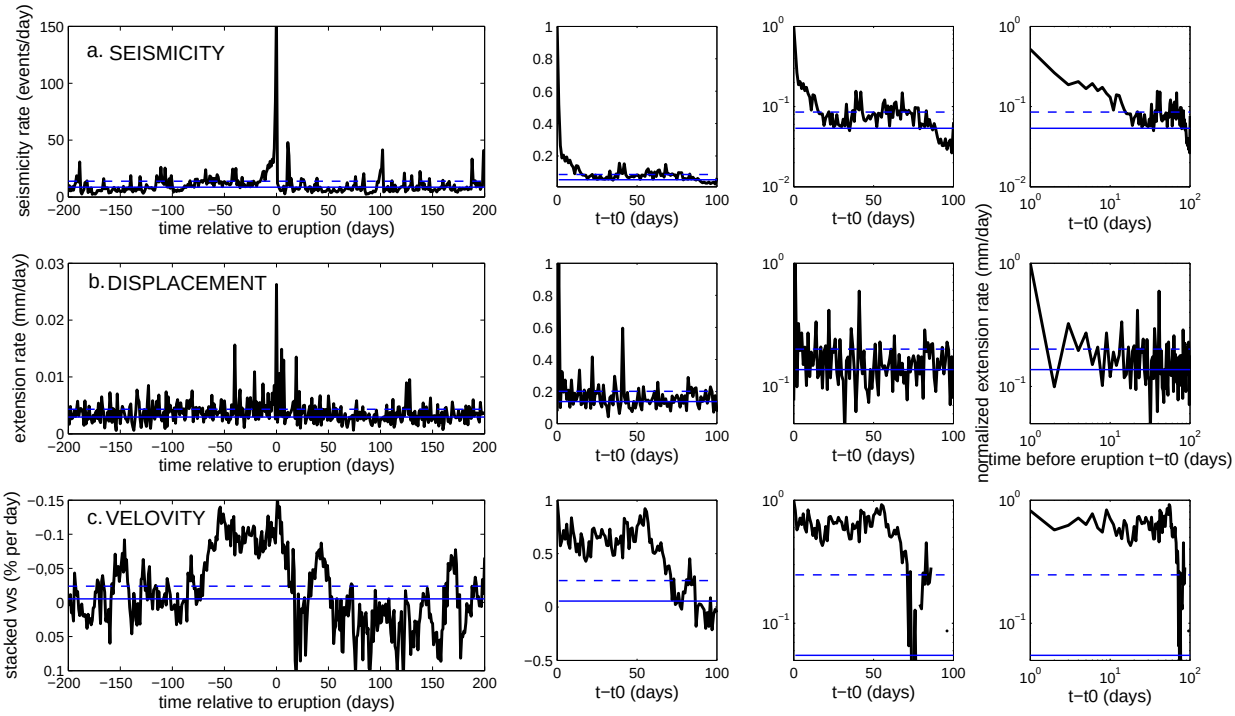


FIGURE 4.5 – Stacked data for the 22 eruptions over [-200,200] days windows around eruption time (corresponding to t=0). On the right, we represent the data before eruption, as a function of (t-t0), either in normal, lognormal or loglog plot to outline any linear, exponential or power law tendency. We go closer to the eruption time when going towards the left side of the plot. Blue line the background level computed over a [-400 ; -100] days window before eruptions. Dotted blue line the standard deviation. a) seismicity rate (as the number of event per day). b) displacement rate (as the daily opening of a sensitive crack). c) seismic velocity changes (as the daily variation of the seismic velocity)

function of $t - t_0$, where t_0 is eruption time. This representation is a convenient way to visualize what happens close to eruption time. The data in normal, log-normal and log-log diagrams allows us to compare the evolution of pre-eruptive data with linear, exponential or power laws.

As previously shown by Collombet et al. [2003] over the period 1988-2001, a mean accelerating pattern appears when stacking the pre-eruptive seismic sequences prior eruptions over the period 1999-2006. This acceleration starts about 10 days prior eruption (when the seismic rate increases above noise level). The linear trend of the seismicity in the log-log plot confirms that this accelerating pattern follows a power law (figure 4.5a, right).

Peltier et al. [2006] showed on individual eruptions that an increase of the displacement was observable more than three months before eruptions. When analyzing the pattern on average for all eruptions (1999-2006), we observe that the opening rate of the crack increases only a few days before eruptions (figure 4.5b, right).

Finally, for the seismic velocity changes, it is possible to identify a mean decrease in seismic velocity changes, above noise level, 100 to 50 days before eruption. Then a flat plateau value is resolved for the last 50 days (figure 4.5c).

The different scaling times, and the different laws governing pre-eruptive behaviours for the three forerunners raise the question of common pre-eruptive mechanism leading simultaneously to such patterns. It will be discussed in the last section.

Time clustering of the VT seismicity

Evidence of earthquake interactions comes from the fact that earthquakes are clustered in time and space (Kagan and Knopoff [1987] ; Helmstetter et al. [2005]). From the classical seismology view point, a seismic sequence is constituted by foreshock and aftershock sequences associated with a larger event called mainshock. Prior a major earthquake, foreshocks are expected to appear [Mogi, 1968], even if less numerous than aftershocks

[Ogata, 1988]. However due to the difficulty in classifying an earthquake as a foreshock, an aftershock or a mainshock, the classic formulation has been revised in recent studies, since all earthquakes, no matter their magnitude, trigger their own aftershocks [Helmstetter et al., 2003]. In order to test whether the VT acceleration preceding eruptions does not simply arise from a statistical clustering of VT activity, we compute the average rate of VT events before and after days with a peak activity greater than 50 events per day occurring more than 50 days apart from an eruption. As shown in figure 4.6, there is a clear acceleration of the seismicity prior main peaks of seismicity (away from eruption). The similarity of pattern shown by the average VT rate preceding eruptions and the average VT rate preceding a peak of seismicity questions on the common origin process of these two phenomena.

A seismicity increase appears to start around 60 days before peak values (figure 4.6), whereas before eruption, the acceleration is observable around 20 days before, and follow a power law acceleration interpreted as the signature of the damage towards failure. This result argues for the specificity of the seismicity pattern prior eruptions.

Similarly, we can test the behaviour of stacked deformation and seismic velocity changes prior the same picks of seismicity (figure 4.7).

Contrarily to the VT rate, no change is observable in the stacked daily deformation rate prior or after the days showing a pick of seismicity as defined previously (figure 4.7). However, the seismic velocity changes rate appears to be sensitive to the phenomenon inducing those peaks of seismicity, since a clear acceleration is observable around 40 days prior days showing a peak of seismicity. This acceleration duration corresponds to the VT rate acceleration observed before the same peaks of seismicity. It tends to prove that seismicity and seismic velocity variations are closely related and contemporaneous manifestations of an underlying process, such as over-pressure, dike injection, etc...

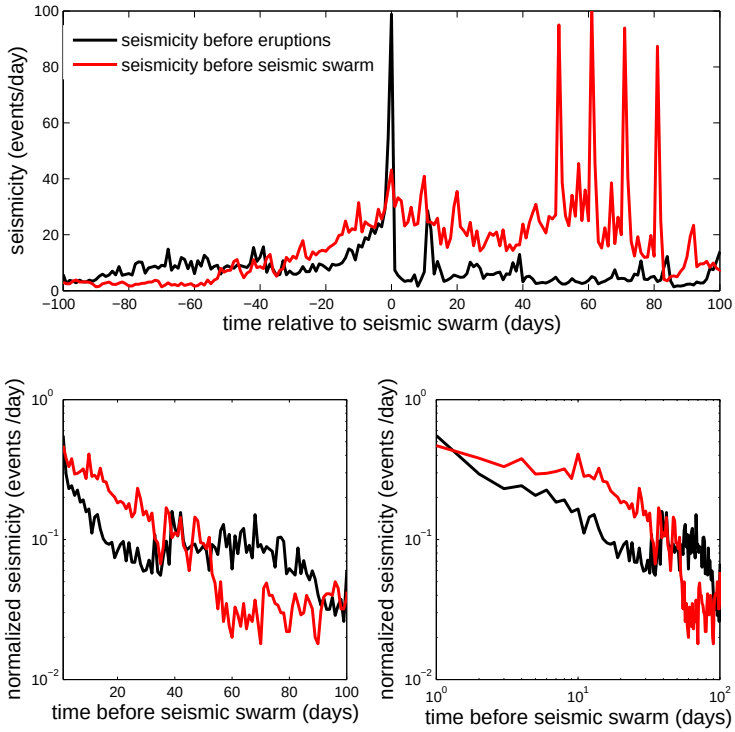


FIGURE 4.6 – Stacked daily VT rate around i) eruption day (black curve) ii) days with more than 50 events/day and more than 50 days away from an eruption (red curve), over the 1999-2006 period. This corresponds to 22 eruptions and 13 peaks of seismicity out of eruptions.

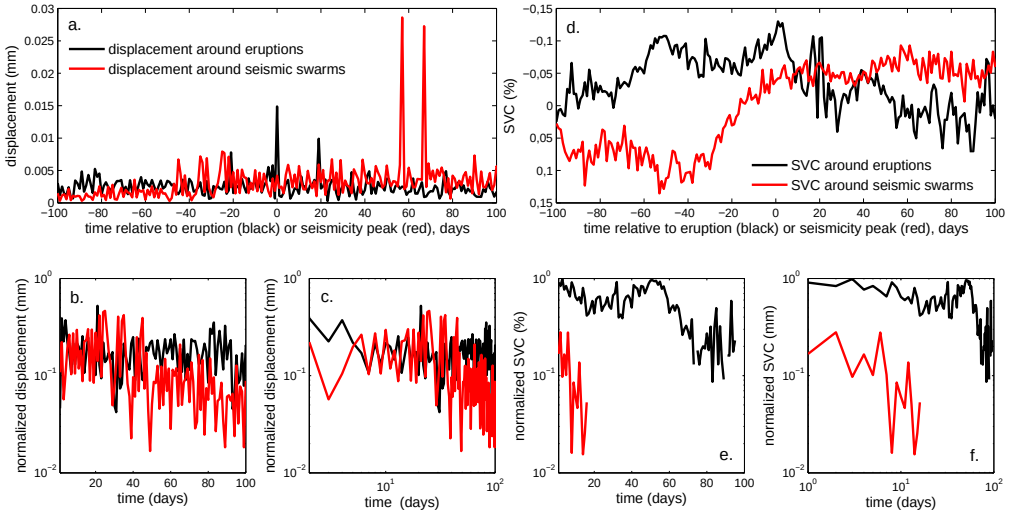


FIGURE 4.7 – Stacked daily desplacement rate and seismic velocity changes rate around i) eruptions day (black curve) ii) days with more than 50 events/day and more than 50 days away from an eruption (red curve), over the 1999-2006 period. This corresponds to 22 eruptions and 13 picks of seismicity out of eruptions.

4.2.4 Predictability of eruptions

In the following sections, we will evaluate the predictive power we can expect from the previously identified pre-eruptive patterns for the three observables, first independently, and then combined.

Pattern recognition and error diagrams

We follow a pattern recognition approach to predict extreme events in complex systems (see Keilis-Borok [2002] for a review). The prediction algorithm is quite simple, and based on the detection of a threshold value on the time functional of a precursory process (see figure 4.8). This precursory process Σ to an eruption can be written as

$$\Sigma(t,s) = \sum_i \frac{\Phi_i}{s} \tag{4.1}$$

For our different dataset, Σ will be successively the VT earthquake rate (with Φ_i being the observed number of VT events in the time window [t-s, t]), the displacement rate (with Φ_i being the cumulative displacement measured on the time window [t-s, t]), and the seismic velocity changes rate (with Φ_i being the cumulative calculated seismic velocity change over the time window [t-s, t]). The pre-eruptive pattern is detected when $\Sigma(t, s) \geq N_\Sigma$, where the threshold N_Σ is an adjustable parameter. We use this functional to predict wether an eruption will occur in the time interval $[t,\ t + \Delta]$. If $\Sigma(t, s) \geq N_\Sigma$, we declare an alarm for the time interval Δ. The alarm is relieved either after the eruption occurred, or when the Δ time window has expired [Grasso and Zaliapin, 2004b]. Therefore, our prediction scheme depends on three alarm parameters :

- the time window s over which the precursory process $\Sigma(t, s)$ is computed
- N_Σ the threshold for the precursory process over which an alarm is declared
- the time window Δ over which the alarm is declared

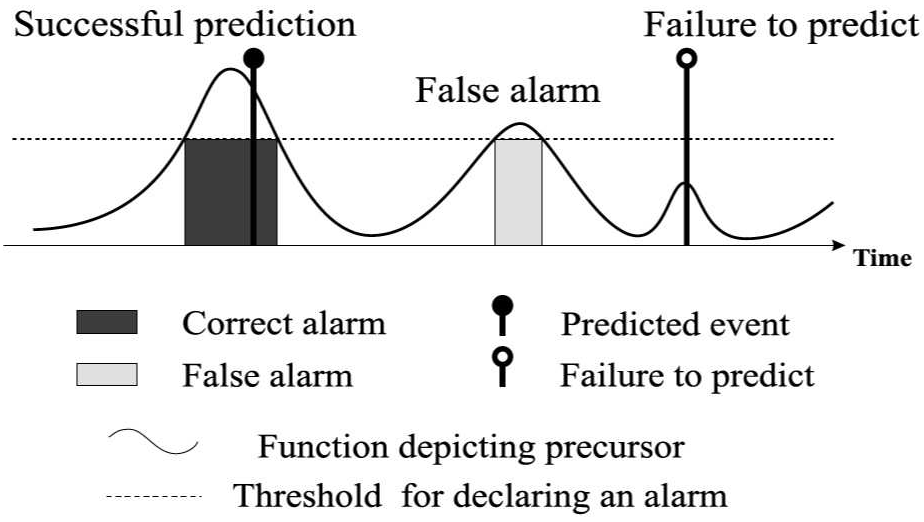


FIGURE 4.8 – From Grasso et Zaliapin, 2004. Prediction scheme and prediction outcomes. We defined an alarm threshold over a time functional which is our prospective precursor. Three outcomes may occur. i) the alarm is triggered and an eruption occurs. This is a successful prediction. ii) an alarm is triggered but no eruption occurs. This is a false alarm. iii) An eruption occurs but no alarm has been triggered. This is a missed event.

It is necessary to evaluate the quality of the prediction considering not only the rate of successful prediction but also the rate of false alarms it generates and the total duration of the alarms. Those two last outputs represent the "cost" for the rate of successful predictions obtained. For that purpose, we used the "error diagrams", introduced in seismology by Kagan and Knopoff [1981] and Molchan [1997]. The formalization of error diagrams allows us to take into account simultaneously the three following outcomes of a prediction : the rate of success, the rate of false alarms, and the total duration of alarms. Those three dimensionless parameters characterize the performance of the prediction. When calling A the number of alarms declared, A_f the number of false alarms, N_e the number of eruptions that occurred, A_s the number of successful predictions, A_m the number of missed events, and D the time covered by the alarms all together, the three dimension-less results of the prediction can be defined as follow :

- the rate of failures to predict $f_p = A_m/N_e$
- the rate of false alarms $f_a = A_f/A$
- the total duration of alarms $\tau = D/T$ where T is the duration of the whole considered period.

The values of τ, f_p and f_a are then reported on the two error diagrams (see figure 4.10), allowing to quantify the goodness of a given prediction which depends on the three alarm parameters s, N_Σ and Δ.

Predictability of the eruptions using three forerunners of Piton de la Fournaise

Prediction with a single precursor In a first step, we applied the pattern recognition algorithm and designed the error diagrams for the three precursors taken individually (seismicity, displacement and seismic velocity changes), either looking at the daily rate, or the cumulative function. For the cumulative datasets, we set the values back to 0 after each eruptions. Figure 4.9 shows the time evolution of the six functionals we tested under pattern recognition.

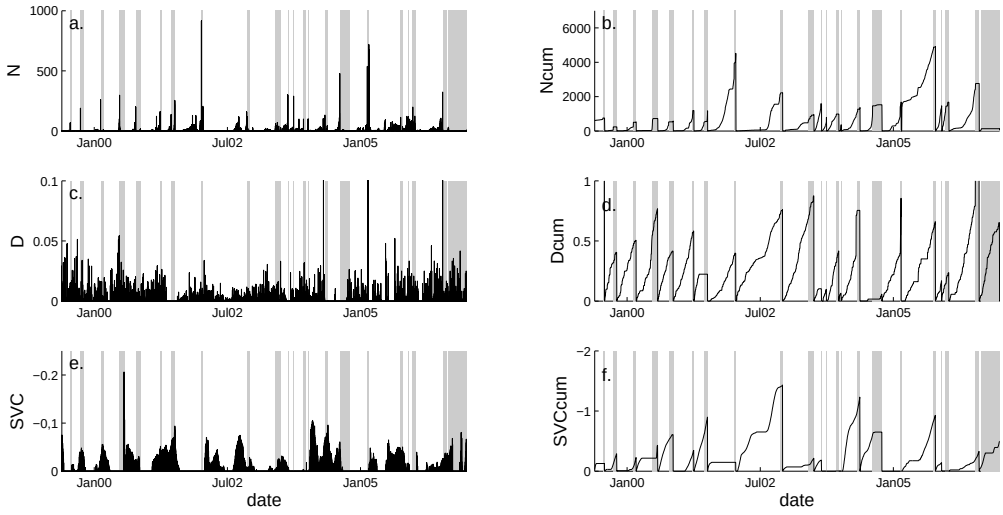


FIGURE 4.9 – Time evolution of the six functionals we tested with pattern recognition algorithm. a : daily seismic rate, b : daily displacement rate, c : daily seismic velocity changes rate, d : cumulative seismicity, e : cumulative displacement, f : cumulative seismic velocity changes. To test the time to the next eruption, we use the cumulative data, and we set the values back to 0 the day after the end of the eruptions. The grey vertical bars indicate periods of eruptions.

The alarm parameters tested are summarized in table 4.1. Considering different prediction targets, we might sometimes want to give some eruptions predictions several weeks before the event, or only a few days before. That is why we run twice the pattern recognition for each dataset, considering either short-term prediction (the alarm duration Δ varies between 1 and 20 days), or long-term prediction (the alarm duration Δ varies between 1 and 100 days).

s	$1:1:5$
Δ	$1:1:20$ (short-term) or $1:5:100$ (long-term)
N_s	$1:5:100$
N_{scum}	$1:50:1000$
N_d	$10^{-3}.(1:2:40)$
N_{dcum}	$10^{-3}.(1:50:1000)$
N_{svc}	$10^{-2}.(1:1:20)$
N_{svccum}	$10^{-3}.(1:50:1000)$

TABLE 4.1 – Table summarizing the alarm parameters tested for pattern recognition on the different datasets. s is the time window used to smooth the data. Δ is the alarm duration. N_s (seismicity), N_{scum} (cumulative seismicity), N_d (displacement), N_{dcum} (cumulative displacement), N_{svc} (seismic velocity changes), N_{svccum} (cumulative seismic velocity changes) are the threshold over which an alarm is declared.

Figure 4.10 shows the results of prediction displayed in the error diagrams for the seismicity, using the short-term values for Δ.

On the first diagram of figure 4.10 (failure to predict against total alarm duration), the diagonal represents the results of a random guess prediction strategy. It means that if the points on the diagram are below this diagonal, the prediction results obtained from the data and the three-parameter prediction algorithm are more efficient than a random prediction. Consequently the point which is the furthest from the diagonal in the first diagram (failure to predict versus alarm duration) gives the combination of alarm parameters allowing the prediction strategy the furthest from random guess strategy. However, the alarm parameters allowing such a successful prediction for missed event rate are not

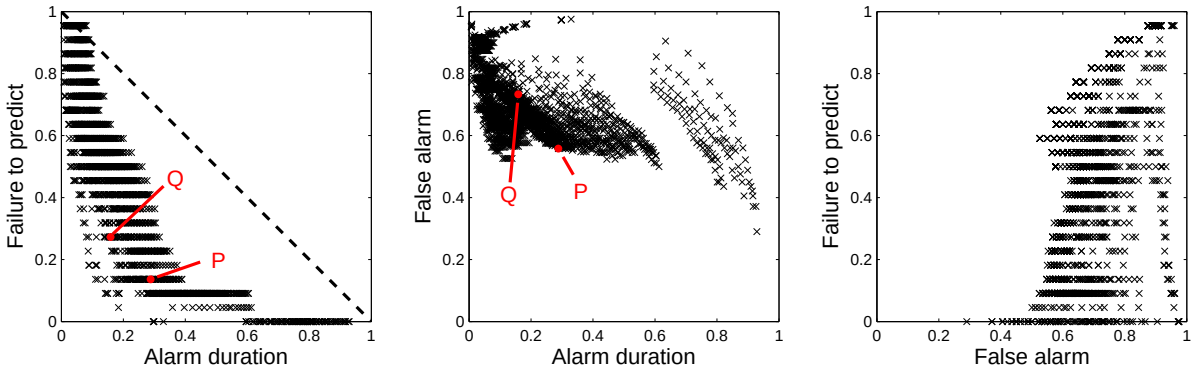


FIGURE 4.10 – Error diagrams obtained for the seismicity alone, when using the short-term values of Δ. The first diagram represents the missed events rate versus total alarm duration. the second diagram represents the false alarm rate versus total alarm duration. The third diagram represents the missed events rate versus false alarm rate. The P and Q points are two different prediction outputs obtained for two different combinations of alarm parameters. The dotted line on the first diagram corresponds to the expected outcomes for a random guess prediction strategy.

corresponding necessarily to the point giving the least number of false alarms. This point is illustrated by the points P and Q on the diagrams of figure 4.10. P and Q (corresponding to different values of the alarm parameters and therefore different outputs of the prediction algorithm) are similarly distant from the diagonal in the first diagrams, which means that these two combinations of alarm parameters values are showing equivalent performance compare to random prediction for the missed event rate versus total alarm duration. However, the second diagram allows us to discriminate a better prediction with point P which shows a lower false alarm rate. Therefore the error diagrams are a good tool to represent and take into account simultaneously the missed event rate, the false alarm rate and the total alarm duration.

Figure 4.11 illustrates the inverse evolution of the prediction outputs with the choice of the alarm parameters. For instance, the left plot shows that increasing the alarm triggering threshold N_s will decrease the missed event rate but increase the false alarm rate and the total alarm duration. This point illustrates the necessity to define an optimum combination of the alarm parameters to estimate the efficiency of the prediction regarding all the prediction outputs.

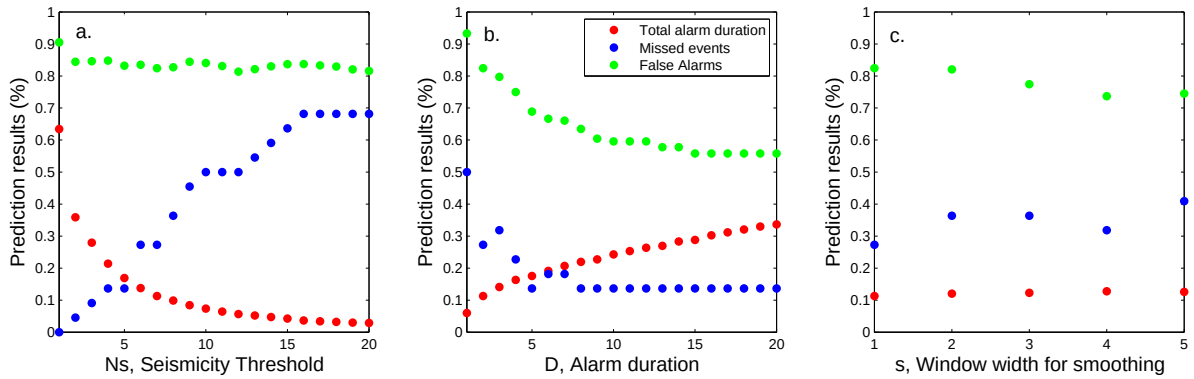


FIGURE 4.11 – Evolution of the prediction outputs (missed event rate, false alarm rate, total alarm duration) when testing the successive values of the alarm parameters : a) N_s, seismicity threshold over which an alarm is declared, b) D, alarm duration, c) s, time window on which the data is averaged. For this figure, we used the results for seismicity alone.

In order to be able to compare the different forerunners, we set a comparison method. Our approach here consists in choosing the point which is the closest from the origin points of the diagrams (i.e. the furthest from the diagonal) when considering simultaneously the three diagrams. Mathematically, it corresponds to minimizing the three prediction outputs simultaneously, i.e. minimizing the sum of the distances of the prediction outputs points in the three diagrams to origin points. The decider can favour some of the prediction outputs (missed event rate, false alarm rate or total alarm duration) by using weighting coefficients α, β and γ. We used a root mean square computation as follow :

$$D_{min} = min(\sqrt{\alpha(f_p(s, N_\Sigma, \Delta))^2 + \beta(f_a(s, N_\Sigma, \Delta))^2 + \gamma(\tau(s, N_\Sigma, \Delta))^2}) \qquad (4.2)$$

where f_p is the number of failure to predict, f_a is the number of false alarms and τ the total duration of alarms when exploring all possible values of s, N_Σ and Δ. In our study, we chose to set $\alpha = \beta = \gamma = 1$.

Figure 4.12 and 4.13 display the prediction outputs in the first error diagram (missed event rate versus total alarm duration) for the 6 datasets, on short-term and long-term prediction respectively. Table 4.2 sums up the values of the alarm parameters and the prediction results obtained for the "optimum" points defined in equation (4.2).

Figures 4.12 and 4.13 show that for the six datasets, many points (i.e. combinations of alarm parameters) are below the diagonal. This statistically confirms that the prediction results obtained for all the considered datasets perform better than random and that the three observables taken as rate or cumulative functions show precursory behaviours. We can also note that on the first diagrams (missed event rate versus total alarm duration), the seismicity shows points further from diagonal than deformation or seismic velocity changes diagrams. This result is outlined on figure 4.14 which shows the juxtaposition of the envelops of the points for each diagram of failure to predict versus total alarm duration. This observation favors seismicity predictive efficiency is better than for deformation or seismic velocity changes (or at least that the way we are looking at the data and analyzing

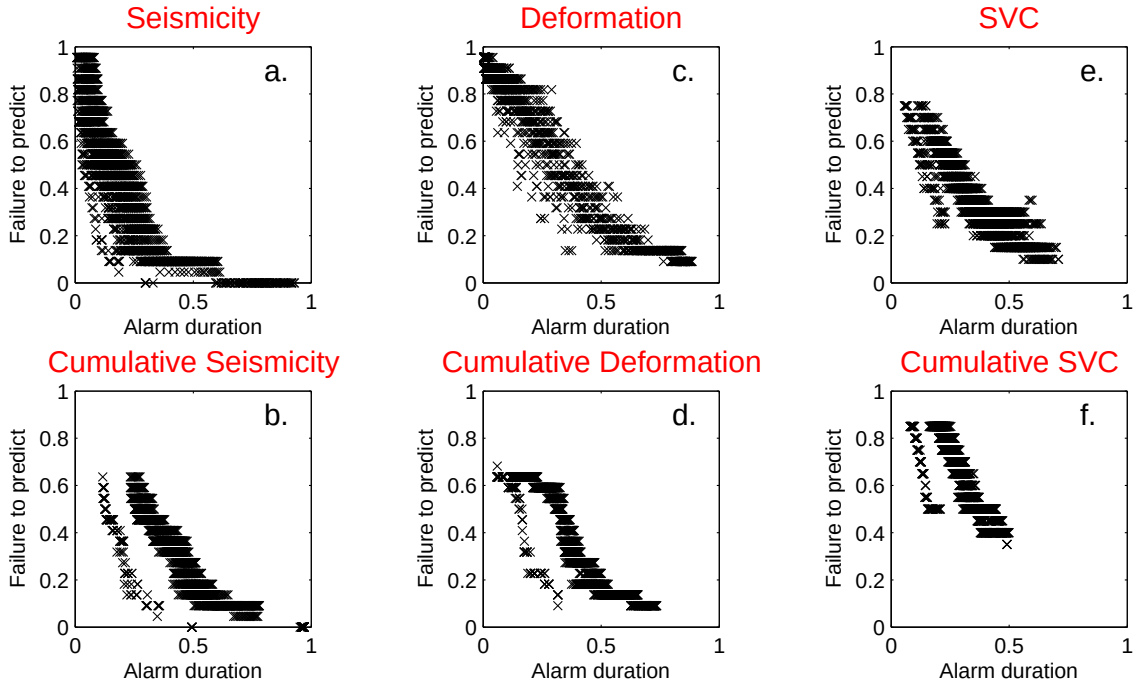


FIGURE 4.12 – First error diagrams (missed events versus total alarm duration) for the 6 datasets, when considering short-time prediction ($1 \leq \Delta \leq 20$). a : daily seismic rate, b : cumulative seismicity, c : daily displacement rate, d : cumulative displacement, e : daily seismic velocity changes rate, f : cumulative seismic velocity changes.

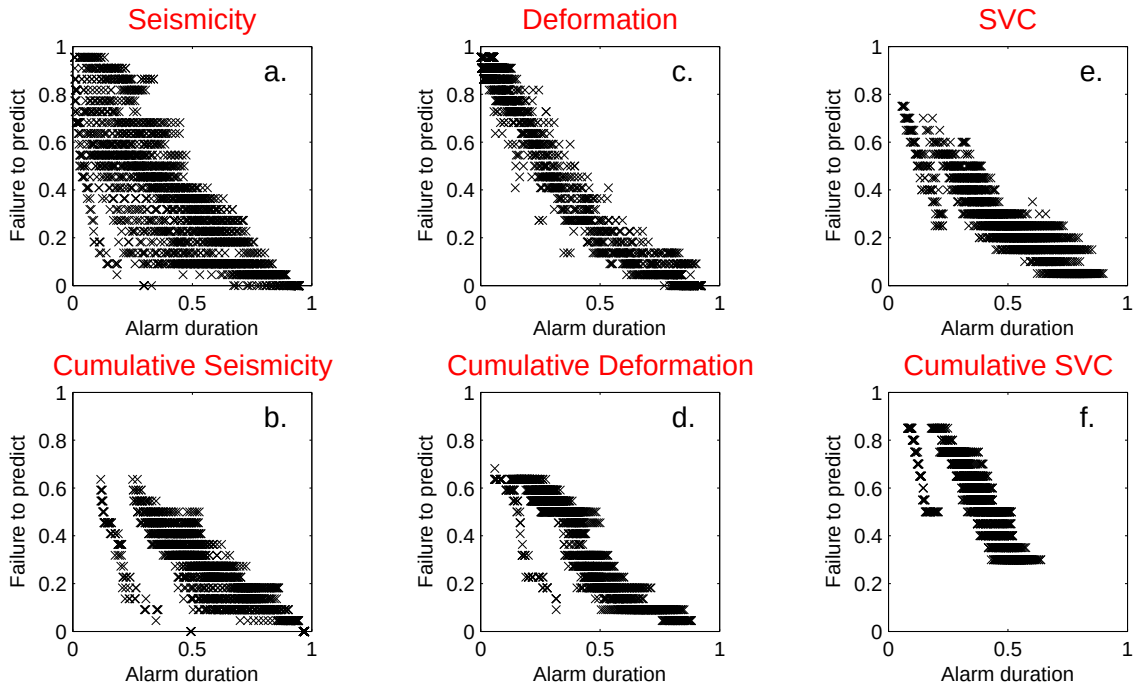


FIGURE 4.13 – First error diagrams (missed events versus total alarm duration) for the 6 datasets, when considering long-time prediction ($1 \leq \Delta \leq 100$). a : daily seismic rate, b : cumulative seismicity, c : daily displacement rate, d : cumulative displacement, e : daily seismic velocity changes rate, f : cumulative seismic velocity changes.

		D_{min}	s	Δ	N_s	N_d	N_{svc}	f_p	f_a	τ
short-term	s	0.64	1	15	31	-	-	13.64%	55.81%	28.78%
$\Delta < 20days$	s_{cum}	0.63	4	13	301	-	-	13.64%	38.41%	48.76%
	d	0.83	2	20	-	13	-	36.36%	67.44%	33.00%
	d_{cum}	0.56	1	18	-	71	-	22.73%	32.00%	41.05%
	svc	0.94	1	14	-	-	3	15.00%	63.83%	63.90%
	svc_{cum}	0.90	4	2	-	-	451	70.00%	76.00%	25.32%
long-term	s	0.61	1	41	46	-	-	18.18%	40.00 %	42.69%
$\Delta < 100days$	s_{cum}	0.59	4	36	801	-	-	36.36%	26.32%	39.74%
	d	0.55	4	96	-	11	-	22.73%	32.00%	38.97%
	d_{cum}	0.50	1	36	-	71	-	18.18%	14.29%	45.05%
	svc	0.85	5	81	-	-	14	30.00%	44.00%	45.43%
	svc_{cum}	0.83	5	41	-	-	301	45.00%	54.17%	41.66%

TABLE 4.2 – Table summarizing the prediction results for the different combinations of data we considered. In the left column, s refers to seismic rate, s_{cum} refers to cumulative seismicity, d refers to displacement rate, d_{cum} refers to cumulative displacement, svc refers to seismic velocity changes rate and svc_{cum} refers to cumulative seismic velocity changes. D_{min} is the analytical result of the calculation described in equation (4.2). s, Δ, N_s, N_d, N_{svc} give the values of the alarm parameters (as defined in section 5.1) associated with the values of D_{min}. The three last columns give the prediction results (as defined in section 5.1) obtained with the optimum values of the alarm parameters in the previous columns.

pre-eruptive patterns on seismicity is more efficient than on the other types of data).

However, if we take simultaneously into account all prediction results (including false alarm rate) through the optimum point defined in (4.2) (values in table 4.2), the seismicity is not the best candidate for prediction, regarding the number of false alarms. For cumulative seismicity, the number of missed event is the lowest on short term prediction with only 13.64% eruptions missed, but the false alarm rate is still 38.71%. It corresponds to a threshold of 31 events per day, and an alarm duration of 15 days. The cumulative deformation with long-term values of Δ appears to give the smallest optimum, and therefore the combined prediction results the further from a random guess strategy, with a missed event rate of 18% and the lower false alarm rate at 14%. It corresponds to a displacement threshold of 0.71 mm since the previous eruption, and an alarm duration of 36 days.

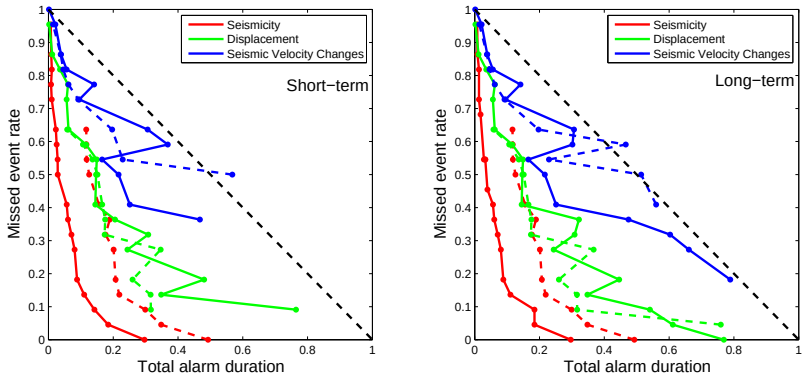


FIGURE 4.14 – Comparison of the envelops of the point distribution in the first diagrams (failure to predict versus total alarm duration) for the three precursors. Left : for short term values of the alarm duration Δ, right : for long term values of alarm duration Δ. Plain lines are for the rate values and dotted line for the cumulative values.

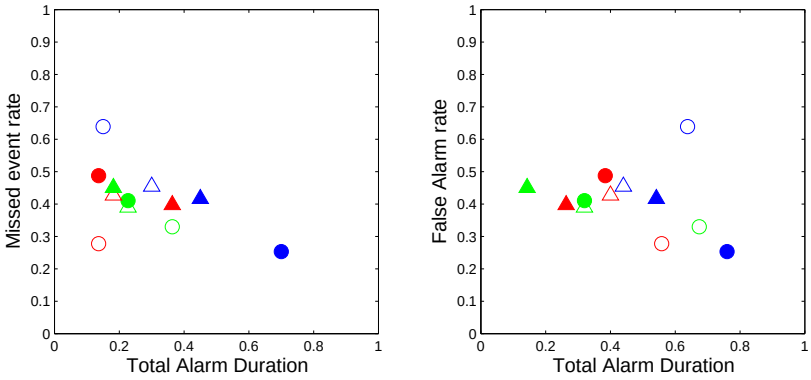


FIGURE 4.15 – Prediction results obtained for the different datasets when considering D_{min} as defined in equation (4.2). Red is used for seismicity, green for displacement and blue for seismic velocity changes. Plain markers are used for the cumulative datasets. Circles are used for short term prediction and triangles for long term prediction.

Combination of the precursors Another target of this study is to define a method allowing the combination of the different precursors in a prediction scheme. Our method consists in running the same prediction algorithm as previously but using combinations of conditions linked to the different precursors for the triggering of alarms. For example : "If the seismicity is higher than the seismicity threshold ($N > N_s$) AND deformation is higher than the deformation threshold ($d > N_d$), then we declare an alarm for Δ days". The logical link between the two conditions may be either "AND" or "OR". A "AND" link will tend to allow lower false alarm rates whereas a "OR" link will tend to improve failure to predict.

Analyzing the results on independent prediction (see table 4.2), we chose to work only with the two best candidates for prediction, seismicity and deformation. Therefore, we explored a combined prediction for cumulative seismicity (on short term and long term values of Δ) and the cumulative deformation (on short term and long term values of Δ) allowing the lowest optimum for deformation. The prediction results of seismic velocity changes analyzed through the optimum values are much higher than for seismicity and deformation, so we chose not to include this observable in the study of the combined predictions.

Figure 4.16 and 4.17 show the error diagrams for the combinations of cumulative seismicity and cumulative deformation respectively for short-term and long-term values of Δ. Table 4.2 sums up the different results obtained when exploring the different combinations of the forerunners.

At first sight, the "cumulative seismicity OR cumulative deformation" results (lower diagrams of figures 4.16 and 4.17) show that failure to predict is largely dominated by the "only seismicity" results (figure 4.10). However when we consider the second error diagrams, the number of false alarm appears to be more dominated by the "only deformation" results. As a result when calculating the optimum point for the different combinations, we find that cumulative seismicity OR cumulative deformation on long-term prediction

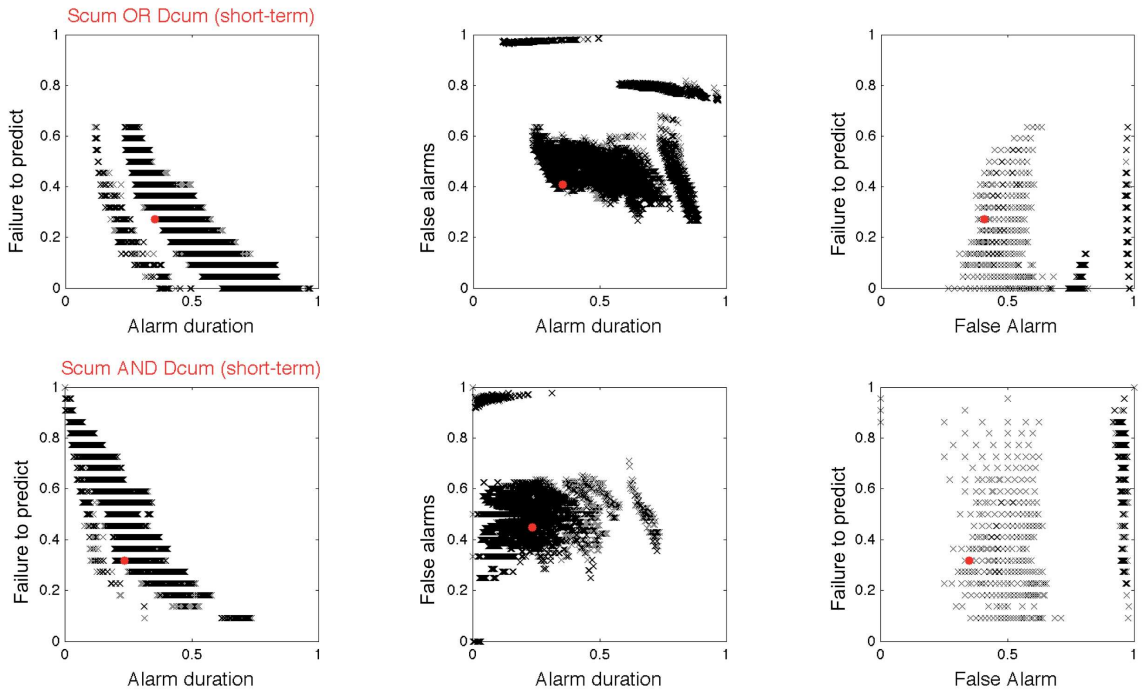


FIGURE 4.16 – Error diagrams combining seismicity and deformation data when considering short-term values of alarm duration Δ. Top : seismicity OR deformation, bottom : seismicity AND deformation.

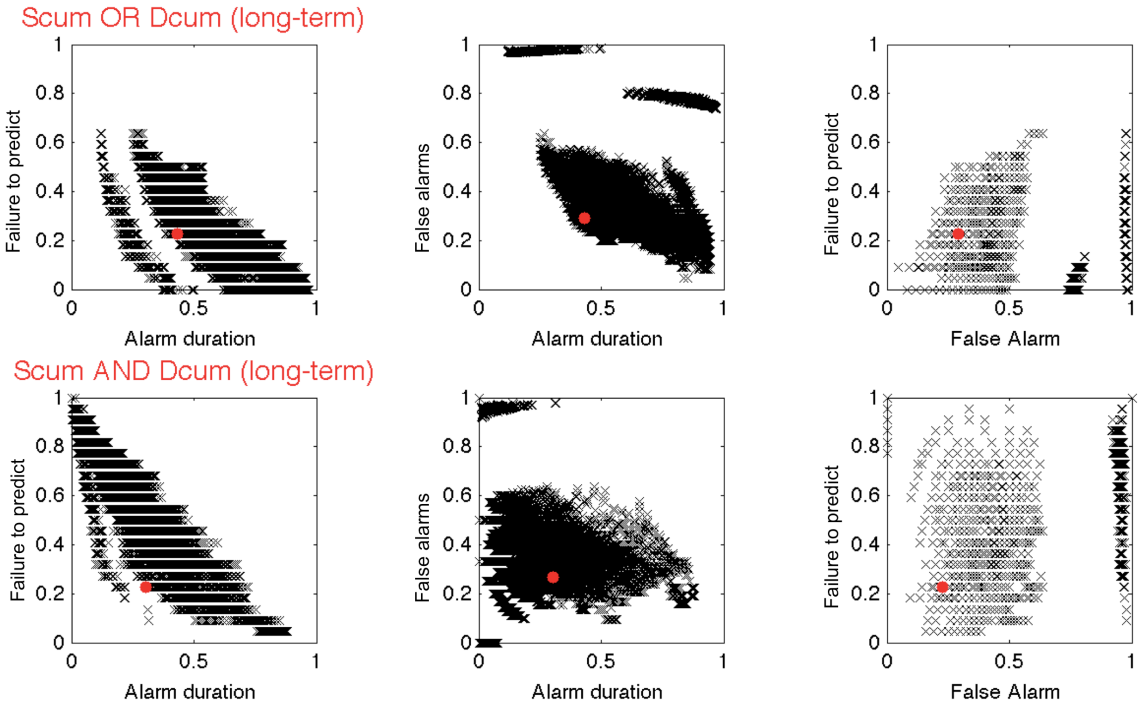


FIGURE 4.17 – Error diagrams combining seismicity and deformation data when considering long-term values of alarm duration Δ. Top : seismicity OR deformation, bottom : seismicity AND deformation.

allows a smaller optimum value. It means that in our definition of a good predictive observable (allowing the smallest distance as defined in equation (4.2)), we improve the prediction results when using combinations of observables.

		D_{min}	s	Δ	N_s	N_d	f_p	f_a	τ
short-term	s_{cum} OR d_{cum}	0.60	4	15	751	51	27.27%	40.74%	35.26%
	s_{cum} AND d_{cum}	0.52	2	8	251	11	31.82%	34.78%	23.40%
long-term	s_{cum} OR d_{cum}	0.56	4	36	751	51	22.73%	29.17%	43.34%
	s_{cum} AND d_{cum}	0.44	1	31	301	11	22.73%	22.73 %	30.31%

TABLE 4.3 – Table summarizing the prediction results for the different combinations of data we considered. In the left column, s_{cum} refers to cumulative seismicity, d_{cum} refers to cumulative displacement. D_{min} is the analytical result of the calculation described in equation (4.2). s, Δ, N_s, N_d give the values of the alarm parameters (as defined in section 5.1) associated with the values of D_{min} in the second column. The three last columns give the prediction results (as defined in section 5.1) obtained with the optimum values of the alarm parameters in the previous columns.

It is important to note that those results emerge from the choice we made of an optimum point to evaluate the prediction results, and the way to combine the different precursors in the prediction algorithm. In our definition of an efficient precursor (with an optimum point showing the lowest value), we find that cumulative deformation is the best candidate, and that we can improve the prediction when combining cumulative seismicity and cumulative deformation. A long term prediction (with an alarm duration of 31 days) allows almost 80% of successful prediction with only 22% of false alarms and 30% of time under alarm (table 4.3). However, given the volcanic context, some decision makers may find that 30% for the total alarm duration might be too high. It is their job to decide to favour lower alarm duration by choosing a point allowing a smaller total alarm duration, knowing it will necessary increase the number of missed event or the number of false alarms. In that sense, error diagrams are a useful tool for decision-makers to choose optimum alarm parameters following their specific criteria.

4.2.5 Discussion and conclusions

The study of the different forerunners as input for prediction analysis first allowed us an insight on the contemporaneous behaviour of the different observables. We will discuss how those behaviours give us information on the eruptive processes. Then we will discuss the prediction results obtained from the study of individual or combined sequences of forerunners.

Average patterns of the observables

The VT seismicity rate and energy release are thought to be indicators of the brittle fracture within the volcanic edifice. On this base, Voight [1988] introduced a fundamental law for material failure as a self-accelerating process describing the temporal evolution of an observable Ω as eruption onset approaches : $d^2\Omega/dt^2 - A.(d\Omega/dt)^\alpha$. This law has been applied for eruption prediction purposes on VT seismicity rates or ground deformation. This power-law accelerating pattern is observed on VT seismicity rates up to 15 days prior eruptions on Piton de la Fournaise when stacking several seismic time-series (Collombet et al. [2003] ; Chastin and Main [2003] ; Traversa and Grasso [2009]). The power-law accelerating pattern is thought to correspond to the damage of the reservoir walls prior the magma injection(Collombet et al. [2003] ; Grasso and Zaliapin [2004b] ; Traversa and Grasso [2009]).

Figure 4.18 summerizes the contemporaneous behaviour of the seismicity, the deformation rate and the seismic velocity changes rate prior eruptions.

Similarly to the previous studies, our results attest for a power law acceleration of the VT event rate up to 15 days prior eruptions on the 1999-2006 period (figure 4.5) on Piton de la Fournaise. The stack process also emphasizes the increase of the seismicity background level up to 100 days before eruptions. The deformation rate increases above background level only one or two days before eruption (see figure 4.5). Due to the one-

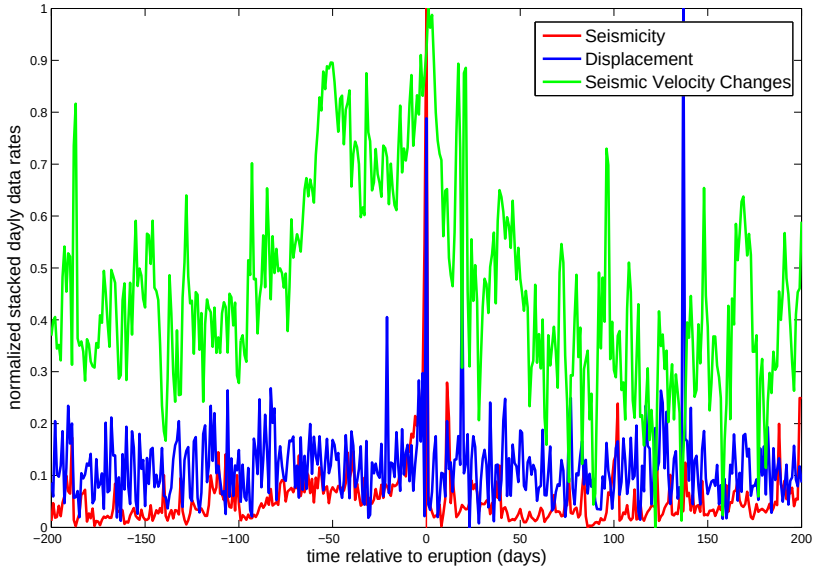


FIGURE 4.18 – Comparison of the normalized stacked pre-eruptive patterns of the three precursors : seismicity, displacement and seismic velocity changes. 1999-2006, 22 eruptions.

day accuracy, it means that the accelerating pattern most probably happens in the few hours preceding the eruption. We can therefore assess that it is linked to the effects of the propagating dyke. The seismic velocity rate appears to increase up to 100 days before eruptions. The average behaviour of the three fore-runners suggest three different stages in the eruptive processes. 100 days before eruption, the seismicity background level and the seismic velocity rate changes start to increase. We propose that this period corresponds to the pressurization of the magmatic chamber and within the volcanic edifice. This first stage is large scale in space, and affects the whole volcanic edifice. Therefore, it cannot be seen by the deformation rate, which is a very local measure of the deformation on a single crack. 15 days before eruption, the seismicity starts to increase following a power-law. This power law is thought to be the brittle damage response towards rupture. It may corresponds to the progressive failure of the dyke pathway. A few hours before eruption, the deformation rate starts to increase, imaging strong deformation at small scale in space.

It is therefore easily associated with the dyke emplacement within the volcanic edifice.

The different response of the three fore-runners, at different space and time scale, are therefore interesting in terms of prediction, given different time and space targets.

Predictability of eruptions thanks to the different forerunners

When applying the pattern recognition and error diagram analysis on the VT event rate of Piton de la Fournaise volcano, Grasso and Zaliapin [2004b] showed that the best prediction results were obtained when averaging the daily seismicity rate over 5 days and issuing a prediction alarm for 5 days. Then 65% of the eruptions are predicted for an alarm duration less than 20% of the time considered.

When considering VT event rate on 1999-2006 period, we find slightly different results. When considering the optimum point as defined in (4.2) , we find that the best prediction result is obtained when no averaging of the data (s=1day), issuing an alarm for 15 days, with a threshold of 31 events per day. Such alarm parameters allow to predict almost 88% of the eruptions, with 55% of false alarm and an alarm duration of 28% of the time considered. This specific choice of alarm parameters allows more successful prediction than Grasso and Zaliapin [2004b] results, but slightly larger total alarm duration.

This work is a first attempt to extract some predictive information from different datasets, to compare their efficiency individually and then combined. We showed in section 4 that seismicity shows the minimum failure to predict rate, but if we consider all the prediction results simultaneously, the cumulative deformation allows the smallest optimum point. When combining the different precursors, we wanted to test if the predictions results (as defined by minimizing an optimum point in the error diagrams, see equation (4.2)) can be improved when adding the information of the different precursors. We show that, depending on the way we combine precursors, there is at least one combination tested which gives better prediction results than the cumulative deformation alone. When

considering the cumulative seismicity or the cumulative deformation on long term prediction, the optimum value decreases to 0.44 (against 0.50 for the cumulative deformation alone), corresponding to a missed event rate of 22%, a false alarm rate of 22% and a total alarm duration of 30%. The values presented in table 4.2 and table 4.3 are examples of typical prediction results obtained with the different precursors. But they are strongly dependent on the choice we made regarding the time functional we analyzed, the pattern tested in the pattern recognition algorithm and the choice of an optimal point to define the efficiency of the precursor compare to random prediction results. Many other datasets and patterns are to be explored. The choices we made are not unique and the method to determine the best prediction scheme should be done by the decision-makers. Given the context, some might favour a maximal successful prediction rate, whatever the cost in terms of false alarms or alarm duration. In some cases, it might be more reasonable to minimize the number of false alarm. The error diagrams give all the possible prediction outcomes, it is the decision-maker to decide which point (it means which data to use, and which alarm parameters to chose) is the most convenient.

Therefore, the main result of this study is to show that looking simultaneously at different kind of geophysical data might help improving the prediction targets, and reducing the uncertainties in the volcanic hazard assessment. We proposed a method to chose optimal alarm parameters, but it is the decision-maker's job to evaluate the preferential criteria given the volcanic and human contexts, and then to choose the alarm parameters fulfilling those targets. Next step is to provide the decision-maker with a tool giving the optimum alarm parameters under specific conditions for the prediction results (for instance optimum parameters with a condition on the missed event rate to be necessarily lower than a given threshold).

Aknowledgments : This work is supported by ANR Undervolc project. We are grateful to the Observatoire du Piton de la Fournaise (OVPF) for seismic data of Piton de la Fournaise volcano.

4.3 Compléments de l'étude de la prédictibilité des éruptions du Piton de la Fournaise

4.3.1 Etudes des éboulements

L'étude de la prédictibilité des éruptions que nous avons effectuée a porté sur trois observables choisis d'une part parce que l'on disposait de séries temporelles suffisamment longues et d'autre part parce que ces observables avaient déjà été décrits comme ayant des comportements précurseurs aux éruptions. Cependant, la technique de "pattern recognition" pourrait s'appliquer encore à d'autres observables tels la composition des gaz, les données de pluviométrie ou encore le nombre d'éboulements enregistrés par les sismomètres. Nous nous sommes intéressés à la série temporelle du nombre d'éboulements par jour car nous disposons d'une série temporelle suffisamment longue (2003-2009) pour une étude statistique. La série temporelle est composée du nombre d'éboulements par jour, comptabilisés manuellement lors du dépouillement quotidien des séismes à l'observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise. La figure 4.19 montre l'évolution du nombre cumulatif d'éboulement depuis début 2003.

Il semble y avoir une augmentation du nombre d'éboulements par jour avant certaines éruptions (zones grisées figure 4.19), cependant cela ne semble pas systématique. Pour avoir une meilleure idée du comportement moyen du nombre d'éboulements par jour avant éruption, on utilise la même méthode de sommation des séries temporelles pré-éruptives, préalablement utilisées pour les trois observables de la section précédente (sismicité, déformation et variations de vitesse sismique).

On observe bien une augmentation significative du nombre d'éboulements par jour jusqu'à 100 jours avant l'éruption (figure 4.20). Cependant, le nombre d'éboulements par jour continue à augmenter après le début de l'éruption pour atteindre un maximum environ 100 jours après l'éruption, ce qui correspond à la durée moyenne d'une éruption. En effet, une fois l'éruption terminée, la dépression ainsi que les réajustements en surface

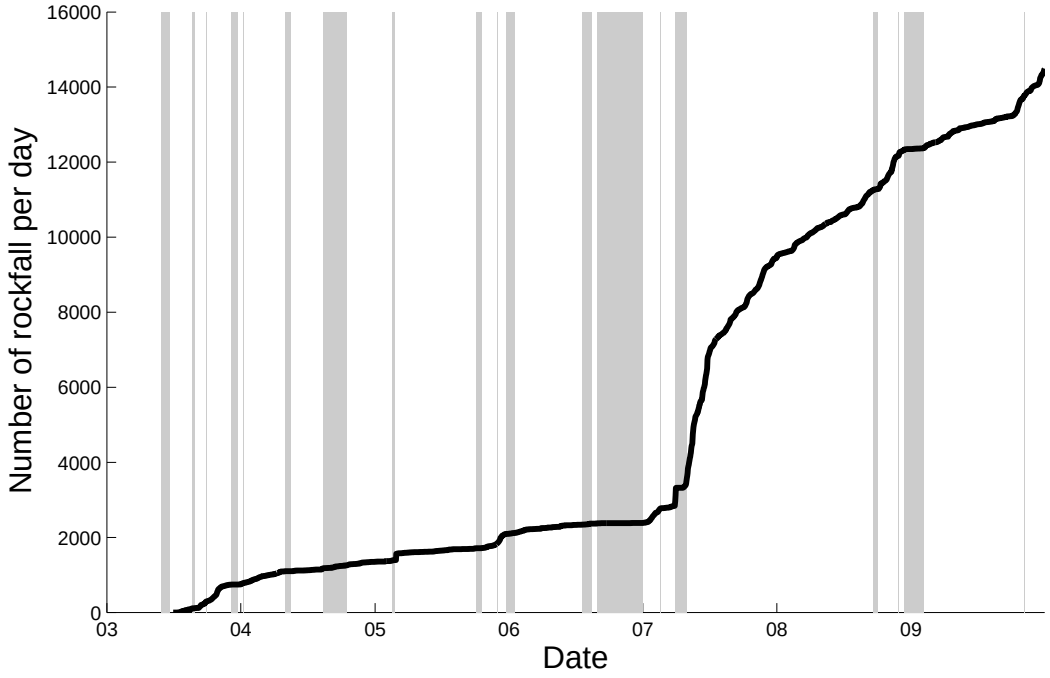


FIGURE 4.19 – Evolution du nombre cumulatif d'éboulements enregistrés par jour au Piton de la Fournaise sur la période 2003-2009. Les zones grisées représentent les périodes d'éruption.

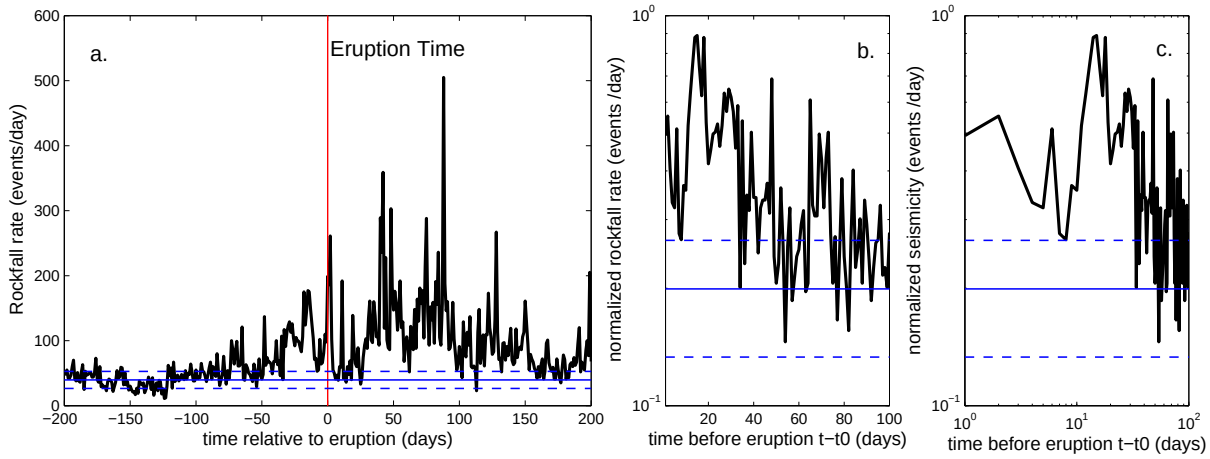


FIGURE 4.20 – Sommation des séries d'éboulements ayant lieu autour des éruptions pour toutes les éruptions de la période 2003-2009 (18 éruptions). Les figures b et c sont les représentation en lognormal et en loglog de l'augmentation du nombre d'éboulements par jour avant éruption (on va vers l'éruption en se déplaçant vers la gauche). Les lignes bleues horizontales représentent la valeur journalière moyenne des éboulements sur toute la période 2003-2009 ainsi que + ou - l'écart type par rapport à cette moyenne.

induisent aussi un grand nombre d'éboulement. Le nombre d'éboulement n'est donc pas une donnée au comportement critique vers l'éruption, et un algorithme de "pattern recognition" basé sur la détection d'un seuil n'est sans doute pas approprié dans le cas des éboulements, même s'il semble y avoir une information pré-éruptive.

4.3.2 Stabilité des paramètres d'alarme

L'étude précédente a permis de mettre en évidence des paramètres d'alarme optimum suivant des objectifs de prédiction donnée, en travaillant sur les données de la période 1999-2006. Pour étudier la stabilité des paramètres d'alarme, nous avons voulu vérifier les résultats de prédiction sur la période récente (2007-2009) avec les paramètres d'alarme définis précédemment. Sur la période récente, l'extensomètre FORx ayant cessé de fonctionner, et les mesures de variations de vitesse sismique n'ayant pas encore été calculées, nous avons effectué ce test uniquement sur les données de sismicité.

Lorsque l'on considère la sismicité journalière seule, les paramètres d'alarme optimum tels que définis dans l'article qui précède sont : $N_s = 31$ événements/jour, $\Delta = 15$ jours, $t_w = 1$ jour. Avec ces paramètres, 87% des éruptions sont prédites avec un taux de fausse alarme de 56% et une durée totale d'alarme de 28.78%.

En utilisant ces mêmes paramètres sur la période récente (2007-2009) qui comporte 5 éruptions, on obtient les résultats de prédiction suivants : 100% d'événements prédits, avec 75% de fausses alarmes et une durée d'alarme de 37% (figure 4.21).

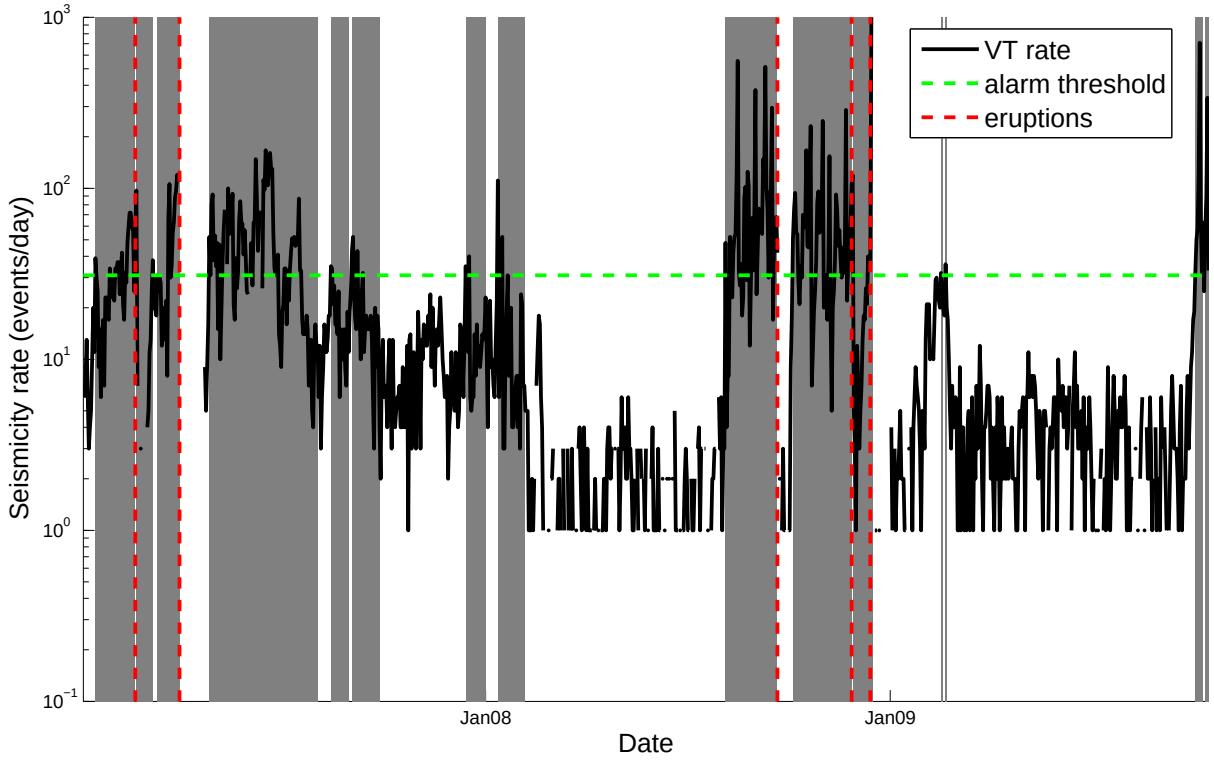


FIGURE 4.21 – Evolution de la sismicité du Piton de la Fournaise et déclenchement des alarmes avec les paramètres d'alarmes définis sur la période 1999-2006 (voir table 4.4). Le trait horizontal vert représente le seuil d'alarme N_s pour déclencher une alarme. Les périodes grisées correspondent aux périodes d'alarme. Les traits verticaux rouges correspondent aux dates d'occurrence des éruptions.

Les résultats sont donc légèrement différents de ceux obtenus pour la période initiale

(1999-2006). Les paramètres d'alarme définis sur la période 1999-2006 permettent bien de prédire avec succès les 5 éruptions de la période 2007-2009, mais cela s'accompagne d'une augmentation conséquente du nombre de fausses alarmes ainsi que de la durée totale d'alarme. Nous avons donc recalculé les paramètres optimum pour la période récente (2007-2010). Tous les résultats sont synthétisés dans la table 4.4. Le seuil de sismicité pour le déclenchement des alarmes devient beaucoup plus grand : $N_s = 66$. Cela traduit un changement de comportement du volcan au niveau de la sismicité. Il parait donc nécessaire de devoir réactualiser périodiquement les paramètres d'alarme en prenant en compte les nouvelles données.

	N_s	Δ	t_w	Missed Events	False Alarms	Alarm Duration
1999-2006	31	15	1	13.64%	55.81%	28.78%
2007-2010	31	15	1	0.00%	75.00%	37.00%
2007-2010	66	15	2	0.00%	64.69%	19.82%

TABLE 4.4 – Calculated values of exponent and productivity for the different classes of eruptions

4.3.3 Outil d'aide à la décision

Comme nous l'avons vu précédemment, la détermination des paramètres d'alarme optimaux dépend avant tout du contexte volcanique et du choix des décideurs. C'est pourquoi, à partir des calculs réalisés précédemment par "pattern recognition", nous avons implémenté un petit outil simple permettant au décideur d'obtenir ses propres paramètres d'alarme en fonction de ses critères sur les résultats de prédiction. Les figures 4.23 et 4.24 montrent deux réalisations différentes de choix de paramètres suivant certaines exigences sur les résultats de prédiction. Dans le premier cas, le décideur privilégie un faible taux d'éruption non prédites, en renonçant à de faibles taux de fausse alarme ou de durée totale d'alarme. Dans le deuxième cas, la priorité est donnée à une durée totale d'alarme faible, quitte à avoir un taux d'éruptions non prédites plus élevé. Les valeurs des paramètres sont

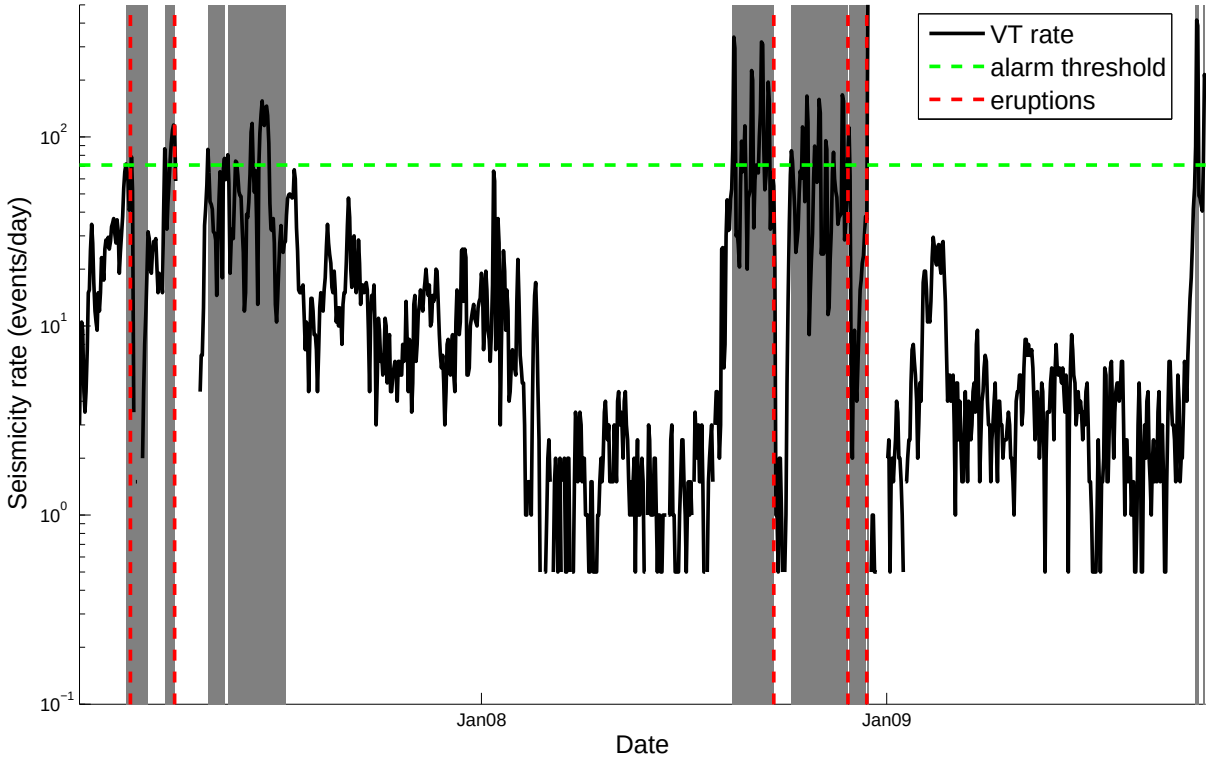


FIGURE 4.22 – Evolution de la sismicité du Piton de la Fournaise et déclenchement des alarmes avec les nouveaux paramètres d'alarmes définis sur la période 2007-2009 (voir table 4.4). Le trait horizontal vert représente le seuil d'alarme N_s pour déclencher une alarme. Les période grisées correspondent aux périodes d'alarme. Les traits verticaux rouges correspondent aux dates d'occurrence des éruptions.

sensiblement différentes dans les deux cas.

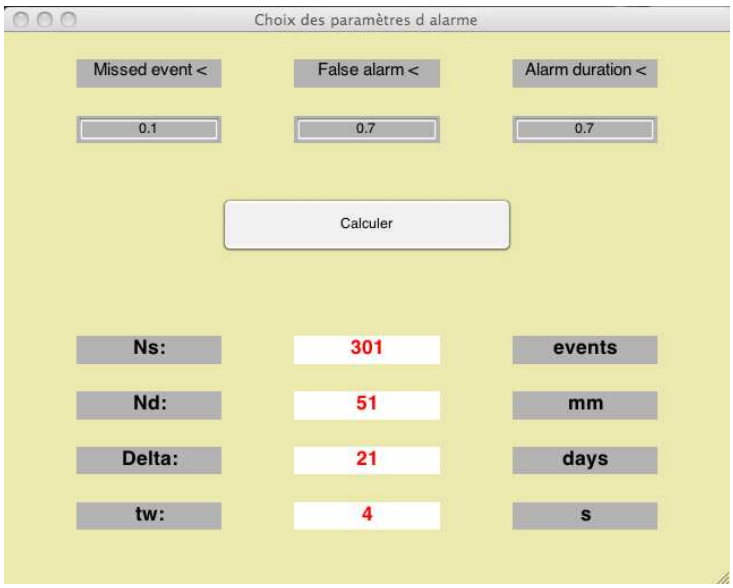


FIGURE 4.23 – Outil d'aide à la décision. Choix des paramètres d'alarme suivant des critères sur les résultats de prédiction. Dans cet exemple, on privilégie un fort taux de succès par rapport au taux d'alarme ou à la durée totale d'alarme. N_s correspond au nombre d'événements sismique en cumulatif par rapport à la dernière éruption pour déclencher une alarme. N_d correspond à l'ouverture cumulative de la fissure en mm par rapport à la dernière éruption pour déclencher une alarme. *Delta* correspond à la durée de l'alarme. *tw* correspond à la fenêtre de lissage sur laquelle regarder les données.

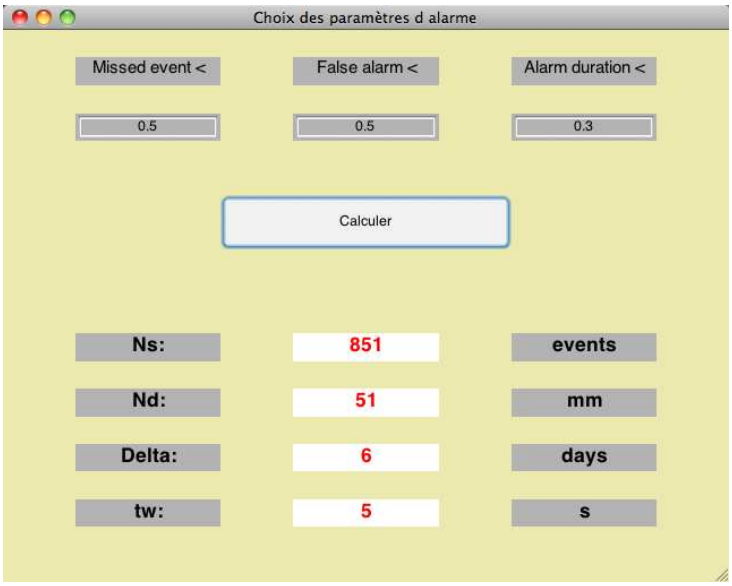


FIGURE 4.24 – Outil d'aide à la décision. Choix des paramètres d'alarme suivant des critères sur les résultats de prédiction. Dans cet exemple, on privilégie une faible durée d'alarme totale en étant moins exigeant sut le taux de réussite de succès ou de fausse alarmes. N_s correspond au nombre d'événements sismique en cumulatif par rapport à la dernière éruption pour déclencher une alarme. N_d correspond à l'ouverture cumulative de la fissure en mm par rapport à la dernière éruption pour déclencher une alarme. *Delta* correspond à la durée de l'alarme. *tw* correspond à la fenêtre de lissage sur laquelle regarder les données.

Chapitre 5

Mécanismes source de la micro-sismicité en période pré-éruptive, Piton de la Fournaise

Dans cette partie de la thèse, effectuée à l'observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise, entre Janvier et Aout 2011, nous nous sommes focalisés sur l'étude des paramètres sources de la micro-sismicité pré-éruptive du Piton de la Fournaise. En effet, à l'heure actuelle, l'activité sismique au Piton de la Fournaise est décrite uniquement en terme de nombre d'événements par jour ainsi que par leur localisation. Or Roman and Cashman [2006], Roman et al. [2008], Massin et al. [2011] montrent que l'étude temporelle des mécanismes sources de la sismicité volcanique permet d'évaluer l'évolution du champ de contrainte associé à la migration du magma et ainsi de mieux anticiper l'activité volcanique future. En particulier Patane et al. [2003] montrent la mise en évidence par les données de sismicité et de déformation de contraintes de compression radiale associée à la migration du magma sur l'Etna.

L'inversion des mécanismes de la micro-sismicité en milieu volcanique (pour des événements de magnitude inférieure à 3) présente plusieurs difficultés :

- Du fait de la présence de migration de fluides (magma, fluides hydrothermaux), cette micro-sismicité possède souvent une composante non double-couple qui rend difficile l'application des méthodes d'inversion standard.

- Les signaux sismiques associés à des séismes de petite magnitude sont bruités, de première arrivée émergente, ce qui rend difficile l'utilisation des méthodes basées sur le pointé de la polarité des premières arrivées.

- Le contenu spectral des ondes sismiques émises par de petits signaux est haute-fréquence (>1 Hz). Pour ces hautes fréquences, et donc ces petites longueurs d'ondes (entre 100m et 1 km), les modèles de vitesse des ondes sont mal contraints, ce qui a pour effet d'introduire une incertitude sur les localisations et les angles de départ de rai à la source.

Dans ce travail, nous avons développé et appliqué une méthode robuste de recherche des mécanismes source de micro-sismicité basée sur l'utilisation de l'information des amplitudes des ondes plutôt que sur l'utilisation standard des polarités des ondes P. Comme nous le verrons par la suite, cette méthode est plus robuste à la fois en terme de technique d'inversion (description d'une fonction coût) mais aussi en terme physique de prise en considération des phénomènes des diffraction des ondes. L'application de cette méthode à la crise sismique pré-éruptive d'octobre 2010 a permis d'identifier trois familles de mécanismes aux foyers majoritaires. L'analyse temporelle de l'occurrence de ces familles témoigne de processus d'intrusion de magma en profondeur et de réajustements de contraintes au sein des zones de stockage magmatique.

5.1 Rappel théorique sur les mécanismes source des séismes

5.1.1 Notions de mécanique de la rupture

Pour un état de contrainte donné, le vecteur traction agissant sur les surfaces d'un matériau peut être décomposé en une composante normale à la surface et des composantes tangentielles. Certaines surfaces sont orientées de telle sorte que les composantes tangentielles s'annulent et elles peuvent donc se caractériser par le vecteur normal, ce sont les axes de contraintes principales. Ces contraintes principales peuvent être calculées en cherchant les valeurs et vecteurs propres du tenseur des contraintes. Les valeurs propres, ou axes principaux de contraintes sont noté σ_1, σ_2 et σ_3, généralement ordonnées de façon décroissante ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Ces axes des contraintes principales sont perpendiculaires et peuvent être utilisés comme base de vecteurs pour un système de coordonnées dans lequel le tenseur des contraintes est diagonal.

Une application importante des axes de contrainte principaux en sismologie, est la théorie de fracturation des roches qui prédit que la rupture a lieu sur un plan ou la contrainte de cisaillement est la plus forte. Par calcul, on trouve que le plan de cisaillement maximal est orienté à mi-distance entre entre l'axe de contrainte principal maximum (σ_1) et l'axe de contrainte principal minimum (σ_3), et qu'il contient l'axe de contrainte principal intermédiaire (σ_2) [Stein and Wysession, 2009].

Pour illustrer cette théorie, considérons une expérience ou un échantillon de roche est soumis à une compression de telle sorte que les contraintes principales sont négatives et vérifient $|\sigma_1| > |\sigma_2| > |\sigma_3|$ (figure 5.1). On s'attend alors à voir la fracture apparaitre sur les plans de cisaillement maximum. Comme évoqué précédemment, il existe deux plans qui se situent à 45° des axes de contraintes principales, maximale et minimale, et contenant l'axe de contrainte principal intermédiaire. Les deux plans ont autant de probabilité de rompre. Cependant, des expériences de laboratoire montrent qu'en réalité la fracture est

bien contrôlée par la contrainte de cisaillement mais de façon plus complexe, ce qui aboutit dans la réalité à des plans de fracture généralement orientés à 25° de la direction de l'axe de contrainte principale maximum.

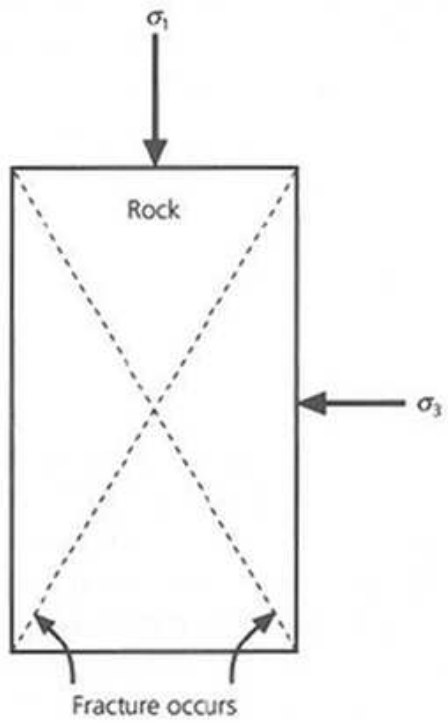


FIGURE 5.1 – Schéma d'une expérience où un cylindre de roche est mis en compression avec une direction de contrainte principale verticale, jusqu'à ce que l'échantillon se fracture. Si la roche rompt sur le plan de cisaillement maximale, l'angle de la faille est de 45° à partir de l'axe de contrainte principale maximum σ_1

Cependant par simplicité, on admet que les plans de faille se forment sur les axes de contrainte de cisaillement maximale. Les trois géométries de faille de base (normale, inverse et décrochante) sont liées à l'orientation de ces axes de contraintes (figure 5.2). Si l'axe vertical de contrainte est le plus compressif (σ_1), la faille est orientée à 45°, et c'est une faille normale. Si au contraire il s'agit de l'axe le moins compressif (σ_3), la géométrie est la même mais la faille est inverse. Lorsque l'axe vertical est l'axe de

contrainte intermédiaire (σ_2), la rupture a lieu en faille décrochante sur un plan à 45° de l'axe de contrainte maximum. L'orientation des failles peut donc être utilisé pour étudier les orientations des contraintes dans le milieu. Cependant ce modèle reste limité par le fait que les séismes peuvent aussi avoir lieu sur des failles préexistantes.

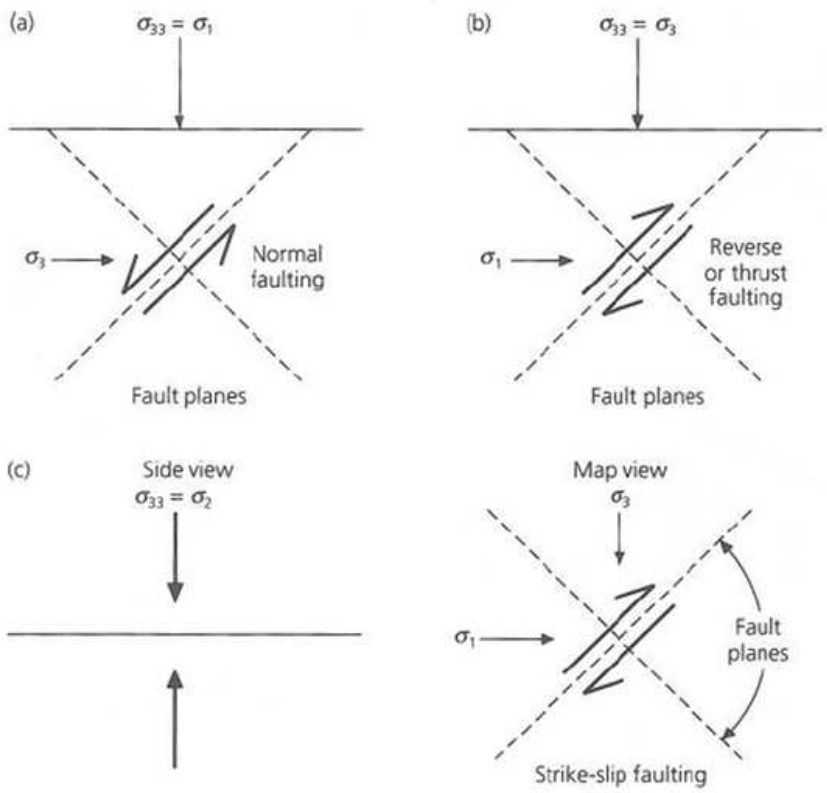


FIGURE 5.2 – Champs de contraintes associés aux trois types de failles génériques : (a) normale, (b) inverse, (c) décrochante qui ont lieu suivant les différentes orientations des axes de contrainte principaux.

5.1.2 Géométrie des failles

Pour décrire la géométrie d'une faille, on considère qu'il s'agit d'une surface plane sur laquelle un déplacement à lieu lors d'un séisme. L'observation géologique de failles atteignant la surface permet de valider cette hypothèse, même si des structures plus

complexes peuvent apparaitre. La description d'un mécanisme source de séisme consiste donc à définir l'orientation du plan de faille, ainsi que la direction du glissement sur ce plan. La géométrie de de ce modèle, est définie sur la figure 5.3. La géométrie de la faille est définit par trois angles : le "strike" Φ_f correspond à l'azimuth du plan de faille par rapport au Nord. Le "dip" δ correspond au pendage du plan de faille par rapport à l'horizontale. le "slip" ou "rake" λ correspond à l'angle du glissement sur le plan de faille par rapport à un axe horizontal dans le plan de faille.

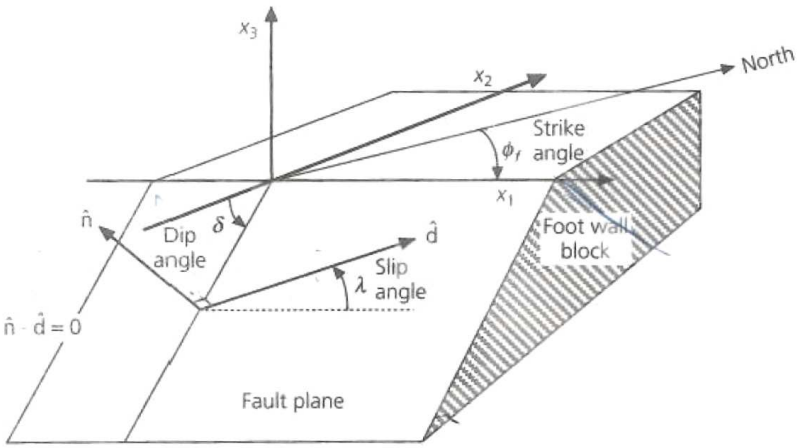


FIGURE 5.3 – Géométrie des failles. Le plan de faille, de vecteur normal n, sépare le bloc inférieur du bloc supérieur. Le vecteur de déplacement d décrit le mouvement du bloc supérieur par rapport au bloc inférieur. Les coordonnées sont choisies de telles sortes que x_3 soit vertical, x_1 orienté le long de la faille dans le plan de la surface terrestre, de telle sorte que le l'angle de pendage δ mesuré depuis l'axe $-x_2$ soit inférieur à 90°. L'angle de glissement λ est mesuré entre l'axe x_1 et le vecteur déplacement d dans le plan de faille. Φ_f représente l'azimut de la faille mesuré depuis le Nord dans le sens des aiguilles d'une montre. Issu de Stein and Wysession [2009], d'après Kanamori [1973].

Chercher le mécanisme source d'un séisme revient à déterminer ces trois paramètres géométriques (Φ_f, δ et λ) qui définissent le plan de faille et la direction du glissement sur ce plan.

5.1.3 Polarités des phases P et S

Les sismogrammes enregistrés à des distances ou des azimuts variés sont utilisés pour déterminer la géométrie de la rupture lors d'un séisme, que l'on appelle mécanisme focal. Cette analyse utilise le fait que le motif de radiation de l'énergie sismique dépend de la géométrie de la faille. Une méthode simple pour déterminer le mécanisme focal, est d'utiliser la polarité des ondes de volume (d'autres techniques plus complexes utilisent la forme d'onde complète, ou les ondes de surface). L'idée de base repose sur le fait que la polarité (direction) de la première arrivée des ondes P varie suivant les stations pour un même séisme. La figure 5.4 illustre le concept d'un mécanisme en faille décrochante sur une faille verticale. La première arrivée des ondes P sur les différents sismogrammes apparait soit en compression, soit en dilatation, suivant que les stations sont localisées de telle sorte que le matériel qui bouge se dirige vers la station ou s'en éloigne respectivement. (figure 5.4).

Les premières arrivées définissent quatre cadrants , deux en compression, et deux en dilatation. La limite entre les cadrants a lieu sur le plan de faille et le long d'un plan perpendiculaire à ce plan de faille. Sur ces directions, les arrivées des ondes P sont très faibles voire inexistantes. Ces plans perpendiculaires appelés plan nodaux séparent les quadrants de compression et de dilatation. Si on peut trouver ces plans, la géométrie de la source est connue. Cependant, l'analyse de la polarité des ondes P ne permet pas de discriminer lequel des deux plans nodaux forme le plan de faille. D'autres informations peuvent venir compléter l'étude des polarités pour résoudre cette incertitude (information géologique, localisation des répliques, effet de directivité...).

5.1.4 Motifs de radiation des ondes de volume

Les motifs de radiation des ondes P et S sont obtenus en utilisant la théorie des sources sismiques. Il s'agit des motifs de radiation qui seraient obtenus par un jeu de forces ayant

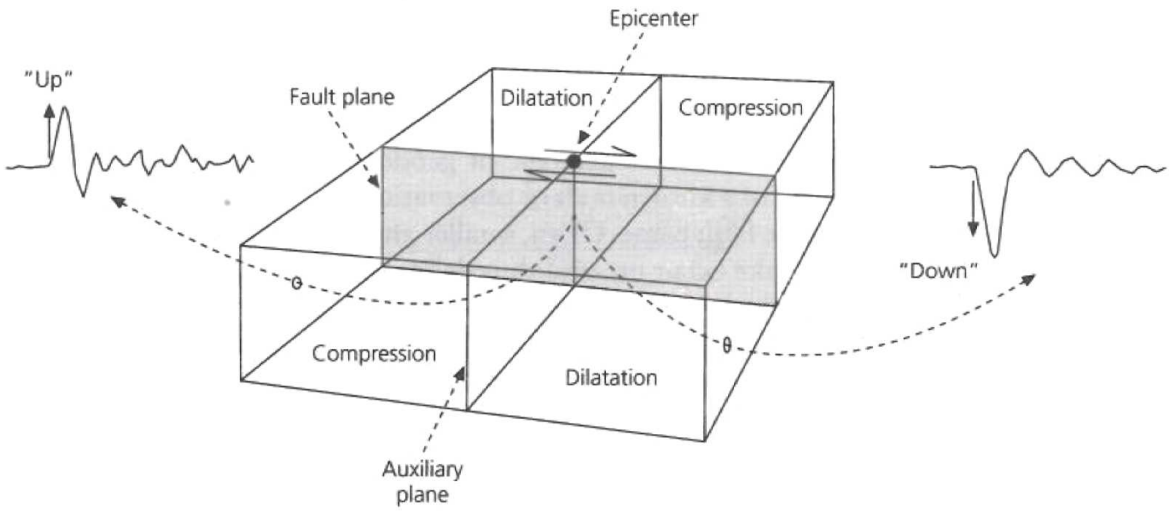


FIGURE 5.4 – La forme des premières arrivées des ondes P observées sur des sismomètres situés dans différentes direction par rapport à la source, permet de déterminer l'orientation de la source. Deux plans nodaux séparent des régions qui présentent des premières arrivées en compression ou des premières arrivées en dilatation. Un des deux plans nodaux est le plan de faille. L'autre plan nodal est le plan de faille auxiliaire. L'information obtenue par la polarité ne permet pas de discriminer lequel des deux plans est le plan de faille. Issu de Stein and Wysession [2009].

une géométrie correspondant à celle de la faille. Les radiations dues au mouvement sur le plan de faille, sont celles qui seraient générées par une paire de couples de force, les forces étant de direction opposées. Si un des couples est orienté dans la direction de glissement, l'autre couple est orienté suivant le plan auxiliaire. La radiation élastique peut donc s'écrire comme le résultat d'un double couple. Il s'agit d'un modèle simple pour représenter un processus de rupture plus complexe et qui ne fait pas intervenir de variations de volume.

Les motifs de radiation double couple ont des symétries naturelles autour du plan focal et sont donc généralement décrits dans un système de coordonnées orienté suivant le plan de faille. Dans un tel repère (figure 5.5), le plan de faille est définit par $x_1 - x_2$, donc $_3$ représente la normale au plan de faille. Dans cette géométrie, les forces double-couple équivalentes agissent sur l'axe x_2 et les forces sont orientées suivant x_1 et x_3. Pour décrire comment les motifs de radiation varient avec la direction du récepteur par rapport à la source, on utilise des coordonnées sphériques dans le repère associé au plan de faille. Θ est l'angle mesuré à partir de l'axe x_3 et Φ est l'angle mesuré dans le plan $x_1 - x_2$ (figure 5.5).

La théorie des sources permet d'écrire les amplitudes théoriques en champ lointain des déplacements sur les différentes composantes des sismogrammes. L'onde P, correspondant aux ondes de compression, se lit sur la composante radiale du déplacement u_r car le mouvement s'effectue le long de la direction de propagation.

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r}\dot{M}(t - r/\alpha) sin2\Theta cos\Phi \tag{5.1}$$

La première partie de cette expression est un terme d'amplitude qui décroît inversement avec la distance à la source r. Le deuxième terme reflète le pulse qui se propage à la vitesse des ondes P α. $\dot{M}(t)$ est appelé la fonction source. C'est la dérivée temporelle de la fonction de moment sismique $M(t) = \mu D(t) S(t)$ qui décrit le processus de rupture en terme de rigidité des matériaux μ, de l'histoire du glissement $D(t)$ et de l'aire de la faille $S(t)$. Le dernier terme $sin2\Theta cos\Phi$ décrit le motif de radiation de l'onde P. Le

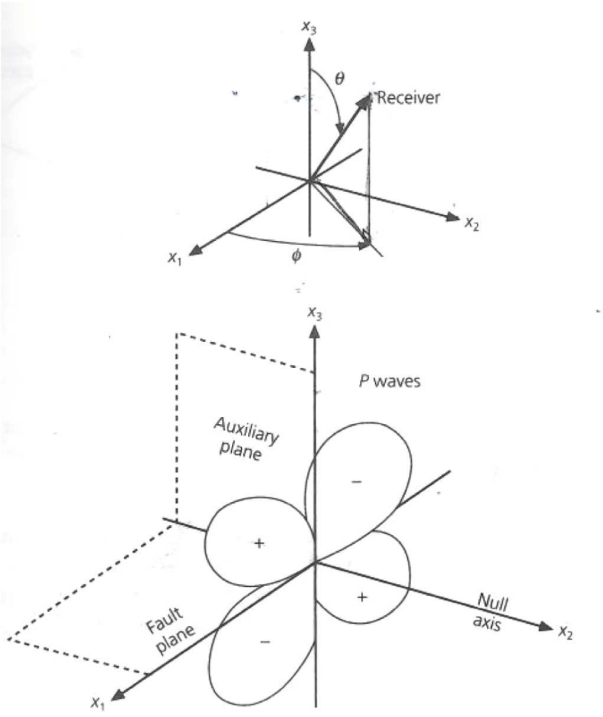


FIGURE 5.5 – Haut : définition du repère lié au mécanisme, et coordonnées sphériques utilisées pour repérer le récepteur par rapport à la source. Bas : motif de radiation pour les ondes P. Issu de Stein and Wysession [2009], d'après Pearce [1977].

motif présente quatre lobes, deux positifs, compressifs et deux négatifs, en dilatation. Le déplacement est nul sur le plan de faille ($\Theta = 90°$) et sur le plan auxiliaire ($\Phi = 90°$). Les amplitudes maximales sont observées entre les deux plans nodaux.

De la même façon, on peut écrire de façon analytique le déplacement sur les composantes en cisaillement, correspondant aux ondes S_H et S_V :

$$u_\Theta = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}\dot{M}(t - r/\beta)cos2\Theta cos\Phi \tag{5.2}$$

$$u_\Phi = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}\dot{M}(t - r/\beta)(-cos\Theta)sin\Phi \tag{5.3}$$

Cette fois, la fonction source $\dot{M}(t)$ correspond aux ondes se propageant à la vitesse des ondes S β.

Puisque l'onde sismique radiée varie en fonction de Θ et Φ, les sismogrammes enregistré à différentes stations situées dans des directions différentes par rapport à la source peuvent être utilisés pour retrouver la géométrie de la faille. Il est important de noter que le motif de radiation permet de représenter l'amplitude des déplacements qui ont lieu sur une sphère infinitésimale située au niveau de la source. Il faut donc replacer les stations situées à grande distance de la source sur cette sphère focale, en sachant que les rais suivent des trajets incurvés en raison des variations de vitesse dans les différents milieux traversés. Les lois de Snell permettent de retrouver l'angle de départ d'un rai arrivant à une station donné. C'est cet angle appelé "take-off" angle, ainsi que l'azimut de la station, qui sont utilisés pour repérer la station sur la sphère focale et ainsi déterminer l'amplitude théorique des ondes arrivant à cette station. La détermination du take-off angle est conditionnée par la précision du modèle de vitesse de la zone considérée.

5.1.5 Représentation des mécanismes sources

Pour représenter les mécanismes aux foyer en deux dimensions, on utilise fréquemment une représentation stéréographique qui transforme un hémisphère en un plan. Dans cette représentation, on repère les stations par leur azimut et leur take-off angle et les plans nodaux par leur azimut et leur pendage. Suivant la position des plans nodaux (donc suivant le type de faille) la représentation stéréographique apparaitra différemment. On représente en noir et blanc les quadrants de compression et de dilatation respectivement. Par exemple, une séparation en quatre quartier égaux de la sphère focale indique un mécanisme décrochant sur un plan de faille vertical (figure 5.6).

Une des applications des mécanismes focaux est de contraindre les orientations des champs de contraintes dans la croûte. Un modèle simple consiste à dire que les ruptures ont lieu sur des plans orientés à 45° par rapport aux axes de compression maximum et minimum. Inversement, on peut retrouver les axes de contraintes puisque leurs directions sont à mi-distance entre les deux plans focaux. On appelle axe P (axe de Pression) l'axe de contrainte compressive maximum et T (axe de Traction) l'axe de contrainte compressive minimum.

5.2 La crise sismique du 14 Octobre 2010

5.2.1 L'éruption du 14 Octobre 2010

L'éruption du 14 Octobre 2010 est la deuxième éruption de l'année après celle de janvier 2010. L'éruption a été précédée d'une crise sismique qui a duré une quinzaine d'heure (de 1h00 à 15h00 TU). L'éruption a commencé à 15h30 TU, localisée dans l'enclos Fouqué au niveau de Château Fort, à environ 2000 m d'altitude. Elle a duré 14 jours et a émis $3.10^6 m^3$ de lave.

La crise sismique qui a précédé l'éruption de plusieurs heures contenait plusieurs cen-

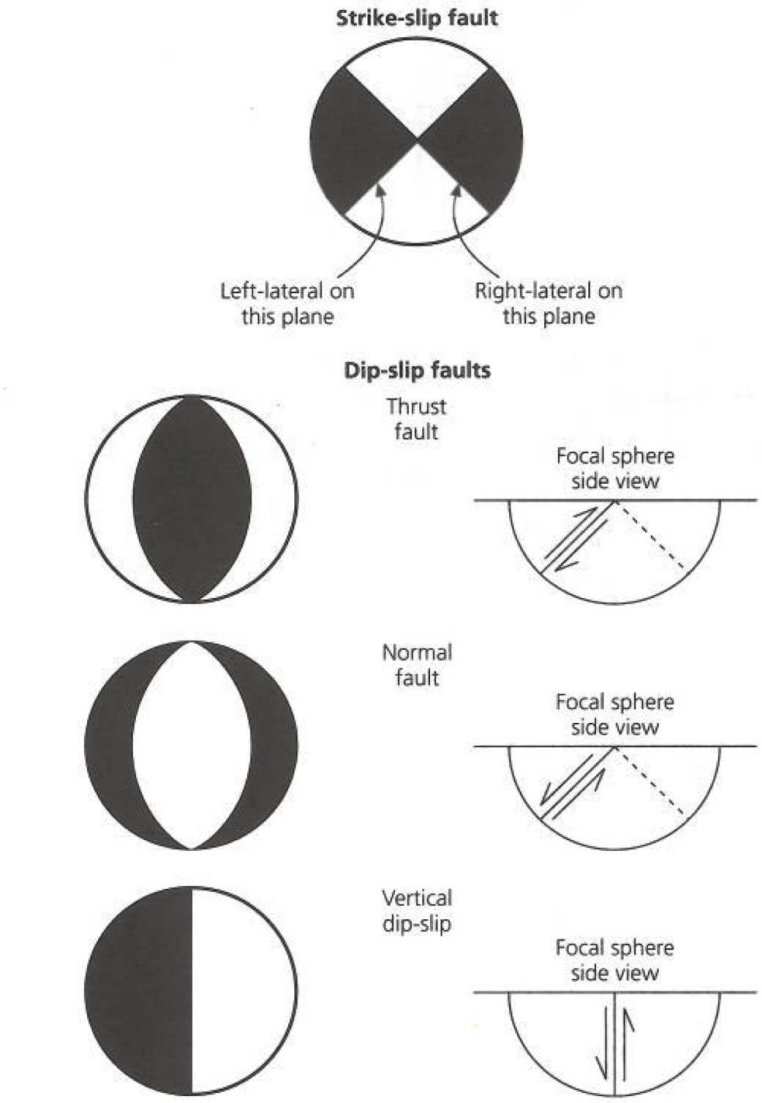


FIGURE 5.6 – Mecanismes focaux particuliers pour certaines géométries de failles. Les quadrants compressifs sont en noir. Issu de Stein and Wysession [2009].

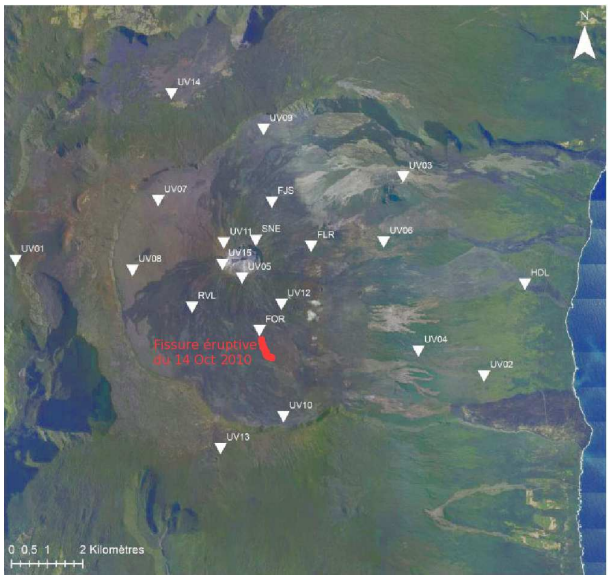


FIGURE 5.7 – L'éruption du 14 Octobre 2010. 4 cônes éruptifs se sont développés le long de la fissure éruptive longue d'environ 150m. Les fontaines de lave ont atteint au plus fort de l'éruption des hauteurs d'une trentaine de mètres.

taines de séismes volcano-tectoniques, dont plus de 800 ont été pointés. La durée de la crise ainsi que le nombre important de séismes en font un jeu de donnée intéressant pour étudier les mécanismes au foyer associés aux processus pré-éruptifs.

5.2.2 Analyse de la sismicité

Le taux de sismicité n'est pas constant durant toute la crise sismique. On observe quatre phases distinctes avec des taux différents (figure 5.8).

Les séismes pointés ont une magnitude comprise entre 1 et 2.5. Etant donné la très faible magnitude de cette sismicité volcano-tectonique, l'arrivée des ondes P est souvent émergente, et empêche une bonne précision sur le pointé. C'est pourquoi, seuls les 434 séismes pour lesquels il était possible de pointer une arrivée d'onde P ont été localisés et conservés pour cette étude. La figure 5.9 montre quelques exemples des signaux qui ont été analysés.

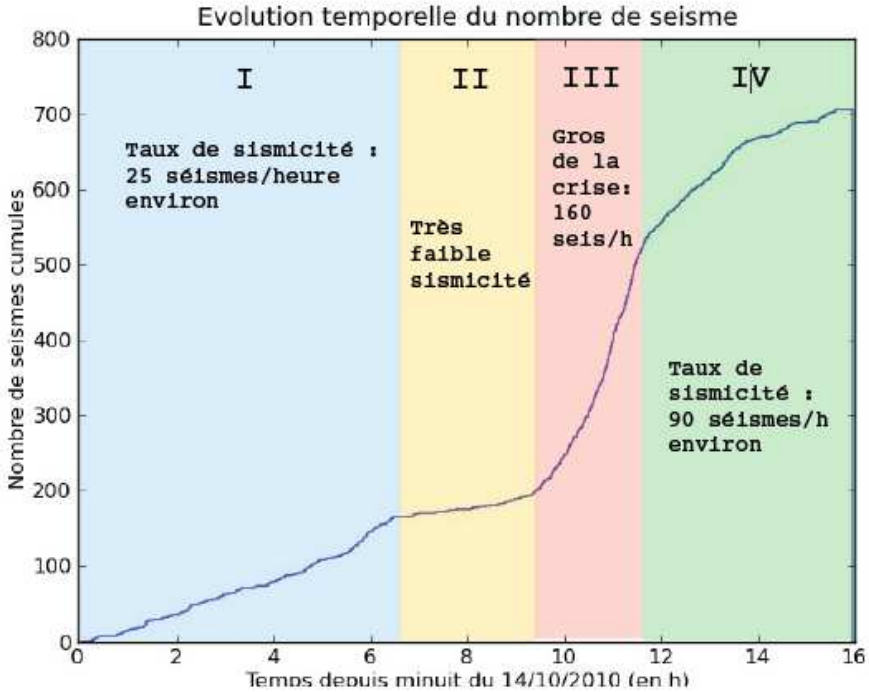


FIGURE 5.8 – Evolution du taux de sismicité durant la crise sismique précédant l'éruption du 14 Octobre 2010 au Piton de la Fournaise. Lemarchand [2011], communication personnelle.

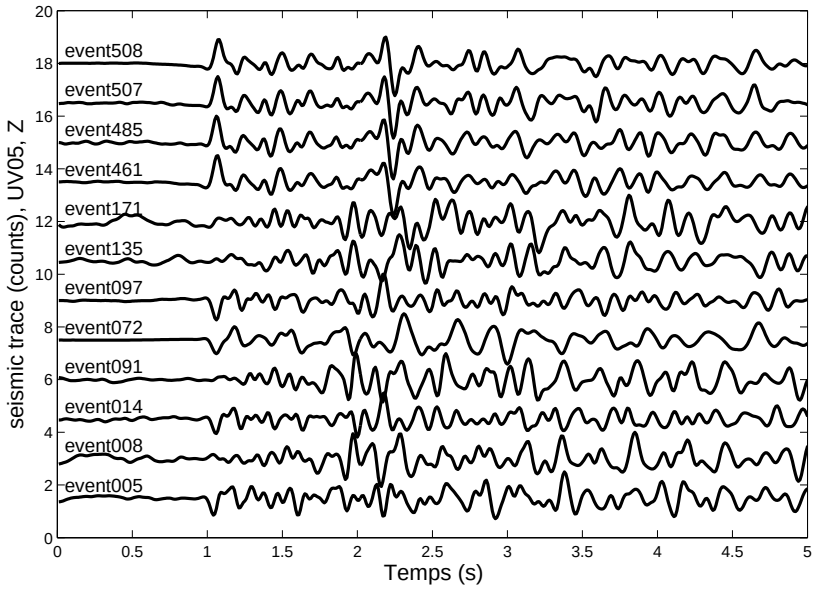


FIGURE 5.9 – Exemples de signaux volcano-tectoniques de la crise sismique pré-éruptive du 14 Octobre 2010. Seules les traces verticales de la station UV05 (située au sommet du volcan) sont représentées. Les données ont été filtrées entre 1 et 10 Hz.

Estimation de la composante non double-couple de la micro-sismicité

La détermination des mécanismes source des séismes en utilisant les inversions de polarité ou l'inversion des amplitudes à partir des diagrammes de radiation, impliquent l'hypothèse de départ que les signaux ont des mécanismes source double-couple. Etant donné que les séismes volcano-tectoniques enregistrés pendant la crise sont liés à des processus volcaniques qui diffèrent sans doute des mécanismes bien contraints de la tectonique classique, nous avons voulu vérifié qu'il était possible d'associer cette sismicité à des mécanismes source double-couple. En analysant un grand nombre de petits séismes de Caroline du Sud, Boatwright and Fletcher [1984] ont montré que pour des événements de type glissement de faille, il y a beaucoup plus d'énergie sur les ondes S que sur les onde P, avec un ratio de l'énergie des ondes S sur l'énergie des ondes P souvent supérieur à 10. A l'inverse, Urbancic et al. [1992] montrent que pour des mécanismes sources non double-couples (type explosion, fracture volumétrique), le ratio de l'énergie des ondes S sur l'énergie des ondes P se situait plutôt entre 1 et 3.

Il est possible de représenter l'énergie des ondes S en fonction de l'énergie des ondes P sous la forme de diagrammes de dispersion, comme sur la figure 5.10 [Hudyma et al., 2003]. Pour tous les séismes pointés de la crise, on mesure l'énergie des phases P et S comme l'intégrale du carré des amplitudes des traces sismiques sur des fenêtre de temps de 0.2 s (ce qui correspond bien à une durée inférieure à la durée minimum entre l'arrivée des ondes P et des ondes S). Une autre façon plus lisible de représenter les données est la distribution cumulative des ratios de l'énergie des ondes S sur l'énergie des onde P (figure 5.11).

On observe sur la figure 5.11 que pour 65% des signaux, le rapport des énergies est inférieur à 5. L'hypothèse d'un mécanisme double couple pour les séismes volcano-tectoniques de la crise sismique est donc une hypothèse forte dans notre cas. Cependant, les valeurs assez faibles des rapports d'énergie peuvent également être liées à la très petite taille des séismes et donc la part importante de bruit dans le signal (malgré un filtrage du signal

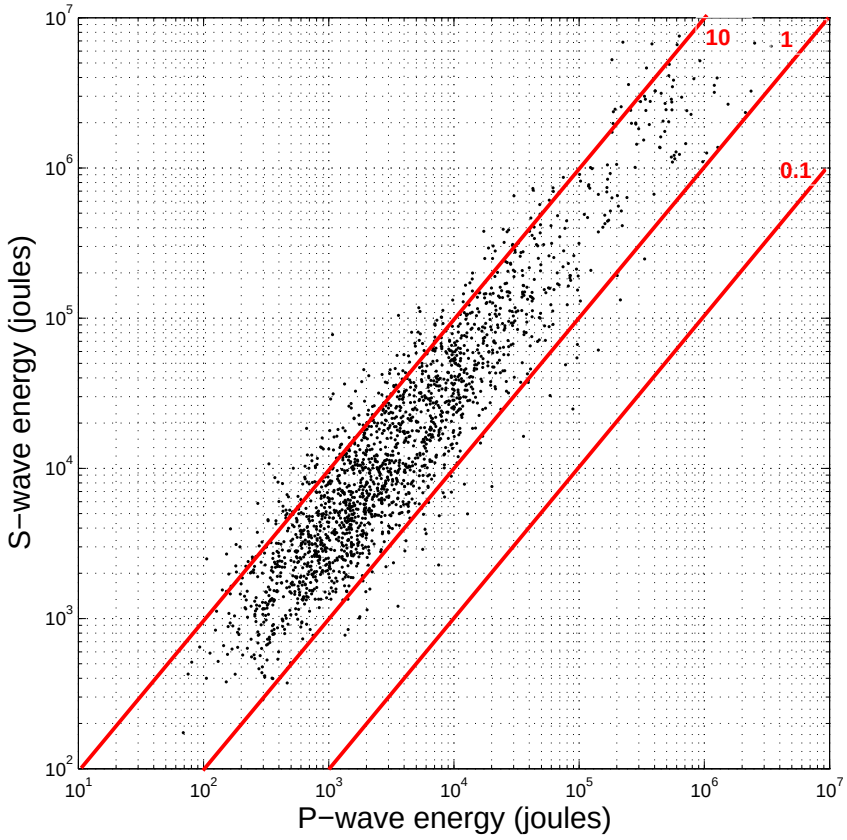


FIGURE 5.10 – Diagramme de dispersion de l'énergie des ondes S en fonction de l'énergie des ondes P, mesurée sur des fenêtre de temps de 0.2 sec après la première arrivée pour les 450 événements pointés de la crise sismique du 14 Octobre 2010, filtrés entre 1 et 10 Hz.

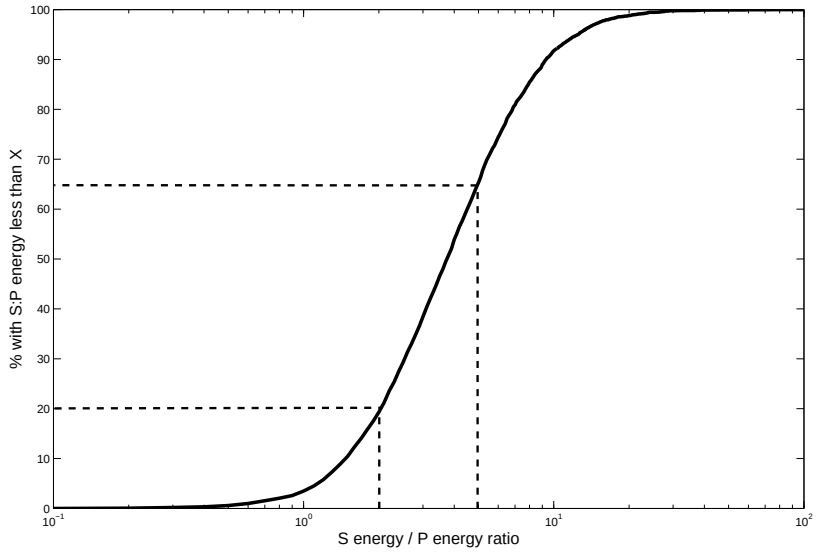


FIGURE 5.11 – Représentation en cumulatif de la distribution des rapports de l'énergie des ondes S sur l'énergie des ondes P, pour les 450 événements pointés de la crise sismique du 14 Octobre 2010, filtrés entre 1 et 10 Hz. Les valeurs d'énergie sont mesurées sur des fenêtre de temps de 0.5s après la première arrivée.

entre 1 et 10 Hz). En effet, l'ajout de bruit au signal aura tendance à diminuer la valeur du rapport des énergies.

Nous avons également regardé s'il y avait une évolution temporelle de ce rapport d'énergie entre les ondes P et S au cours du temps, notamment pour les différentes phases de la crise sismique. Pour cela, nous avons divisé notre jeu de données en 10 séries d'événements qui se succèdent chronologiquement, et avons appliqué la même analyse que précédemment à ces 10 séries individuellement. La figure 5.12 montre les courbes cumulatives de rapport d'énergie pour les 10 séries d'événements différentes, la couleur des courbes évoluant progressivement du gris clair au noir au cours du temps. On remarque que la proportion de séismes présentant des rapports d'énergie inférieur à 5 diminue au cours du temps, passant de 75% à 60%. Il semblerait donc qu'il y ait une légère évolution des mécanismes source vers des mécanismes double-couples, le début de la crise se caractérisant peut-être plus par des séismes présentant des composantes d'ouverture.

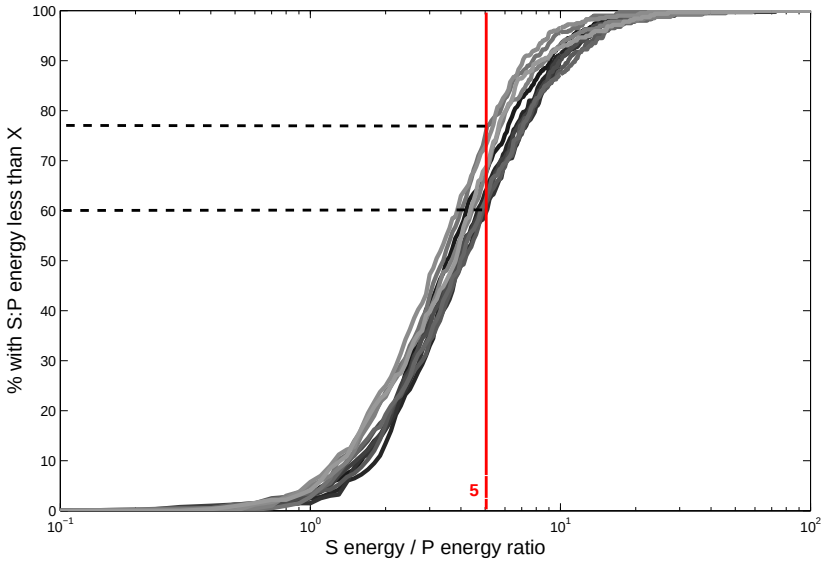


FIGURE 5.12 – Représentation en cumulatif de la distribution des rapports de l'énergie des ondes S sur l'énergie des ondes P pour 10 séries de séismes (contenant chacune une quarantaine d'événement) qui se succèdent chronologiquement sur la durée de la crise sismique. Les courbes vont du gris clair au noir plus on avance dans la crise sismique.

Analyse des polarités des ondes P

Une autre façon de tester l'hypothèse double couple des mécanismes sources des séismes, est de regarder pour chaque événement, le rapport du nombre de pointés en compression sur le nombre de pointés en dilatation. Pour une répartition azimutale homogène des stations (ce qui est approximativement le cas avec le réseau de stations Undervolc) et des "take-off angle" variés, on devrait s'attendre à un nombre de pointés en compression et à un nombre de pointés en dilatation à peu près similaires. Nous avons donc représenté pour chaque événement la valeur du rapport entre le nombre de polarités pointées en compression sur le nombre de polarités pointées en dilatation (figure 5.13). On s'aperçoit que

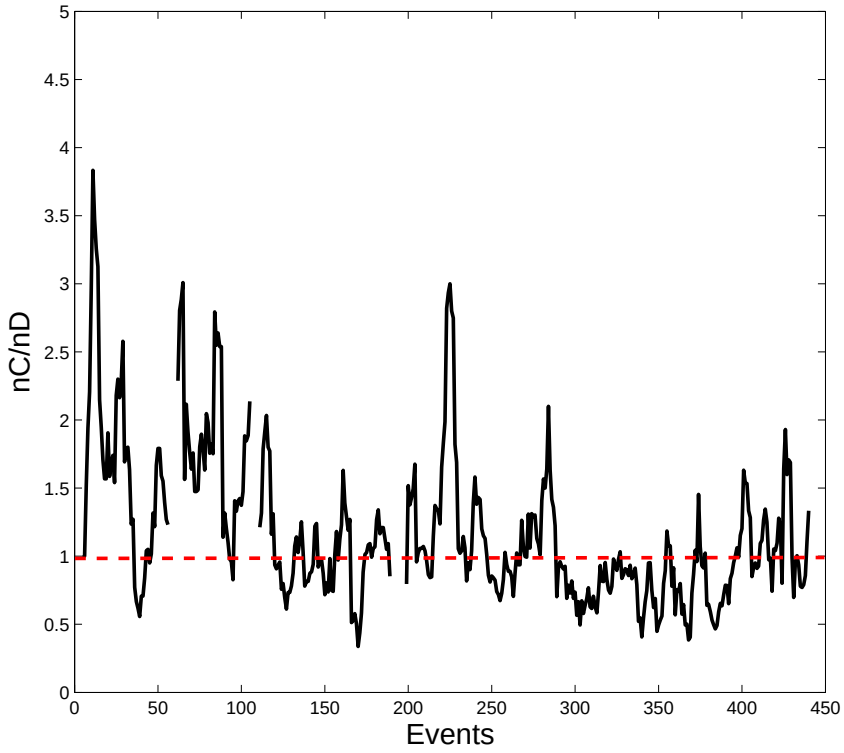


FIGURE 5.13 – Rapport du nombre de polarités en compression sur le nombre de polarités en dilatation pour les 450 événements de la crise sismique du 14 octobre 2010, Piton de la Fournaise.

le rapport du nombre de polarités en compression sur le nombre de polarité en dilatation, malgré une dispersion assez large, se situe bien autour d'une moyenne de 1, conformément à nos attentes pour des mécanismes double couple. Cependant, en début de crise sismique, ce rapport est sensiblement supérieur à 1, confirmant le résultat obtenu précédemment (figure 5.12) à savoir que les mécanismes sources présentent des composantes non double-couples en début de crise, probablement lié à des fractures volumétrique (liées à l'intrusion du dyke). Ce résultat sera à prendre en compte lors de la discussion de nos résultats sur l'obtention des mécanismes source double-couple associée à cette sismicité.

5.3 Tests de validation du programme d'inversion des mécanismes source

Dans cette section, nous allons aborder un peu plus en détail le développement de la méthode d'inversion des amplitudes ainsi que les tests qui ont été effectués pour valider l'algorithme utilisé pour la recherche des mécanismes au foyer.

5.3.1 Principe de la méthode d'inversion

Calcul analytique

Pour déterminer les mécanismes au foyer de la sismicité volcano-tectonique du Piton de la Fournaise, nous avons choisi d'inverser l'amplitude de la phase minimale de la coda des ondes S, en la comparant à la valeur théorique de l'amplitude des ondes S. En effet, Sèbe et al. [2005] a montré qu'en milieu fortement hétérogène, il était possible de retrouver le diagramme de radiation des ondes S dans la coda des ondes S en calculant l'amplitude de la phase minimale des ondes S (ce point est développé dans la section suivante). C'est donc cette mesure que nous inversons en minimisant la fonction misfit entre les amplitudes mesurées sur les traces réelles et les amplitudes calculées de façon analytique à partir des

formules théoriques fournies par Aki and Richards [2002]. Les déplacements sur chaque composante du sismogrammes s'écrivent :

$$u_r(t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r}\dot{M}(t - r/\alpha)sin2\Theta cos\Phi \tag{5.4}$$

$$u_\Theta = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}\dot{M}(t - r/\beta)cos2\Theta cos\Phi \tag{5.5}$$

$$u_\Phi = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}\dot{M}(t - r/\beta)(-cos\Theta)sin\Phi \tag{5.6}$$

Le terme d'amplitude est donc composé d'un terme qui dépend de l'inverse de la distance à la source r et d'un terme lié au diagramme de radiation (dans l'hypothèse d'un mécanisme source double-couple). Ce terme lié à la radiation fait intervenir Θ et Φ qui sont les coordonnées sphériques de la station dans un repère lié à au plan de faille (voir figure 5.5).

La position de la station doit être ramenée à la position du rai qui part de l'hypocentre du séisme et qui arrive à la station après propagation. Cette position de départ du rai dans la sphère focale est liée au modèle de vitesse et la courbure du rai qui en résulte. L'azimut (raz) ainsi que l'angle de départ du rai ($rdip$) sont ceux obtenus lors de la localisation des séismes avec NLLoc [Lomax, 2008]. A partir de ces coordonnées sphériques, on peut exprimer les coordonnées cartésiennes du point de départ du rai dans le repère géographique centré sur l'hypocentre : x_p, y_p et z_p :

$x_p = cos(raz) * sin(rdip)$

$y_p = -sin(raz) * sin(rdip)$

$z_p = -cos(rdip)$

Il faut ensuite ramener ces coordonnées dans le repère lié au mécanisme focal, comme défini à la figure 5.3.

$D = [cos(\lambda) * cos(\phi) + sin(\lambda) * cos(\delta) * sin(\phi); -cos(\lambda) * sin(\phi) + sin(\lambda) * cos(\delta) *$

$cos(\phi); sin(\lambda) * sin(\delta)]$

$N = [-sin(\delta) * sin(\phi); -sin(\delta) * cos(\phi); cos(\delta)]$

$T = -D.N$

où ϕ, δ et λ sont respectivement les angles "strike", "dip" et "rake" qui définissent la géométrie de la faille.

On définit la matrice de rotation qui permet de passer du repère géographique au repère lié au mécanisme focal et la matrice de passage qui est l'inverse de la matrice de rotation :

$Rxyz = [DTN]$

$P = inv(Rxyz)$

On peut alors écrire les coordonnées du point de départ du rai sur la sphère focale dans le repère lié au mécanisme focal (X, Y et Z) :

$[XYZ] = [x_p y_p z_p] * P$

Il reste alors à exprimer ces coordonnées en coordonnées sphériques pour obtenir les angles Φ et Θ définit figure 5.5 :

$\Phi = arccos(Z)$

$\Theta = arccos(\frac{X}{X^2+Y^2})$

Selon la méthode de Battaglia and Aki [2003], on corrige l'amplitude calculée des facteurs d'atténuation intrinsèques qui correspondent à l'énergie perdue à cause de l'inélasticité du milieu [Aki and Richards, 1980]. Ces facteurs s'écrivent :

$B_P = e^{\frac{-\pi.f.R}{Q\alpha}}$

$B_S = e^{\frac{-\pi.f.R}{Q\beta}}$

pour les ondes P et S respectivement, où α est la vitesse des ondes P dans le milieu, β est la vitesse des ondes S dans le milieu, Q est le facteur de qualité de l'atténuation, f est la

fréquence des ondes, et R la distance parcourue par l'onde jusqu'à la station. Nous avons choisi $\alpha = 4378m/s$ qui correspondent aux vitesses moyennes des ondes P du modèle de vitesse établi par Prôno et al. [2009], et $\beta = 2575$ en considérant que $\frac{\alpha}{\beta} = 1.7$. La fréquence est fixée à $f = 10Hz$ qui correspond à l'amplitude fréquentielle maximum des signaux VT. Q est empiriquement estimé à 170 pour le Piton de la Fournaise [Battaglia and Aki, 2003].

On peut alors calculer les amplitudes théoriques à la station située à une distance R de la source en utilisant les formules de radiation définies aux équations (5.4), (5.5) et (5.6) :

$A_{P_{th}} = 1/R.abs(sin(2 * \Theta).cos(\Phi)).B_P$

et

$A_{S_\Theta} = 1/R.cos(2\Theta).cos(\Phi).B_S$

$A_{S_\Phi} = 1/R.(-cos(\Theta).sin(\Phi)).B_S$

$A_{S_{th}} = \sqrt{A_{S_\Theta}^2 + A_{S_\Phi}^2}$

Mesure des amplitudes

Pour mesurer l'amplitude sur les traces réelles, il est parfois difficile d'identifier un pic d'amplitude maximal, car les arrivées d'onde P peuvent être relativement émergentes en raison de la très faible magnitude des signaux et des effets de propagation complexes. On prend alors un proxy de l'amplitude à travers le calcul de l'énergie des ondes P et S sur une fenêtre de temps $dt = 0.2s$. Si le rai arrive verticalement à la surface libre, on retrouve l'intégralité de l'énergie des ondes P sur la composante verticale, et l'énergie des ondes S est répartie sur les composantes horizontales. Cependant, comme on ne sait pas réellement quelle est la direction du rai lorsqu'il arrive à la station, on mesure l'amplitude (à travers l'énergie) comme une somme vectorielle des amplitudes sur chaque composante :

$A_{reel} = \sqrt{A_V^2 + A_\Theta^2 + A_\Phi^2}$

avec

$A_V = \sqrt{\sum(u_V(i)^2)/dt}$
$A_\Theta = \sqrt{\sum(u_\Theta(i)^2)/dt}$
$A_\Phi = \sqrt{\sum(u_\Phi(i)^2)/dt}$

Processus d'inversion

Le principe de l'inversion consiste à comparer les valeurs d'amplitudes réelles mesurées corrigées d'un facteur d'amplification AAF (voir la section suivante pour les détails sur ces facteurs correctifs) avec les valeurs des amplitudes calculées pour tous les mécanismes possibles, en minimisant la fonction "misfit" définie comme suit :

$$m = \sum(A_{S_{reel}}/AAF - A_{S_{th}})^2 \tag{5.7}$$

L'algorithme d'inversion fournit quatre solutions qui correspondent à la distribution des amplitudes observées. En effet, il n'y a aucun moyen de distinguer, par les amplitudes, les solutions associées au plan focal principal et au plan focal auxiliaire. Par ailleurs, comme l'amplitude des ondes S est mesurée et calculée comme la somme vectorielle des amplitudes sur les deux traces horizontales, on ne conserve uniquement que l'information en valeur absolue du diagramme de radiation. Cela rajoute donc deux solutions qui correspondent au plan principal et auxiliaire d'un mécanisme source qui aurait la même géométrie que les vraies solutions, mais avec une direction de glissement opposé. Pour résoudre cette incertitude, on utilise la polarité des ondes P. Pour les mécanismes solutions fournis par l'algorithme, on vérifie que les polarités théoriques calculées des ondes P aux différentes stations correspondent aux polarités réelles. Pour deux des solutions, ce n'est pas le cas. Elles sont donc éliminées. Il restera néanmoins toujours une incertitude sur la détermination du plan principal et auxiliaire du mécanisme source.

Pour valider nos calculs analytiques nous avons procédé à un certain nombre de test

en utilisant des traces synthétiques issues du logiciel de simulation de traces sismiques Axitra.

5.3.2 Validation du calcul analytique des amplitudes théoriques

Simulation de formes d'ondes : Axitra

Axitra est un code de réflectivité permettant de simuler des traces sismiques, développé par Coutant [1989]. Ce programme permet de simuler les traces sismiques obtenues en une ou plusieurs stations à partir de la position d'une source, de son mécanisme source et d'un modèle de vitesse 1D. Pour obtenir des traces sismiques les plus simples possibles, nous avons choisi un milieu parfaitement homogène, et nous avons empêché les réflexions de surface libre. Nous imposons une fonction source Riker de pseudo-période 0.2s.

Ci-dessous, un exemple de configurations des stations pour tester la variation des amplitudes théoriques en fonction de la distance à la source. La figure 5.14 montre la disposition des stations par rapport à la source. La figure 5.15 montre les traces sismiques obtenues à partir du logiciel Axitra.

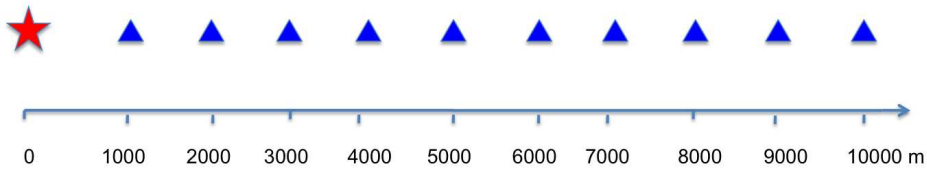


FIGURE 5.14 – Répartition des stations par rapport à la source pour la simulation de traces sismiques avec Axitra, dans le but de tester les calculs analytiques des amplitudes théoriques en fonction de la distance à la source.

Les traces sismiques obtenues sont très simples, avec une arrivée d'onde P et une arrivée d'onde S sur lesquelles il est aisé de lire l'amplitude. Nous partons donc du principe que les amplitudes lues sur ces traces sismiques correspondent aux valeurs théoriques des amplitudes, ce qui nous permet de vérifier suivant différentes configurations que les amplitudes théoriques que nous calculons sont justes.

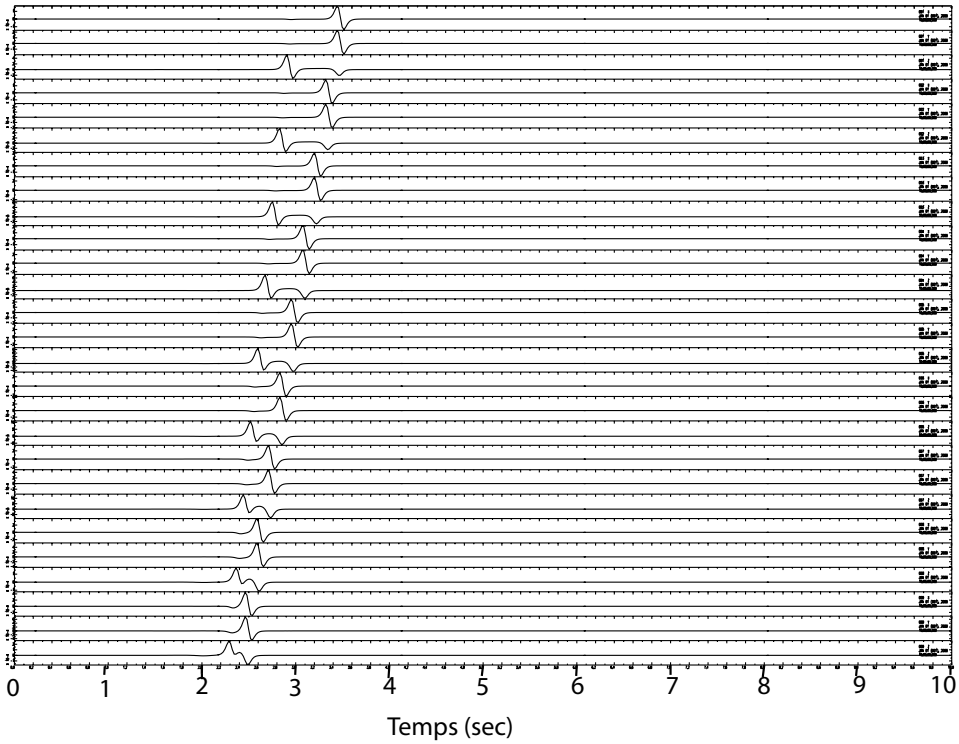


FIGURE 5.15 – Exemples de traces sismiques obtenues avec les logiciel Axitra pour un milieu homogène, et une répartition de stations alignées dans une direction par rapport à la source (voir figure 5.14).

Test des amplitudes en fonction de l'azimut et de l'angle de départ du rai (take-off angle)

Nous avons testé les valeurs des amplitudes théoriques des ondes P et S uniquement en fonction de l'azimuth et de l'angle de départ du rai (take-off angle) des stations. Pour cela nous avons réparti de façon uniforme 64 stations sur une sphère entourant une source (figure 5.16) dont le mécanisme est imposé. Nous avons pris un mécanisme simple en faille décrochante verticale (0-90-0).

La figure 5.17 est une représentation 3D des amplitudes théoriques calculées en chaque point de l'espace.

On compare ensuite les amplitudes obtenues par calcul théorique en chacune des huit stations avec les mesures réalisées sur les traces sismiques simulées par Axitra. La figure 5.18 donne une représentation des amplitudes obtenues en fonction de l'azimut et du "take-off angle" pour chaque station. La mesure des amplitudes sur les traces Axitra est en réalité une mesure de l'énergie du signal (intégrale des amplitudes au carré) sur une période de 0.2s. Les valeurs calculées sont donc une valeur absolue des amplitudes réelles. En prenant en compte cette remarque, on retrouve bien des amplitudes similaires (au signe près) pour les valeurs théoriques (figure 5.18 gauche) et les valeurs mesurées sur les traces Axitra (figure 5.18 droite).

Ces tests valident donc le calcul théorique des amplitudes des ondes P et S qui servent dans l'inversion des amplitudes réelles mesurées sur les événements sismiques enregistrés au Piton de la Fournaise. Dans la section suivante, nous présentons également le test de validation de la méthode d'inversion.

Résultats des tests du code d'inversion des amplitudes sur données réelles

Nous avons ensuite testé la procédure d'inversion à partir des 5 événements cibles que nous avons utilisés par la suite pour calibrer les amplitudes des traces réelles (voir la section suivante). Ces 5 événements (qui sont ceux ayant les magnitudes les plus importantes du

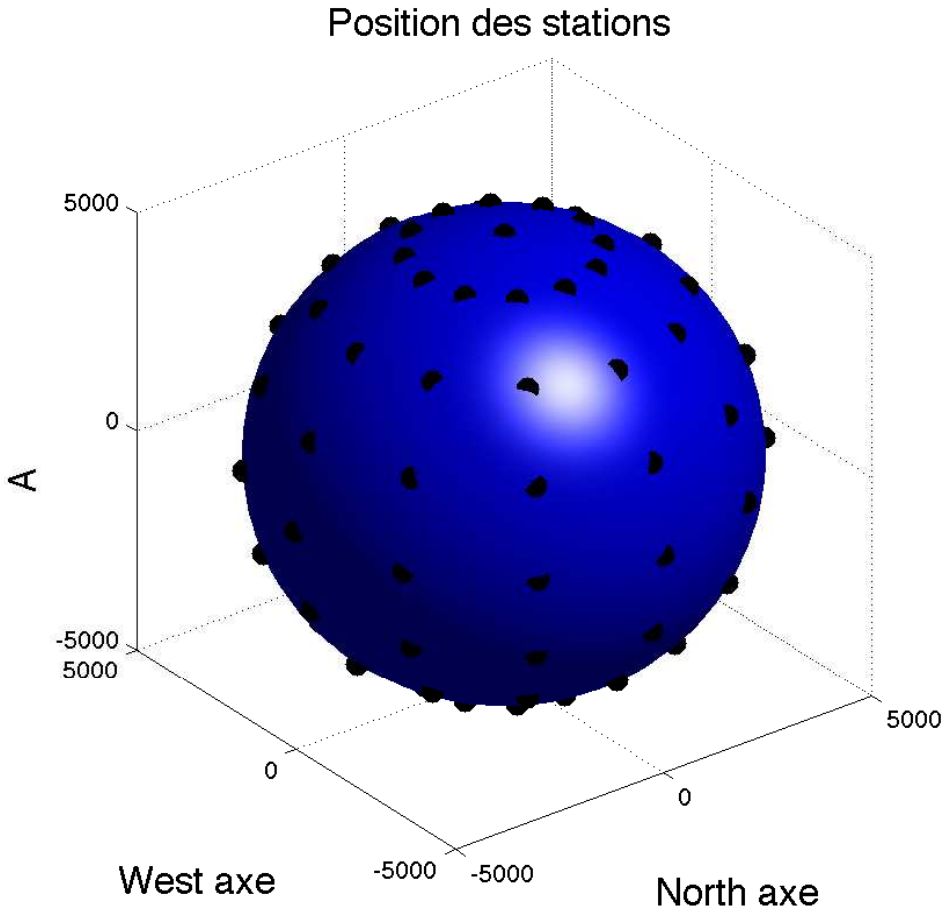


FIGURE 5.16 – Répartition des stations par rapport à la source pour la simulation de traces sismiques avec Axitra, dans le but de tester les calculs analytiques des amplitudes théoriques en fonction de l'azimuth et de l'angle de départ du rai des différentes stations. La source se situe au centre de la sphère et les paramètres du mécanisme source sont : $strike = 0°, dip = 90°, rake = 0°$

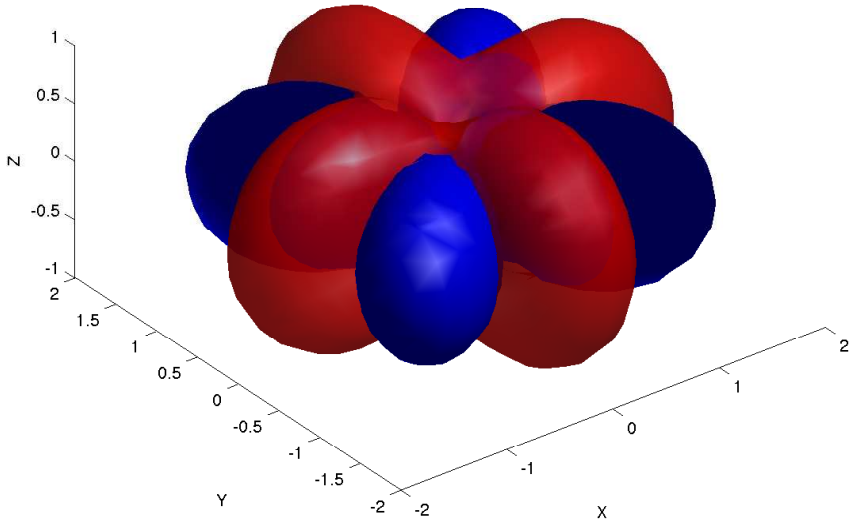


FIGURE 5.17 – Représentation 3D des diagrammes de radiation théoriques des ondes P (bleu) et S (rouge) calculés pour un mécanismes source 0-90-0.

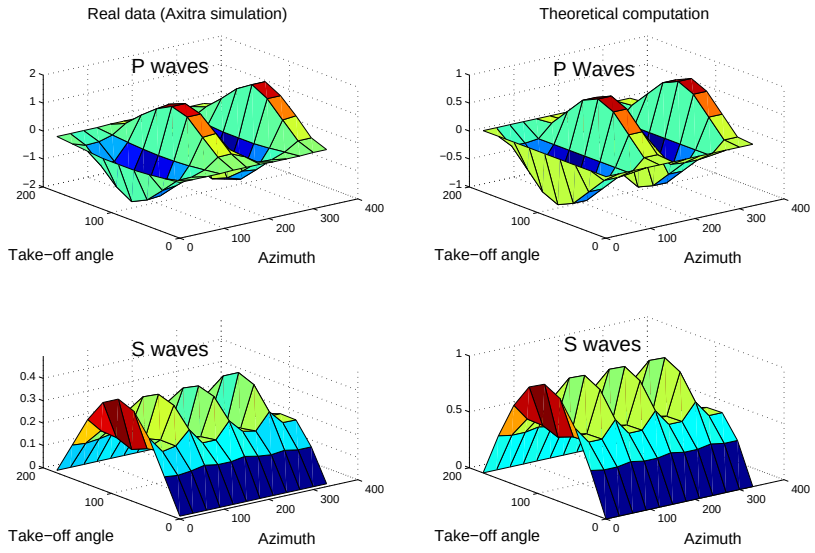


FIGURE 5.18 – Comparaison des amplitudes réelles mesurées sur les simulations Axitra (figure de droite), et des amplitudes théoriques calculées (figure de gauche), en fonction de l'azimut et de l'angle de départ de rai des stations. Les graphes supérieurs représentent les amplitudes des ondes P. Les graphes inférieurs représentent les amplitudes des ondes S.

jeu de données, ainsi que le plus grand nombre de pointés) ont des mécanismes supposés connus, qui ont été obtenus à l'aide d'une inversion classique des polarités des ondes P (nous avons pour cela utilisé le programme Focmec développé par Snoke [2003]). Nous donnons dans la figure 5.19 l'exemple pour l'événement 161 du mécanisme focal déterminé par inversion des polarités et le mécanisme source obtenu par inversion de l'amplitude mesurée sur la phase minimale de la coda des ondes S (assimilée au pattern de radiation théorique des ondes S).

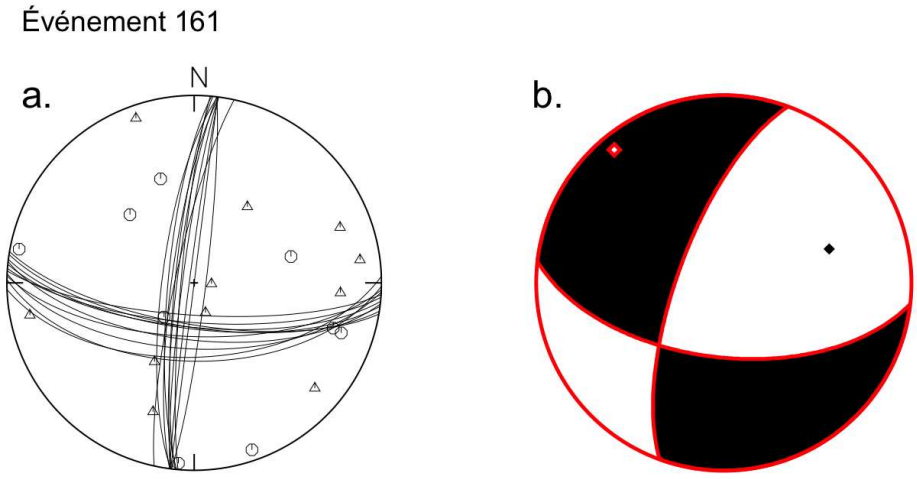


FIGURE 5.19 – Mécanismes sources solutions pour l'évenement 161 à partir de l'inversion des polarités par focmec (gauche) et par l'inversion des amplitudes de phase minimum des ondes S (droite). Les mécanisme trouvé a pour paramètres source : $strike = 73°, dip = 45°, rake = -20°$

Les mécanismes obtenus par les deux méthodes sont très similaires, ce qui tend à prouver que l'inversion de l'amplitude de la phase minimale de la coda des ondes S est une méthode valide pour récupérer l'amplitude théorique des ondes S. Le mécanisme déterminé par inversion d'amplitude a les paramètres suivants : $strike = 200°, dip = 70°, rake = -145°$, ce qui correspond à un plan auxilaire de paramètres $strike = 95°, dip = 55°, rake = -20°$. La figure 5.20 donne la valeur du misfit pour tous les mécanismes testés pour l'événement 161. On voit bien apparaitre les deux mécanismes source solutions, pour le plan

focal et le plan auxiliaire, ainsi que les plans de même géométries mais présentant un slip opposé (décalés de 180°). Les zones de misfit minimal sont relativement étroites, cela signifie que le mécanisme est bien contraint lors de l'inversion (la valeur du misfit augmente de 100% à moins de 10° de la solution).

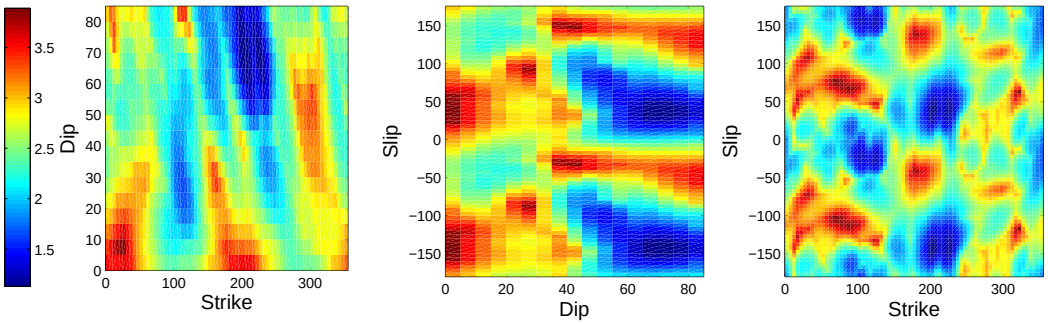


FIGURE 5.20 – Diagrammes représentant la valeur du misfit en faisant varier "strike" et "dip" (diagramme de gauche) pour une valeur de "rake" fixée, et en faisant varié "strike" et "rake" (diagramme du milieu) pour une valeur de "dip" fixée et en faisant varié "rake" et "slip" (digramme de droite) pour une valeur de "strike" fixée.

Sur les 5 mécanismes testés, trois des mécanismes solutions obtenus par inversion correspondent aux mécanismes focaux déterminés par inversion des polarités à 10° près sur les angles paramètres du mécanisme (strike, dip et rake). Deux des événements présentent des solutions plus éloignées (avec des différences sur les angles paramètres allant jusqu'à 50°). Cependant, il reste tout de même une incertitude non négligeable sur la détermination des mécanismes focaux à l'aide de l'inversion des polarités : les deux mécanismes qui présentent des résultats d'inversion des amplitudes différents de l'inversion des polarités correspondent à des mécanismes focaux qui ont été déterminés en autorisant 4 erreurs sur les polarités. Il est donc difficile de savoir de quelle inversion provient l'erreur.

Dans la section suivante, la méthode pour déterminer les mécanismes sources ainsi que les résultats obtenus sont présentés sous la forme d'un article qui sera soumis prochainement à "Journal of Volcanology and Geothermal Research".

5.4 Article à soumettre au journal "Journal of Volcanological and Geothermal Research"

Source parameters of small pre-eruptive volcano-tectonic earthquakes using S-wave energy, at Piton de la Fournaise volcano.

A. Schmid, P. Lemarchand, F. Brenguier,O. Coutant, J.L Got, A. Maggi

Abstract

Volcano-tectonic seismicity usually recorded on volcanoes shows small magnitudes (Mag<3) and short-period waveforms. It is difficult to assess the source parameters of those waves with classical tools, since they are very sensitive to crustal scattering, particularly in volcanic contexts showing complex crustal structures. Our crustal models are not precise enough to take into account the small heterogeneities. Here we propose and apply a new technique for inverting short period (0.5-2Hz) S waves energy of small VT events (M<3) recorded on Piton de la Fournaise volcano, in order to determine their focal mechanisms. M>2.5 events with well-constrained source mechanisms are used to calibrate the "unmodeled" structural effects. This calibration is made possible since multiplets (similar waveforms) have been recorded and appear to be spread over long periods. This accounts for the stability of the propagation properties. Following Tan and Helmberger [2007], we define an amplitude amplification factors AAF, as the ratio between amplitudes of the minimum phase of the S wave coda and analytical computation of expected S wave amplitudes. Those factors (determined on the mag>2.5 events) are then used as a calibration to inverse recorded amplitudes on smaller events. We use a grid-search approach to determine source mechanisms by minimizing the misfit error between real and synthetic amplitudes. We applied this technique on the pre-eruptive swarm of the October 2010 eruption. This approach allowed us to propose a new insight on the Piton de la Fournaise

seismicity source parameters, and to relate focal mechanisms with geological structures and stress constrains in the volcanic edifice during dyke emplacement.

5.4.1 Introduction

Focal mechanisms of small earthquakes are commonly used to infer fault structures [Shearer, 1998], to constrain the stress field (Hauksson [1994] ; Hardebeck and Hauksson [2001]) or to test stress triggering hypothesis (Beroza and Zoback [1993] ; Kilb et al. [1997]). However, large uncertainties due to rough crustal models may weaken the robustness of the results. When considering the seismicity of Piton de la Fournaise volcano, we thought important to define with more accuracy the focal mechanisms of the small VT events. The most popular tool to invert focal mechanisms of seismic events is to construct focal plots from the first-motion polarities of the P-waves (using FPFIT by Reasenberg et al. [1985] or Focmec by Snoke [2003]). The only information used in this technique being the up or down of the first motion, this technique requires a dense azimuth and take-off angles distribution of records in order to infer reliable source mechanisms.

With the widespread growth of broadband instruments, long-period waveform inversion technique have been developed and proven accurate for events as small as $Mag = 3.5$. The supplementary information retrieved from the waveform allow sparser datasets [Tan, 2006]. However, smaller events like volcano-tectonic earthquakes display shorter-period waveforms, This conducts to poor signal to noise ratios in low frequency bands, and therefore these events have to be analyzed at higher frequencies ($f > 0.5Hz$). However, in this frequency band, waveforms are very sensitive to crustal scattering and the velocity models we used are not precise enough to take into account the small heterogeneities of the crust.

Although adequate velocity models are not sufficient yet to describe the complete short-period records, the direct P and S wave arrivals are relatively simple and useful to constrain source mechanisms. Adding P and S-wave amplitude information can complete

the lack of information given by the first motion polarities alone. For that purpose, the amplitude of the signal has to been corrected from the propagation attenuation, site effects and instrumental response. We find many examples of the use of P and S wave amplitudes, or their ratios, to determine source mechanisms (Ebel and Bonjer [1990] ; Nakamura et al. [1999] ; Kisslinger [1980] ; De Natale et al. [1991] ; Schwartz [1995] ; Julian and Foulger [1996] ; Rau et al. [1996] ; Hardebeck and Shearer [2003]). However, their conclusions are mixed regarding the accuracy of the results when using the amplitudes in the inversion of source mechanisms.

The main reason for the uncertainties and discrepancies among those results is the inability to reproduce in the velocity models the small heterogeneities of the crust. Several studies have emphasized the importance of the determination of accurate velocity models in the use of P or S-waves amplitudes to determine source mechanisms (Saikia and Herrmann [1985] ; Ebel and Bonjer [1990] ; Sileny et al. [1992]). In particular the details of the near receiver structure can easily disturb the observed amplitudes. Because accurate velocity models are not available, it is useful to develop techniques that use empirical path correction. Using this approach on the 2003 Big Bear seismic sequence, Tan and Helmberger [2007] showed that short-period P waves (0.5-2Hz) can be reasonably explained by a simple 1D model, provided that station-specific "amplitude amplification factors" (AFF) corrections are applied, allowing accurate determination of source mechanisms for event as small as $Mag = 2$.

Following the work of Tan and Helmberger [2007], we developed such a method applied to the VT seismicity of Piton de la Fournaise volcano. The idea is to calibrate the events amplitudes of the whole dataset by using some master events whose source mechanisms have been previously inferred from classical polarities inversion. Those master events are the VT earthquakes displaying the larger magnitudes of our dataset, and consequently the higher number of records on the seismometers of the array. S-waves show complicated waveform due to P-to-SV or SV-to-P conversions [Ebel and Bonjer, 1989], particularly

in heterogenous media such as volcanic zones. That is why we chose to use Sèbe et al. [2005] results showing that in heterogeneous media, we can retrieve the theoretical S-wave amplitudes in the S-wave coda, when measuring the amplitude of the minimum phase of this coda. The details of the inversion methods are given in section 3. Results obtained for the seismicity of Piton de la Fournaise volcano are given in section 4 and discussed in section 5.

5.4.2 Piton de la Fournaise volcano

The geological context

The volcanic Reunion island is situated in the South-Western Indian Ocean, East of Madagascar (see figure 5.21). Piton de la Fournaise is a shield volcano of the "hawaiian" type, growing in an intra-plate environment, mainly constituted of basaltic rocks, estimated to be 540 000 years old [Gillot and Nativel, 1989], and was build by the successive stacking of several shield volcanoes [Bachèlery and Mairine, 1990]. Courtillot et al. [1986] showed that the hot spot at the origin of La Reunion island is also responsible of the formation of the Deccan trap volcanism (65 My), the Mascareignes basaltic shelf (35 My) and the Mauritius island (7-1 My). Piton de la Fournaise shows a strong eruptive activity with an eruption every ten months in average. The mean eruptive volume rate estimated over one century is about $0.01 km^3.yr^{-1}$ [Lenat, 1987]. This corresponds to relatively small eruptive volumes in comparison with the Kilauea which produces $0.1 - 0.2 km^3.yr^{-1}$ (Dzurisin et al. [1984] ; Cayol et al. [2000]). The current activity is concentrated inside the caldeira of Enclos Fouqué and the emission type is generally effusive. In the last three centuries, only 8 eruptions (5% of the total number of recorded eruptions) occurred outside the Enclos Fouqué, and the lava flows destroyed forests, sugar cane and vanilla plantations, several houses and the main road [Stieltjes and Moutou, 1989]. Two small magmato-phreatic events have been observed over the last century (in 1905 and 1961).

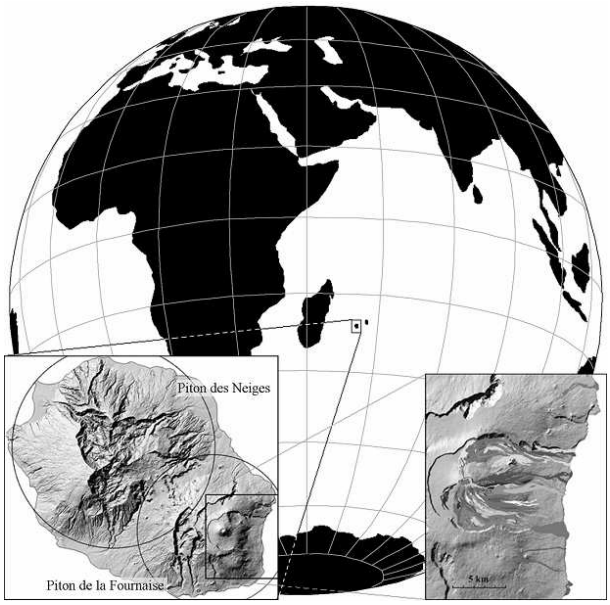


FIGURE 5.21 – Geographic setting of La Reunion island. Bottom left : La Reunion island showing the two main features, Piton des Neiges volcano on the West, and currently active Piton de la Fournaise volcano on the East.

Since the eruptions are small, effusive and mostly localized in uninhabited areas, Piton de la Fournaise does not represent a strong threat for the population. However, its numerous eruptive episodes and the good monitoring of the volcano due to the efforts of the Volcanological Observatory (OVPF) since 1980, make it a perfect laboratory to test eruptions predictability.

The volcano-tectonic seismicity

Since the 80s, the Volcanological Observatory of Piton de la Fournaise has deployed a large array of seismic stations on Piton de la Fournaise volcano. The resulting catalogs and waveforms allow us to study in details the properties of the volcano-tectonic seismicity occurring within the volcanic edifice. The seismicity at the Piton de la Fournaise volcano is mainly composed of volcano-tectonic (VT) events and rock fall signals. Very few long-period (LP events) have been recorded on the considered period. The VT events are

usually associated with shear failure or slip on faults : their frequency content is typical of small tectonic earthquakes (1-10 Hz), with clearly defined P and S phases (Minakami [1960], Chouet [1996], McNutt [2002]). They are considered as a sign of renewed volcanic activity since they usually accompany volcano processes typically occurring in form of swarms [McNutt, 2002]. On Piton de la Fournaise, this local seismicity (composed of $mag < 3$ events) has been related to damage processes occurring during magma transfers, such as the overpressure in the magmatic chamber or the propagation of a dike(Aki and Ferrazzini [2000]).

Recently, in the framework of Undervolc ANR project, a large array of fifteen 3-components broadband seismometers has been installed on the volcano from 2009 to 2011, extending to 21 the number of broadband stations recording the seismic signals. Figure 5.22 shows the repartition of the Undervolc array of broadband stations. We worked on the

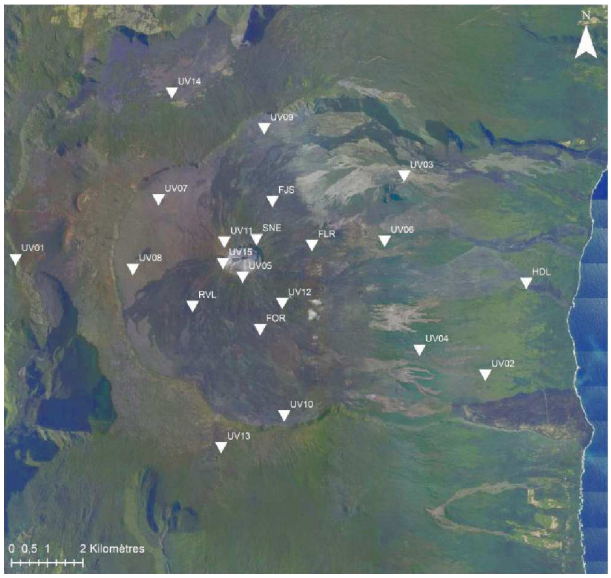


FIGURE 5.22 – Undervolc array of seismometers on Piton de la Fournaise. 21 broadband stations.

pre-eruptive seismic swarm occurring a few hours before the 2010 October 14th eruption of Piton de la Fournaise. The seismic crisis lasted around fifteen hours and more than 800 VT events have been recorded. Figure 5.23 shows a few examples of the recorded events.

The magnitudes are in the [1-2.5] range.

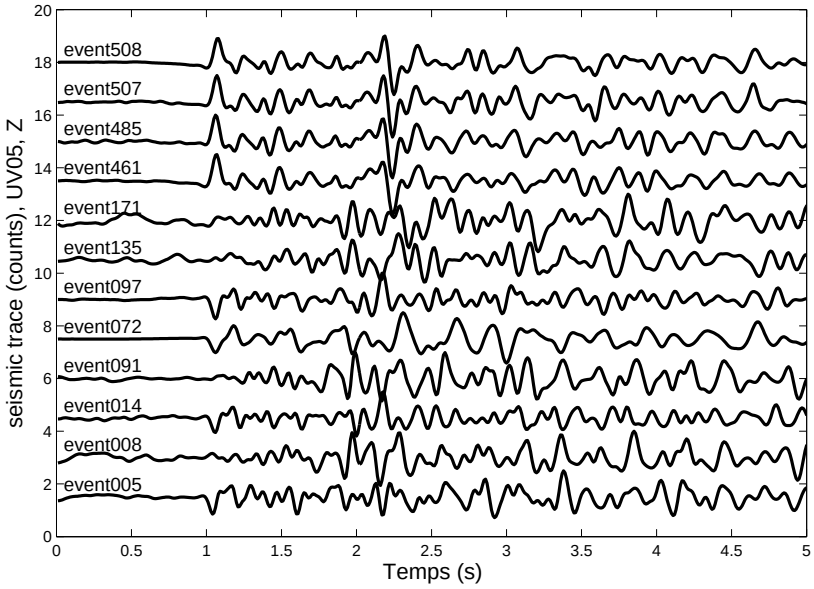


FIGURE 5.23 – Examples of waveforms of the VT events recorded during the seismic swarm preceeding the 2010 October 14th eruption of Piton de la Fournaise.

5.4.3 Methodology

The techniques usually used to inverse focal mechanisms are based on the analysis of the most energetic and coherent part of the seismic signals, i.e. direct body waves. They require some a priori information about the structure of the crust, in order to separate propagation and source effects. As small-scale heterogeneities within the crust are poorly known, those techniques are limited to the low frequency domain while the VT events of Piton de la Fournaise emit their maximum energy in the high frequency domain (1-15 Hz). Here we propose to use two complementary techniques to compensate this problem. First, we will use Sèbe et al. [2005] result showing that it is possible to reconstruct the high frequency source time function by considering the most random part of the signal, its coda [Aki, 1969]. The method is detailed section 4.2.1. Furthermore, following Tan

and Helmberger [2007], we used a few master events with known source parameters to calibrate the measured amplitudes at each station. This step is detailed in section 4.2.2. We then apply a grid-search approach to determine the source mechanisms by minimizing the misfit error between the corrected real data and the theoretical computations of the amplitudes.

Data preprocessing

Picking and localization Since the magnitudes of the VT events are very small (mag<2.5), the signal to noise ratio are quite low, and many earthquakes do not display clear P or S wave first arrivals. We only picked the 443 signals presenting at least a clear P-wave first arrival. For that purpose, we used the Seisgram2K software developped by Lomax [2000]. We then located the seismic events using the NonLinLoc software developped by Lomax [2000]. We used a 3D velocity model the volcanic edifice proposed by Prôno et al. [2009]. Figure 5.24 shows the results of localization. The events are located beneath the summit crater, between 500 m below sea level and 1000 m above sea level. The accuracy on the localization is 200m for the three directions. The points being more widespread on the East-West transect than on the North-South one, we can infer that the seismicity is concentrated on a fault structure oriented East-West. The time evolution of the localization of the seismicity does not show any migration of the seismicity towards the surface during the seismic crisis.

Master events The idea is to correct the data from the "unmodeled" effects of propagation due to scattering or site effects. For that purpose, we worked with five master events presenting the larger magnitudes (magnitude between 2 and 2.5) within the seismic swarm preceding the eruption. They are recorded by the 21 broadband station and it is easy to pick a P and a S wave first arrival. Since the P wave arrival is incident, it is possible to determine the polarity of the P phase, and to inverse the source mechanism

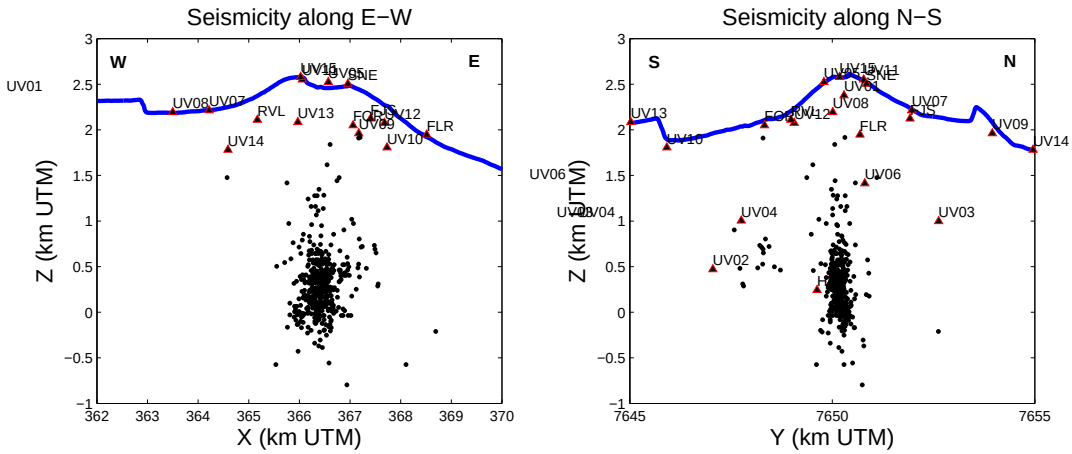


FIGURE 5.24 – Localization of the VT events from 2010 October 14th seismic swarms, Piton de la Fournaise. Left : East-West transect, right : North-South transect. We used UTM coordinates. The blue line represent the topography of the volcano. The red triangles represent the projection of the location of the broadband seismic stations. The black dots are the seismic events.

thanks to classical polarity inversion techniques. We used Focmec software developed by Snoke [2003].

Figure 5.25 shows the waveforms of the five master events, and the corresponding focal mechanisms.

Those master events will be used to calibrate the theoretical calculations of expected amplitudes at the stations during the inversion process (see next section).

Inversion of the amplitudes of the minimum phase of S-wave coda

Measure of the amplitudes Coda waves are due to the scattering of primary waves on crustal heterogeneities, which redirect them in all directions. However, [Aki, 1969] showed that the combination of quasi-random scattered wave field and advanced signal precessing techniques allowed one to retrieve some high resolution information on the source, even for low magnitude seismic events, without any a priori information on the crustal properties. In our case, following Sèbe et al. [2005], the idea is to use spectral factorization techniques [Claerbout, 1986] to recover the power spectrum of the source wavelet, and then to assign

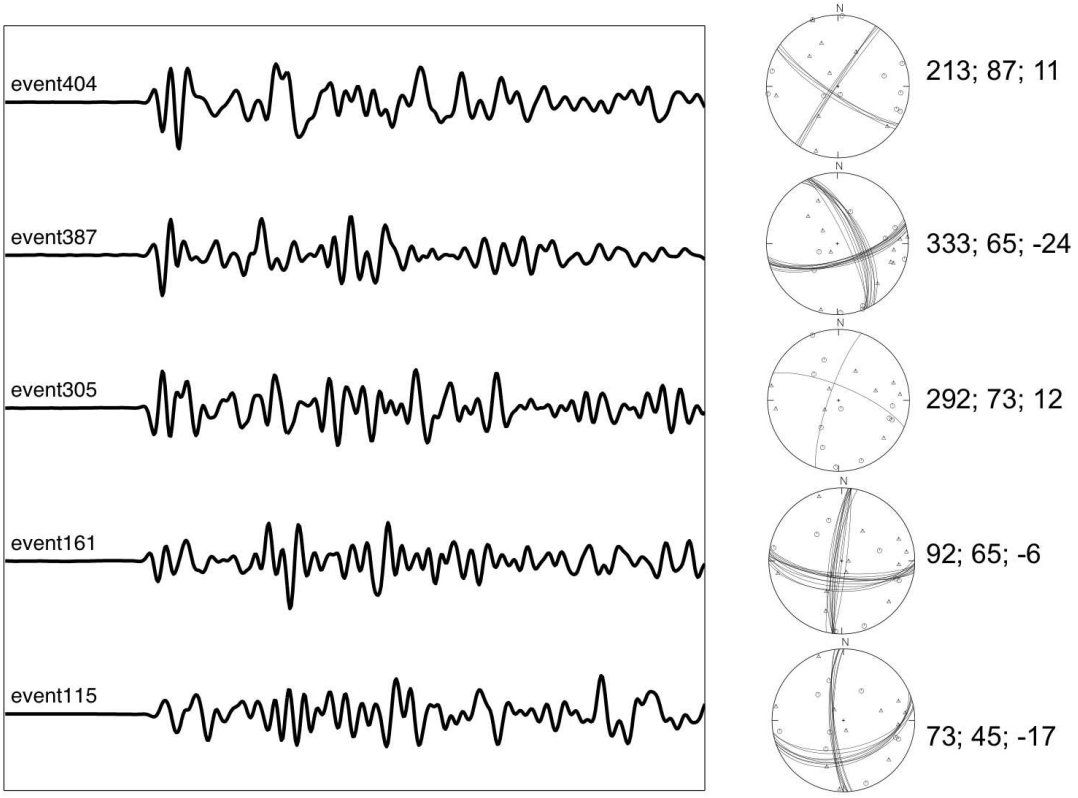


FIGURE 5.25 – Waveforms of the five master events (vertical component of station UV09) and the corresponding focal mechanisms obtained from polarity inversion with focmec. On the focal sphere, the circle correspond to compression polarities and triangles correspond to dilatation polarities. The numbers on the right indicates the focal mechanism parameters (strike, dip, rake).

a phase in order to reconstruct the source function in time domain. Following Sèbe et al. [2005], we adopted the minimum phase assumption commonly used in seismic exploration [Robinson, 1967].The physical meaning of this minimum phase property is that the corresponding wavelet is, among all the causal waveforms having the same assigned spectral amplitude, the one with the faster energy release.

To validate the technique, we realized a test on synthetic data using Coutant et al. [1995] numerical code to generate seismic signals in a 2D finite difference scheme for wave propagation. We define a heterogenous 2D medium though P and S waves velocity highly heterogeneous models (figure 5.26). We define three stations and a source located beneath. The source is a linear combination of two forces (one horizontal force, f_x and one vertical force, f_z), in order to test the amplitudes of the waveforms given different source mechanisms.

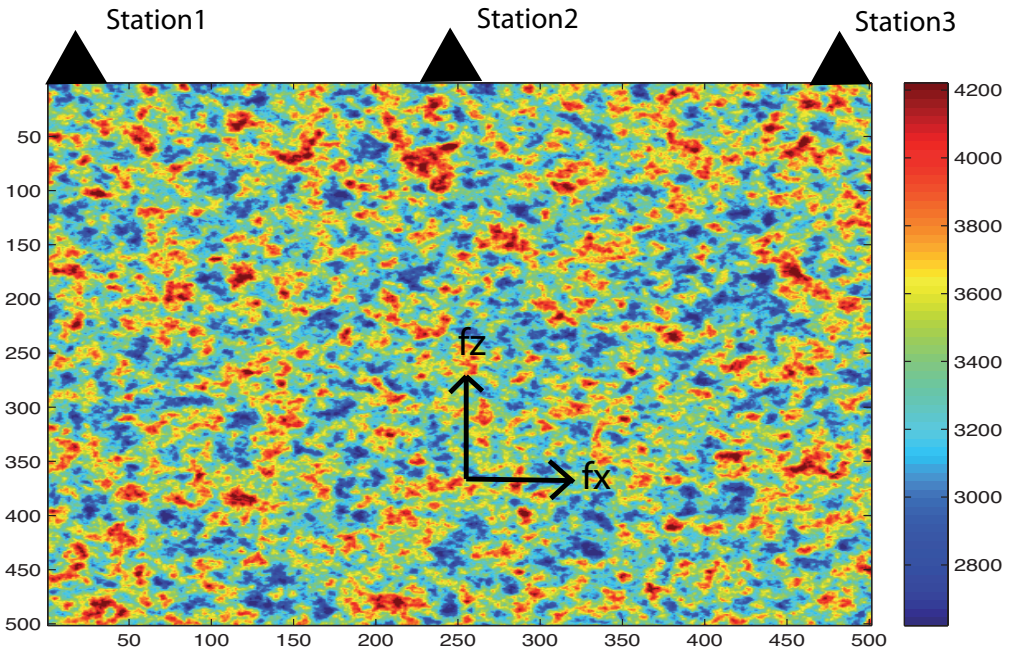


FIGURE 5.26 – Synthetic S wave velocities to define a highly heterogeneous medium. Three stations are located at the surface. The source is a linear combination of a horizontal force f_x and a vertical force f_z.

Figure 5.27 (top) displays the vertical component retrieved on station 1. We clearly see the P and S waves first arrivals. From this signal, we only keep the end corresponding to the coda of the S waves (figure 5.27 middle). From this signal, we derive the minimum phase wavelet preserving the spectral amplitude, after spectral factorization (figure 5.27 bottom). Then we pick the amplitude of this latter signal, which is expected to correspond to the theoretical amplitude of the S wave in a homogeneous medium.

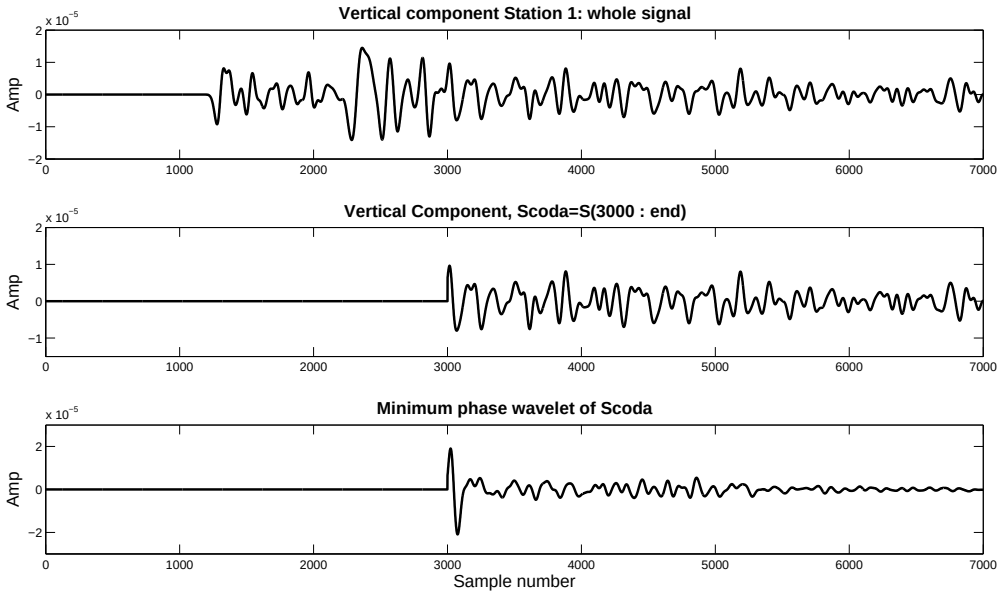


FIGURE 5.27 – Synthetic waveform obtained from numerical simulation in a heterogeneous medium. Top : vertical component computed on station 1. Middle : We only keep the last part of the signal corresponding to the coda of the S wave. Bottom : we calculate the "minimum phase" preserving the same spectral amplitude.

To compare, we also simulate waveforms in the same geometry but in a homogeneous medium, for different sources. Figure 5.28 (left) shows the measured S wave amplitudes at station 1 when the medium is homogeneous. Figure 5.28 (right) shows the measured amplitudes of the S coda minimum phase (SCMP) for the same geometry and the same sources, in the heterogeneous medium defined on figure 5.26. The shape of the variations of the amplitudes for the different sources is very similar for S wave in homogeneous

medium or SCMP in heterogeneous medium. This test tends to prove that it is meaningful to consider that the amplitude of the SCMP is closely related to the radiation patterns of the S wave.

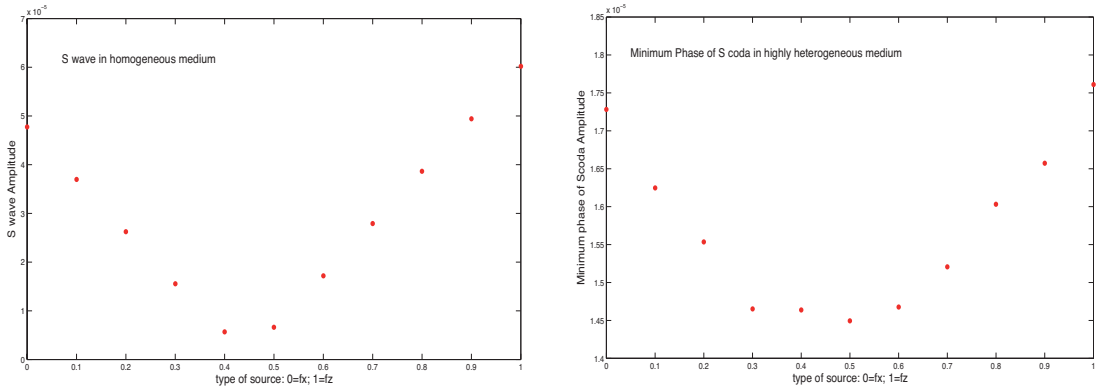


FIGURE 5.28 – Measured amplitudes on synthetic S waves in a homogeneous medium for different source mechanisms (as a linear combination of a vertical force f_z and a horizontal force f_x.

The volcanic zones are quite complex, and generally highly heterogeneous, and our knowledge of the crust heterogeneities is not precise enough to be able to calculate the theoretical direct P and S wave amplitudes in such medium. The use of the SCMP will allow us to invert the focal mechanisms without this knowledge, since it will be possible to compare the real data to theoretical values of S wave amplitudes in a homogeneous medium,. The analytical expression for the amplitude of S waves in homogeneous media is well described by [Aki and Richards, 2002].

Amplitude Amplifications Factors (AAF) estimates Since the volcanic medium is highly heterogeneous and the propagation effects complex, we used a few master events with known source mechanisms to calibrate the "unmodeled" structural effects. The calibration is made possible since multiplets (events with similar waveforms) have been observed on monthly periods [Massin et al., 2011], attesting for the stability of the propagation effects within the volcanic edifice, at least at the scale of a single seismic crisis

(a few hours). For that purpose, we use a simple function called "amplitude amplification factor" (AAF) defined as the amplitude ratio between data and theoretical calculations of the amplitudes.

The idea of using master events with known source parameters to calibrate regional paths was introduced previously by Song and Helmberger [1998], where they build pseudo Green's functions by perturbing individual generalized ray response from 1D model. The theoretical amplitudes are obtained from the source theory [Aki and Richards, 2002]. The amplitudes of the S-waves on the horizontal components can be written as :

$$u(t) = \sqrt{u_\Theta^2 + u_\Phi^2} \tag{5.8}$$

where

$$u_\Theta = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}\dot{M}(t - r/\beta)cos2\Theta cos\Phi \tag{5.9}$$

$$u_\Phi = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}\dot{M}(t - r/\beta)(-cos\Theta)sin\Phi \tag{5.10}$$

The first term corresponds to the propagation and intrinsic attenuation of waves as a function of the distance r and the S wave velocity β. The second term represents the source time function, in which only a size factor M_0 has to be considered in the amplitude computation. However, this M_0 factor characterizes the wave and it is the same for all stations. When we invert the amplitudes observed at the different stations, we are only interested in the relative amplitudes of the different stations. In the inversion process, when comparing real and theoretical data, we normalize the amplitudes for the real and theoretical configurations, so that the maximum amplitude is 1. Therefore, we do not need to include this size factor M_0 on the analytical computations. The last term corresponds to the radiation pattern, where Θ and Φ are the spherical coordinates of the station in a coordinate system oriented along the fault.

The discrepancies between the observed SCMP amplitudes and the theoretical compu-

tation of S wave amplitudes are manifested as more or less constant ratios at the different stations, which we can quantify with the function of Amplitude Amplification Factors (AAF) defined as :

$$AAF = \sqrt{\frac{\int s^2(t)dt}{\int u^2(t)dt}} \tag{5.11}$$

where $u(t)$ and $s(t)$ are the real data and synthetics respectively.

We summarize the AAF results by calculating the averages and deviations of the AAFs derived from the five calibration events. In this case,

$$< AAF >= \frac{1}{N}\sum_{1}^{N} AAF_i \tag{5.12}$$

$$s^2_{AAF} = \frac{1}{N-1}\sum_{1}^{N}(AAF_i - < AAF >)^2 \tag{5.13}$$

where N is the number of calibration events. We correct all the seismic events of our dataset (434 events of the 2010 October 14th seismic crisis) using the average <AAF> defined over the five master events. Figure 5.29 shows the average AAF at each station and the standard deviations associated. The values of the <AAF> for each station are reported in table 5.1. The fact that the AAFs derived from different events with different focal mechanisms appear quite consistent suggests that the AAFs themselves provide a reasonable calibration.

Grid-search algorithm We use a grid-search approach to invert the amplitudes of the minimum phase of the coda of S waves amplitudes to determine the focal mechanisms. We minimize the L_2 norm on the misfit between the corrected data and the theoretical computations :

$$m = min(\sum [Amp_{real}/AAF - Amp_{theoretical}]^2) \tag{5.14}$$

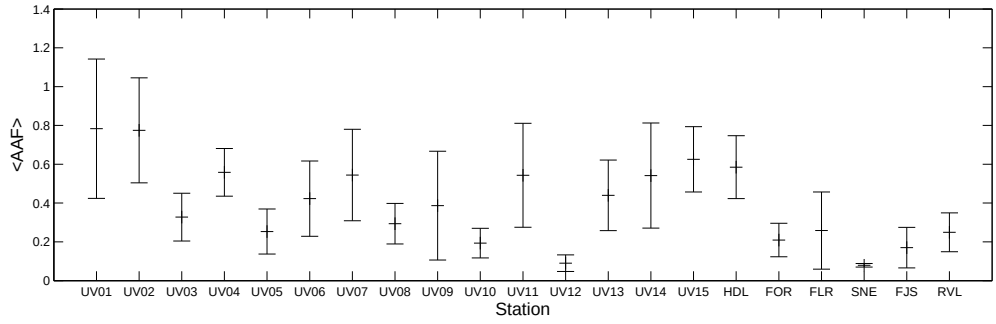


FIGURE 5.29 – Mean AAF for all the stations of the Undervolc networks. The AAF are computed over 5 master events with a priori know source mechanisms (see the text for details on the computation). The bars represent the standard deviation at each station.

	UV01	UV02	UV03	UV04	UV05	UV06	UV07
<AAF>	0.7832	0.7747	0.3274	0.5582	0.2530	0.4227	0.5444
s^2_{AAF}	0.3590	0.2704	0.1232	0.1229	0.1161	0.1940	0.2358
	UV08	UV09	UV10	UV11	UV12	UV13	UV14
<AAF>	0.2936	0.3866	0.1935	0.5431	0.0900	0.4398	0.5416
s^2_{AAF}	0.1046	0.2805	0.0761	0.2676	0.0426	0.1819	0.2707
	UV15	HDL	FOR	FLR	SNE	FJS	RVL
<AAF>	0.6253	0.5849	0.2094	0.2582	0.0793	0.1701	0.2492
s^2_{AAF}	0.1683	0.1621	0.0864	0.1987	0.0091	0.1045	0.1001

TABLE 5.1 – Mean Amplitude Amplification Factor for each station. s^2_{AAF} is the standard deviation associated to those mean values, as describes in equation (5.13). Those <AAF> are then used to correct the amplitudes of real data before inversion to obtain focal mechanisms.

when testing all the possible focal mechanisms (Strike angle in $[0:5:355°]$; Dip angle in $[0:5:175°]$; rake angle in $[0:5:355°]$).

5.4.4 Results of the inversion

Here we present the results of the inversion of the SCMP amplitude to retrieve the focal mechanisms of 434 events of the 2010 October 14th seismic crisis preceding eruption at Piton de la Fournaise volcano.

Source mechanisms

Fig 5.30 shows the result of the inversion obtained after correcting the seismic signals with the AAF. We plotted all the mechanisms on a 3D plot where each point is represented by the strike, dip and rake angles corresponding. We observe that the distribution of the source mechanisms is not homogeneous, and we can identify six main groups of events. Within the inversion process, we are not able to distinguish the main and auxiliary planes for the source mechanism solutions. Indeed, we observe that the groups of events can be paired as main and auxiliary planes of the same source mechanisms, resulting in three main families of events.

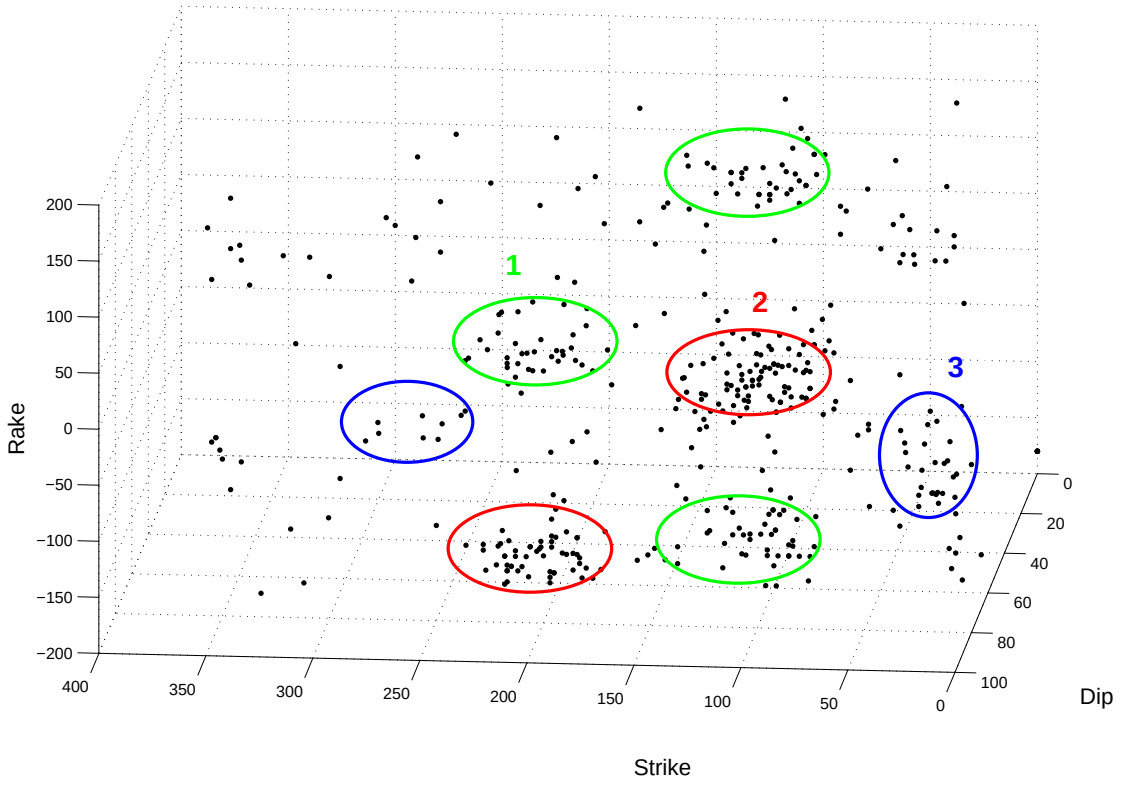


FIGURE 5.30 – Representation of the focal mechanisms solutions for the 434 events of the 2010 October 14th seismic crisis. Each point corresponds to one focal mechanism represented by its strike, dip and rake angle.

To select the events of each family, we took a mean mechanism in the middle of the patch, and allowed a fixed range of angles around this mean mechanism as follow :

$Strike \in [MeanStrike - 25°; MeanStrike + 25°]$

$Dip \in [MeanDip - 20°; MeanDip + 20°]$

$Rake \in [MeanRake - 20°; MeanRake + 20°]$

The mean mechanisms of the three families are indicated on figure 5.31.

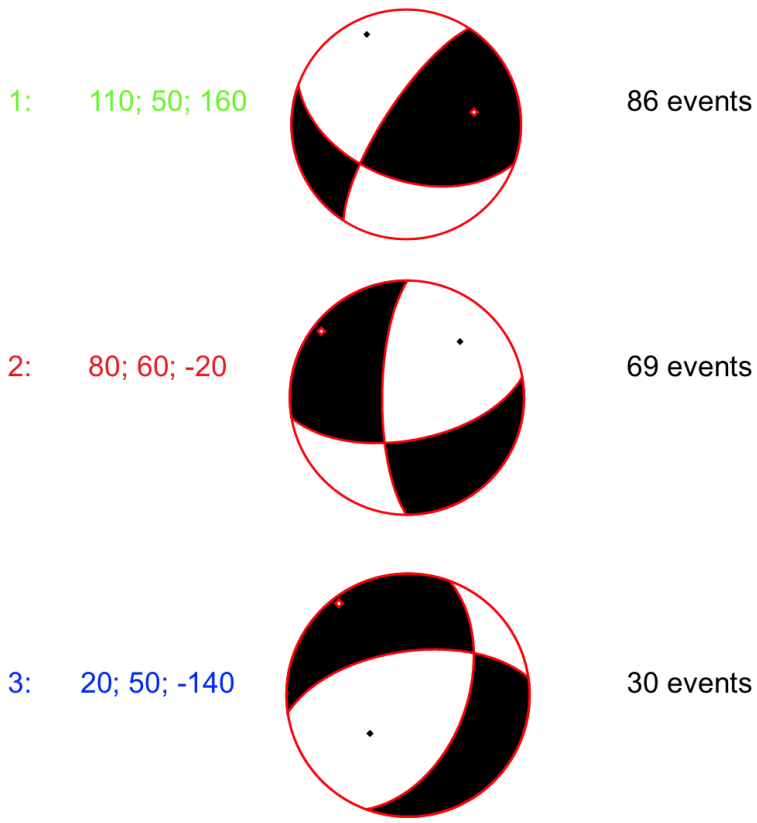


FIGURE 5.31 – We identified three main families gathering events of similar focal mecanisms. Focal sphere corresponding to the mean focal mechanism for each family

Analysis of the three main source mechanisms

Since we identified repeating source mechanisms, to better understand the volcanic processes occurring during the seismic crisis, we explored their time or space properties.

Temporal distribution of the different mechanisms On figure 5.32, we represent the temporal evolution for the three identified families. It shows that family 1 and 2 present occurrences all along the crisis, and do not show any preferential time of occurrence. However the events of family 3 only appear at the end of the seismic crisis.

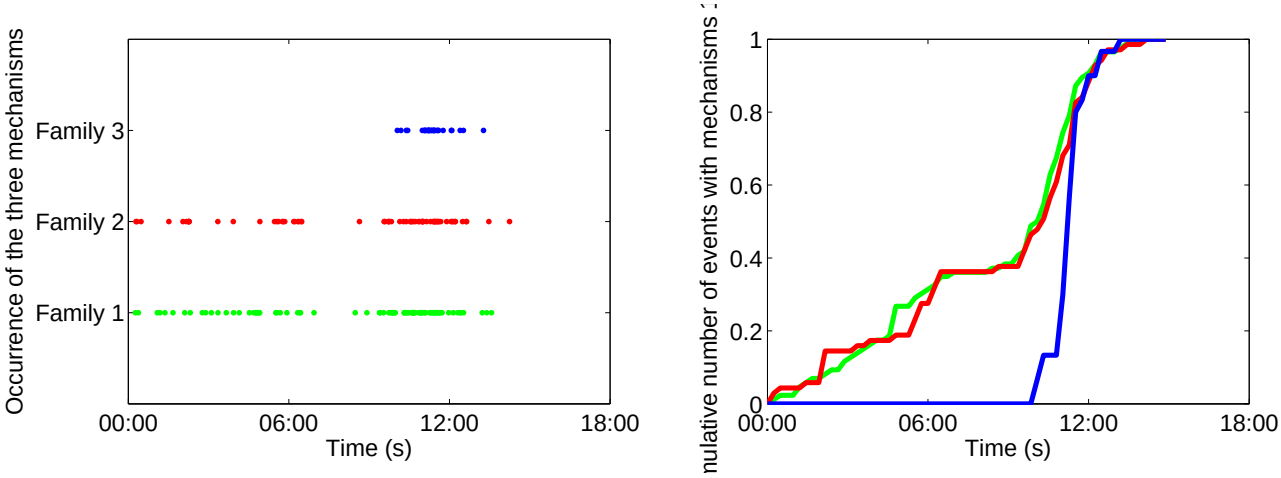


FIGURE 5.32 – Temporal evolution of the seismic events for the three identified families during the 2010 October 14th seismic crisis. Left : each dot represent an event from the specified family. Right : cumulative distribution of the events for the three families.

Localization of the different mechanisms Using the location of the events obtained with NLLoc program [Lomax, 2008], we plot an East-West and a North-South section along the volcanic edifice (figure 5.33). The events are located between -100 and 1000 m above sea level. The uncertainty on the locations are 200 m in the three directions.

First we observe that the events seem to be located on a vertical fault-like zone oriented East-West, since the points are more widespread on the East-West section than on the North-South one. There is no clear evidence of any preferential location for the events of

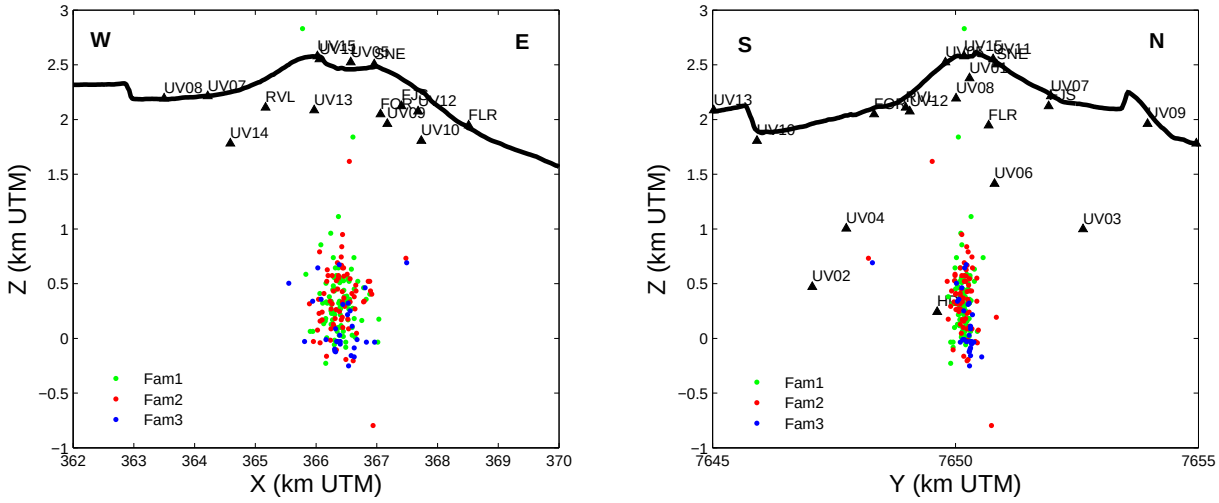


FIGURE 5.33 – Localization of the seismic events for the three identifies mechanisms. Green dots correspond to family 1. Red dots correspond to family 2. Blue dots correspond to family 3. See figure 5.31 for the corresponding source mechanisms. Left is a East-West transect along Piton de la Fournaise edifice, right is a North-South transect.

family 1 and 2. However, the events of the family 3 seem to be gathered deeper than the two other family, at the top of the magmatic storage zone, thought to be situated around sea level [Nercessian et al., 1996]. Because the uncertainty of the location is of 200 m, to confirm this result, we measured the time between S and P waves arrivals ($dt = t_S - t_P$) at the station UV05 which is located beneath the volcano crater, on top of the volcanic edifice, i. e. vertically above the locations of the seismic events. We find that for family 1 and 2, the mean dt is equal to 0.61 s and 0.62 s respectively. For the family 3, the mean dt is equal to 0.75 s, which is sensitively larger than for the two other families, attesting for a deeper location of those events.

Representation of the P-axes Another way to represent the results of the source mechanisms inversion, is to plot the directions of the P-wave axes, corresponding to the axes of maximum compressive stress (figure 5.34). Again, we observe the gathering of the points over three main patches, corresponding to the directions of the P axes of the three

families of events previously defined. To represent simultaneously the occurrence time of the seismic events, we used a color code : the points are represented on a scale from blue to red. Blue dots correspond to the beginning of the seismic crisis, and red to the end of the crisis. As a result, there is no clear evidence of stress changes or migration of the P-axes direction during the crisis for the successive events of each family.

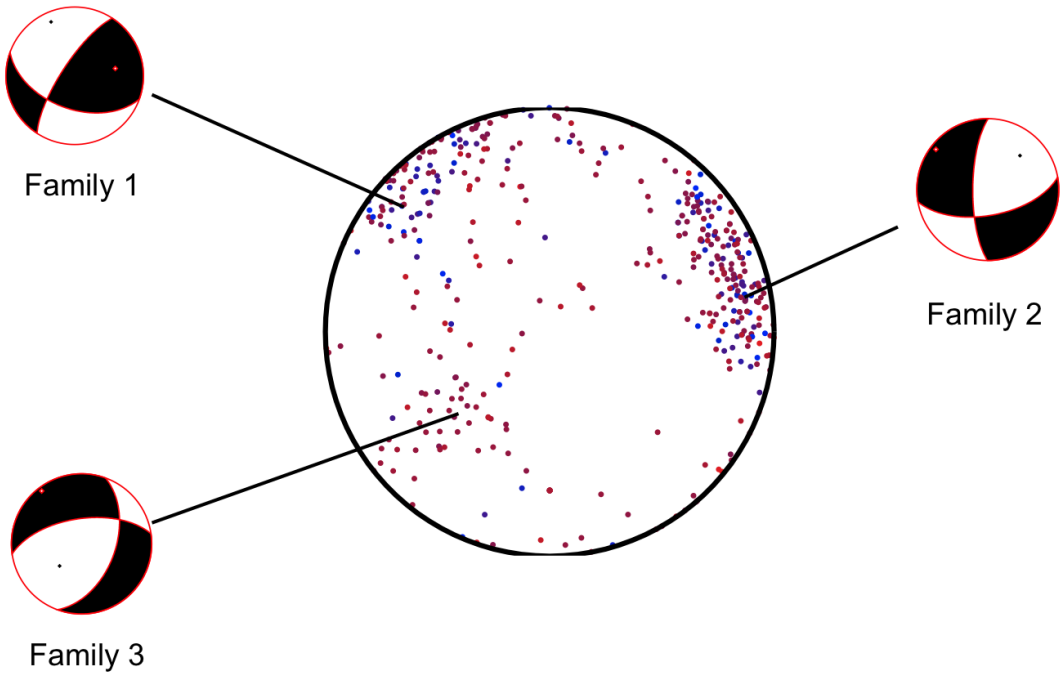


FIGURE 5.34 – Representation in the focal sphere of the P-axes angles associated with the source mechanisms of all the seismic events of the 2010 October 14th seismic crisis. The color of the dots represent the occurence time of the seismic events associated with the P-axe direction, from blue to red for the beginning to the end of the crisis.

The orientation of the P-axes gives us the information on the main axes of stress within the volcanic edifice. For family one and two, those axes appear to be roughly horizontal, attesting for stresses oriented perpendicularly to the direction of the dyke propagation. Is it due to static stress load or due to the dynamic stress accompanying the magma ascent. We can imagine that the opening of the dyke pathway generates horizontal stresses within the volcanic conduit. To see the evolution of the direction of the maximum stress with

time, we defined a function C measuring the degree of verticality of the P axes. C is between 0 and 1, 0 being a vertical P-axe and 1 a horizontal P-axe. Most of the P-axes are above 0.5. It means that the $\sigma 1$ stress directions all along the crisis are preferentially horizontal (see figure 5.35). However, the general trend shows that the number of vertical P-axes increases with time.

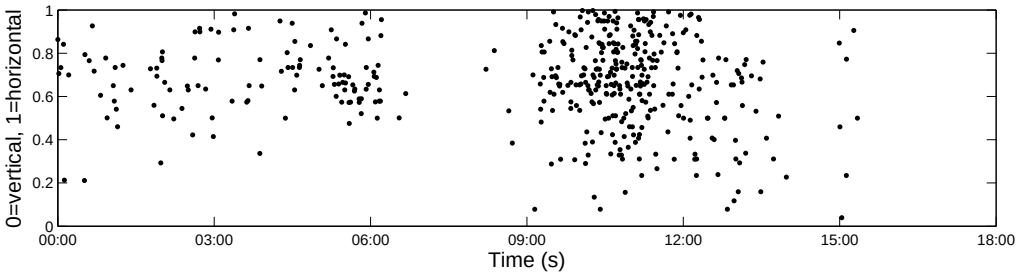


FIGURE 5.35 – We define a function C measuring the degree of verticality of the P axes. C is between 0 and 1, 0 being a vertical P-axe and 1 a horizontal P-axe. We plot this C function over the seismic crisis

Another way to present this result, is to compute the ratio of horizontal (C>0.5) over vertical (C<0.5) P-axes on 2 hours time windows. We find a clear increase of the proportion of vertical P-axes compare to horizontal P axes when going towards the end of the seismic crisis. This can be related to the late occurence of the events from family 3, which show P-axes plunges larger than for the two other families.

5.4.5 Discussion and conclusions

On the methodology

The method we used, inspired from Tan and Helmberger [2007] is new since we are not using the amplitudes of the P-wave or the ratio of the amplitudes of the S waves and P waves, but we look for the information on the radiation pattern within the coda of the S wave, measuring the amplitude of its minimum phase [Sèbe et al., 2005]. When tested over seismic events with known source mechanisms, the methods shows rather good

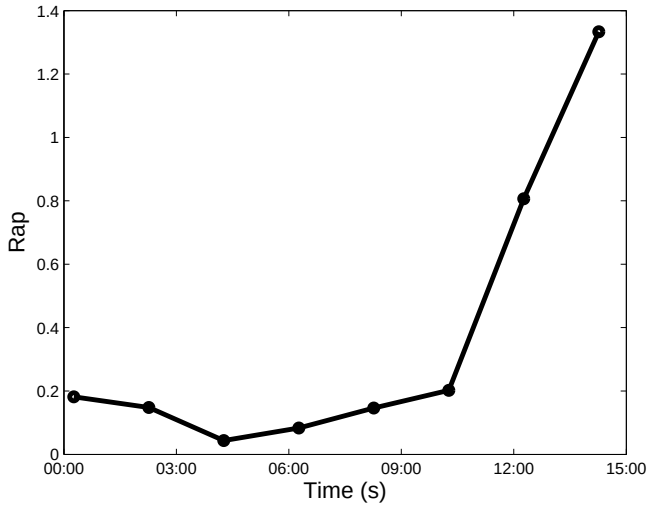


FIGURE 5.36 – Evolution of the ratio of the number of vertical P-axes plunge over the number of horizontal P-axes plunges, over 2 hours time windows.

results (60% of the source mechanisms correspond to the known mechanisms). However, we lack a robust way to test the method since the a-priori source mechanisms determined on the largest events of our dataset already present some large uncertainty. The a-priori focal mechanisms are determined from the inversion of the P-wave polarities, and to find a corresponding solution, we have to allow 4 errors (out of 21 polarities). However, despite the uncertainty, the apparition of cluster of events is an interesting result, and offers an first insight on the source mechanisms of Piton de la Fournaise volcano.

Analysis of the source mechanisms

The main results observed on the result of the source mechanism inversion are : i) the presence of 3 families of events displaying similar source mechanisms ii) two of those families show similar behaviour in time and space, with no specific time of occurrence nor any specific location, iii) the third family presents occurrences only at the end of the seismic crisis, and the events appear to be located deeper (on top of the magmatic storage zone) than the events of the two other families.

The study of the source mechanisms can give us some information on the state of stress within the volcanic edifice. The family 1 and 2 present horizontal P-axes orientations attesting for displacements occurring horizontally on nearly vertical fault planes. The inversion method does not allow us to determine which fault plane is the main or auxiliary. However, both family 1 and 2 present one focal mechanism oriented North-South, which corresponds also to suspected orientation of a large scale vertical fractured zone along which the seismicity is distributed within the volcanic edifice (figure 5.33). Since they do not show similar P and T axes, the source mechanisms of family 1 and 2 are not conjugate fault planes, and cannot account for the same stress loading. Therefore, we suggest that the source mechanisms of those earthquakes are rather a manifestation of the dynamic stress changes (due to magma injection) rather than a signature of the static stress deviator within the volcanic edifice. They are not necessarily oriented in the direction of the maximum static stress direction and may occur on preexisting fractures. We assume them to be small readjustments of the medium in response to the local perturbations induced by the opening of the dyke pathway. One preliminary interpretation of those mechanisms could be as follow : if the common fault plane of the two mechanisms is the main fault plane, the geometry of the source mechanisms are then very similar, except for opposite slip direction. The simultaneous occurrence of such opposite displacement could be explained by the presence of preexisting vertical, roughly North-South oriented small fractures within the large-scale fracture zone. Their position relative to the dyke pathway could favor a slip direction either towards or backwards the North direction resulting in the simultaneous occurrence of both mechanisms of family 1 and family 2 (see figure 5.37).

The family 3 events show many differences with the other events. They are located deeper, and only appear at the end of the seismic crisis. Moreover, the direction of the P axes in average is more vertical, attesting for normal mechanisms. It may correspond to stress changes at the top of the magmatic storage zone. The ascent of the magma within

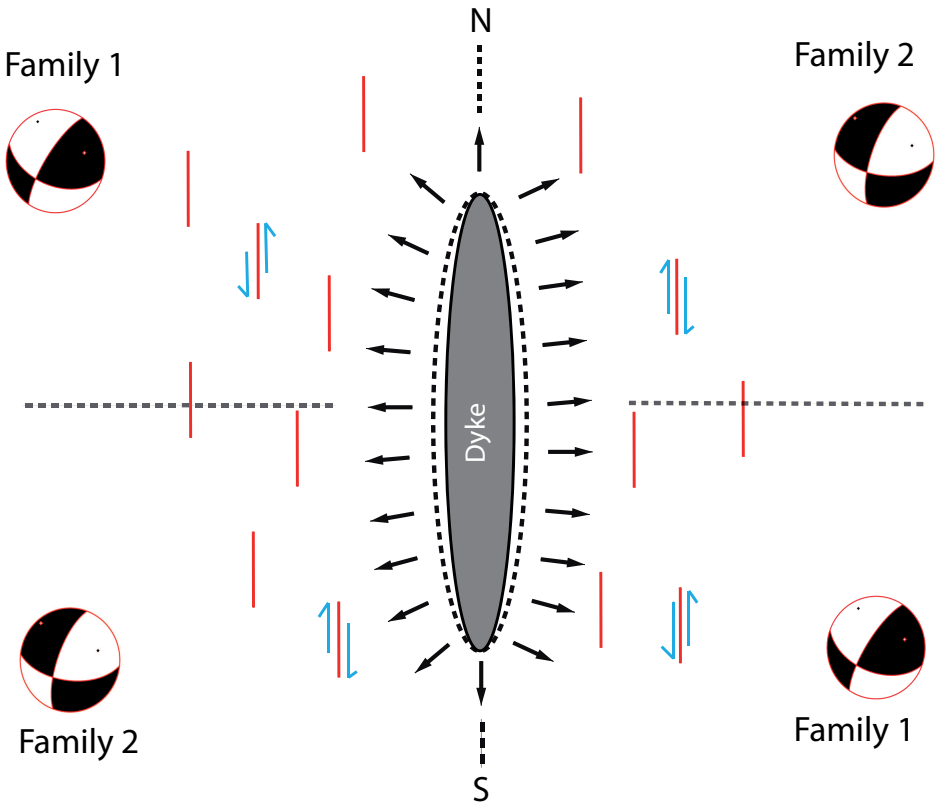


FIGURE 5.37 – Model accounting for the simultaneous occurrence of family 1 and 2 events. The arrow represent stress perturbations due to dyke opening. Red lines indicate pre-existing small vertical fractures, oriented North-South. The position of those small fractures relatively to the dyke pathway induces a displacement along the fracture either towards or backwards the North direction, leading to source mechanisms of family 1 or 2 respectively.

the dyke pathway could generate a significant decrease of the overpressure, and favor the gravitational loading to become the maximum stress in the zone. Those mechanisms could be associated with collapse processes. They are evidences for the close interaction between the fluids and the edifice.

In conclusion, despite the remaining uncertainty on the source mechanisms determination, this method allowed us a first insight on the seismicity. The occurrence of some similar source mechanisms argues for the presence of a highly fractured media with similar fractures oriented along a North-South axe. This orientation recovered at a larger scale as a vertical plane on which the volcano-seismicity seems to locate preferentially. However, the simultaneous occurrences of family 1 and 2 earthquakes (with opposite slip directions) tends to prove that the static stress within the volcanic edifice is not dominating, the volcano-tectonic earthquakes occurring during the crisis being rather the signature of the dynamic stress perturbations due to the opening of the dyke pathway. Next step is to find a way to validate the method more robustly, and then to apply the procedure to long term seismicity on Piton de la Fournaise, in order to be able to compare the pre-eruptive mechanisms on several seismic crisis. This would could lead to the validation of a generic pre-eruptive stress changes scheme.

Chapitre 6

Conclusions générales

Ce travail de thèse a porté sur différents aspects de la prédiction des éruptions. La première partie, basée sur une approche statistique de l'information, nous a permis d'aborder la prédictibilité des éruptions de façon globale, et d'avoir une vision intégrée, à différentes échelles, de la dynamique éruptive. La dernière partie basée sur une approche déterministe du signal, nous a emmené de façon plus indirecte vers la prédiction des éruptions par le biais de la compréhension des comportements éruptifs au niveau d'un unique volcan, le Piton de la Fournaise. Ce travail de thèse nous a donc permis de traverser plusieurs échelles de temps et d'espace, en partant de la plus large, la Terre dans sa globalité, pour se concentrer ensuite sur le cas d'un volcan unique, le Piton de la Fournaise et finalement se focaliser sur une propriété spécifique de la sismicité du Piton de la Fournaise à travers la détermination des mécanismes source.

Le premier chapitre de la thèse, revue descriptive des caractéristiques statistiques de la dynamique des processus éruptifs à l'échelle terrestre, nous a permis de mettre en évidence les fluctuations de la dynamique éruptive à grande échelle, décrite par de nombreuses lois puissances observées sur les motifs à l'échelle mondiale. Ces lois suggèrent une organisation à l'échelle mondiale des transferts de magma du manteau à la surface de la Terre. Tant la géométrie statique, à savoir le nombre de fois qu'un conduit volcanique

est utilisé pour le transfert de magma, que la dynamique (les taux annuels, mensuels, les distributions de volumes, de temps inter-éruptifs), appuient l'idée que la dynamique des éruptions volcaniques à l'échelle mondiale peut être décrite comme un système critique hors équilibre. Parce que ces mêmes propriétés émergent à l'échelle d'un volcan unique, les observables tendent à prouver que la dynamique des éruptions est proche d'un système critique auto-organisé (modèle SOC), de façon similaire à ceux proposés pour la sismicité depuis une vingtaine d'année. Ce modèle conceptuel pourrait s'appliquer aussi bien à l'échelle mondiale en considérant la Terre comme un macro-volcan, qu'à l'échelle locale d'un unique volcan isolé. Ce résultat justifie de la difficulté rencontrée à prédire les éruptions de façon déterministe, ainsi que la sensibilité des éruptions à des forçages extérieurs tels que les marées, ou les séismes. Ce chapitre nous a donc permis d'introduire, et de justifier de l'utilisation de méthodes statistiques pour l'étude de la prédiction des éruptions.

Dans le deuxième chapitre, nous avons exploré les caractéristiques temporelles des interactions entre l'occurrence des éruptions et des séismes, en fonction de la taille des éruptions. Nous trouvons une augmentation significative du nombre de séismes lorsque l'on va vers l'éruption, et une décroissance symétrique après le jour de l'éruption. Ce résultat émerge d'un processus de "stack" des séries temporelles de sismicité journalière par rapport au temps t_0 des éruptions, pour toutes les éruptions du catalogue. L'augmentation et la diminution de la sismicité respectivement avant et après les éruptions suit un comportement en loi puissance, similaire aux lois d'Omori et d'Omori inverse définies pour les interactions entre séismes tectoniques classiques. Ces motifs sont une preuve que les éruptions volcaniques sont contemporaines d'un endommagement fragile stochastique dans la croûte. Nous avons comparé les propriétés des motifs d'endommagement fragile dans les zones volcaniques actives, avec les propriétés connues pour les contextes tectoniques classiques (en dehors des zones d'éruption). Contrairement aux processus de triggering de la sismicité tectonique, les séismes associés à un événement éruptif présentent les propriétés

suivantes : i) une forte dépendance du coefficient p' qui caractérise la loi d'Omori inverse avant les éruptions avec la taille de l'éruption qu'elle précède, ii) le coefficient p qui caractérise la loi d'Omori après éruption est constant quelle que soit la taille de l'éruption mais plus faible que les valeurs de p obtenues dans les contextes tectoniques classiques, iii) la productivité en "aftershocks" pour les éruptions croît de façon exponentielle avec la taille des éruptions. Ces résultats suggèrent que l'énergie d'endommagement et de relaxation dans la croûte est distribuée en loi puissance autour des éruptions, mais avec des coefficients de chargement et de relaxation différents de la sismicité tectonique classique, et donc dépendant des processus qui génèrent l'endommagement. De plus, appliqué au cas de la sismicité volcano-tectonique d'un unique volcan, le Piton de la Fournaise, on retrouve une dépendance similaire du coefficient p' (avant éruption) avec la taille de l'éruption à venir, ce qui ouvre des perspectives en terme de prédiction de la taille des éruptions à venir.

Dans le troisième chapitre, nous avons présenté une méthode statistique qui permet d'identifier et de reconnaitre des motifs précurseurs sur différents types d'observables au Piton de la Fournaise. L'analyse préalable des comportements pré-éruptifs contemporains des trois observables (sismicité, déformation et variations de vitesse sismique), nous a permis d'extraire des motifs temporels pré-éruptifs spécifiques. Le processus de "stack" des séries temporelles des observables par rapport au temps t_0 des éruptions, nous a permis de faire émerger du bruit le comportement moyen des observables, qui n'est pas retrouvé systématiquement sur les séries temporelles individuelles. La comparaison de ces comportements permet d'imager les différentes étapes du processus éruptif et d'associer les observations à ces différentes étapes. Les variations de vitesse sismique ainsi que la sismicité sont des mesures physiques qui intègrent des processus à l'échelle de l'édifice volcanique. Inversement, la déformation est une mesure très locale. Cette différence d'échelle spatiale se retrouve dans l'échelle temporelle des comportements pré-éruptifs. L'augmentation des variations de vitesse sismique jusqu'à 100 jours avant l'éruption, met

en évidence la mise en pression de l'édifice. L'augmentation de la sismicité 15 jours avant l'éruption, signe le début de l'endommagement lié à la préparation de la rupture du dyke. Enfin l'augmentation de la déformation quelques heures avant éruption, est contemporaine de la propagation du dyke. Une fois ces comportements moyens identifiés nous avons proposé d'utiliser une technique de "pattern recognition" pour l'étude de la prédictibilité des éruptions, et d'estimer les résultats de prédiction grâce la formalisation des diagrammes d'erreur. Nous avons appliqué la méthode aux trois observables soit indépendamment les uns des autres, soit combinés. Les résultats montrent que suivant la façon dont l'on croise les informations données par les différents précurseurs, il est possible d'améliorer certains résultats de prédiction. Cependant le choix des paramètres d'alarme dépend avant tout du contexte volcanique et des critères de priorités des décideurs sur les résultats de prédiction. Ces paramètres sont relativement stables dans le temps mais nécessitent néanmoins une mise à jour régulière en raison des changements de régime du volcan. Un petit outil très simple a été développé pour permettre d'estimer les paramètres seuils optimum à utiliser sur les différents observables pour des résultats de prédiction répondant à certains critères.

Dans le dernier chapitre, nous avons quitté le domaine de la statistique pour revenir sur une approche déterministe du signal. Nous nous sommes concentrés sur un aspect très précis de la sismicité volcano-tectonique du Piton de la Fournaise en période pré-éruptive par l'étude des mécanismes sources. Ils donnent des informations sur l'état de contrainte du milieu et sur l'évolution de ce champ de contrainte. Nous avons développé une méthode adaptée à la recherche des mécanismes sources de très petits séismes (Mag$<$3) en milieu complexe, basée sur la mesure de l'amplitude liée à la source dans la coda des ondes S, ainsi que par la correction des données par des facteurs d'amplification d'amplitudes déterminés à partir d'événements cibles dont les mécanismes sont connus par ailleurs. L'incertitude reste non négligeable sur la détermination des mécanismes sources mais permet tout de même une première approche des mécanismes source qu'il n'aurait

pas été possible de calculer avec les méthodes d'inversion classiques. Cette étude sur la crise sismique de l'éruption d'octobre 2010 nous a permis de mettre en évidence l'apparition de trois familles d'événements, correspondant à trois mécanismes source différents. Les deux premières familles d'événements, qui ne présentent pas de spécificité de temps d'occurrence ou de localisation, présentent des mécanismes source de géométries très semblables mais correspondant à des directions de glissement opposées. Ces deux familles sont probablement la signature de l'ajustement du milieu lors de l'ouverture du dyke, et les séismes pourraient avoir lieu sur des micro-failles préexistantes orientées nord-sud, jouant dans un sens ou dans l'autre (famille 1 ou 2) suivant la position par rapport à l'ouverture du dyke. La troisième famille est composée d'événements plus tardifs et localisés plus en profondeur, à l'aplomb du toit de la chambre magmatique. Nous proposons que ces séismes soient la marque de l'interaction entre les fluides et la structure du volcan. Lorsque la surpression diminue au toit de la chambre magmatique, la contrainte gravitaire engendre un affaissement de l'édifice qui à son tour tend à maintenir la surpression qui conduit à la montée du magma. La technique utilisée pour la détermination des mécanismes au foyer reste un peu lourde puisqu'elle nécessite un long travail de pointés des traces sismiques. La prochaine étape du travail consisterait à aller regarder d'autres crises sismiques pour valider un éventuel comportement général du champ de contrainte en période pre-éruptive. Mais pour cela il faudrait préalablement implémenter des méthodes automatiques de pointés qui permettraient à terme d'avoir une vision quasi instantanée de la localisation et des mécanismes source de la sismicité, et donc une image des champs de contrainte dans l'édifice volcanique.

Cette dernière approche déterministe du signal met en évidence les limites du déterminisme dans le cas de systèmes complexes comme les volcans. Ce travail reste nécessaire pour la compréhension et la modélisation de la mécanique des processus éruptifs et sert d'ingrédient de base pour l'étude statistique mais les implications en terme de prédiction ne sont pas directes. L'approche déterministe permet d'orienter le statisticien vers les

informations intéressantes à considérer. A l'inverse, les techniques statistiques, qui font sortir l'information du bruit, donnent des lois globales, mais il n'est pas toujours aisé de revenir à la modélisation de cas particuliers qui montrent beaucoup plus de variabilité. Les deux approches sont donc complémentaires dans la recherche de l'amélioration de la prédiction des éruptions. La suite de ce travail pourrait justement s'ouvrir sur la combinaison des deux approches de la prédiction. A terme, il serait intéressant d'étendre l'étude réalisée sur la crise sismique d'octobre 2010 à plusieurs autres crises et d'introduire des méthodes issues de la statistique, tel que le processus de "stack", pour mettre en évidence les comportements moyens des mécanismes source de la sismicité et ainsi valider ou infirmer les hypothèses réalisées à partir de l'analyse déterministe d'une unique crise sismique. L'introduction des méthodes de "stack" sur les localisations ou sur l'occurrence des différents mécanismes source identifiés permettrait peut-être de mettre en évidence des migrations spatiales de la sismicité ou des migrations des axes de contrainte principaux dans l'édifice volcanique qui ne sont pas visibles à l'échelle d'une éruption unique.

Appendices

Annexe A

Description des programmes utilisés

A.1 logiciel NonLinLoc

L'algorithme de localisation des séismes implémenté dans le logiciel NonLinLoc [Lomax, 2008] suit la formule probabilistique d'inversion de Tarantola and Valette [1982]. Cette formulation est liée à l'utilisation des densités de probabilités pour exprimer notre connaissance sur les valeurs des paramètres. Pour rendre le programme efficace pour les modèles 3D compliqués, NonLinLoc [Lomax, 2008] utilise le schéma de différences finies Eikonal de Podvin and Lecomte [1991] pour trouver les temps de trajet entre chaque station et les points d'une grille définie à partir du modèle de vitesse en Distance*Lenteur. Cette grille 3D est composée de 3065451 mailles (151*201*101) avec un pas égal à 100m. Dans le cas d'une localisation de séismes, les paramètres inconnus sont l'hypocentre et le temps d'origine. Tarantola and Valette [1982] et Moser et al. [1992] ont montré que la fonction densité de probabilité pour des incertitudes Gaussiennes est de la forme :

$$\sigma(x) = K.\rho(x).exp(-0.5.g(x)) \tag{A.1}$$

où K est un facteur de normalisation, $\rho(x)$ est une fonction de densité de l'information à priori et $g(x) = [t_0 - h(x)]^T.C^{-1}.[t_0 - h(x)]$ est une fonction de corrélation, t_0 est le vecteur des temps d'arrivées observées, et $h(x)$ est le vecteur des temps de trajets calculés. La fonction densité de probabilité donnée par l'équation (A.1) représente une solution complète et probabilistique du problème de localisation. Cette solution inclut des incertitudes sur la localisation dues aux incertitudes sur les mesures des temps d'arrivées, et le calcul des temps d'arrivées théoriques. On choisit comme hypocentre optimal le "maximum likelihood point", qui correspond au point le plus probable de la distribution de probabilité. Il y a deux sortes de fonctions "likelihood" acceptées par NonLinLoc (Lomax A, 2011). Celle utilisée ici est la fonction EDT ("Equal Differential Time likelihood function"). Cette fonction est la plus adéquate lorsque aucune onde S n'a pas été pointée. Pour cette fonction, les erreurs sur les observations et lors du problème inverse sont supposées être Gaussiennes. L'algorithme de recherche utilisé est appelé Oct-tree (développé par Lomax A. en collaboration avec Curtis A.). La méthode Oct-tree utilise l'échantillonnage et la subdivision récursifs de cellules en 3D pour générer une cascade de cellules échantillonnées, où la densité de cellule échantillonnée suit la valeur de la PDF du centre de la cellule. Au début, le programme fait un échantillonnage large de tout l'espace de recherche. Il calcule la probabilité que l'hypocentre soit dans chacune des cellules puis il fait un classement de ces cellules de la plus probable à la moins probable. Ensuite, il prend la plus probable, la redivise en huit cellules et recommence l'opération avec ces nouvelles cellules plus petites,etc.... A la fin, l'espace est découpé en micro-cellules listées de la plus probable à la moins probable. Le programme peut alors placer l'hypocentre dans la cellule qui lui semble la plus probable. Cependant, cela ne veut pas dire que ce point est fiable, car il peut y avoir plusieurs zones de forte probabilité : tout dépend de la taille des ellipses de confiance. Le modèle de vitesse utilisé [Prôno et al., 2009] est celui utilisé par l'OVPF pour la localisation de séismes. Le modèle de cubes utilisé pour créer les grilles de temps est un modèle en Distance*Lenteur (fourni également par l'OVPF).

A.2 logiciel Focmec

Focmec est un programme développé par Snoke [2003] pour inverser les mécanismes sources des séismes à partir de la polarité des ondes de volume. Le logiciel permet de déterminer et de représenter les mecanismes focaux de séismes double-couple. Les entrées sont donc les polarités des ondes P, SV et SH, ainsi que l'amplitude des ratios des différentes amplitudes. Le programme est codé en Fortran 77, et explore l'ensemble de la sphère focale et fournit les solutions acceptables sur la base de critères sur le nombre d'erreur de polarité autorisées et sur l'erreur acceptée pour les ratios d'amplitudes. L'échantillonage de la sphère focale est uniforme en angle, avec un pas d'échantillonage paramétrable. Si la bonne couverture azimutale en station est bonne et que les modèles de vitesse dans la région du séisme sont bien contraint, avec des traces sismiques présentant des arrivées d'onde P impulsives, o obtient une estimation très fiable du mecanisme focal solution. Dans la réalité, les réseaux de stations sont souvent peu denses, et les modèles de vitesse ne sont pas très précis. Il est toujours possible néanmoins de trouver des plans focaux solution, mais plus les données sont mauvaises, plus le nombre de soutions proposées ets important. Avec seulement 10% de lecture des amplitudes sur les traces, on arrive à bien mieux contraindre les mécanismes.

Le programme fonctionne de la façon suivante : Les données sur la station (azimuth, angle de départ de rai) les polarités, et/ou les amplitudes sont lus et enregistrées. Les paramètres de l'inversion sont entrés par des boites de dialogue, ou alors directement par l'utilisateur dans des scripts. Focmec test alors tous les mécanismes qui répondent à ces critères. En sortie, deux fichier sont créés : un fichier court qui reprend la liste des solutions qui peut ensuite etre utilisé par le programme Focplt qui permet de représenter les solutions dans la sphère focale, et un fichier plus long qui détaille chaque solution par les différentes représentation qui sont généralement utilisées pour décrire un mécanisme au foyer (dip, strike, rake ; les azimuth et inclinaisons des axes P et T, les azimuth et inclinaisons des axes A et N, le tenseur des moments). ce fichier long indique également

les stations qui présentent des erreurs de polarité, et l'information sur les amplitudes réelle et calculées des ratios d'amplitude. Les conventions d'angle utilisées sont celles de Aki and Richards [1980].

Bibliographie

K. Aki. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of geophysical research*, 74(2) :615–631, 1969.

K. Aki and V. Ferrazzini. Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. *Journal of geophysical research*, 105(B7) :16617, 2000.

K. Aki and P. Richards. *Quantitative seismology : Theory and methods*, volume 1. Freeman San Francisco, 1980.

K. Aki and P. Richards. *Quantitative seismology*. Univ Science Books, 2002.

K. Aki, M. Fehler, and S. Das. Source mechanism of volcanic tremor : fluid-driven crack models and their application to the 1963 kilauea eruption. *Journal of volcanology and geothermal research*, 2(3) :259–287, 1977.

S. Alparone and E. Privitera. Characteristics of the intermittent volcanic tremor at mt. etna, italy, during the 15 september 1998–4 february 1999 eruptive episode. In *Proc. Cities on Volcanoes 2 Conference, Auckland, New Zealand, 12–14 February 2001*, 2001.

E. Andrade. The flow in metals under large constant stresses. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 90(619) :329, 1914.

R. Aster, S. Mah, P. Kyle, W. McIntosh, N. Dunbar, J. Johnson, M. Ruiz, and S. McNamara. Very long period oscillations of mount erebus volcano. *J. geophys. Res*, 108 (2522) :10–50, 2003.

P. Bachelery. *Le Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion : étude volcanologique, structurale et pétrologique. _ 63*. PhD thesis, Impr. UER Sci., 1981.

P. Bachèlery. *Le fonctionnement des volcans-boucliers*. PhD thesis, 1999.

P. Bachèlery and P. Mairine. Evolution volcano-structurale du piton de la fournaise depuis 0.53 ma. *Le volcanisme de la Réunion*, pages 213–242, 1990.

J. Battaglia and K. Aki. Location of seismic events and eruptive fissures on the piton de la fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of geophysical research*, 108 (B8) :2364, 2003.

J. Battaglia, K. Aki, and V. Ferrazzini. Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the piton de la fournaise volcano : 1. location of tremor sources. *Journal of volcanology and geothermal research*, 147(3-4) :268–290, 2005.

A. Bernard and M. Munschy. Were the mascarene and laxmi basins (western indian ocean) formed at the same spreading centre ? *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science*, 330(11) :777–783, 2000.

G. Beroza and M. Zoback. Mechanism diversity of the loma prieta aftershocks and the mechanics of mainshock-aftershock interaction. *Science*, 259(5092) :210, 1993.

J. Boatwright and J. Fletcher. The partition of radiated energy between p and s waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(2) :361, 1984.

E. Bonnet, O. Bour, N. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, and B. Berkowitz. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics*, 39(3) :347–383, 2001.

F. Brenguier, N. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Nercessian. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 1(2) :126, 2008.

F. Catalli, M. Cocco, R. Console, and L. Chiaraluce. Modeling seismicity rate changes during the 1997 umbria-marche sequence (central italy) through a rate-and state-dependent model. *Journal of Geophysical Research*, 113(B11) :B11301, 2008.

V. Cayol, J. Dieterich, A. Okamura, and A. Miklius. High magma storage rates before the 1983 eruption of kilauea, hawaii. *Science*, 288(5475) :2343, 2000.

S. Chastin and I. Main. Statistical analysis of daily seismic event rate as a precursor to volcanic eruptions. *Geophys. Res. Lett*, 30(13) :1671, 2003.

L. Chevallier and P. Bachelery. Evolution structurale du volcan actif du piton de la fournaise, ile de la réunion—océan indien occidental. *Bulletin of Volcanology*, 44(4) : 723–741, 1981.

B. Chouet. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method. *Journal of geophysical research*, 91(B14) :13967–13, 1986.

B. Chouet. Resonance of a fluid-driven crack : radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of geophysical research*, 93(B5) :4375–4400, 1988.

B. Chouet. Long-period volcano seismicity : its source and use in eruption forecasting. *Nature*, 380(6572) :309–316, 1996.

J. Claerbout. Fundamentals of geophysical data processing. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 86(1) :217–219, 1986.

M. Collombet, J. Grasso, and V. Ferrazzini. Seismicity rate before eruptions on Piton de la Fournaise volcano : Implications for eruption dynamics. *Geophys. Res. Lett*, 30(21) : 2099, 2003.

R. Console, M. Murru, and A. Lombardi. Refining earthquake clustering models. *J. geophys. Res*, 108(B10) :2468, 2003.

R. Cornelius and B. Voight. Seismological aspects of the 1989-1990 eruption at redoubt volcano, alaska : the materials failure forecast method (ffm) with rsam and ssam seismic data. *Journal of volcanology and geothermal research*, 62(1-4) :469–498, 1994.

A. Corral. Local distributions and rate fluctuations in a unified scaling law for earthquakes. *Physical Review E*, 68(3) :035102, 2003.

V. Courtillot, J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J. Jaeger, and H. Cappetta. Deccan flood basalts at the cretaceous/tertiary boundary ? *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3-4) :361–374, 1986.

O. Coutant. Programme de simulation numerique axitra. *Rapport LGIT*, 1989.

O. Coutant, J. Virieux, and A. Zollo. Numerical source implementation in a 2d finite difference scheme for wave propagation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(5) :1507, 1995.

S. Davis and C. Frohlich. Single-link cluster analysis of earthquake aftershocks : decay laws and regional variations. *Journal of Geophysical Research*, 96(B4) :6335–6350, 1991.

G. De Natale, A. Ferraro, and J. Virieux. A probability method for local earthquake focal mechanisms. *Geophysical Research Letters*, 18(4) :613–616, 1991.

B. de Voogd, S. Palomé, A. Hirn, P. Charvis, J. Gallart, D. Rousset, J. Dañobeitia, and H. Perroud. Vertical movements and material transport during hotspot activity : Seismic reflection profiling offshore la réunion. *Journal of geophysical research*, 104 (B2) :2855–2874, 1999.

P. Delaney. Rapid intrusion of magma into wet rock : groundwater flow due to pore pressure increases. *Journal of Geophysical Research*, 87(B9) :7739–7756, 1982. ISSN 0148-0227.

J. Dieterich. A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J. geophys. Res*, 99(B2) :2601–2618, 1994.

J. Dieterich, V. Cayol, and P. Okubo. The use of earthquake rate changes as a stress meter at kilauea volcano. *Nature*, 408(6811) :457–460, 2000.

J. Dieterich, V. Cayol, and P. Okubo. Stress changes before and during the pu'u'o'o-kupaianaha eruption. *The Puu Oo Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano, Hawaii : the first 20 years*, 1676(1676) :187, 2003.

R. Duncan. The volcanic record of the reunion hotspot. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, volume 115, pages 3–10, 1990.

D. Dzurisin, R. Koyanagi, and T. English. Magma supply and storage at kilauea volcano, hawaii, 1956-1983. *Journal of volcanology and geothermal research*, 21(3-4) :177–206, 1984.

J. Ebel and K. Bonjer. The effect of crustal scattering on observed high-frequency earthquake seismograms. *Geophysical Journal International*, 98 :329–341, 1989.

J. Ebel and K. Bonjer. Moment tensor inversion of small earthquakes in southwestern germany for the fault plane solution. *Geophysical Journal International*, 101(1) :133–146, 1990.

K. Felzer, T. Becker, R. Abercrombie, G. Ekstrom, and J. Rice. Triggering of the 1999 MW 7.1 Hector Mine earthquake by aftershocks of the 1992 MW 7.3 Landers earthquake. *J. geophys. Res*, 107 :2190, 2002.

K. Felzer, R. Abercrombie, and G. Ekstrom. A common origin for aftershocks, foreshocks, and multiplets. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(1) :88, 2004. ISSN 0037-1106.

N. Feuillet, C. Nostro, C. Chiarabba, and M. Cocco. Coupling between earthquake swarms and volcanic unrest at the alban hills volcano (central italy) modeled through elastic stress transfer. *Journal of geophysical research*, 109(B2) :B02308, 2004.

C. Frohlich and S. Davis. Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues. *Geophysical Journal International*, 100 (1) :19–32, 1990.

E. Fujita, Y. Ida, and J. Oikawa. Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor. *Journal of volcanology and geothermal research*, 69(3-4) : 365–378, 1995.

L. Gailler, J. Lénat, M. Lambert, G. Levieux, N. Villeneuve, and J. Froger. Gravity structure of piton de la fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2) :31–48, 2009.

P. Gillot and P. Nativel. Eruptive history of the piton de la fournaise volcano, réunion island, indian ocean. *Journal of volcanology and geothermal research*, 36(1-3) :53–65, 1989.

J. Grasso and P. Bachelery. Hierarchical organization as a diagnostic approach to volcano mechanics : Validation on piton de la fournaise. *Geophysical research letters*, 22(21) : 2897–2900, 1995.

J. Grasso and I. Zaliapin. Predictability of volcano eruption : lessons from a basaltic effusive volcano. *Geophysical Research Letters*, 31(5) :L05602, 2004a. ISSN 0094-8276.

J. Grasso and I. Zaliapin. Predictability of volcano eruption : Lessons from a basaltic effusive volcano. *Geophysical Research Letters*, 31(5) :L05602, 2004b.

S. Gresta, A. Montalto, and G. Patane. Volcanic tremor at mount etna (january 1984–march 1985) : its relationship to the eruptive activity and modelling of the summit feeding system. *Bulletin of volcanology*, 53(4) :309–320, 1991.

A. Griffith. The phenomena of rupture and flow in solids. *Philosophical transactions of the royal society of london. Series A, containing papers of a mathematical or physical character*, 221 :163–198, 1921.

Z. Guo and Y. Ogata. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude. *Journal of geophysical research*, 102(B2) :2857–2873, 1997.

B. Gutenberg and C. Richter. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4) :185, 1944.

S. Hainzl and D. Marsan. Dependence of the Omori-Utsu law parameters on main shock magnitude : Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 113(B10) : B10309, 2008.

S. Hainzl, F. Scherbaum, and C. Beauval. Estimating background activity based on interevent-time distribution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1) : 313, 2006.

J. Hardebeck and E. Hauksson. Stress orientations obtained from earthquake focal mechanisms : what are appropriate uncertainty estimates ? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2) :250, 2001.

J. Hardebeck and P. Shearer. Using s/p amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6) :2434, 2003.

J. Hardebeck, J. Nazareth, and E. Hauksson. The static stress change triggering model : Constraints from two southern california aftershock sequences. *Journal of geophysical research*, 103(B10) :24427–24, 1998.

R. Harris. Introduction to special section : Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 103(24) :347–358, 1998.

E. Hauksson. State of stress from focal mechanisms before and after the 1992 landers earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :917, 1994.

A. Helmstetter. Rupture et instabilités : sismicité et mouvements de terrain. 2002.

A. Helmstetter. Is earthquake triggering driven by small earthquakes ? *Physical review letters*, 91(5) :58501, 2003.

A. Helmstetter and B. Shaw. Relation between stress heterogeneity and aftershock rate in the rate-and-state model. *J. Geophys. Res.*, 111 :B07304, 2006.

A. Helmstetter and B. Shaw. Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law. *Journal of Geophysical Research*, 114(B01308) :329, 2009.

A. Helmstetter and D. Sornette. Diffusion of epicenters of earthquake aftershocks, Omori's law, and generalized continuous-time random walk models. *Physical Review E*, 66(6) : 61104, 2002a. ISSN 1550-2376.

A. Helmstetter and D. Sornette. Subcritical and supercritical regimes in epidemic models of earthquake aftershocks. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10) :2237, 2002b. ISSN 0148-0227.

A. Helmstetter and D. Sornette. Bath's law Derived from the Gutenberg-Richter law and from Aftershock Properties. *Geophysical Research Letters*, 30(2069), 2003a.

A. Helmstetter and D. Sornette. Foreshocks explained by cascades of triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10) :2457, 2003b. ISSN 0148-0227.

A. Helmstetter, D. Sornette, and J. Grasso. Mainshocks are aftershocks of conditional foreshocks : How do foreshock statistical properties emerge from aftershock laws (DOI 10.1029/2002JB001991). *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 108(2 ; SECT 2) :20–20, 2003. ISSN 0148-0227.

A. Helmstetter, Y. Kagan, and D. Jackson. Importance of small earthquakes for stress transfers and earthquake triggering. *J. Geophys. Res.*, 110(B05S08), 2005.

D. Hill, W. Ellsworth, M. Johnston, J. Langbein, D. Oppenheimer, A. Pitt, P. Reasenberg, M. Sorey, and S. McNutt. The 1989 earthquake swarm beneath Mammoth Mountain, California : An initial look at the 4 May through 30 September activity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(2) :325, 1990. ISSN 0037-1106.

D. Hill, F. Pollitz, and C. Newhall. Earthquake-volcano interactions. *Physics Today*, 55 (11) :41–47, 2002.

M. Huc and I. Main. Anomalous stress diffusion in earthquake triggering : Correlation length, time dependence, and directionality. *J. geophys. Res*, 108 :2324, 2003.

M. Hudyma, D. Heal, and P. Mikula. Seismic monitoring in mines.–old technology, new applications. In *First AGCM Conference, Nov*, pages 209–226, 2003.

G. Irwin. Fracture, handbuch der physik, vol. vi, 1958.

M. Janssen, J. Zuidema, and R. Wanhill. *Fracture Mechanics*. Spon Press, Taylor and Francis group, London and New York, 2003.

L. Jones and P. Molnar. Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults. *Journal of Geophysical Research*, 84(B7) :3596–3608, 1979. ISSN 0148-0227.

B. Julian and G. Foulger. Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4) : 972, 1996.

Y. Kagan. Aftershock zone scaling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (2) :641, 2002.

Y. Kagan and L. Knopoff. Stochastic synthesis of earthquake catalogs. *J. geophys. Res*, 86(4) :2853–2862, 1981.

Y. Kagan and L. Knopoff. Statistical short-term earthquake prediction. *Science(Washington)*, 236(4808) :1563–1563, 1987.

H. Kanamori. Mode of strain release associated with major earthquakes in japan. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1 :213, 1973.

H. Kanamori and D. Anderson. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(5) :1073, 1975.

H. Kanamori and E. Brodsky. The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics*, 67 :1429, 2004.

V. Keilis-Borok. Earthquake prediction : State-of-the-art and emerging possibilities. *Annual review of earth and planetary sciences*, 30(1) :1–33, 2002.

D. Kilb, M. Ellis, J. Gomberg, and S. Davis. On the origin of diverse aftershock mechanisms following the 1989 loma prieta earthquake. *Geophysical Journal International*, 128(3) :557–570, 1997.

C. Kilburn. Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(3-4) :271–289, 2003. ISSN 0377-0273.

C. Kilburn and B. Voight. Slow rock fracture as eruption precursor at Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 25(19) :3665–3668, 1998.

G. King and M. Cocco. Fault interaction by elastic stress changes : new clues from earthquake sequences. *Advances in Geophysics*, 44 :1–38, 2001.

G. King, R. Stein, and J. Lin. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3) :935–953, 1994.

C. Kisslinger. Evaluation of s to p amplitude rations for determining focal mechanisms from regional network observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4) :999, 1980.

C. Kisslinger and L. Jones. Properties of aftershock sequences in southern California. *Journal of Geophysical Research*, 96(B7) :11947, 1991. ISSN 0148-0227.

F. Klein. Eruption forecasting at kilauea volcano, hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 89(B5) :3059–3073, 1984.

F. Klein, T. Wright, and J. Nakata. Aftershock decay, productivity, and stress rates in Hawaii : Indicators of temperature and stress from magma sources. *Journal of Geophysical Research*, 111(B7) :B07307, 2006. ISSN 0148-0227.

H. Kumagai, B. Chouet, and P. Dawson. Source process of a long-period event at kilauea volcano, hawaii. *Geophysical Journal International*, 161(1) :243–254, 2005.

P. Labazuy. Recurrent landslides events on the submarine flank of piton de la fournaise volcano (reunion island). *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1) :295, 1996.

P. Labazuy and J. Lenat. Recurrent landslides events on the east flank of Piton de la Fournaise volcano Reunion. *Eos, Transactions*, 71(43) :1577, 1990.

A. Lacroix and A. Bert. *Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits*. Gauthier-Villars, 1936.

F. Lahaie and J. Grasso. A fluid-rock interaction cellular automaton of volcano mechanics : Application to the Piton de la Fournaise. *J. Geophys. Res*, 103 :9637–9649, 1998.

J. Lahr, B. Chouet, C. Stephens, J. Power, and R. Page. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment : implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at redoubt volcano, alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4) :137–151, 1994.

N. Lemarchand and J. Grasso. Interactions between earthquakes and volcano activity. *Geophysical Research Letters*, 34(24) :L24303, 2007.

P. Lemarchand. Etude de la migration de la sismicité volcanique du Piton de la Fournaise. 2011.

J. Lenat. Dynamics of Magma Transfer at Piton de la Fournaise Volcano(Reunion island, Indian Ocean). *Earth Evolution Sciences*, Special issue "Modeling of Volcanic Processes" :57–72, 1987.

J. Lénat and P. Bachelery. Structure and dynamics of the central zone of piton de la fournaise volcano. *Le volcanisme de la Reunion*, pages 257–296, 1990.

J. Lenat, P. Vincent, and P. Bachelery. The off-shore continuation of an active basaltic volcano : Piton de la fournaise (réunion island, indian ocean) ; structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *Journal of volcanology and geothermal research*, 36(1-3) :1–9, 1989.

J. Lénat, P. Boivin, C. Deniel, P. Gillot, P. Bachčlery, et al. Age and nature of deposits on the submarine flanks of piton de la fournaise (reunion island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2) :199–207, 2009.

A. Linde and I. Sacks. Triggering of volcanic eruptions. *Nature*, 395(6705) :888–890, 1998.

A. Lomax. Seisgram2k : Seismogram visualization software for the internet. *Anthony Lomax Scientific Software Mouans-Sartoux, France*, 2000.

A. Lomax. The nonlinloc software guide. *ALomax Scientific, Mouans-Sartoux, France, http ://alomax. free. fr/nlloc*, 2008.

A. Lombardi, W. Marzocchi, and J. Selva. Exploring the evolution of a volcanic seismic swarm : The case of the 2000 Izu Islands swarm. *Geophysical Research Letters*, 33(7) : L07310, 2006. ISSN 0094-8276.

B. Malengreau, J. Lénat, and J. Froger. Structure of réunion island (indian ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of volcanology and geothermal research*, 88(3) :131–146, 1999.

M. Manga and E. Brodsky. Seismic triggering of eruptions in the far field : Volcanoes and geysers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34(1) :263, 2006.

D. Marsan. Can coseismic stress variability suppress seismicity shadows ? insights from a rate-and-state friction model. *J. Geophys. Res*, 111, 2006.

D. Marsan and O. Lengliné. Extending earthquakes' reach through cascading. *Science*, 319(5866) :1076, 2008.

W. Marzocchi and L. Zaccarelli. A quantitative model for the time-size distribution of eruptions. *Journal of geophysical research*, 111(B4) :B04204, 2006. ISSN 0148-0227.

W. Marzocchi, E. Casarotti, and A. Piersanti. Modeling the stress variations induced by great earthquakes on the largest volcanic eruptions of the 20th century. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11) :2320, 2002. ISSN 0148-0227.

W. Marzocchi, L. Sandri, P. Gasparini, C. Newhall, and E. Boschi. Quantifying probabilities of volcanic events : The example of volcanic hazard at Mount Vesuvius. *J. Geophys. Res*, 109(10.1029), 2004.

W. Marzocchi, L. Sandri, and J. Selva. Bet_ef : a probabilistic tool for long-and short-term eruption forecasting. *Bulletin of Volcanology*, 70(5) :623–632, 2008.

B. Mason, D. Pyle, W. Dade, and T. Jupp. Seasonality of volcanic eruptions. *Journal of geophysical research*, 109(B4) :B04206, 2004.

F. Massin, V. Ferrazzini, P. Bachèlery, A. Nercessian, Z. Duputel, and T. Staudacher. Structures and evolution of the plumbing system of piton de la fournaise volcano inferred from clustering of 2007 eruptive cycle seismicity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2011.

R. Matsu'ura and I. Karakama. A point-process analysis of the matsushiro earthquake swarm sequence : the effect of water on earthquake occurrence. *Pure and Applied Geophysics*, 162(6) :1319–1345, 2005.

W. McGuire and C. Kilburn. Forecasting volcanic events : some contemporary issues. *Geologische Rundschau*, 86(2) :439–445, 1997.

S. McNutt. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes : a review of the state-of-the-art and case histories. *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, pages 99–146, 1996.

S. McNutt. Volcano seismology and monitoring for eruptions. *International handbook of earthquake and engineering seismology*, pages 383–406, 2002.

O. Melnik and R. Sparks. Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, 402(6757) : 37–41, 1999.

L. Michon, T. Staudacher, V. Ferrazzini, P. Bachèlery, and J. Marti. April 2007 collapse of piton de la fournaise : a new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters*, 34(21) :L21301, 2007.

A. Miller, R. Stewart, R. White, R. Luckett, B. Baptie, W. Aspinall, J. Latchman, L. Lynch, and B. Voight. Seismicity associated with dome growth and collapse at the soufriere hills volcano, montserrat. *Geophysical Research Letters*, 25 :3401–3404, 1998.

T. Minakami. Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part I. *Bull. Earthq. Res. Inst*, 38 :497–544, 1960.

T. Minakami. Seismology of volcanoes in Japan. *Physical Volcanology*, pages 1–27, 1974.

K. Mogi. Effect of the intermediate principal stress on rock failure. *Journal of Geophysical Research*, 72(20) :5117–5131, 1967.

K. Mogi. Migration of seismic activity. *Bull. Earthq. Res. Inst*, 46 :53–74, 1968.

A. Mohamed-Abchir and M. Semet. Les cendres de bellecombe (cb) : un événement explosif majeur dans le passé récent du piton de la fournaise, ile de la réunion. 1996.

G. Molchan. Earthquake prediction as a decision-making problem. *Pure and Applied Geophysics*, 149(1) :233–247, 1997.

G. Molchan. Interevent time distribution in seismicity : a theoretical approach. *Pure and Applied Geophysics*, 162(6) :1135–1150, 2005.

T. Moser, T. Van Eck, and G. Nolet. Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. *Journal of Geophysical Research*, 97(B5) : 6563–6572, 1992.

F. Mulargia, S. Tinti, and E. Boschi. A statistical analysis of flank eruptions on etna volcano. *Journal of volcanology and geothermal research*, 23(3-4) :263–272, 1985.

F. Mulargia, P. Gasperini, and W. Marzocchi. Pattern recognition applied to volcanic activity : identification of the precursory patterns to Etna recent flank eruptions and periods of rest. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45(3-4) :187–196, 1991. ISSN 0377-0273.

F. Mulargia, W. Marzocchi, and P. Gasperini. Statistical identification of physical patterns which accompany eruptive activity on Mount Etna, Sicily. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4) :289–296, 1992.

F. Nabarro and H. De Villiers. *The physics of creep : creep and creep-resistant alloys*. CRC, 1995.

A. Nakamura, S. Horiuchi, and A. Hasegawa. Joint focal mechanism determination with source-region station corrections using short-period body-wave amplitude data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2) :373, 1999.

A. Nercessian, A. Hirn, J. Lépine, and M. Sapin. Internal structure of piton de la fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. *Journal of volcanology and geothermal research*, 70(3-4) :123–143, 1996.

J. Neuberg. Characteristics and causes of shallow seismicity in andesite volcanoes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770) :1533, 2000.

J. Neuberg, R. Luckett, M. Ripepe, and T. Braun. Highlights from a seismic broadband array on stromboli volcano. *Geophysical research letters*, 21(9) :749–752, 1994.

J. Neuberg, B. Baptie, R. Luckett, and R. Stewart. Results from the broadband seismic network on montserrat. *Geophysical research letters*, 25(19) :3661–3664, 1998.

C. Newhall and S. Self. The Volcanic Explosivity Index (VEI) An Estimate of Explosive Magnitude for Historical Volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2) :1231–1238, 1982.

G. O'Brien and C. Bean. A discrete numerical method for modeling volcanic earthquake source mechanisms. *Journal of geophysical research*, 109(B9) :B09301, 2004.

Y. Ogata. Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *Journal of the American Statistical Association*, 83(401) :9–27, 1988.

Y. Ogata and K. Katsura. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues. *Geophysical Journal International*, 113(3) :727–738, 1993. ISSN 1365-246X.

I. Ojala, I. Main, and B. Ngwenya. Strain rate and temperature dependence of Omori law scaling constants of AE data : Implications for earthquake foreshock-aftershock sequences. *Geophysical Research Letters*, 31(24) :L24617, 2004. ISSN 0094-8276.

F. Omori. Investigation of aftershocks. *Rep. Earthquake Inv. Comm*, 2 :103–139, 1894.

F. Omori. The usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena. 1911.

F. Omori. Chapter i. general considerations (the eruptions and earthquakes of the asama-yama). 1912.

F. Omori. The sakura-jima eruptions and earthquakes i : General account. 1914.

G. Ouillon and D. Sornette. Magnitude-dependent Omori law : Theory and empirical study. *Journal of Geophysical Research*, 110(B4) :B04306, 2005.

D. Patane, P. De Gori, C. Chiarabba, and A. Bonaccorso. Magma ascent and the pressurization of mount etna's volcanic system. *Science*, 299(5615) :2061, 2003.

R. Pearce. Fault plane solutions using relative amplitudes of p and pp. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50(2) :381–394, 1977.

R. Pedersen, F. Sigmundsson, and P. Einarsson. Controlling factors on earthquake swarms associated with magmatic intrusions ; constraints from iceland. *Journal of volcanology and geothermal research*, 162(1-2) :73–80, 2007.

A. Peltier, T. Staudacher, P. Catherine, L. Ricard, P. Kowalski, and P. Bachelery. Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de la Fournaise detected by extensometers. *Geophysical Research Letters*, 33(6) :L06315, 2006.

A. Peltier, T. Staudacher, and P. Bachèlery. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at piton de la fournaise from displacement data. *Journal of geophysical research*, 112(B3) :B03207, 2007.

V. Pinel and C. Jaupart. The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770) :1515, 2000.

V. Pinel and C. Jaupart. Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice. *J. geophys. Res*, 108 :2072, 2003.

P. Podvin and I. Lecomte. Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parallel approach and its associated tools. *Geophysical Journal International*, 105(1) :271–284, 1991.

E. Prôno, J. Battaglia, V. Monteiller, J. Got, and V. Ferrazzini. P-wave velocity structure of piton de la fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2) :49–62, 2009.

R. Rau, F. Wu, and T. Shin. Regional network focal mechanism determination using 3d velocity model and sh/p amplitude ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5) :1270, 1996.

P. Reasenberg. Second-order moment of central california seismicity, 1969–1982. *Journal of Geophysical Research*, 90(B7) :5479–5495, 1985.

P. Reasenberg, D. Oppenheimer, and G. S. (US). *FPFIT, FPPLOT, and FPPAGE : FORTRAM computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions*. US Dept. of the Interior, Geological Survey, 1985.

H. Reid. *The elastic-rebound theory of earthquakes*. University of California Press, 1911.

J. Rice. Mathematical analysis in the mechanics of fracture. *Fracture : an advanced treatise*, 2 :191–311, 1968.

M. Ripepe, S. Ciliberto, and M. Della Schiava. Time constraints for modeling source dynamics of volcanic explosions at stromboli. *Journal of geophysical research*, 106(B5) : 8713–8727, 2001.

E. Robinson. Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration. *Geophysics*, 32 :418, 1967.

D. Roman and K. Cashman. The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, 34(6) :457, 2006.

D. Roman, S. De Angelis, J. Latchman, and R. White. Patterns of volcanotectonic seismicity and stress during the ongoing eruption of the soufrière hills volcano, montserrat (1995-2007). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173(3-4) :230–244, 2008.

A. Rubin. Tensile fracture of rock at high confining pressure : implications for dike propagation. *Journal of Geophysical Research*, 98(B9) :15919–15, 1993.

A. Rubin and D. Gillard. Dike-induced earthquakes- Theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research*, 103(B5) :10017–10030, 1998.

G. Saccorotti, G. Ventura, and G. Vilardo. Seismic swarms related to diffusive processes : The case of somma-vesuvius volcano, italy. *Geophysics*, 67(1) :199, 2002.

A. Saichev and D. Sornette. theory of earthquake recurrence times. *J. Geophys. Res.*, 112 (B4) :4313, 2007.

C. Saikia and R. Herrmann. Application of waveform modeling to determine focal mechanisms of four 1982 miramichi aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4) :1021, 1985.

F. Saint-Ange, B. Savoye, L. Michon, P. Bachelery, C. Deplus, B. De Voogd, J. Dyment, E. Le Drezen, M. Voisset, A. Le Friant, et al. A volcaniclastic deep-sea fan off la réunion island (indian ocean) : Gradualism versus catastrophism. *Geology*, 39(3) :271, 2011.

L. Sandri, W. Marzocchi, and P. Gasperini. Some insights on the occurrence of recent volcanic eruptions of Mount Etna volcano (Sicily, Italy). *Geophysical Journal International*, 163(3) :1203–1218, 2005.

C. Scholz. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. *Journal of Geophysical Research*, 73(4) :1417–1432, 1968.

C. Scholz. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge Univ Pr, 2002.

D. Schorlemmer, S. Wiemer, and M. Wyss. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058) :539–542, 2005. ISSN 0028-0836.

S. Schwartz. Source parameters of aftershocks of the 1991 costa rica and 1992 cape mendocino, california, earthquakes from inversion of local amplitude ratios and broadband waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6) :1560, 1995.

O. Sèbe, P. Bard, and J. Guilbert. Single station estimation of seismic source time function from coda waves : The kursk disaster. *Geophysical research letters*, 32(14) :L14308, 2005.

P. Shearer. Evidence from a cluster of small earthquakes for a fault at 18 km depth beneath oak ridge, southern california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(6) : 1327, 1998.

L. Siebert and T. Simkin. Volcanoes of the world : an illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions. *Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3,(http ://www. volcano. si. edu/world/)*, 2002.

H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, J. Stix, and R. Ballard. *Encyclopedia of volcanoes*, volume 1417. Academic Press, 2000.

J. Sileny, G. Panza, and P. Campus. Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophysical Journal International*, 109(2) :259–274, 1992.

J. Snoke. Focmec : Focal mechanism determinations. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, pages 1629–1630, 2003.

X. Song and D. Helmberger. Pseudo green's functions and waveform tomography. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1) :304, 1998.

R. Sparks. Forecasting volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2) : 1–15, 2003.

T. Staudacher and C. Allègre. Ages of the second caldera of piton de la fournaise volcano (réunion) determined by cosmic ray produced3he and21ne. *Earth and planetary science letters*, 119(3) :395–404, 1993.

T. Staudacher, V. Ferrazzini, A. Peltier, P. Kowalski, P. Boissier, P. Catherine, F. Lauret, and F. Massin. The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2) :126–137, 2009.

S. Steacy, J. Gomberg, and M. Cocco. Introduction to special section : Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-SOLID EARTH*, 110(B5) :B05S01, 2005.

R. Stein. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402(6762) :605–609, 1999.

S. Stein and M. Wysession. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Wiley-Blackwell, 2009.

L. Stieltjes and P. Moutou. A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(1-3) :67–86, 1989.

M. Tahir, J. Grasso, and A. D. The largest aftershock : how strong, how far away, how delayed ? *submitted*, 2011.

Y. Tan. Broadband waveform modeling over a dense seismic network. 2006.

Y. Tan and D. Helmberger. A new method for determining small earthquake source parameters using short-period p waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4) :1176, 2007.

A. Tarantola and B. Valette. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys*, 20(2) :219–232, 1982.

S. Toda, R. Stein, and T. Sagiya. Evidence from the ad 2000 izu islands swarm that seismicity is governed by stressing rate. *Nature*, 419 :58–61, 2002.

S. Toda, R. Stein, K. Richards-Dinger, and S. Bozkurt. Forecasting the evolution of seismicity in southern california : Animations built on earthquake stress transfer. *J. geophys. Res*, 110(10.1029), 2005.

P. Traversa. Réponse sismique à un forçage magmatique. 2009.

P. Traversa and J. Grasso. Brittle creep damage as the seismic signature of dyke propagations within basaltic volcanoes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99 (3) :2035, 2009.

M. Turner, S. Cronin, M. Bebbington, and T. Platz. Developing probabilistic eruption forecasts for dormant volcanoes : a case study from mt taranaki, new zealand. *Bulletin of Volcanology*, 70(4) :507–515, 2008.

M. Urai, N. Geshi, and T. Staudacher. Size and volume evaluation of the caldera collapse on piton de la fournaise volcano during the april 2007 eruption using aster stereo imagery. *Geophysical Research Letters*, 34(22) :L22318, 2007.

T. Urbancic, C. Trifu, J. Long, and R. Young. Space-time correlations ofb values with stress release. *Pure and Applied Geophysics*, 139(3) :449–462, 1992.

T. Utsu. A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag*, 30(4) : 521–605, 1961.

T. Utsu. Representation and analysis of the earthquake size distribution : a historical review and some new approaches. *Pure and Applied Geophysics*, 155(2-4) :509–535, 1999.

T. Utsu. 43 Statistical features of seismicity. *International Geophysics*, 81 :719–732, 2002. ISSN 0074-6142.

T. Utsu, Y. Ogata, and R. Matsu'ura. The centenary of the omori formula for a decay law of aftershock activity. *Journal of Physics of the Earth*, 43(1) :1–33, 1995.

S. Vinciguerra, V. Latora, S. Bicciato, and R. Kamimura. Identifying and discriminating seismic patterns leading flank eruptions at Mt. Etna Volcano during 1981-1996. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(3-4) :211–228, 2001.

B. Voight. A method for prediction of volcanic eruptions. *Nature*, 332 :125–130, 1988. ISSN 0028-0836.

G. Wadge and M. Isaacs. Mapping the volcanic hazards from soufriere hills volcano, montserrat, west indies using an image processor. *Journal of the Geological Society*, 145(4) :541, 1988.

S. Wiemer and S. McNutt. Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas : Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska. *Geophysical research letters*, 24(2) :189–192, 1997. ISSN 0094-8276.

C. Wood. Calderas : a planetary perspective. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10) : 8391–8406, 1984.

T. Wright, C. Ebinger, J. Biggs, A. Ayele, G. Yirgu, D. Keir, and A. Stork. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 afar dyking episode. *Nature*, 442(7100) :291–294, 2006.

M. Wyss, K. Shimazaki, and S. Wiemer. Mapping active magma chambers by b values beneath the off-ito volcano, japan. *Journal of geophysical research*, 102(B9) :20413–20, 1997.

J. Zhuang, Y. Ogata, and D. Vere-Jones. Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences. *Journal of the American Statistical Association*, 97(458) :369–380, 2002.

J. Zhuang, Y. Ogata, and D. Vere-Jones. Analyzing earthquake clustering features by using stochastic reconstruction. *Journal of Geophysical Research*, 109(B5) :B05301, 2004. ISSN 0148-0227.

V. Zobin. *Introduction to volcanic seismology*. Elsevier Science, 2003.

Résumé

Ce travail de thèse a porté sur différents aspects de la prédiction des éruptions, à différentes échelles de temps et d'espace. Dans un premier temps, une analyse descriptive des propriétés statistiques de la dynamique éruptive à l'échelle mondiale et l'apparition de lois puissances à différentes échelles nous ont permis de relier la dynamique des éruptions à celle d'un système critique auto-organisé, justifiant de la difficulté rencontrée à prédire les éruptions de façon déterministe et de l'intérêt de recourir à des méthodes statistiques. Dans une deuxième partie, l'étude à l'échelle mondiale des lois d'Omori retrouvées pour la sismicité autour des éruptions, ainsi que l'analyse des propriétés de ces lois d'Omori en fonction de la taille des éruptions, suggèrent que l'énergie d'endommagement et de relaxation dans la croûte est distribuée en loi puissance autour des éruptions, mais avec des coefficients de chargement et de relaxation différents de la sismicité tectonique classique, et donc dépendant des processus qui génèrent l'endommagement. En zoomant sur trois observables du Piton de la Fournaise (sismicité, déformation et variations de vitesse sismique), nous avons ensuite montré que les comportements respectifs des observables imagent les différentes étapes du processus éruptif, pour différentes échelles de temps et d'espace. L'analyse des comportements pré-éruptifs et l'utilisation de méthodes de "pattern recognition" ont permis de mettre en évidence l'apport de la combinaison des informations des différents précurseurs pour l'optimisation des objectifs de prédiction. Enfin, l'analyse plus spécifique et déterministe des mécanismes source de la sismicité du Piton de la Fournaise, à partir d'une méthode développée pour le contexte particulier d'une sismicité de magnitude très faible en milieu fortement hétérogène, a permis de mettre en évidence l'apparition de trois familles de mécanismes principales lors de la crise sismique précédent l'éruption d'Octobre 2010.

Abstract

This PhD thesis focused on different approaches of volcanic eruptions predictability, at different time and space scales. First, we used a descriptive analysis of the statistical properties of the eruptive dynamics at the global scale to relate the eruptive dynamics to self-organized critical systems, thereby attesting for the difficulty to predict eruptions with deterministic methods, and for the interest in using statistical approaches. Second, a global-scale study of the Omori laws for fore and aftershocks around eruptions, along with a study of the Omori laws parameters with eruptions sizes, suggest that the damage and relaxation energy in the crust is power-law distributed around eruptions, with loading and relaxation Omori exponents different from classical tectonic seismicity, therefore depending on the processes driving the damage. When zooming on three observables of Piton de la Fournaise volcano (seismicity, deformation and seismic velocity changes), we showed that that their respective pre-eruptive behaviours illustrate the different steps of the eruptive process, at different space and time scales. The analysis of those pre-eruptive behaviours using pattern recognition techniques allowed us to highlight the contribution of the combination of forerunners information to optimize the prediction's strategies. Last, a deterministic analysis of the Piton de la Fournaise seismicity's source mechanisms, from a specific amplitude inversion method for small earthquakes in heterogeneous medium, allowed us to identify three main families of events during the pre-eruptive seismic crisis of the October 2010 eruption.