Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion), à partir d'une analyse croisée des données de déformation, géochimiques et structurales

Aline Peltier

▶ **To cite this version:**

Aline Peltier. Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion), à partir d'une analyse croisée des données de déformation, géochimiques et structurales. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de la Réunion, 2007. Français. NNT : . tel-00462628v1

HAL Id: tel-00462628

https://theses.hal.science/tel-00462628v1

Submitted on 23 Aug 2007 (v1), last revised 10 Mar 2010 (v3)

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 La Réunion
Laboratoire GéoSciences Réunion
Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise
Institut de Physique du Globe de Paris

THESE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE
Spécialité : Volcanologie

Par

Aline PELTIER
Diplômée d'Etudes Approfondies

Suivi, modélisation et évolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise (Réunion)

à partir d'une analyse croisée des données de déformation, géochimiques et structurales

---

Soutenue publiquement le 4 juillet 2007 devant la commission d'examen composée de :

Président	Jean-François Lénat	Université Blaise Pascal Clermont II
Rapporteur	Edouard Kaminski	Institut de Physique du Globe de Paris
Examinateur	Valérie Cayol	Université Blaise Pascal Clermont II
Directeur de thèse	Patrick Bachèlery	Université de La Réunion
Co-directeur de thèse	Thomas Staudacher	Institut de Physique du Globe de Paris

Résumé

Un des enjeux de la volcanologie réside dans la compréhension du fonctionnement du système de stockage et de transferts magmatiques associés aux éruptions. Au Piton de La Fournaise, cette étude est ici abordée par une analyse croisée des déformations, couplée à des modélisations numériques, et aux données géochimiques de la période 1998-2007. Au sein de cette activité, nous définissons, depuis 2000, un caractère cyclique ; chaque cycle est défini par une séquence d'éruptions sommitales et latérales terminées par une éruption distale à océanite. Ces éruptions successives sont caractérisées par des dykes s'initiant à des niveaux de plus en plus profonds et des laves de plus en plus primitives. Ces cycles durant lesquels l'inflation du cône est continue, pourraient témoigner d'une réalimentation continue du système de stockage superficiel. Ces résultats permettront dans le futur une meilleure prédiction de la localisation des éruptions, selon leur position dans un cycle d'activité.

Abstract

Important issues in volcanic processes are how magma is supplied to the plumbing system, and how the different levels of magma storage interact prior to and during eruptions. At Piton de La Fournaise, the cross-analysis of the extensive set of deformation data, embedded in a 3D model, and geochemical data associated with the 1998-2007 activity, brings us new insights into the feeding system and its evolution with time. Since 2000, we define eruptive cycles; each cycle is defined by a sequence of summit and lateral eruptions ended by a distal oceanite eruption. These successive eruptions are characterized by an increasing depth of dyke initiations and the emissions of increasingly primitive lavas. These cycles, during which the summit inflation is continuous, could highlight a continuous refilling of the shallow reservoir. These results provide a quantitative basis to predict the location of future eruptions, depending on its timing within a cycle of volcanic activity.

Remerciements

Ce travail est le résultat d'une collaboration entre le Laboratoire GéoSciences Réunion et l'Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise. Je tiens à remercier en tout premier lieu Patrick Bachèlery et Thomas Staudacher de m'avoir acceuilli au sein de leur laboratoire et d'avoir dirigé cette thèse dans la continuité de mon DEA.
Merci à Patrick pour le partage de ses connaissances sur le Piton de La Fournaise, pour ses précieux conseils et son accompagnement tout au long de ce travail, malgré le peu de temps que ces tâches de vice-présidence de l'université de La Réunion lui octroient. Merci à Thomas de m'avoir pleinement intégré à l'équipe de l'observatoire et pour avoir toujours pris en considération mon avis lors de la gestion des nombreuses crises éruptives auxquelles j'ai eu le bonheur d'assister.
Grâce à vous deux, j'ai réalisé mon rêve et vécu des expériences qui seront à jamais marquées dans ma mémoire, et qui m'ont énormement apporté, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain.

Je remercie également les rapporteurs de cette thèse qui ont eût l'amabilité de juger mon manuscrit et pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail : Jean-François Lénat et Edouard Kaminski ; ainsi que Valérie Cayol d'avoir accepté d'être membre du jury.

Sans le travail de Philippe Catherine, Philippe Kowalski et Frédéric Lauret, la qualité et la continuité des données présentées dans cette thèse ne seraient pas là. Merci à eux pour leur efficacité et leur rapidité dans le maintien en état des divers réseaux de l'observatoire.
Merci à Patrice Boissier pour sa patience face à mes nombreux « plantages » d'ordinateur et pour son aide dans le dépouillement automatique des données GPS. Cela m'a considérablement simplifié le travail.

Mes remerciements vont également à Valérie Cayol et Yo Fukushima pour m'avoir très aimablement fourni les codes de calculs et d'inversion de données qui ont permis d'enrichir cette thèse d'un volet modélisation numérique, ainsi que pour leur disponibilité et leur enthousiasme à m'initier à leur code de calcul.
Merci à Pierre Tinard pour nos nombreux échanges d'idées et pour son aide à la programmation, ainsi que Frédéric Lauret qui m'a enseigné le b.a . ba de la programmation matlab.
Merci à Ludovic Letourneur pour sa collaboration et m'avoir fait prendre conscience de l'intérêt de la prise en considération de l'hétérognéité des milieux dans la modélisation. Merci aussi pour ta compagnie sur le terrain et les parties de carte durant les gardes à l'observatoire.

Ma reconnaissance va aussi à :

Valérie Ferrazzini, Frédérick Massin et Zacharie Duputel, pour les données de relocalisation des séismes et de bruit de fond sismique, ainsi que pour les nombreux échanges d'idées que nous avons eu autour d'une tasse de café (ou plutôt de thé).

Benoît Welsch, Vincent Famin et Ivan Vlastélic pour leur collaboration et nos enrichissantes discussions concernant la pétrologie et la géochimie des laves fournaisiennes.
Geneviève Lebeau pour la réalisation des lames minces.
Michel Semet et J-L Joron pour m'avoir fourni les données issues de leurs analyses complétant ainsi un peu plus le volet géochimique de cette thèse.

J'ai également profité, durant cette thèse, de l'expérience de Laurent Michon et Nicolas Villeneuve que ce soit sur les données structurales de La Fournaise ou le dépouillement des données GPS ; merci à vous deux également pour les bons moments passés sur le terrain lors de nos « missions clou », et tout particulièrement lors de cette fameuse sortie qui débuta sur les châpeaux de roues (ce qui est loin d'être une métamophore) avec un virage mal négocié.

Sans oublier Antony Finizola, grâce à qui j'ai pu m'évader sur le Karthala après la rédaction de ce manuscrit de thèse. Merci aussi pour tes corrections de mon manuscrit au sommet du Karthala, dans des conditions extrêmes quelques peu humides.

Un grand merci à toute l'équipe de l'observatoire qui a rendu ces trois années de thèse encore plus sympathiques, pleins de bons souvenirs grâce aux formidables moments passés ensemble. Merci donc à Carole, Frédéric L., Frédérick M., Jacques, Nadia, Patrice, Philippe C., Philippe K, Thomas, Valérie et tout particulièrement à mes différents « colocataires » de bureau qui se sont succédés pour leur bonne humeur au quotidien : Pascal Richet, Locko et « Monsieur Zacharie »® (by freedom).
Sans oublier les stagiaires qui sont passés par l'observatoire et qui m'ont accompagné lors de mes fréquentes sorties sur le volcan ou lors de mes différentes vadrouilles sur l'île : Aurélien, Eva, Guillaume, Ines, Nelly, Noelle, Oanez, Renaud, Romain, Romuald.

Mes remerciements vont également à tous les membres du LGSR que je n'ai pas encore cité : Isabelle Basile, Eric Delcher, Jean-Lambert Join, Françoise Leriche, Eric Nicolini, Claude Smuteck, tous les thésards qui se sont succédés au laboratoire : Alexis, Benoît, Francky, Julie, Manu, Nicolas A., Nicolas P., Raphael, Olivier, Seb, Stefan, Yannick ainsi qu'aux stagiaires : Elodie, Magali, Marie, Sylvain, Thibault.

Ces trois ans de thèse ont été aussi pour moi l'occasion d'enseigner en tant que monitrice. Je remercie ainsi le département des sciences de la Terre de m'avoir confié cette responsabilité. J'ai aussi une pensé pour tous les étudiants que j'ai eu et avec qui j'ai eu grand plaisir à travailler.

Mes remerciements vont aussi à :

Georges Boudon, Pierre Briole, Diego Coppola, Philippe Mairine, Alex Nercessian, Benoît Taisne, le CDDV, la maison du volcan.

Philippe Crozet, Aurélien Dupont, François Martel, Laurent Perrier et Jean Perrin, avec qui j'ai assisté à un feu d'artifice volcanique mémorable le 31 décembre 2006.

Aux moniteurs et doctorants qui sont devenus au fil du temps de véritables amis : Audrey, Fred H., Safia, Samuel, sans oublier Coralie, David, Laurent B., Julie M., Seb, Ruth.

A mon comité de soutien dans les moments de doute : Fred, Guimauve, Marie, Pascaline, Phil, Zacharie.

Ainsi qu'aux âmes charitables lors du rush final que ce soit pour la relecture du manuscrit : Valérie et Zacharie ou la préparation de la soutenance : Fred pour ses talents graphiques 3D, Mag pour le taxi et la logistique (même si j'ai dû me ruiner en Kinder), merci à Pascaline pour les bonbons bananes (ouahhhh) et Nicovil pour les fraises Tagada® qui m'ont remis du beaume au cœur lors de la rédaction.

Enfin, j'aimerai témoigner ma plus profonde reconnaissance à mes parents ; mon frère, Vincent ; et surtout ma sœur, Caroline, avec qui j'ai eu la chance, adolescente, de côtoyer mes premiers volcans ; pour avoir crû en moi et m'avoir soutenu pendant ces trois ans malgré les quelques 10 000km qui sépare La Réunion de mes Vosges natales.

Résumé et Abstract 1

Remerciements 2

Sommaire 4

Préambule 7

1. Etat des connaissances sur le Piton de La Fournaise 9

1.1 Description générale de l'île de La Réunion 9
1.2 Contexte géodynamique 10
1.3 Le Piton de La Fournaise 11
1.3.1 Formation et activité du Piton de La Fournaise 11
1.3.2 Apport des études récentes à la connaissance du Piton de La Fournaise 15
1.3.2.1 Structures profondes du Piton de La Fournaise 15
1.3.2.2 Système d'alimentation 17
1.4 Objectifs de cette étude 20

2. Données de déformation associées à l'activité éruptive récente 23

2.1 Réseaux et Méthodes 23
2.1.1 Réseau GPS 25
2.1.1.1 Méthode 25
2.1.1.2 Réseau GPS du Piton de La Fournaise 29
2.1.1.3 Traitement des données et précisions des mesures 31
2.1.2 Réseau inclinométrique 36
2.1.2.1 Méthode 36
2.1.2.2 Réseau inclinométrique du Piton de La Fournaise 38
2.1.2.3 Précision des mesures et correction 39
2.1.3 Réseau extensométrique 44
2.1.3.1 Méthode 44
2.1.3.2 Réseau extensométrique du Piton de La Fournaise 45
2.1.3.3 Améliorations techniques et précision des mesures 46
2.1.4 Réseau sismique 48

2.2 Activité éruptive récente (1998 à 2007) et déformations associées 49

2.3 Suivi à long terme des déformations inter éruptives 52
2.3.1 Réseau extensométrique 52
2.3.1.1 Evolution des déplacements extensométriques sur les stations de la base du cône entre 1997 et 2007 52
2.3.1.2 Evolution des déplacements extensométriques sur la station sommitale de SFRx entre 2004 et fin 2005 56
2.3.2 Réseau inclinométrique 59
2.3.2.1 Evolution des données entre 1998 et 2007 59
2.3.2.2 Localisation source de pression 64
2.3.3 Réseau GPS 65

2.3.3.1 Evolution des déplacements des points de référence GITg et ENCg 65
2.3.3.2 Evolution des déplacements entre 2004 et 2007 68
2.3.3.3 Déplacements GPS pré éruptifs 72
2.3.3.4 Déplacements GPS post éruptifs 75
2.3.4 Bilan des déformations inter éruptives 76

2.4 Suivi des déformations liées aux phases éruptives de 1998 à 2007 83
2.4.1 Dynamique intrusive 83
2.4.1.1 Suivi des déformations associées aux injections magmatiques 83
2.4.1.2 Comparaison avec la sismicité – Article publié à GRL 88
2.4.1.3 Suivi des déformations au cours des éruptions 95
2.4.2 Apports du GPS ponctuel 98
2.4.3 Apport des données extensométriques FORx et MGNx 102
2.4.4 Apport de la station inclinométrique RER 108

2.5 Bilan des déformations 114

3. Modélisation 115

3.1 Le choix d'un modèle 115
3.2 Conditions initiales, contraintes appliquées et applicabilité au cas du Piton de La Fournaise 117
3.3 Géométrie et maillage des structures 119
3.3.1 Maillage de la topographie 119
3.3.2 Géométrie des réservoirs magmatiques 120
3.3.3 Géométrie des dykes 120
3.3.4 Calcul 122
3.4 L'inversion des données et évaluation des erreurs 122
3.5 Modélisation des sources de déformations 124
3.6 Apport des données extensométriques à la modélisation des injections magmatiques - Article publié à GRL 167
3.7 Influence de l'hétérogénéité du milieu sur la répartition des déformations - Article soumis à JVGR 173

4. Pétrologie et géochimie des laves récentes du Piton de La Fournaise (1999-2007) 197

4.1 Méthode d'échantillonnage et d'analyse 199
4.2 Etude pétrographique 202
4.2.1 Description 202
4.2.1.1 Les laves aphyriques 202
4.2.1.2 Les océanites 203
4.2.1.3 Les basaltes à olivine 204
4.2.2 Evolution pétrographique des laves émises durant la période 1999-2007 204

4.3 Caractéristiques chimiques des laves émises durant la période 1999-2006 207
4.3.1 Composition en éléments majeurs sur roche totale 207
4.3.2 Etude géochimique des éléments traces sur roche totale 217
4.3.3 Etude minéralogique 222

4.3.3.1 Clinopyroxènes 222
4.3.3.2 Olivines 223
4.3.3.3 Plagioclases 225
4.3.3.4 Verres 226
4.4 Evolution au cours d'un même événement éruptif 227
4.4.1 Données géochimiques 227
4.4.2 Etude minéralogique 230
4.5 Discussion, relation pétrographie – géochimie 233
4.5.1 Pétrographie des laves récentes 233
4.5.2 Origine de l'évolution de la composition des laves entre 1998 et 2006 236
4.5.3 Origine de l'évolution au cours d'une même éruption 242

5. Discussion – Schéma d'alimentation actuel du Piton de La Fournaise 245

5.1 Evolution de l'activité entre 1998 et 2007 et processus associés 245
5.2 Comparaison avec la période 1972-1992 253
5.2.1 Comportement pré éruptif 253
5.2.2 Pétrologie et géochimie des laves 254
5.2.3 Processus pré éruptif mis en jeu 254
5.2.4 Bilan des transferts magmatiques au cours des trente dernières années 257
5.3 Géométrie du système d'alimentation 258

Références bibliographiques 269

Annexes 283

Annexe 1 : Caractéristiques des éruptions de la période 1998-2007 285
Annexe 2 : Cartographie des coulées de lave de la période 1998-2007 286
Annexe 3 : Données inclinométriques de la période 1998 - 2007 287
Annexe 4 : Déplacements associés aux éruptions de 2003-2006 289
Annexe 5 : Principe de la méthode mixte d'éléments frontières (MBEM) 291
Annexe 6 : Modélisation des processus de mélange et de cristallisation fractionnée 293
Annexe 7 : Composition en éléments majeurs des laves récentes de La Fournaise 294
Annexe 8 : Composition en éléments traces des laves récentes de La Fournaise 301
Annexe 9 : Composition des phases minéralogiques des laves récentes de La Fournaise 309
Annexe 10 : Variations isotopiques du Pb dans les laves récentes de La Fournaise 321

Préambule

Les systèmes volcaniques sont des systèmes complexes qui font intervenir un grand nombre de processus physiques et chimiques depuis la genèse des magmas jusqu'à leur émission en surface. La mise en évidence des modalités de transfert des magmas et de leurs relations avec la dynamique éruptive est menée dans diverses disciplines (sismologie, déformations, gravimétrie, pétrologie, géochimie…) sans qu'une réelle synthèse des diverses observations conduisant à des modèles globaux satisfaisants ne soit réalisée.

La connaissance de l'évolution d'un édifice volcanique et de son fonctionnement nécessite de disposer d'un grand nombre de données acquises dans des domaines différents et à différentes échelles, depuis l'éruption, le cycle volcanique, jusqu'à l'édifice. Les édifices sur lesquels cette connaissance peut être obtenue sont principalement ceux sur lesquels des observatoires volcanologiques permanents sont implantés. Ces derniers contribuent à l'obtention de bases de données de longue durée qui permettent d'appréhender les phénomènes de façon continue.

Le Piton de la Fournaise particulièrement bien surveillé depuis l'implantation d'un observatoire volcanologique début 1980, est le site de fréquentes éruptions, ce qui en fait un lieu idéal pour l'étude des mécanismes intrusifs. Ce sujet de recherche a été élaboré afin d'étudier et de comprendre l'agencement du système de stockage et de transferts magmatiques au Piton de La Fournaise, ainsi que de suivre la dynamique de mise en place des injections et leur évolution au cours du temps. L'approche qui est la notre ici est pluridisciplinaire avec un couplage et une comparaison des données de déformation, géochimiques et structurales relatives aux éruptions récentes, postérieures à 1998**.**

Dans le chapitre 1, nous introduisons, par une brève revue des études pré existantes, le contexte géologique et structural du Piton de La Fournaise, ainsi que l'état actuel des connaissances sur les structures majeures du Piton de La Fournaise afin de replacer notre étude dans ce contexte.

Le chapitre 2 présente les différents réseaux de déformation que nous avons utilisés pour mener à bien cette étude, le traitement de données, ainsi que l'ensemble des données de déformation associées à la période d'étude considérée 1998-2007.

Afin d'avoir accès aux différents paramètres mis en jeu dans les processus de déformation (localisation des sources de pression, volume, vitesse de propagation du dyke…), des modélisations numériques ont été entreprises. Les résultats des modélisations de données de déformation par une méthode mixte d'éléments frontières (Cayol et Cornet, 1997) sont présentés au chapitre 3.

Pour compléter notre étude sur le fonctionnement actuel du Piton de La Fournaise, nous présentons dans le chapitre 4 une étude pétrologique et géochimique des laves associées à chacune des éruptions 1998-2006.

L'intégration et la comparaison des données de déformation (couplées à la modélisation), et des données géochimiques sont discutées au chapitre 5 en intégrant l'influence de la structure du volcan. A partir des enseignements tirés de la période d'activité récente, nous avons proposé un schéma global du système d'alimentation (stockage et transit magmatique) actuel du Piton de La Fournaise.

Chapitre 1

Etat des connaissances sur le Piton de La Fournaise

1.1 Description générale de l'île de La Réunion

L'île volcanique de La Réunion est située au sud-ouest de l'océan Indien par 55°32' de longitude est et 21°06' de latitude sud, à environ 800 km à l'est de Madagascar. Elle se situe dans le prolongement sud-ouest de l'archipel volcanique des Mascareignes (Figure 1.1).

L'île forme un cône de 200 km par 240 km de base reposant à 4000 m de profondeur sur le plancher océanique et culminant à plus de 3000 m au dessus du niveau de la mer, au Piton des Neiges. L'île représente ainsi un volume émergé correspondant à 1/30^{ième} du volume total.

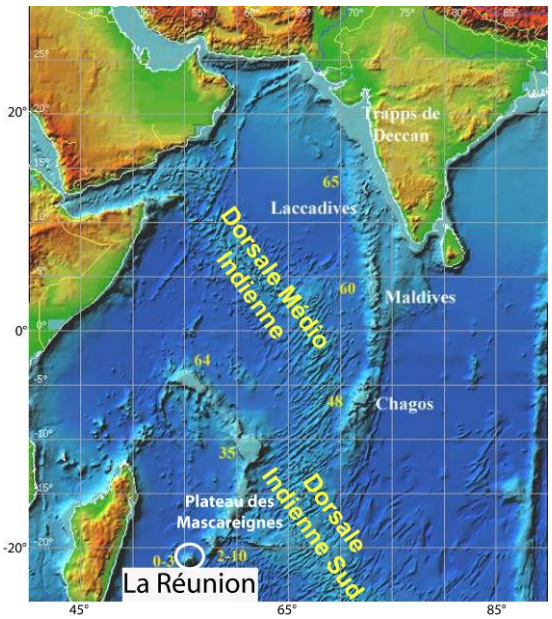


Figure 1.1 : Carte de localisation de La Réunion dans l'océan Indien

L'île de La Réunion est composée de deux boucliers volcaniques alignés selon un axe NO-SE. Le Piton des Neiges (3070m), inactif depuis 12 000 ans occupe la partie ouest de l'île, le Piton de la Fournaise (2631m) s'est édifié sur les pentes sud est du massif du Piton des Neiges et occupe un peu plus du tiers de la surface de l'île formant aujourd'hui le centre actif de l'île de La Réunion (Figure 1.2). A ces deux édifices viendrait s'ajouter le volcan des Alizés dont l'existence a été récemment proposée à partir d'interprétation de données magnétiques (marines et aéroportées) et gravimétriques (Malengreau et al, 1999). L'activité de ce volcan, positionné au sud-est de l'île, serait antérieure à celle du Piton de La Fournaise et partiellement contemporaine à celle du Piton des Neiges.

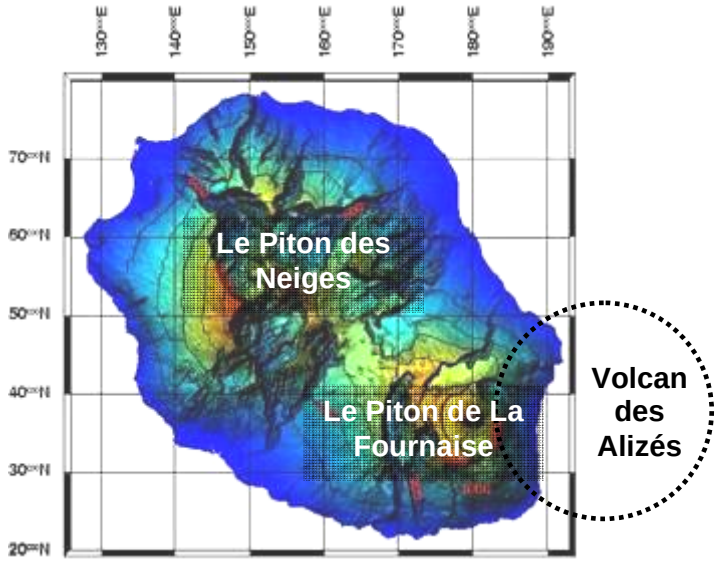


Figure 1.2 : Carte de La Réunion présentant les différents édifices volcaniques de l'île.
(Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

1.2 Contexte géodynamique

L'origine du volcanisme à La Réunion est encore débattue de nos jours. Morgan (1981), en se basant sur l'alignement et la continuité des structures volcaniques de l'archipel des Mascareignes, associe le volcanisme de La Réunion à l'activité d'un point chaud. L'alignement des structures volcaniques composant l'archipel est compatible avec le mouvement de la plaque Indienne vers le nord, suivi par le mouvement nord-est de la plaque Afrique au dessus d'une anomalie thermique fixe. Ce point chaud asthénosphérique serait à l'origine des trapps du Deccan en Inde (62,5-67,5 Ma) à la limite Crétacé-Tertiaire (Courtillot et al., 1986), des Laccadives, des Maldives, de Chagos, du plateau des Mascareignes, de l'île

Maurice (7-8 Ma) et enfin de l'île de La Réunion (5 Ma) (Figure 1.1). La position actuelle du point chaud serait située à 300km au sud ouest de La Réunion (Bonneville, 1990).

D'autres études réalisées par Lytwyn et Burke (1995) suggèrent que la ride des Mascareignes, l'île Maurice et l'île de La Réunion ne peuvent être liées au fonctionnement d'un même point chaud. L'intervalle d'âge important entre le volcanisme du banc de Nazareth de la ride des Mascareignes (31Ma) et celui de l'île Maurice et de l'île de La Réunion indiquerait une cessation d'activité du point chaud des trapps du Deccan depuis 30Ma. Selon ces auteurs, le volcanisme de La Réunion serait donc dû à l'activité d'un point chaud différent de celui à l'origine des trapps du Deccan.

1.3 Le Piton de La Fournaise

1.3.1 Formation et activité du Piton de La Fournaise

Le Piton de la Fournaise est un volcan bouclier intraplaque de type « hawaiien », constitué essentiellement de formations basaltiques (Figure 1.3a).
Il est né il y a plus de 540 000 ans, et résulte de l'édification successive de plusieurs volcans boucliers décentrés les uns par rapport aux autres (Bachèlery et Mairine, 1990).
Le bouclier ancien a fonctionné d'environ 540 000 ans à 150 000 ans. Son centre éruptif, marqué par l'existence de complexes intrusifs, serait situé à l'aplomb de l'actuelle Plaine des Sables. Le fonctionnement de ce centre éruptif a donné lieu à un premier effondrement donnant ainsi naissance à la caldeira des Remparts il y a 290 000 ans. Vers 150 000 ans, l'activité de ce centre éruptif s'est arrêtée vraisemblablement à la suite d'un effondrement ou d'un glissement de flanc majeur ayant donné naissance à une nouvelle caldeira, la caldeira du Morne Langevin (Figure 1.3b). A cette même époque, un nouveau centre éruptif s'est développé plus à l'est. Le réservoir magmatique de ce dernier, localisé à l'aplomb des cratères sommitaux actuels, a globalement conservé sa position.
Le bouclier récent a subi lui aussi des effondrements, l'un correspondant au système de la Plaine des Sables (60 000 à 40 000 ans, Gillot et Nativel, 1989 ; Staudacher et al. 1990), l'autre au système enclos Fouqué - Grand Brûlé (4500 ans, Bachèlery, 1981, Gillot et Nativel, 1989 ; Staudacher et Allègre, 1993) (Figure 1.3b).

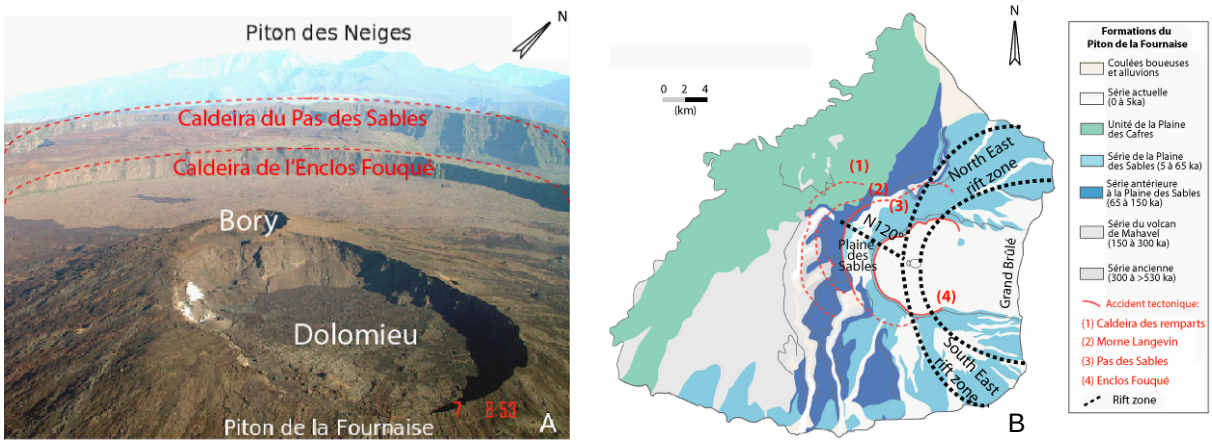


Figure 1.3 : (a) Photographie (crédit OVPF) présentant la localisation des cratères sommitaux et la limite des caldeiras en rouge. (b) Localisation des principales structures du Piton de la Fournaise (fond de carte : synthèse géologique Bachèlery et Mairine, 2000)

Le cône central actuel de 400 m de haut, 3 km de diamètre et d'une pente moyenne de 15-20° s'est édifié à l'intérieur de l'enclos Fouqué (Figure 1.3a). Le sommet du cône, suite à divers épisodes d'effondrements et de comblements, a connu de nombreux bouleversements morphologiques (Lacroix, 1936, Bachèlery, 1981) avant de présenter sa forme actuelle avec deux cratères : le Bory à l'ouest et le Dolomieu à l'Est (Figure 1.3a). Le Dolomieu est le cratère le plus actif, avec de nombreuses éruptions (les plus récentes en mai 2003, octobre 2005, août 2006 – janvier 2007 et février 2007) et cratères d'effondrements (les plus récents en 1953, 1986, 2002). En avril 2007, le Dolomieu a connu un effondrement majeur de plus de 300m de profondeur affectant toute sa surface.

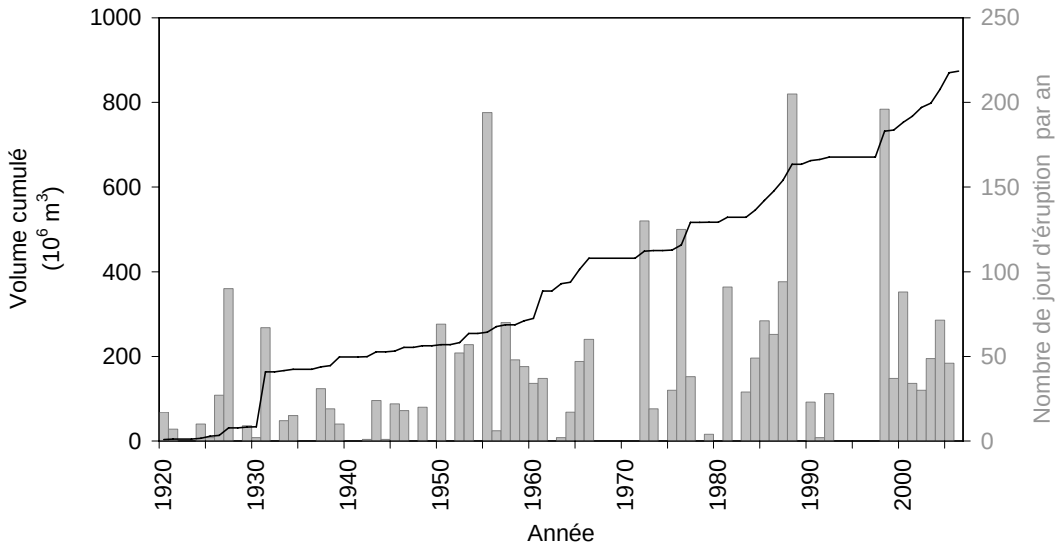


Figure 1.4 : Diagramme présentant le nombre de jours d'éruption par an au Piton de La Fournaise depuis 1920 ainsi que le volume cumulé de laves émises. (Les dates et les durées des éruptions du début de siècle sont incertaines du fait du manque d'observation.)

Le Piton de La Fournaise présente une activité soutenue avec en moyenne une éruption tous les 10 mois (Figure 1.4). Durant la période 1992-1998, le Piton de la Fournaise connu, comme entre 1966 à 1972, une période de calme sans aucune éruption. Suite à l'éruption de mars 1998 qui dura 196 jours, un nouveau cycle d'activité intense débuta. Depuis cette éruption majeure, qui fut interprétée comme un épisode de réalimentation du système de stockage superficiel (Battaglia et al., 2005), 25 éruptions et une intrusion se sont produites en dix ans (Figures 1.4 et 1.5, Annexe 1). Le taux d'émission moyen du magma au Piton de La Fournaise, estimé sur un siècle, est de l'ordre de 0,01 $km^3.an^{-1}$ (Lénat et Bachèlery, 1987). Pour la période 1998-2006, il s'élève à 0,02 $km^3.an^{-1}$ (Figure 1.4). En comparaison au 0,1 $km^3.an^{-1}$ émis au Kilauea (Dzurisin et al., 1984), ce taux de production reste relativement faible.

L'activité actuelle (1998-2007) du Piton de La Fournaise se déroule, pour l'essentiel à l'intérieur de l'enclos Fouqué, au niveau des deux cratères sommitaux ou le long d'axes préférentiels (Figure 1.5, Annexe 2). Bachèlery (1981), en se basant sur la répartition des fissures éruptives et des cônes, distingue ainsi deux principales rifts zones : une rift zone au nord orientée N10° et une au sud orientée N170°. Ces deux axes se prolongent par des structures courbes à l'extérieur de la caldeira de l'enclos Fouqué (Figure 1.3). Une troisième rift zone, active sur la période préhistorique, s'étend au nord ouest selon un axe N120° (Figure 1.3b). Les rifts zones du Piton de La Fournaise ne présentent pas les traits morphologiques des rifts zones typiques des édifices de l'archipel Hawaiien qui forment des arêtes étroites (2-4km) s'étendant sur des dizaines de kilomètres. Au Piton de La Fournaise, les rifts zones ne se prolongent pas au-delà de 5km en mer et s'élargissent en s'éloignant du sommet jusqu'à atteindre un dizaine de kilomètre à leur extrémité (Lénat et al., 1989c). Contrairement aux rifts zones du Kilauea qui sont beaucoup plus développées, il n'existe pas d'évidence géologique de stockage magmatique sous les rifts zones du Piton de La Fournaise ; elles correspondent donc uniquement à une zone de fracturation privilégiée.

Pour la période d'activité la plus récente, initiée depuis 1998, si la structure nord reste un drain privilégié, la rift zone N170° fût très peu active (Michon et al., 2007). En revanche, une zone d'intrusion N120° située sur le flanc sud-est du cône peut être clairement définie.

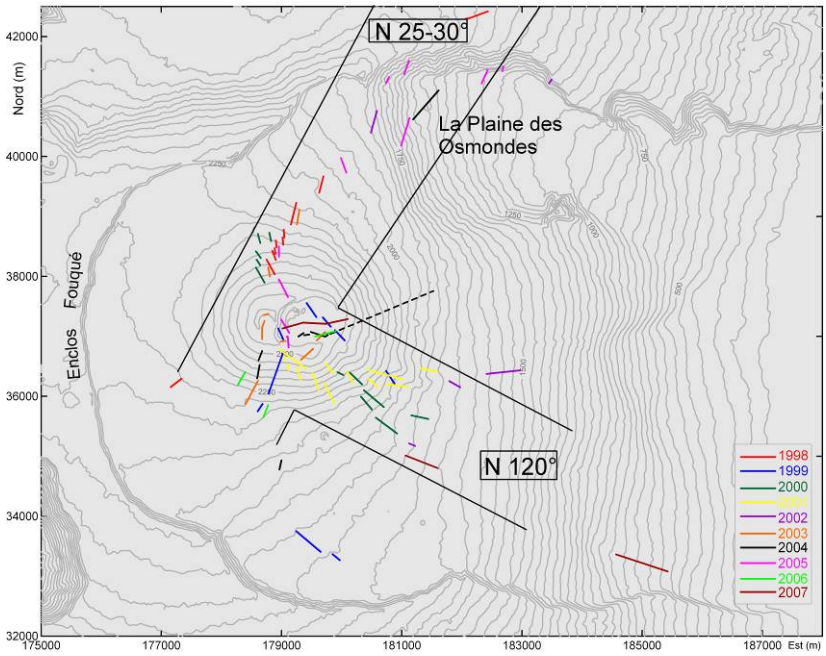


Figure 1.5 : Localisation des fissures éruptives de la période 1998-2007. Délimitation des zones d'intrusion préférentielle N25-30° et N120° selon Michon et al. (2007). (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion).

La présence de ces zones de fracturation et d'intrusions préférentielles est confirmée par les données de polarisation spontanée (PS) (Lénat, 1987 ; Labazuy et al., 2004 ; Michel et Zlotnicki, 1998). Les cartes de PS révèlent la présence d'anomalies positives centrées sur le cône et le long des axes N10°, N120° et N170°, liées à la présence d'un réservoir magmatique peu profond chauffant les eaux souterraines et influençant leur circulation aux travers de fractures.

De nombreuses analyses morpho-structurales de la partie sommitale du Piton de la Fournaise ont été réalisées ces dernières décennies afin d'étudier cette fracturation (Bachèlery, 1981 ; Bachèlery, 1999 ; Bachèlery et al., 1983; Lénat et Aubert, 1982 ; Bachèlery et al., 1983 ; Lénat et Bachèlery, 1990 ; Carter et al., 2006, Michon et al., 2007).

Deux principaux types de fractures se distinguent :

- les fractures concentriques, réparties autour des bords escarpés des cratères sommitaux, associées au comportement mécanique du volcan lors des phases d'inflation – déflation, ainsi qu'aux effondrements ;

- les fractures radiales. Ce sont pour la majorité des fissures intracratériques et extracratériques d'origine éruptive. Elles ont été soit émettrices de coulées de lave, soit « sèches », situées en amont ou en aval des fissures émissives. Ces fissures présentent des ouvertures en échelon sur des longueurs pouvant atteindre plusieurs kilomètres. La direction et l'agencement des échelons sont liés à la rotation de la contrainte principale $\sigma 1$ qui devient parallèle à la surface dans les niveaux les plus superficiels (Cayol et Cornet, 1998a ; Michon et al., 2007).

1.3.2 Apport des études récentes à la connaissance du Piton de La Fournaise

Les études structurales, gravimétriques, magnétiques, sismiques mais aussi géochimiques réalisées ces dernières années ont permis d'acquérir des connaissances sur les structures profondes et superficielles du Piton de La Fournaise, et de proposer différents modèles de stockage magmatique.

1.3.2.1 Structures profondes du Piton de La Fournaise

Données gravimétriques :

Plusieurs études gravimétriques ont été réalisées sur l'île (Gérard et al., 1980 ; Rousset et al., 1989 ; Lesquer, 1990 ; Malengreau, 1995). Les données ainsi obtenues ont permis d'identifier deux importantes anomalies positives sur l'île (carte d'anomalie de Bouguer), associées à la zone centrale du Piton des Neiges et au flanc est du Piton de la Fournaise (complexe du volcan des Alizés) (Malengreau, 1995). Elles correspondent à des complexes intrusifs lourds, basiques et ultrabasiques. L'absence de complexe lourd de grande dimension à l'emplacement actuel du centre éruptif du Piton de la Fournaise montre bien que la mise en place de ce dernier est récente.

Données magnétiques :

Les diverses études magnétiques révèlent la présence de deux fortes anomalies positives sur l'île (carte des anomalies réduites aux pôles), associées aux formations les plus récentes du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise (Lénat, 1987 ; Malengreau, 1995). Ces anomalies sont bordées par une zone aimantée négativement s'étendant vers le nord et le

nord est pour le massif du Piton de La Fournaise. Ces anomalies inverses fournissent une reconstitution des principales zones construites antérieurement à l'inversion magnétique Matuyama – Brunhes à 0.78Ma. Ces formations révèlent une focalisation du volcanisme durant la période de Brunhes sur les zones constituant le Piton de La Fournaise actuel et sur le secteur occidental du Piton des Neiges (Lénat, 1987 ; Malengreau, 1995).

Données sismiques :

La sismicité engendrée par le fonctionnement du Piton de La Fournaise est localisée principalement sous le sommet et est associée aux transferts magmatiques superficiels. La distribution spatiale des séismes demeure ainsi restreinte, ne permettant pas de caractériser les structures profondes du volcan.

Par contre, des campagnes de sismique réfraction et réflexion ont permis d'obtenir des données à une plus grande échelle spatiale, révélant des informations nouvelles sur la structure interne de l'édifice ainsi que sur la lithosphère à l'aplomb de l'île (Driad, 1997 ; Charvis et al., 1999 ; Gallard et al., 1999 ; De Voogd et al., 1999) :

- Le modèle de vitesse sismique obtenu (Figure 1.6) ne montre pas de déflexion de la lithosphère sous l'effet de surcharge de l'édifice réunionnais.

- Un corps à forte vitesse est identifié, selon une traversée médiane à l'île d'orientation SW-NE, à l'aplomb du flanc NE de l'île. Il est enraciné jusqu'à 8 km de profondeur et présente une extension latérale de 10 km.

- Une couche de vitesse sismique à 7.7 $km.s^{-1}$ en moyenne, est identifiée entre la croûte océanique et le manteau supérieur, principalement dans le sud-ouest de l'île. Cette couche est interprétée par Driad (1997) comme un plaquage sous-crustal lié à l'accumulation de magma.

- Un réflecteur profond, dont l'origine n'est pas connue, est identifié dans le manteau, sous la partie SW de l'île, à 28 km de profondeur.

- Il existe une couverture sédimentaire, antérieure au volcanisme de La Réunion, mise en évidence par une zone à faible vitesse surmontant la croûte de nature basique.

- Des irrégularités dans la topographie du toit du socle, ont été détectées et correspondraient à des fractures affectant uniquement la croûte océanique.

- Des plans de glissements en masse associés soit à des glissements de type " avalanches de débris " soit à des glissements par blocs de type " slumps " ont été reconnus sur les flancs de l'édifice.

- Un corps rapide s'enracine sous les cratères sommitaux jusqu'à 4 km de profondeur, soit jusqu'à l'interface plaque océanique / édifice. Ce corps se prolonge vers l'ouest au niveau de la base de l'édifice en direction du Piton des Neiges. Une relation structurale profonde entre les deux volcans semble ainsi démontrée.

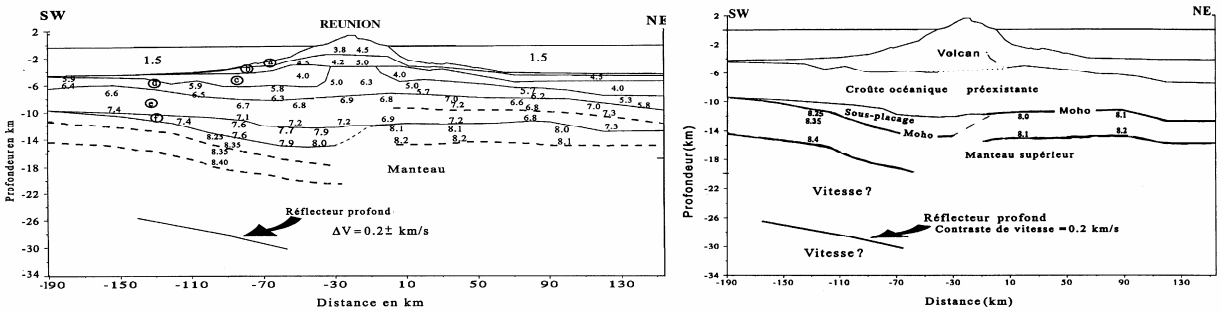


Figure 1.6 : Gauche : modèle de répartition des vitesses des ondes P (en km.s^{-1}) pour l'île de la Réunion. Droite : modèle structural issu de l'interprétation des données sismiques (Driad, 1997).

La sismique met en évidence la présence d'anomalies de vitesse sismique sous l'édifice du Piton de La Fournaise pouvant souligner la présence de différents niveaux de stockage magmatique. Au Piton de La Fournaise, le système d'alimentation superficiel est encore mal connu. Le nombre, la localisation précise, la forme, la taille ainsi que les interconnexions entre les zones de stockage sont encore discutés. Dans la littérature, plusieurs modèles sont proposés.

1.3.2.2 Système d'alimentation

L'existence d'au moins deux chambres magmatiques sous le cratère Dolomieu a été proposée grâce aux études géochimiques et pétrologiques. L'étude des inclusions fluides contenues dans les phénocristaux d'olivines des laves historiques et récentes (Bureau et al., 1998 ; Famin et al., 2005) permet d'identifier plusieurs niveaux de cristallisation entre -15 km et +1km par rapport au niveau de la mer. D'autres études géochimiques viennent étayer ces

observations. Vlastélic et al. (2005), en se basant sur l'étude des éléments traces et les isotopes du Pb des laves émises entre 1998 et 2002, ainsi que Sigmarsson et al. (2005), en analysant les temps de résidence des magmas de la période historique et récente à partir des déséquilibres radioactifs de la chaîne de l'Uranium, distinguent deux niveaux de stockage magmatique ; l'un au niveau de la croûte océanique et l'autre, plus superficiel, dans l'édifice. Albarède (1993) a estimé, en utilisant le taux de magma produit en moyenne entre 1930 et 1986, un volume maximal pour le réservoir magmatique superficiel compris entre 0,1 et 0,3 km^3, avec un temps de résidence des magmas de 10 à 30 ans. Selon Sigmarsson et al. (2005), au réservoir profond correspondrait des temps de résidence plus long de l'ordre de 1000 ans alors que le réservoir superficiel présenterait des temps de résidence de l'ordre de 25 ans et un volume de 0,35km^3 en accord avec les résultats de Albarède (1993).

Les interférogrammes couvrant l'éruption de 1998, calculés à partir d'images RADARSAT-1, ne révèlent aucune déformation pré et post éruptive détectables conduisant ainsi Sigmundsson et al. (1999) à conclure que le magma ayant alimenté cette éruption fut transporté depuis des profondeurs supérieures à 7 km sous le niveau de la mer. Fukushima (2005) confirme cette hypothèse pour la période 1998-2000 à l'aide d'interférogrammes calculés à partir de données radar InSAR. L'une des hypothèses de Cayol et Cornet (1998a) pour expliquer l'absence de déflation significative faisant suite à l'éruption de 1983-1984 serait également la présence d'un réservoir sphérique plus profond, à au moins 19km de profondeur.

Concernant la géométrie et la localisation précise du système de stockage le plus superficiel, plusieurs hypothèses sont proposées :

- La tomographie sismique et l'étude de la sismicité superficielle ont permis de reconnaître à l'aplomb de la zone centrale du Piton de la Fournaise un « corps rapide » (vitesse élevée des ondes sismiques) enraciné au moins jusqu'au niveau de la mer (Nercessian et al., 1996 ; Sapin et al. 1996). Même s'il existe quelques séismes enregistrés jusqu'à 5km sous le niveau de la mer, et d'autres plus rares situés à 25-30km de profondeur, l'essentiel de la sismicité pré éruptive se concentre dans ce corps rapide. Cette « zone rapide », sismiquement active durant les crises pré-éruptives, pourrait correspondre à un complexe intrusif présentant une cohésion suffisante pour provoquer des séismes de rupture en réponse aux contraintes générées par les surpressions d'un réservoir magmatique sous-jacent ou par le magma ascensionnel. La tomographie récente du Piton de La Fournaise, issue de la corrélation du bruit de fond

sismique, confirme la présence d'une anomalie à grande vitesse sous les cratères sommitaux qui se prolonge le long des rifts zones N20-30° et N120° jusqu'à au moins 0,5km sous le niveau de la mer (Brenguier et al., 2007b). La prolongation de l'anomalie à grande vitesse vers les rifts zones confirmerait donc son lien avec les différentes injections de magma refroidies.

A proximité de la surface, une zone à faible vitesse se détache de ce « corps rapide », témoignant de l'existence à ce niveau de matériau à faible cohésion. Ceci pourrait expliquer le peu de sismicité observée dans les derniers stades de mise en place des injections magmatiques à travers cette structure (Nercessian et al, 1996).

Sous la « zone rapide », Nercessian et al (1996) notent l'existence d'un corps présentant de plus faibles vitesses pour les ondes P et S. La base et le toit de ce corps sont difficiles à contraindre du fait du manque de séismes profonds. Cette région asismique et à faible vitesse, située juste sous le niveau de la mer, peut avoir pour origine un état physique particulier de l'encaissant, du à une température plus élevée ou à une proportion de magma plus importante. Cette zone révélerait ainsi la présence d'un système de stockage magmatique superficiel dont le toit serait situé approximativement au niveau de la mer.

- Aki et Ferrazzini (2000) ont proposé, à partir de la fréquence des signaux sismiques « longues périodes », un modèle composé de plusieurs niveaux de stockage connectés entre eux. Ce modèle distingue une trajectoire sommitale et une trajectoire de rift zone connectée au site éruptif, et suppose l'existence d'un large réservoir magmatique à la base de l'édifice volcanique.

- Lénat et Bachèlery (1990), en se basant sur la répartition des séismes pré éruptifs et l'étude des déformations de la période 1981-1990, ont suggéré l'existence de multiples petits réservoirs peu profonds, sous forme de complexes de sills et de dykes se refroidissant lentement entre 1 et 2 km au dessus du niveau de la mer. Ces poches magmatiques seraient alimentées de façon discontinue par un réservoir plus profond.

Excepté la mise en évidence par la sismicité d'une réalimentation de la chambre superficielle avant l'éruption de mars - septembre 1998 (Battaglia et al., 2005), il n'existe aucune évidence sismique d'interconnexion et de transfert magmatique entre une chambre superficielle et des structures profondes.

1.4 Objectifs de cette étude

Il ressort de cette synthèse qu'aucun consensus n'a encore été trouvé au sujet du système de stockage, des transferts magmatiques et de l'alimentation des éruptions du Piton de La Fournaise.

L'un des enjeux majeurs de la volcanologie concerne la manière dont le système d'alimentation est agencé et comment les différents niveaux de stockage magmatique et de transfert interagissent avant et durant une éruption. L'étude de ces mécanismes est cruciale pour une meilleure compréhension de la dynamique des volcans et ainsi une meilleure prévision des éruptions. Au Piton de la Fournaise, beaucoup de travaux se sont focalisés sur l'alimentation superficielle de quelques éruptions (Bachèlery et al., 1982 ; Battaglia et Bachèlery, 2003 ; Cayol et Cornet, 1998a ; Delorme et al., 1989 ; Lénat et al., 1989a ; Lénat et al.,1989b ; Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005 ; Sigmundsson, 1999 ; Toutain et al., 1992 **;** Zlotnicki et al., 1990). La grande majorité de ces études se sont intéressées à la géométrie des dykes associés à une éruption, sans considérer les événements précédents, et quelques fois sans évaluer la source des magmas et des processus déclenchant les éruptions.

La compréhension des modalités de stockage et de transfert des magmas dans les édifices volcaniques et leurs relations avec la dynamique éruptive est abordée à travers diverses disciplines. La démarche qui est la notre ici est pluridisciplinaire, associant les méthodes de la géologie structurale, de la sismologie, de la mesure des déformations, de la modélisation numérique et de la géochimie. La compilation et l'intégration d'un vaste jeu de données complémentaires, étayées par un nombre important d'éruptions depuis le nouveau cycle éruptif débuté en 1998, permettent d'avoir une approche globale en ne négligeant aucun paramètre.

L'objectif de ce travail est d'étudier et contraindre le système d'alimentation actuel du Piton de La Fournaise à travers son système de stockage et de transfert magmatique, la dynamique de mise en place de ses injections magmatiques et le fonctionnement des structures associées. Ceci a été entrepris par un suivi et une modélisation des processus inter éruptifs et éruptifs associés aux éruptions récentes (post 1998) à partir des données de déformation enregistrées par les réseaux de surveillance de l'observatoire volcanologique. Les mesures géodésiques fournissent des données qui peuvent être quantitativement interprétées afin de comprendre les

mécanismes de transfert de magma ; cette interprétation quantitative est effectuée en intégrant les données de terrain dans un modèle numérique (Cayol et Cornet, 1997). Il fut ainsi possible de discuter de l'évolution des processus dynamiques d'acheminement du magma vers la surface et de stockage au cours du temps, en comparant ces résultats avec la géochimie des laves émises et les données structurales.

Chapitre 2

Données de déformation associées à l'activité éruptive récente

Les éruptions volcaniques représentent les derniers stades des transferts magmatiques s'initiant depuis le manteau, et génèrent des déformations de surface détectables par les réseaux de surveillance classiquement installés sur les volcans. Une bonne compréhension du système d'alimentation d'un volcan nécessite une étude du champ de déformation à toutes les échelles que ce soit d'espace et de temps. Jusqu'à récemment, l'étude des déformations à grandes échelles de temps et d'espace était délicate du fait du manque d'instrumentation et de campagnes géodésiques espacées dans le temps. Désormais, les techniques de détection des déformations de surface sont particulièrement bien développées, les principales étant : la géodésie terrestre (nivellement, mesure de distance…) et spatiale (positionnement GPS, interférométrie radar), les mesures inclinométriques (inclinaison du sol) et extensométriques (mouvement de fracture).

En fonction de la fréquence d'échantillonnage et de la surface couverte, trois approches peuvent être distinguées :

- les réseaux réitératifs qui sont mesurés régulièrement sur des tiges et repères préexistants sur le terrain (nivellement, GPS ponctuel…),

- les réseaux continus (inclinomètres, extensomètres, distancemètres et GPS) dont les stations, qui enregistrent les déplacements à une fréquence d'échantillonnage élevée (un point par minute ou heure), sont installées en permanence sur le terrain. Ces réseaux permanents,

comparés aux mesures ponctuelles et aux méthodes d'imagerie spatiale comme l'interférométrie radar ou la photogrammétrie, permettent d'avoir accès à la dynamique des mécanismes éruptifs et pré éruptifs.

- l'imagerie spatiale, qui offre l'intérêt d'avoir accès à un champ de déformation plus dense et sur des surfaces plus larges. Cette technique est limitée par une acquisition temporelle discontinue, dépendante de la période de révolution du satellite au dessus de l'édifice.

Au Piton de La Fournaise, l'implantation de l'observatoire volcanologique (OVPF) début 1980 et le développement des premières techniques de surveillance ont permis un suivi rigoureux des éruptions. L'observatoire dispose actuellement de plusieurs réseaux de surveillance :

. un réseau GPS (permanent et à réitération ponctuelle),
. un réseau inclinométrique,
. un réseau extensométrique,
. un réseau distancemétrique,
. un réseau sismique.

Ces différents réseaux se sont progressivement perfectionnés depuis 1980. Ainsi, toutes les éruptions du Piton de La Fournaise ont pu être annoncées, suivies et étudiées grâce aux précurseurs que sont les déformations du cône et la sismicité. Plusieurs études sur les éruptions des années 80 et 90 ont été publiées à partir de ces données. Bachèlery et al. (1982) décrivent ainsi la première éruption qui a pu être prévue par la détection un mois auparavant d'un séisme volcano tectonique localisé à 10-15km de profondeur ainsi qu'une sismicité superficielle soutenue 15 jours avant le début de l'éruption. Delorme et al. (1989), Lénat et al. (1989a), Lénat et al. (1989b), Toutain et al. (1992) et Battaglia et Bachèlery (2003) ont ensuite étudié respectivement les éruptions de mars 1986, de 1983-1984, de 1985-1987, d'avril 1990 et de 1998. Ces études ont montré que l'essentiel de la déformation au Piton de La Fournaise se fait lors de l'injection magmatique (quelques heures avant le début de l'éruption). Excepté le cycle d'activité de 1985-1987, aucune inflation significative du cône à plus long terme (semaines/mois) ne précédait les éruptions qui se sont déroulées entre 1980 et 1990 (Lénat et Bachèlery, 1990). Seule, une légère déflation post éruptive est enregistrée après les éruptions du fait de réajustements thermiques et mécaniques de la zone intrudée (Delorme et al., 1989 ; Lénat et al., 1989a). Pour la période 1990-1992, une légère inflation du

cône sommital est enregistrée à long terme sur les stations inclinométriques (Bachèlery, 1999).
Depuis 1998, les études menées à partir de l'interférométrie radar viennent compléter les mesures des réseaux continus et de réitération de l'observatoire. Ainsi, le développement de l'interférométrie radar a permis l'étude des éruptions de 1998 (Sigmundsson, 1999), 1999-2000 (Fukushima et al., 2005) et août 2003 (Froger et al., 2004). L'interférométrie radar révèle également l'absence de déformation pré éruptive visible à long terme (Fukushima, 2005 ; Sigmundsson et al., 1999). Ces auteurs expliquent l'absence d'inflation/déflation à long terme par l'implication d'une source profonde et par de faibles déformations non détectables par cette technique.

Dans cette étude, nous avons réalisé un suivi systématique des déformations à court et long terme de la période récente 1998-2007 en considérant le vaste jeu de données acquis par l'observatoire sur les réseaux inclinométriques, extensométriques et GPS. Les données du réseau distancemétrique, inopérant de 2002 à 2004, n'ont pas été prises en considération dans cette étude.

2.1 Réseaux et Méthodes

2.1.1 Réseau GPS

2.1.1.1 Méthode

Le GPS (Global Positionning System) est un système de positionnement par satellite qui permet de connaître la position et la vitesse d'un objet à la surface du sol. Ce système, créé dans les années 1980 par le département de la défense des Etats-Unis, est ouvert aux utilisateurs civils depuis une quinzaine d'année. Le système de localisation GPS est composé de trois segments distincts : le segment spatial, le segment de contrôle et le segment utilisateur.

- Le segment spatial repose sur une trentaine de satellites, répartis régulièrement sur six orbites, inclinées à 55 degrés sur le plan équatorial à une altitude de 20 184 km. La période de révolution des satellites est de 12 heures. Cette répartition spatiale garantit la visibilité en

permanence d'au moins six satellites en tout point du globe. Chaque satellite émet sur 2 bandes de fréquences (L1=1575,42 MHz et L2=1227,6 MHz avec une stabilité de 10,23 MHz) contrôlées par une horloge atomique embarquée stable à 10^{-13}s sur un jour. Le satellite envoie plusieurs messages codés : des informations sur les orbites et l'état du satellite (éphémérides) et des codes pseudo-aléatoires (code C/A (coarse/acquisition) sur la porteuse L1 et code P (precision) sur L1 et L2).

- Le segment de contrôle comprend un réseau de cinq stations de surveillance au sol situées sur le territoire américain (Hawaii, Colorado Springs, Ascencion, Diego Garcia, Kwajalein). Ces stations captent en permanence les signaux GPS, calculent les éphémérides des satellites ainsi que les coefficients de correction d'horloge et renvoient ces corrections de temps et de position aux satellites au moins une fois par jour. Des éphémérides précises sont ensuite calculées par la DMA (Defense Mapping Agency) quelques jours plus tard.

- Le segment utilisateur est constitué de récepteurs qui décodent le signal transmis par les satellites. Un récepteur effectue deux types de mesures :
. les mesures de pseudo-distance sur le code C/A et/ou P modulé sur le signal de la porteuse, qui est le temps nécessaire mis par le code pour aller du satellite au récepteur.
. les mesures de phase qui consiste également à mesurer le temps mis par le signal pour aller du satellite au récepteur, mais cette fois-ci en se basant les porteuses L1 et/ou L2. La distance sera alors un multiple de leur longueur d'onde (respectivement 19 et 24 cm).

Pour localiser un point à la surface du globe terrestre, il suffit que le récepteur GPS entre en contact avec trois satellites (Figure 2.1). Chaque satellite envoie son numéro d'identification, sa position précise par rapport à la Terre, ou dans le repère lié à Greenwich, ainsi que l'heure exacte d'émission du signal. Le récepteur GPS, calcule donc le temps de propagation à la vitesse de la lumière et en déduit la distance au satellite.

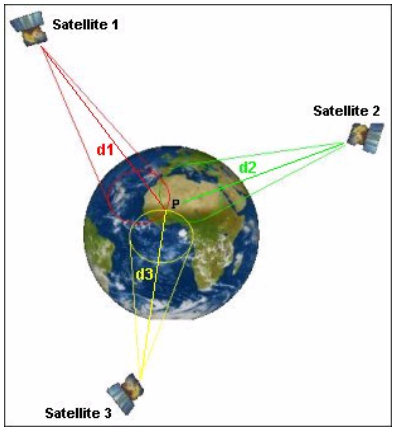


Figure 2.1 : Principe de localisation GPS

Lorsque l'on veut connaître, l'altitude avec précision, un quatrième satellite doit être capté par le récepteur GPS pour tenir compte de la non synchronisation de l'horloge du récepteur et des horloges des satellites. Le calcul consiste donc à résoudre des équations dont les inconnues sont les trois coordonnées X Y Z du point mesuré, et une erreur de temps dt inconnue mais identique pour toutes les mesures des distances approchées d1, d2, d3,....puisque tous les satellites sont parfaitement synchronisés entre eux.

Le GPS assure en tous points du globe un positionnement avec une précision pouvant atteindre 5 à 10 mètres dans le plan horizontal et 15 mètres en altitude. Les erreurs de précision affectant le système GPS sont de deux ordres :

- La première source d'erreur est d'ordre volontaire. Afin d'empêcher le déploiement opérationnel de récepteurs GPS militaires ou civils non agréés par les États-Unis, ces derniers procèdent à une dégradation volontaire des signaux (disponibilité sélective) de façon à amener l'erreur à près de 100 mètres. Cette dégradation du signal est officiellement arrêtée depuis 2000, mais peut être remise en service à n' importe quel moment.

- La deuxième source d'erreur est dûe aux incertitudes intrinsèques au système GPS. Elles sont liées principalement aux délais de transmission liés aux précisions des horloges embarquées, à la position du satellite, au codage ainsi qu'à des effets ionosphériques et troposphériques.

Les déplacements liés à l'activité volcanique sont généralement inférieurs au mètre, il est donc nécessaire d'aboutir à un positionnement plus précis. Les deux types d'erreurs affectant les mesures GPS sont hautement corrélés spatialement et temporellement. C'est à dire que deux récepteurs proches géographiquement l'un de l'autre subiront les même erreurs. Pour pallier à ces erreurs et augmenter la précision des mesures avec une marge d'erreur de l'ordre du centimètre, nous travaillons en mode différentiel.

Principe du GPS différentiel :

Une localisation GPS est réalisée en continu en un point supposé stable dans le temps dont la position est connue avec précision (station de référence). Le principe est de corriger les erreurs de biais à un endroit avec une erreur de biais mesurée à un endroit connu proche. La différence observée entre le positionnement réel et le positionnement calculé sur la station de

référence sert ainsi de base à une correction qui sera utilisée dans le calcul de la position des autres points dont la position est inconnue. Il faut donc disposer de deux récepteurs et faire des mesures simultanément aux mêmes époques (Figure 2.2). L'estimation ne portera plus sur les coordonnées d'un point mais sur le vecteur entre deux points (ligne de base) ; c'est du positionnement relatif.

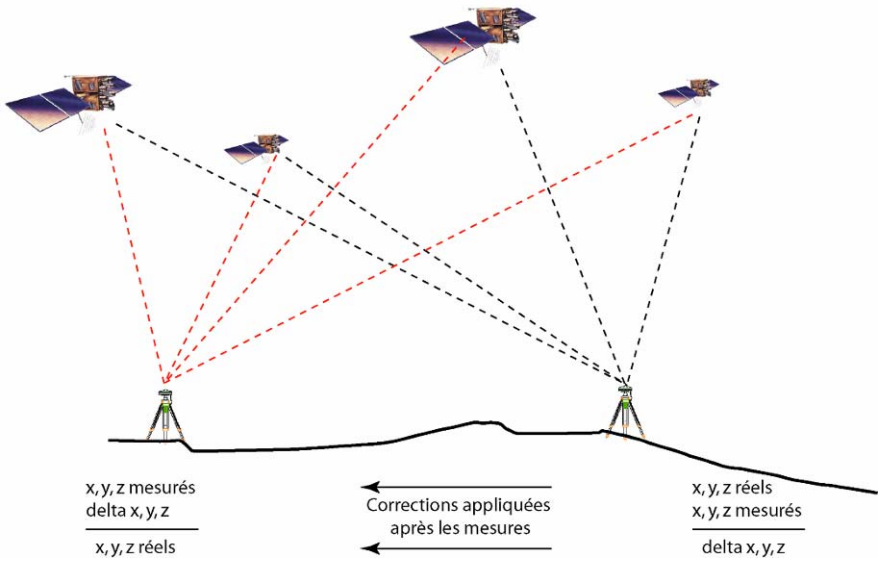


Figure 2.2 : Principe du GPS différentiel

Il existe différents modes opératoires permettant d'utiliser les données GPS. Lorsque le récepteur est fixe, le positionnement est dit statique et lorsque le récepteur est en mouvement on parle de positionnement cinématique. L'avantage du positionnement statique est la quantité de mesures recueillies sur une même station qui est bien supérieure au nombre d'inconnues à résoudre, ce qui aboutit à une plus grande précision du positionnement. En mode cinématique, trois nouvelles coordonnées doivent être calculées à chaque époque d'observation. Le mode statique rapide ou cinématique « go and stop » est un mode intermédiaire qui permet de mesurer un grand nombre de sites sur une période de temps déterminée lors d'un déplacement sur le terrain.

2.1.1.2 Réseau GPS du Piton de La Fournaise

Depuis mi 2003, l'observatoire volcanologique du Piton de La Fournaise 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 du rempart de l'Enclos Fouqué (Figure 2.3).

Trois stations sommitales sont en place depuis 2003 : BORg, DSRg, SNEg, ainsi que ENCg en haut du rempart de l'Enclos Fouqué. Les données acquises par ces stations sont continues depuis début 2004. En août 2005, le réseau s'est élargit avec l'installation d'une station sommitale supplémentaire : DERg, et quatre stations à la base du cône RIVg, FORg, FERg, FJSg permettant ainsi un suivi des déformations sur une plus grande échelle spatiale.

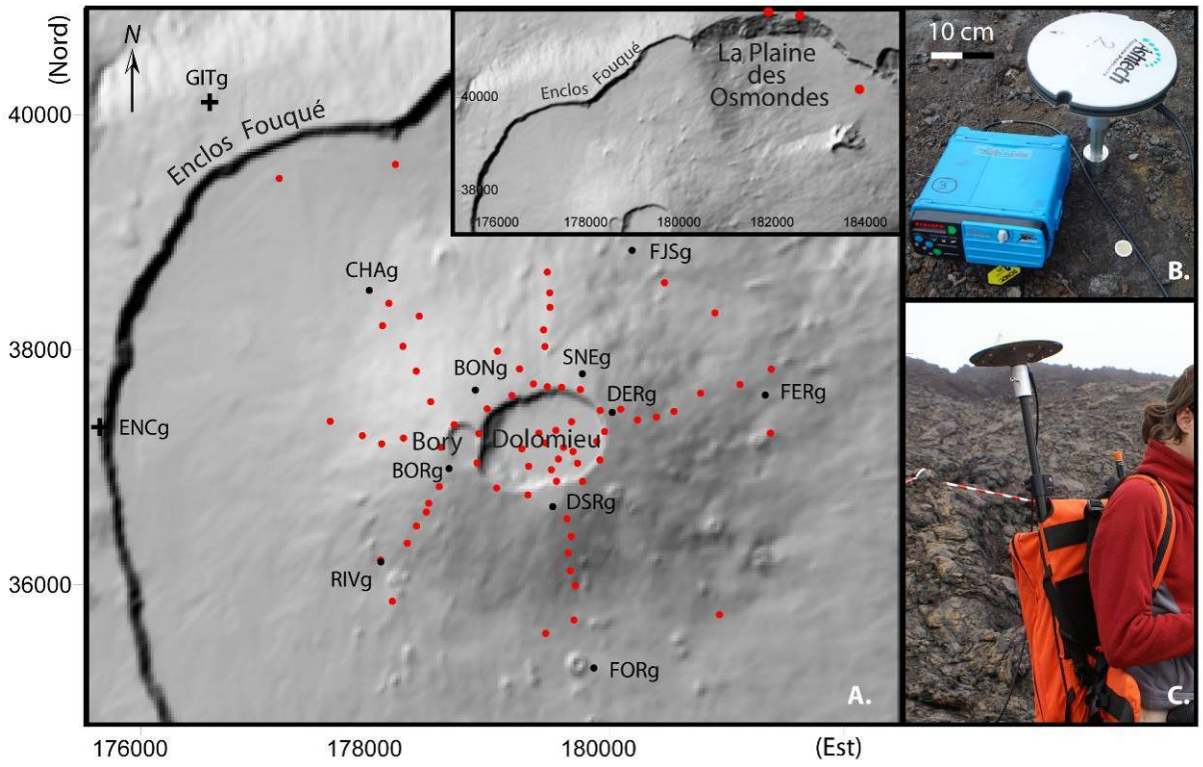


Figure 2.3 : (a) Disposition du réseau GPS implanté par l'OVPF. Points noirs : GPS permanents, Points rouges : Tiges réitérées par mesures ponctuelles, Croix noires : GPS de référence. (coordonnées en Gauss Laborde Réunion). (b) Photographie d'un récepteur et d'une antenne GPS Ashtech. (c) Mode cinématique des mesures GPS

En 2006, trois stations GPS supplémentaires ont été installées 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 pour de nombreuses campagnes géodésiques depuis les années 80. Le réseau est étendu à l'ensemble du cône sommital avec des lignes de base inférieure à 6km (Tableau 2.1). A noter qu'il existait, depuis 1993, deux stations semi-permanentes : l'une à proximité du point BORg actuel et l'autre correspondant à la station de référence actuelle ENCg, mais les données correspondant à ces deux premières stations sont très clairsemées dans le temps.

Les stations qui servent de référence ENCg et GITg sont situées sur la bordure extérieure de la caldeira. Elles sont considérées comme fixes car peu influencées par les effets des intrusions (Figure 2.3). A noter qu'une station permanente REUN (Réseau IGS) appartenant à l'IGN située et maintenue par l'observatoire nous a servi de référence lorsque la station ENCg était défectueuse et la station GITg encore inexistante.

	ENCg	**GITg**	**REUN**
CHAg	2579	2102	13628
RIVg	2661	4176	14364
BORg	3003	3728	14661
BONg	3289	3390	14766
DSRg	3927	4520	15603
SNEg	4146	3933	15556
DERg	4378	4335	15880
FORg	4691	5826	16386
FJSg	4788	3822	15778
FERg	5690	5360	17121
GITg	2919	-	12041
ENCg	-	2919	11716
REUN	11716	12041	-

Tableau 2.1 : Longueur (en mètres) des différentes lignes de bases stations – références (ENCg, GITg, REUN)

Le réseau dispose de plusieurs types de GPS bi fréquence :

- BORg, DERg, DSRg, ENCg, FERg, FJSg, FORg et RIVg sont équipées de GPS de la gamme « Ashtech Zextrem »,
- BONg, GITg et SNEG de GPS « Trimble NetRS »
- CHAg d'un GPS « Topcon GB-1000 ».

Les antennes sont installées soit sur des tiges en acier inoxydable cimentées dans la roche (SNEg, FJSg, FLRg et FORg), ou sur des piliers en béton (DSRg, DERg, BORg et ENCg). Le GPS RIVg est fixé sur un trépied.

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, voir 1 seconde, lors de l'éminence d'une éruption. Le masque d'élévation, consistant à limiter la réception en deçà

d'un certain angle, est fixé à 10°. La majorité des stations sont autonomes, les données sont stockées sur des cartes PCMCIA et relevées régulièrement tous les mois ou juste après une éruption. Les signaux détectés sur les stations BONg, GITg et SNEg, équipées de GPS Trimble, sont télétransmis directement vers l'observatoire par l'intermédiaire de relais.

Pour l'étude des déformations liées à l'injection d'un dyke, des campagnes GPS supplémentaires sont faites sur le terrain après chaque éruption (quelques fois avant) avec la mesure de 80 tiges en acier inoxydable cimentées autour des cratères et le long de radiales sur les flancs du volcan (Figure 2.3). Ce réseau se base sur le réseau géodésique topographique initial de l'OVPF dont les premiers points on été installés en 1981, puis complétés en 1992 et 1995. Durant les années 2000-2001, des tiges en inox matérialisant ces points ont été installées. Il n'existe que quelques campagnes effectuées entre 1998 et 2002, mais depuis 2002 ce réseau est réitéré systématiquement après chaque éruption. Afin de mesurer un grand nombre de points tout en gardant une précision de l'ordre de quelques millimètres, la réitération de ces points se fait en mode cinématique « go and stop » avec des sessions de mesure de sept minutes pour une acquisition de 1 point par seconde (soit 420 points). Le masque d'élévation est fixé à 10°. Pendant les déplacements, le récepteur reste allumé en mode cinématique, ce qui permet de conserver le signal sur tous les satellites.
Suite aux éruptions lointaines localisées dans La Plaine des Osmondes, des campagnes supplémentaires ont été effectuées sur deux points situés sur la bordure nord de l'enclos et sur un troisième point situé dans la Plaine des Osmondes (Figure 2.3). A noter que toutes les tiges situées à l'intérieur du cratère Dolomieu ont été détruites par les coulées de lave successives des éruptions de mai 2003, octobre 2005 et août 2006 - janvier 2007.

2.1.1.3 Traitement des données et précisions des mesures

Les positions de chaque station sont calculées en mode différentiel par rapport à la station de référence ENCg (pour les stations permanentes) ou GITg (pour les mesures ponctuelles) en utilisant le logiciel WINPRISM fournit avec les récepteurs Ashtech. Pour les calculs, nous avons utilisé les mesures de phase des porteuses L1 et L2. Le traitement que nous avons utilisé est la double différence qui permet de calculer les déphasages croisés des signaux entre deux satellites et deux récepteurs, en éliminant les décalages d'horloge.

Erreurs :

Le RMS, estimé par le logiciel de traitement GPS, est un indicateur de précision égal à : $\sqrt{\sigma_E^{\,2} + \sigma_N^{\,2} + \sigma_U^{\,2}}$ où σ est l'écart type sur chaque composante qui inclut la dispersion des mesures pendant l'enregistrement. Nous pouvons ainsi améliorer la précision du positionnement en éliminant toutes les mesures dont le RMS excède une certaine valeur (typiquement 3 cm) afin de ne conserver que les mesures valides.

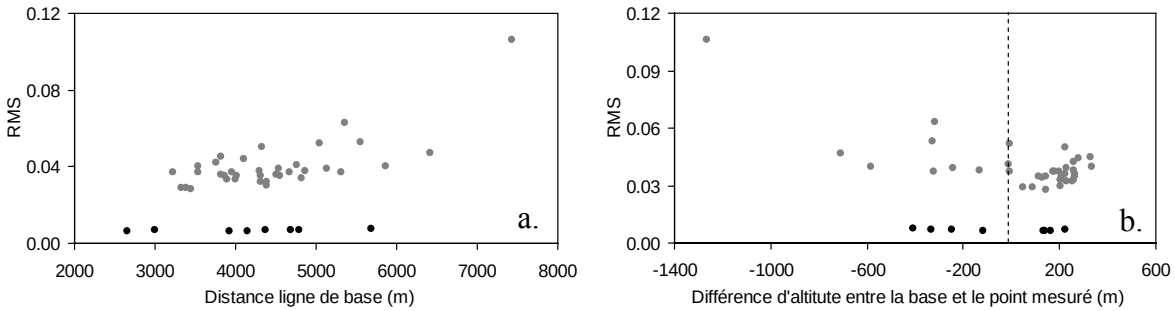


Figure 2.4 : (a) RMS (en mètre) en fonction de la ligne de base (b) et en fonction de la différence d'altitude entre la base et le point mesuré calculé lors du dépouillement journalier des GPS permanents (en noir) et des points mesurés ponctuellement (en gris) lors de la campagne du 08/12/2005.

La valeur du RMS est dépendante du temps de mesure, de la longueur de la ligne de base (Figures 2.4a et 2.5a) et de la différence d'altitude entre la base et le point mesuré (Figures 2.4b et 2.5b) :

- le RMS diminue avec le temps de mesure. Le RMS calculé lors du dépouillement des campagnes de mesures ponctuelles est plus important du fait d'un temps de mesure beaucoup plus court par rapport aux stations statiques permanentes. Les stations permanentes qui acquièrent en continu, permettent de moyenner un nombre important de mesures sur une journée (Figure 2.4). Ainsi, de manière statistique, les longues sessions, grâce à un nombre élevé de mesure, permettent d'éliminer les différentes sources de biais, améliorant de sorte la qualité de la mesure.

- le RMS augmente avec la distance de la ligne de base (Figures 2.4a et 2.5a) ainsi qu'avec la différence d'altitude entre la station de référence et la station mesurée (Figures 2.4b et 2.5b).

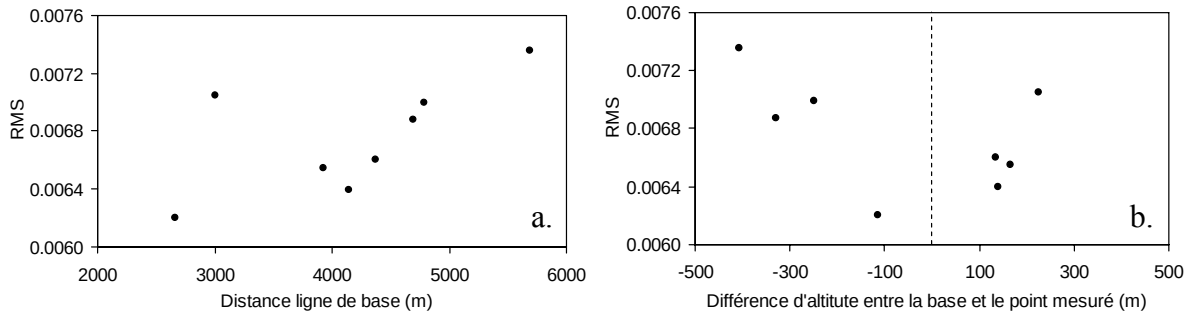


Figure 2.5 : RMS (en mètre) calculé lors du dépouillement journalier des données des stations permanentes du 26/12/05 (a) en fonction de la ligne de base (b) et en fonction de la différence d'altitude entre la base et la station mesurée.

Au regard de la répartition des écart-types sur les trois composantes (est, nord et verticale), la valeur du RMS est surtout contrôlée par l'erreur sur la composante verticale (figure 2.6a et 2.6b). Par exemple, lors du dépouillement de la campagne GPS du 8 décembre 2005 durant laquelle 22 points ont été mesurés, il apparaît que la majorité des écarts types pour les composantes est et nord sont inférieurs à 0,004m alors que les écarts types pour la composante verticale se situent en majorité aux alentours de 0,006-0,008m (figure 2.6a).

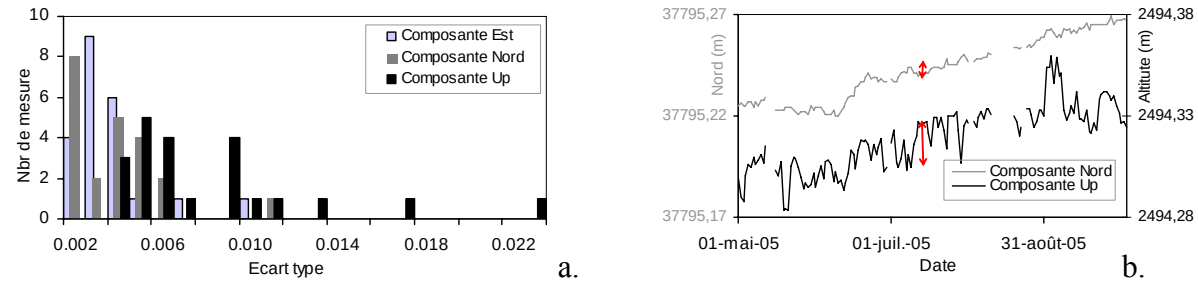


Figure 2.6 : (a) Répartition des écart-types sur les trois composantes : est, nord et verticale lors d'une campagne GPS au niveau de la partie sommitale du volcan le 08/12/05. (b) Déplacements mesurés sur la composante Y et Z de la station SNEg du 01/05/05 au 31/09/05.

L'augmentation du RMS est liée principalement à des effets atmosphériques qui affectent surtout la composante verticale dès que la longueur de base dépasse quelques kilomètres, ou que la différence d'altitude est supérieure à 500 mètres.

***. Effets de la ionosphère et de la troposphère* :**

Avant d'atteindre le récepteur, le signal en provenance des satellites traverse différentes couches atmosphériques.

L'ionosphère (50km à quelques centaines de km d'altitude) est un milieu dispersif, ionisé par l'action des radiations solaires. L'erreur sur la mesure dépend du contenu électronique total le long du chemin parcouru par le signal. Des délais plus importants apparaissent quand l'angle

d'élévation du satellite par rapport à l'horizon est faible car la couche ionisée traversée est plus épaisse. Le délai ionosphérique dépend de la fréquence de l'onde transmise. Les biais peuvent donc être largement diminués en utilisant des récepteurs bi-fréquences.

Le signal GPS est surtout perturbé lors de sa propagation dans la troposphère. La troposphère est un milieu non dispersif pour les ondes de fréquence inférieure à 30 GHz et les combinaisons entre les deux porteuses L1 (1575,42 MHz) et L2 (1227,6 MHz) ne permettent donc pas de s'en affranchir.
Cette perturbation rend le trajet courbe dans la partie inférieure de l'atmosphère et retarde l'arrivée du signal à la station. Le délai troposphérique génère ainsi un allongement de la distance satellite récepteur qui dépend de la température, de la pression, de l'humidité et de l'élévation du satellite. Ce délai troposphérique engendré peut être modélisé à posteriori. Dans le cas d'une perturbation latéralement homogène, le retard est homogène suivant tous les azimuts, et n'affectera que la composante verticale. En revanche, dans le cas d'une perturbation hétérogène dépendante du temps, la position du point dans le plan horizontal peut être perturbée (Houlié, 2005). Une telle hétérogénéité est courante dans les zones à fort relief et humide. La troposphère est généralement séparée en deux composantes : une composante sèche qui représente 90% de la réfraction totale et une composante humide qui représente les 10% restants. La couche la plus humide de l'atmosphère est aussi la plus basse, ainsi les rais rasant le sol sont les rais les plus perturbés car ils traversent une plus grande distance de troposphère humide. La composante humide étant la plus difficile à modéliser, il est préférable de ne considérer dans les calculs que les données issues des satellites dont l'angle d'incidence est supérieur à 15°.

La principale source d'erreur du positionnement GPS est donc liée à l'épaisseur de troposphère traversée et aux conditions météorologiques qui ne sont pas les mêmes entre la station de référence, les stations sommitales et basales (Figure 2.7). Ainsi, les stations situées à la base du cône sommital présentent un RMS sur la composante verticale deux fois plus important que celui des stations sommitales. L'Enclos Fouqué réagit comme une sorte de cuvette où les nuages s'engouffrent fréquemment alors que le sommet et le rempart restent dégagés générant un contraste de température entre sommet et la base du cône. Le dénivelé jouerait donc au Piton de La Fournaise comme une barrière physique, mais surtout climatique, influant sur la qualité des mesures.

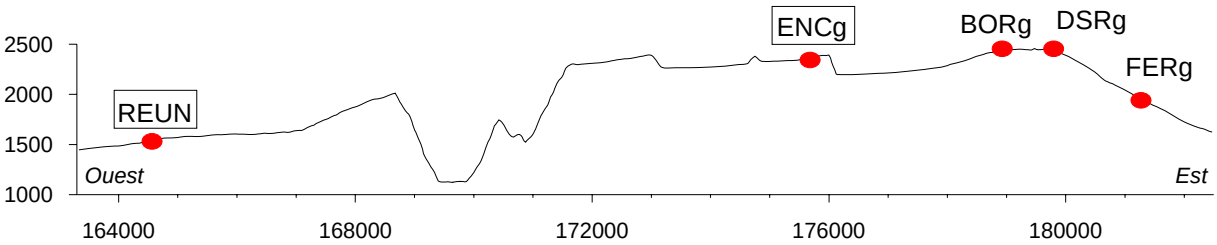


Figure 2.7 : Coupe est-ouest présentant l'altitude des deux stations de référence (encadré) REUN et ENCg et des stations les plus hautes en altitude (BORg et DSRg) et la plus basse (FERg).

Il existe d'autres sources d'erreurs qui peuvent affecter localement les corrections GPS :

. *Connaissance des orbites satellitaires* : ces informations sont stockées dans le satellite et transmises au récepteur lors de la mesure. Elles sont assez précises pour que de potentiels décalages soient négligeables sur de petites bases (<10km) mais peuvent affecter les composantes horizontales sur de longues bases. Il est possible alors d'injecter dans le calcul post-mission les orbites précises mesurées par la DMA.

. *Effet des trajets multiples* : il s'agit de signaux GPS réfléchis par des obstacles proches arrivant à l'antenne en plus du signal direct (Figure 2.8). Cet effet, dépendant du site choisi et de l'élévation des satellites, est de courte durée ; de longues observations permettent de minimiser cet effet en éliminant partiellement les trajets multiples de façon statistique.

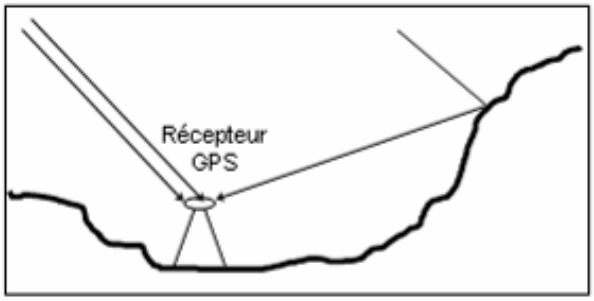


Figure 2.8 : Principe des trajets multiples

. *Positionnement de l'antenne sur le point* : l'antenne du récepteur est fixée à un trépied ou une tige dont la position est connue à ±1 mm en horizontal et ±2 mm en vertical (hauteur d'antenne)

Par expérience, la somme de ces erreurs est égale en moyenne à σ = 2-7 mm sur les composantes horizontales, et 15-30 mm en altitude. Comparé à l'amplitude des déplacements liés à l'activité volcanique (du cm au m) ces erreurs restent acceptables.

2.1.2 Réseau inclinométrique

2.1.2.1 Méthode

En raison de leur facilité de mise en œuvre 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 l'implantation 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 ». Ils sont réalisés en grande partie en silice. La silice possède un coefficient de dilatation thermique faible de $0{,}54.10^{-6}$ K^{-1} ainsi qu'un faible taux de fluage ($-2\ 10^{-7}$ an^{-1}) ce qui permet d'éviter une dérive instrumentale et d'amoindrir les effets thermiques. Par ailleurs, ce matériau résiste très bien à la corrosion. Diverses expériences ont montré que la dérive instrumentale annuelle moyenne était inférieure à 0,5 µrad (Blum, 1963). La conception des inclinomètres de type « Blum » est basée sur le principe du pendule horizontal à suspension bifilaire de Zöllner.

Il consiste en un pendule, suspendu par deux fils pour éviter les frottements, mobile autour de son axe de rotation et positionné à l'équilibre dans le plan vertical par rapport à son axe (Figure 2.9). Lors d'un mouvement du sol avec un déplacement de la verticale à ce dernier, ce plan vertical va pivoter sous l'effet de la gravité, entraînant ainsi le pendule dans son mouvement.

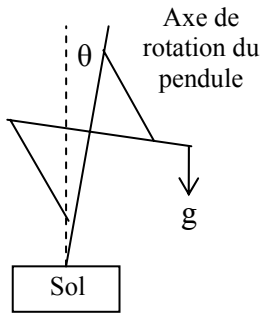


Figure 2.9 : Schéma représentant le principe du pendule horizontal à suspension bifilaire de Zöllner

La rotation du pendule est accentuée par une faible valeur d'inclinaison θ de l'axe de rotation du pendule.

Si le sol s'incline d'un angle α dans la direction perpendiculaire au plan d'équilibre, la partie pendulaire subit alors une rotation d'un angle β avec une amplification suivant la relation :

$$\frac{\beta}{\alpha} = \frac{g}{4\pi^2 l} T^2 = KT^2$$

où g est l'accélération de la pesanteur, l la longueur réduite de la partie pendulaire, K la constante propre de l'appareil et T la période propre d'oscillation du pendule.

Sur les inclinomètres de type « Blum » installés au Piton de La Fournaise, la détection se fait par une mesure de déplacement d à une distance D de l'axe de rotation, l'amplification mécanique est alors donnée par :

$$\frac{d}{\alpha} = DKT^2 = kT^2$$

Le pendule de Zöllner accentue considérablement les inclinaisons, et cette amplification varie donc dans une large dynamique en ajustant la période T.

La détection du déplacement s'effectue grâce à une cellule photosensible éclairée par une LED. La variation de tension (ΔV) observée sur la cellule permet de connaître ce déplacement d avec le coefficient de sensibilité S mesuré lors de la fabrication du capteur :

$$d = \frac{\Delta V}{T^2 S}$$

Le facteur d'amplification (mécanique + électrique) des inclinomètres est donné par :

$$X = \frac{U}{d} DK \quad (\text{en V.}\mu\text{rad}^{-1}\text{.s}^{-2})$$

Chaque inclinomètre a un facteur X propre légèrement différent, déterminé en laboratoire après fabrication. Typiquement, K est réglé de façon à avoir une valeur de X égal à 20.

La période T d'oscillation libre du pendule est ajustée et mesurée sur le site après installation, la sensibilité s de l'inclinomètre est alors donnée par la relation :

$$s = \frac{1}{X.T^2} \text{ (en } \mu\text{rad.mV}^{-1}\text{)}$$

A noter, que le système pendulaire doit être amorti pour ne pas produire d'oscillations après une variation brusque d'inclinaison. Sur l'inclinomètre « Blum », une plaque d'aluminium est fixée au pendule et constitue l'essentiel de sa masse ; un aimant puissant posé en vis-à-vis de cette plaque amortit les mouvements de manière quasi critique par courant de Foucault.

2.1.2.2 Réseau inclinométrique du Piton de La Fournaise

Le réseau inclinométrique comprend actuellement huit stations (Figure 2.10) :

- trois stations réparties sur le pourtour des cratères Bory et Dolomieu : BORi, DSRi et SFRi.
- trois stations à la base du cône : TCRi, FORi et FERi.
- deux stations plus lointaines : Cratère Catherine : CATi (dans l'enclos) et RER (à l'extérieur de l'enclos au nord est de l'île, dans un tunnel EDF situé à 9km du sommet).

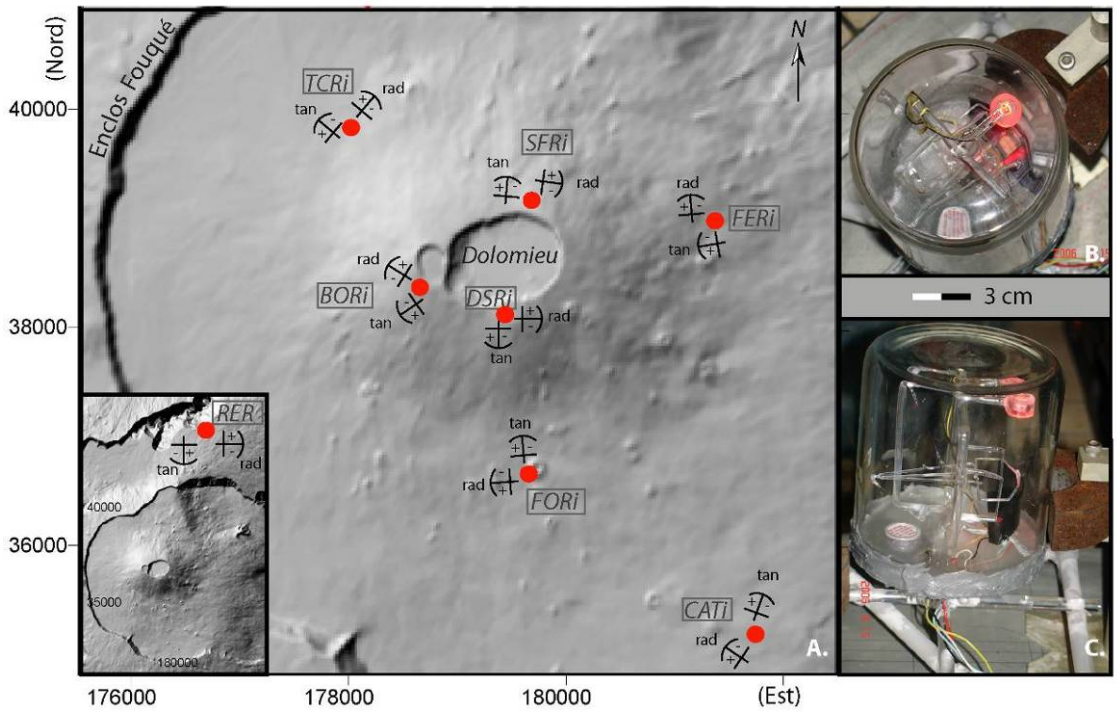


Figure 2.10 : (a) Disposition du réseau inclinométrique implanté par l'OVPF et orientation actuelle de chaque station. La direction + indique le sens de déplacement du pendule pour une augmentation de la valeur mesurée (coordonnées en Gauss Laborde Réunion). (b) et (c) Photographies d'un inclinomètre de type « Blum ».

Chaque inclinomètre est unidirectionnel. Pour cette raison, tous les sites sont équipés de deux instruments, mesurant la composante radiale et tangentielle, par rapport au sommet. Ainsi nous pouvons décrire les variations du sol dans les deux dimensions, x et y. Du fait des difficultés d'installation sur le terrain, les paires d'inclinomètres ne sont pas toujours orientées

rigoureusement radialement et tangentiellement au sommet. Les orientations des composantes de chaque station sont représentées sur la figure 2.10 (incertitude de ± 5° liée à la difficulté de diriger l'axe de sensibilité de l'appareil qui n'est pas clairement définit).
L'ensemble des stations est équipé avec des systèmes d'acquisition « canon » de résolution 12 bits comprenant seize voies d'acquisition. Depuis 2005, la station BORi est équipée d'un système d'acquisition « ACQMSC1210 » de résolution 16 bits et d'une transmission numérique afin de limiter les pertes, garantir la qualité des données et augmenter la résolution. L'acquisition se fait toutes les minutes, et les données sont envoyées à l'observatoire par radio toutes les cinq minutes. Depuis 2005, les données de la station RER sont transmises via internet, ce qui a permit de limiter les pertes par rapport à l'ancienne transmission radio.

La période T d'oscillation libre du pendule est propre à chaque instrument. Connaissant le facteur X de chaque appareil, la sensibilité s de chaque inclinomètre peut ainsi être connue (Tableau 2.2).

	Période	Sensibilité (µrad.mV^{-1})	Résolution (µrad)
BORi Rad	3,98	0,30	0,006
BORi Tan	4,60	0,26	0,005
SFRi Rad	5,6	0,15	0,366
SFRi Tan	4,75	0,21	0,513
DSRi Rad	4,35	0,33	0,806
DSRi Tan	4,19	0,28	0,684
FORi Rad	3,8	0,30	0,005
FORi Tan	3,8	0,30	0,006
TCRi Rad	8,44	0,08	0,195
TCRi Tan	8,02	0,08	0,195
FER Rad	7,39	0,10	0,244
FER Tan	6,10	0,13	0,317
RER Rad	15,20	0,03	0,061
RER Tan	19,45	0,02	0,054
CATi Rad	10,80	0,19	0,464
CATi Tan	12,90	0,25	0,610

Tableau 2.2 : Tableau regroupant la période propre, la sensibilité et la résolution actuelle de chaque inclinomètre

2.1.2.3 Précision des mesures et correction

La sensibilité des inclinomètres aux variations thermiques (agissant sur l'électronique et la dilatation des roches) qu'elles soient diurnes ou saisonnières, constitue l'une des principales limites d'utilisation de ces instruments. Pour des périodes de 4 à 7 secondes, comme sur les stations du sommet, l'influence de la température sur les mouvements internes propres au capteur est négligeable du fait de la fabrication en silice. Par contre, pour de hautes

sensibilités (périodes supérieures à 10 secondes), il vaut mieux profiter de sites très stables thermiquement afin d'éviter de se retrouver en butée. Lorsque ce fut possible, les inclinomètres ont donc été installés dans des tunnels de lave : CATi, FORi, TCRi et RER).
Pour s'affranchir de ces effets, les inclinomètres sont protégés par des caissons étanches qui limitent les variations mais ne les éliminent pas. Il subsiste en effet des effets thermiques visibles sur deux échelles de temps, des variations journalières et des variations saisonnières.

Variations saisonnières :

La figure 2.11 représente les variations de pente enregistrées en 2006 sur la composante radiale de la station TCRi. La tendance évolutive enregistrée par l'inclinomètre suit l'évolution saisonnière de la température créant ainsi une variation annuelle de 80µrad, confirmant la relation linéaire du premier ordre entre la déformation enregistrée et la température du sol déjà suggérée par Delorme (1994). A cette échelle, il ne semble pas exister de lien évident avec la pluviométrie. Dans la littérature, on retrouve des relations entre les variations d'inclinaison enregistrées et les chutes de pluie, mais ces relations sont fortement non linéaires et dépendent du niveau de la nappe phréatique (Wolfe et al., 1981, Julien et Bonneton, 1984). De telles relations n'ont jamais été signalées pour le Piton de La Fournaise.

A noter que la station RER, qui se situe dans un site stable thermiquement (variations thermiques journalières inférieures à 0,5°) et qui présente une forte sensibilité, enregistre les variations de pentes les plus infimes. Ainsi sur la figure 2.12, une intervention sur la station sismique GEOSCOPE située dans le même local (le 4 mars 2006), a fortement perturbé le signal inclinométrique. La décroissance du signal observée par la suite n'était vraisemblablement qu'un retour progressif à l'équilibre.

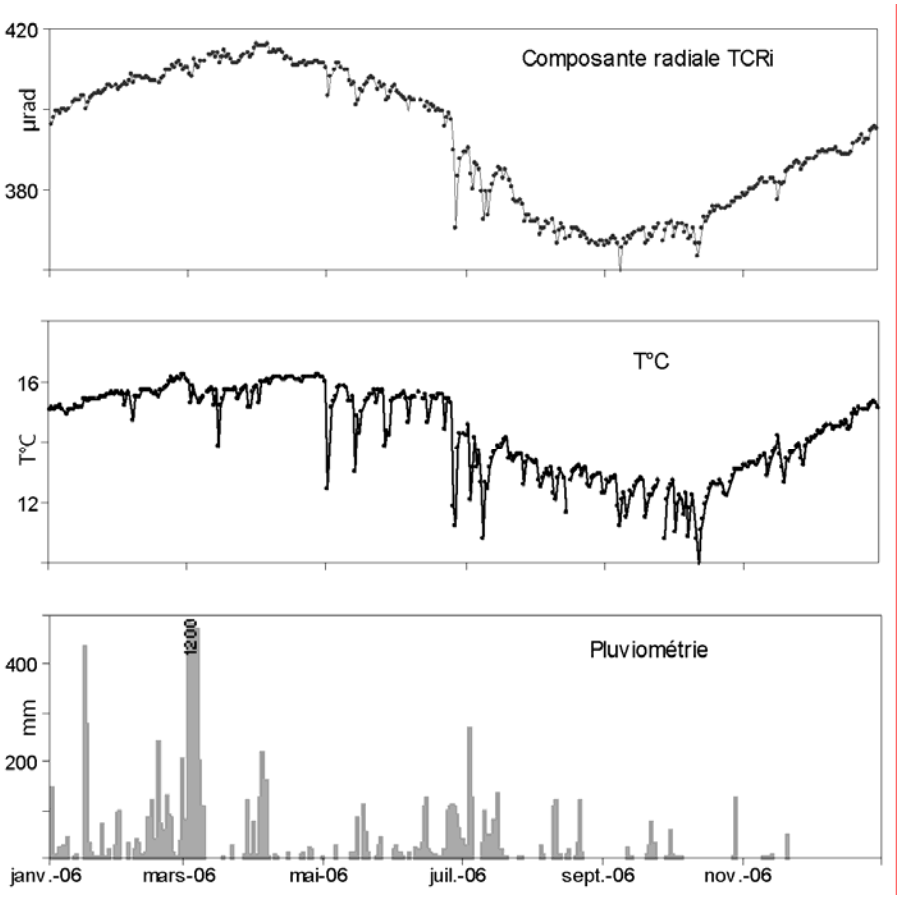


Figure 2.11: Variations saisonnières enregistrées sur la station TCRi en 2006, comparées à l'évolution de la température et de la pluviomètrie. (Hormis le 05/03/06 lors du passage de la tempête DIWA avec 1200mm, les valeurs de pluviométrie sont situées dans l'intervalle 0-500mm)

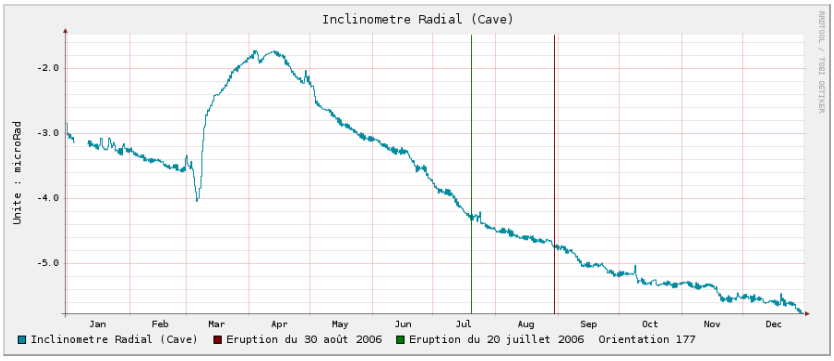


Figure 2.12: Variations de pente enregistrées en 2006 sur l'inclinomètre radial de la station RER

Variations journalières (effet de la marée terrestre et effet thermomécanique) :

Des études (Saleh, 1986) ont montrées que les effets de la marée terrestre étaient visibles au dixième de µrad, cet effet est donc négligeable excepté pour la station RER qui présente une sensibilité beaucoup plus forte.

Les variations inclinométriques d'une journée ensoleillée, sans éruption, se calquent sur l'évolution de la température et se situent aux alentours de 10µrad sur TCRi et FORi, 15µrad

sur SFRi, 20µrad sur la station DSRi, 25µrad sur FERi, et aux alentours de 80µrad sur BORi (Figure 2.13). Ces variations journalières sont directement liées à des effets de site dus à l'ensoleillement du sol qui induit une dilatation des roches de surface.

La valeur des amplitudes des variations dépend de la résolution de l'appareil, qui dépend elle même de la période propre de l'inclinomètre (Tableau 2.2) ainsi que du système d'acquisition.

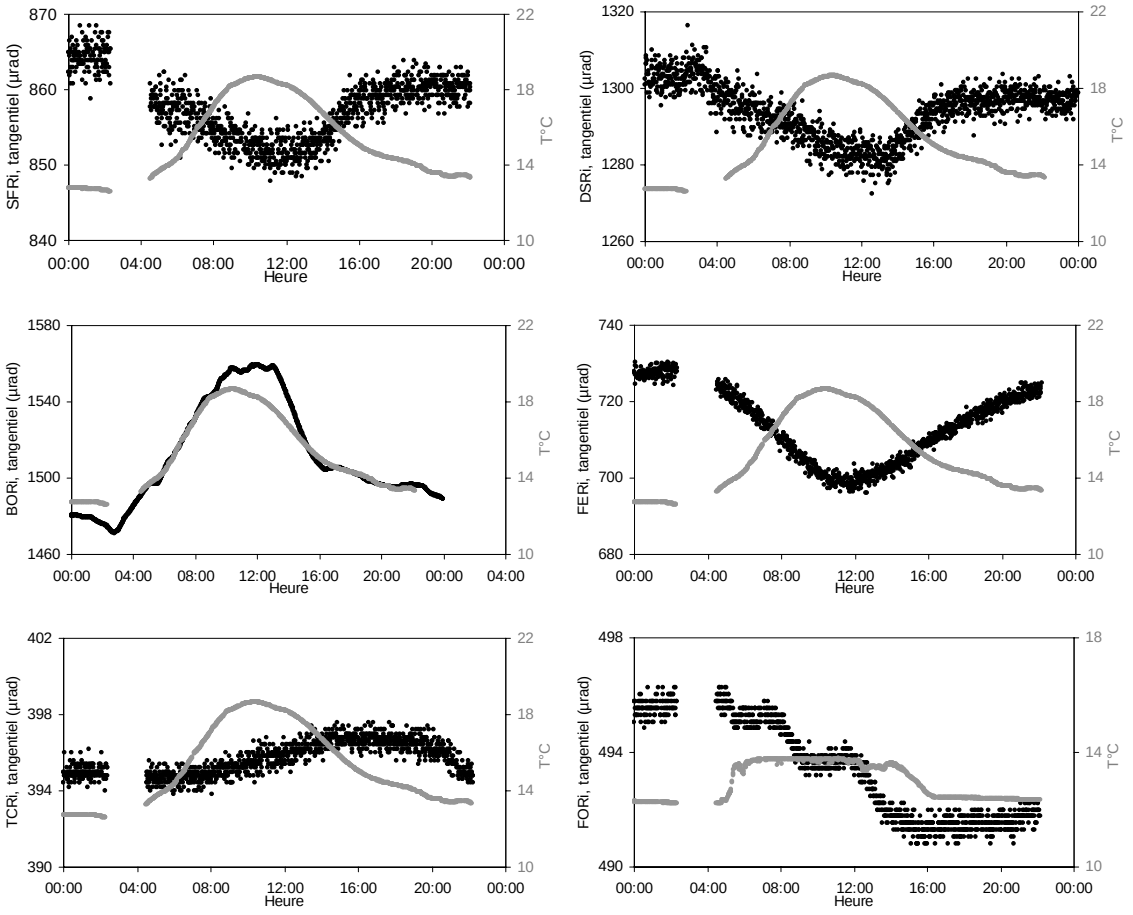


Figure 2.13 : Variations journalières sur la composante tangentielle (noir) de chaque station inclinométrique (le 03/01/07), comparées à la variation de température (gris). Pour FORi (hors service au début de l'année 2006, avant de se faire recouvrir par une coulée en juillet) nous avons pris le jour du 01/02/2005 (jour estival où la station était opérationnelle).

Les travaux de Delorme (1994) avaient déjà montré que chaque station présentait une réponse différente à la sollicitation thermique, réponse qui de plus, apparaissait variable dans le temps. Si un déphasage existe entre l'onde thermique et l'onde inclinométrique, celui-ci n'est pas stationnaire dans le temps et peut-être fortement influencé par des effets de site, lithologiques et structuraux, ou encore par des effets climatologiques autres que thermiques (par exemple la proportion d'eaux d'infiltrations dans les terrains). Le changement de position du soleil au cours de l'année doit également jouer un rôle avec un ensoleillement plus ou moins large du site et une modification de l'angle d'arrivée des rayons solaires.

En fonction de l'amplitude de la variation thermique journalière, les variations diurnes seront plus ou moins marquées. La figure 2.14 présente les variations diurnes sur les deux composantes inclinométriques de la station SFRi en fonction de la variation de température journalière. Ainsi, pour cette station, les variations journalières sont inférieures à 10µrad pour de faibles variations de température et de l'ordre de 30µrad pour des variations de températures de 15°.

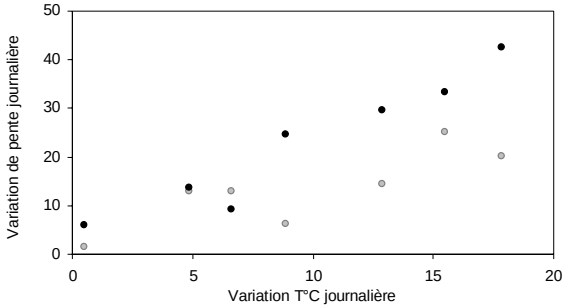


Figure 2.14 : Variation inclinométrique en fonction de la dispersion de la température journalière sur les composantes radiale (noir) et tangentielle (gris) de la station SFRi.

La présence de ces variations journalières peut nuire à la qualité de la mesure du signal intrusif même si ce dernier se distingue assez nettement du fait d'une échelle de temps différente entre les deux phénomènes : quelques minutes/heure contre une journée. Par contre, sur la station BORi, le signal journalier peut dépasser 100µrad et peut masquer, ou du moins atténuer, un signal intrusif correspondant à une déformation de quelques µrad.

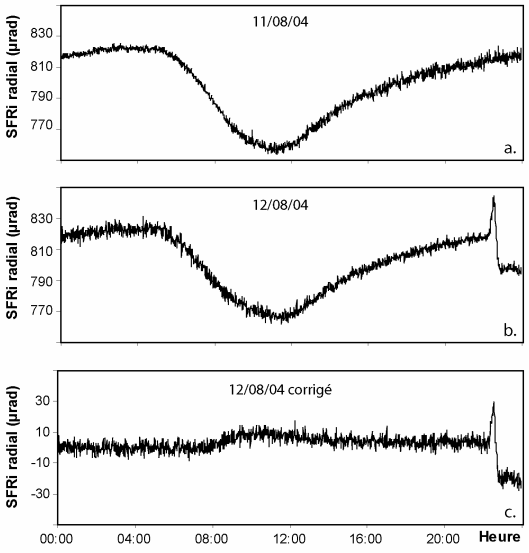


Figure 2.15 : (a) Signal inclinométrique du 11/08/2004 (sans éruption). (b) Signal inclinométrique du 12/08/2004 (avec éruption). (c) Signal inclinométrique du 12/08/2004 corrigé.

Afin d'atténuer l'influence de la température sur le signal inclinométrique étudié lors d'une crise intrusive, nous avons appliqué une correction en soustrayant au signal du jour étudié le signal d'un jour calme proche (sans intrusion et présentant le même profil de température et une course du soleil similaire) présentant un effet de site et une évolution journalière semblables. Ainsi, les variations liées à l'intrusion se détachent clairement du signal (Figure 2.15).

Une autre source de perturbation peut être rencontrée sur les enregistrements inclinométriques. Si l'inclinomètre enregistre des variations qui durent moins de 2 min (acquisition toutes les minutes) comme c'est le cas pour des séismes de forte intensité, un phénomène d'aliasing (ou repliement spectral) peut se produire.

2.1.3 Réseau extensométrique

2.1.3.1 Méthode

Depuis 1995, un nouveau réseau d'étude de la déformation s'est développé avec la surveillance de la fracturation pré-existante. Un réseau extensométrique pré-existant était déjà présent mais avait été abandonné au début des années 90. Les extensomètres permettent de mesurer des variations de longueur entre deux épontes d'une fracture.
Les extensomètres installés au Piton de La Fournaise sont des instruments de la firme Telemac (modèle REPP). Le capteur de déplacement REPP est composé d'un potentiomètre à piste carbone monté dans un étui étanche en acier inoxydable avec une tige coulissante (Figure 2.16a). La tige se déplace dans l'étui en fonction de la variation de la distance entre les points de mesure. Le signal du capteur est proportionnel au déplacement de la tige selon la relation $V_{mesuré}/V_{appliqué} \times L$ (longueur du potentiomètre) (Figure 2.16b).

Le REPP est installé au-dessus de la fracture à surveiller. Les deux extrémités du capteur sont équipées de rotules pour se fixer sur les ancrages. Les rotules compensent les défauts d'alignement entre les ancrages et le capteur, et permettent un mouvement libre du capteur. Des variations de l'ordre du 1/100 de millimètre, avec une précision inférieure au µm sur des variations centimétriques, peuvent ainsi être détectée avec ces extensomètres.

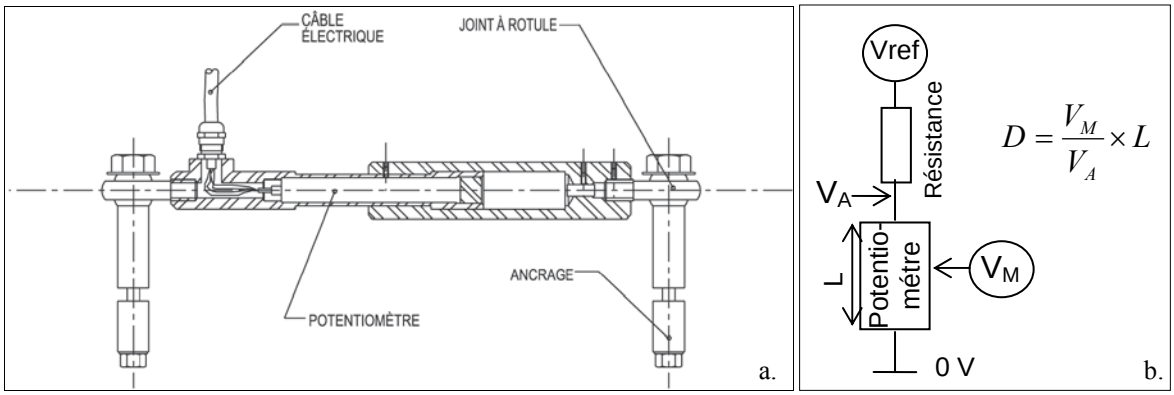


Figure 2.16 : (a) Coupe d'un extensomètre, modèle REPP. (b) Principe de mesure de l'extensomètre REPP.

2.1.3.2 Réseau extensométrique du Piton de La Fournaise

Depuis 1995, cinq fractures ont été équipées par des stations extensométriques (Figure 2.17) :

- deux fractures radiales, d'ouverture centimétrique (3-5 cm), localisées à la base du cône respectivement sur le flanc nord le long de la rift zone N10° : MGNx , et sur le flanc sud le long de la rift zone N170° : FORx. La station extensométrique de MGNx est hors service depuis son recouvrement par une coulée de lave en août 2003.

- une fracture à la base du cône sur le flanc ouest : DALx

- deux fractures sommitales, d'ouverture pluridécimétrique (60 à 90cm) : DSRx au sud-est du cratère Dolomieu et SFRx au nord-ouest (opérationnelle depuis juin 2002). La station SFRx fut recouverte et détruite par une coulée de lave le 29 novembre 2005. Elle a été remplacée en juin 2006 par une autre station, qui a conservée le même nom, située sur une fissure à proximité. Suite à un an de problème technique sur la connectique, DSRx a également été déplacée au profit d'une fracture plus large, d'orientation globale N75° en août 2005.

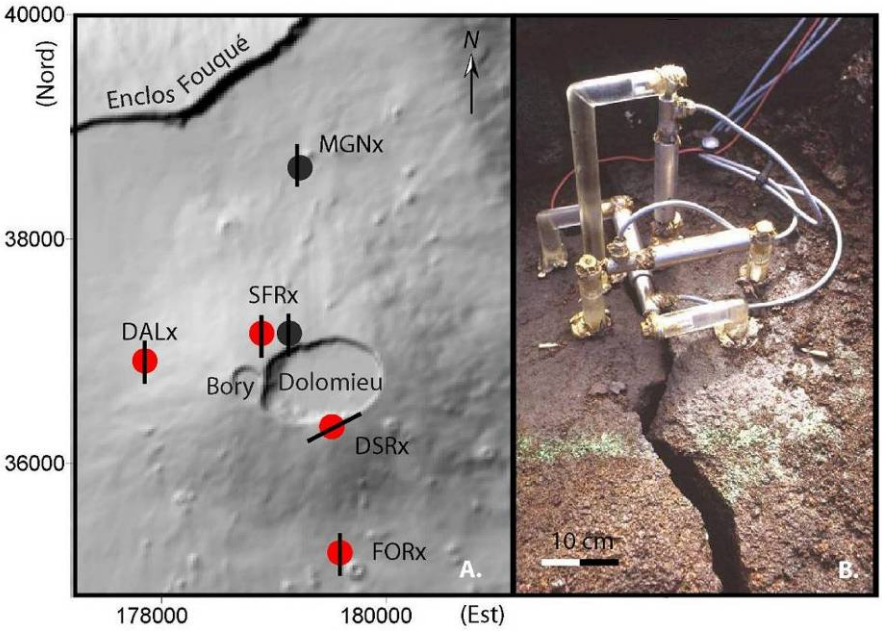


Figure 2.17 : (a) Disposition du réseau extensométrique implanté par l'OVPF sur Le Piton de La Fournaise avec l'orientation globale des fractures équipées. Points rouges : stations actuelles, points gris : anciennes stations (coordonnées en Gauss Laborde Réunion). (b) Photographie d'une fracture équipée des 3 composantes extensométriques.

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 la station DSRx est orientée NE-SW (Figure 2.17). Excepté l'ancienne station SFRx, qui était équipée de deux extensomètres en extension, 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 rebord de la fracture par rapport à l'autre (composante verticale).

Afin de réduire les effets liés à la température, chaque station extensométrique est protégée de l'exposition du rayonnement solaire par un isolant thermique aluminium/air et une boîte plastique.

Les stations DALx, FORx et SFRx (ancienne) sont équipées d'un système d'acquisition « datataker » d'une résolution de 16 bits, alors que les stations DSRx et SFRx (nouvelle) sont équipées respectivement de systèmes d'acquisition « canon » d'une résolution de 12 bits et « ACQMSC12 10 » d'une résolution de 16 bits.
Afin d'améliorer la qualité des mesures, le système d'acquisition est passé de 12 à 16 bits et la transmission au niveau de SFRx est désormais numérique permettant un contrôle de la transmission et limitant ainsi les pertes de données. Les mesures sont effectuées toutes les minutes et télétransmises vers l'observatoire. Les stations DALx, FORx et SFRx (ancienne) transmettent des blocs de 60 minutes vers l'observatoire toutes les heures alors que les stations DSRx et SFRx transmettent respectivement les données toutes les 5 minutes et toutes les minutes.

2.1.3.3 Améliorations techniques et précision des mesures

Nous avons vu que la mesure des distances sur les extensomètres se fait par un rapport de tension selon l'équation : $V_{mesuré}/V_{appliqué} \times L$ (longueur du potentiomètre). Ainsi les stations de FORx et DSRx qui sont équipées d'un potentiomètre de 50mm (contre 25mm pour les autres stations) présentent une plus grande dynamique mais une sensibilité moins grande.

Sur le signal brut, des variations journalières de l'ordre de 0.4 mm sont observées (Figure 2.18), liées aux variations de température agissant sur la référence 0V du micro processeur DATATAKER. Pour prendre en considération les variations de tension de la référence en

fonction de la température, la valeur absolue de cette tension est également mesurée et transmise avec les données. Une simple soustraction de l'écart par rapport à la valeur de référence théorique permet de réduire les variations à 0,1 mm. De plus, le micro processeur « DATATAKER » permet une calibration automatique du 0V de référence, ce qui est fait avant chaque mesure. Ainsi, par ce procédé, il est possible de minimiser les variations dépendantes de la température qui agissent sur la tension de référence.

En dépit de cette correction, des variations résiduelles affectant les mesures persistent. Pour les minimiser des améliorations techniques ont été apportées. Bien que chaque extensomètre individuel n'ait besoin que de 2,5 V, les stations sont équipées d'une source de tension d'alimentation stabilisée de 5 V. Dans la configuration initiale du réseau et pour chaque extensomètre, les résistances étaient connectées en série et la tension divisée par deux. Or, l'effet de la température agissant sur chaque résistance est légèrement différente et la correction a appliquer doit donc être différente pour chacune des trois composantes. Les trois résistances ont donc été remplacées par une seule pour laquelle nous avons appliqué la même tension que pour les trois composantes extensométriques.

Ainsi, les variations de température affectant le potentiomètre et l'alimentation en énergie ont pu être minimisées. Désormais, les variations sur cinq jours n'excédent pas 0,004 mm. (Figure 2.18)

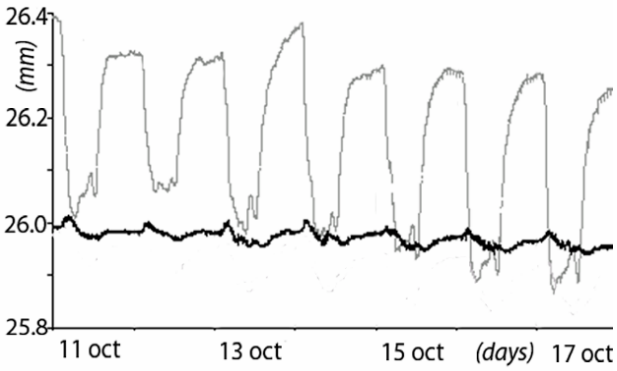


Figure 2.18 : Variations extensométriques enregistrées en 1999 durant une période de calme sur la composante en ouverture de la station FORx. En gris ; le signal brut, en noir : le signal corrigé.

2.1.4 Réseau sismique

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) (Figure 2.19).

Le réseau est équipé de sismomètres courtes périodes, de fréquence propre 1 Hz (sensibles aux fréquences supérieures à 1Hz), et depuis 2006 de sismomètres larges bandes (sensibles jusqu'à des périodes de 0,1 à 0,03 Hz) : trr, fjr (Figure 2.19). 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 numérisateurs à grande dynamique (120dB) afin d'éviter la saturation des signaux lors de séismes proches ou de magnitude importante. Toutes ces stations transmettent en temps réel les signaux vers l'observatoire où ils sont enregistrés en continu et analysés. Six stations d'interventions (1Hz, trois composantes) viennent compléter ce réseau. En cas de crise sismique, elles peuvent être déplacées et être opérationnelles rapidement.

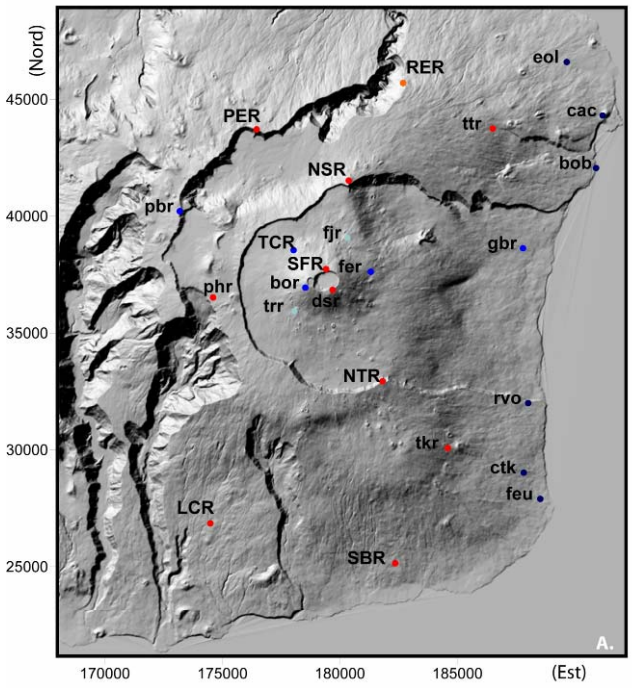


Figure 2.19 : Disposition du réseau de surveillance sismologique de l'OVPF, bleus foncés : sismomètres 1Hz trois composantes, rouges : sismomètres 1Hz une composante verticale, bleus clairs : sismomètres larges bandes, bleus marine : stations d'intervention 1Hz 3 composantes (coordonnées en Gauss Laborde Réunion).

2.2 Activité éruptive récente (1998 à 2007) et déformations associées

A la suite d'une période de repos de six ans, l'éruption de mars - septembre 1998 marque le début d'un nouveau cycle d'activité intense du Piton de La Fournaise. Ainsi, depuis 1998 (et jusque 2007), 25 éruptions et une intrusion se sont produites (Annexes 1 et 2).
Suivant la localisation des fissures éruptives par rapport à la zone sommitale du cône, trois principaux types d'éruptions peuvent être distingués (Figure 2.20) :

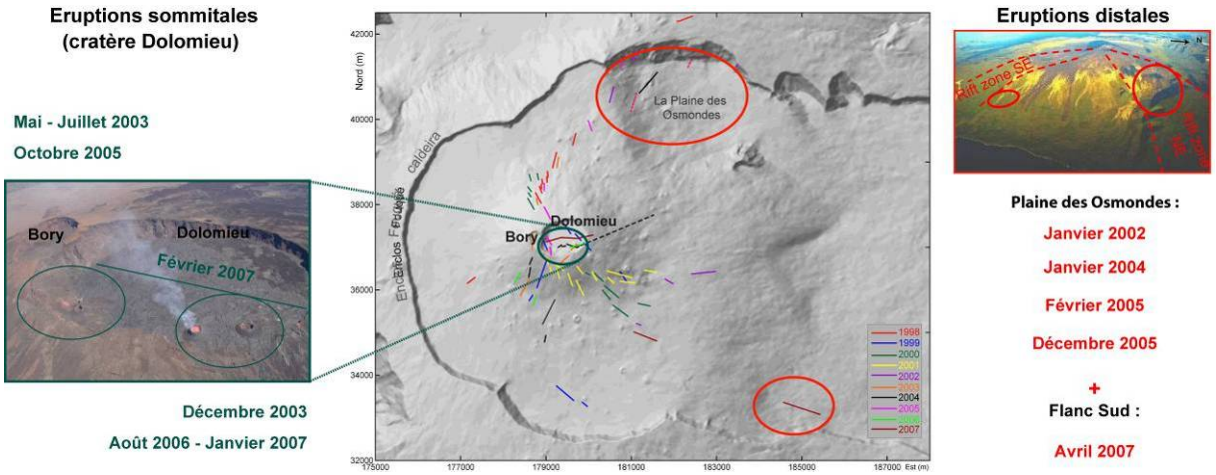


Figure 2.20 : Localisation des fissures éruptives de la période 1998-2007. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

- ***les éruptions sommitales*** pour lesquelles l'activité se concentre à l'intérieur du cratère Dolomieu. Depuis 1998, cinq éruptions sommitales se sont produites : mai – juillet 2003 et octobre 2005 dans la partie sud ouest du Dolomieu ; décembre 2003 et août 2006 – janvier 2007 dans la partie sud-est, et février 2007, pour laquelle la fissure éruptive s'est ouverte dans la partie centrale du Dolomieu sur toute sa longueur est-ouest. Excepté l'éruption de août 2006 – janvier 2007 qui dura quatre mois, ces éruptions émettent de faibles volumes de lave (1-2 Mm^3, Annexe 1)

- ***les éruptions latérales proximales*** qui débutent sur le flanc du cône central avec l'ouverture de fissures en échelon se propageant le long de la pente descendante. L'activité se stabilise ensuite sur la fissure éruptive active la plus basse, en général à la base du cône sommital (Figure 2.20). Lors des éruptions de juillet 1999, septembre 1999, août 2004 et novembre 2005 une première fissure s'est d'abord ouverte dans le cratère Dolomieu, et lors de l'éruption de août 2003 dans le cratère Bory. Dès l'ouverture des fissures éruptives en aval sur le flanc, l'activité au niveau des fissures sommitales cesse.

- ***les éruptions latérales distales*** qui se déroulent à plus de quatre kilomètres de la zone sommitale (altitude inférieure à 2000m). De telles éruptions se sont produites en janvier 2002, janvier 2004, février 2005 et décembre 2005 dans La Plaine des Osmondes et en avril 2007 sur le flanc sud du volcan. En août 1998, une fissure éruptive distale s'est ouverte tardivement hors de l'enclos, cinq mois après le début de l'éruption. Hormis cette fissure, depuis 1998, toutes ces éruptions latérales distales sont restées confinées à l'intérieur de l'Enclos Fouqué (Figure 2.20). Ce sont ces éruptions qui émettent les volumes de laves les plus importants (8 à 120 Mm^3, Annexe 1). L'éruption de janvier 2004 dont l'activité ne dura qu'une journée fait exception avec l'émission en surface de 2 Mm^3 de lave.

Entre 1998 et 2001, les éruptions sont essentiellement proximales le long des axes d'injections préférentiels sur le flanc nord, sud et sud-est (Figure 2.20) alors que depuis 2002, les éruptions sommitales, latérales et distales alternent. Suite aux éruptions distales, qui émettent en général de larges volumes de magma, des périodes de repos plus longues (4 à 9 mois) se produisent. Les éruptions qui suivent ces périodes de repos se déroulent à des altitudes élevées : sommitales ou latérales proches et se succèdent sur des périodes de temps courtes (2 – 4 mois) jusqu'à aboutir de nouveau à une éruption distale (Figure 2.21).

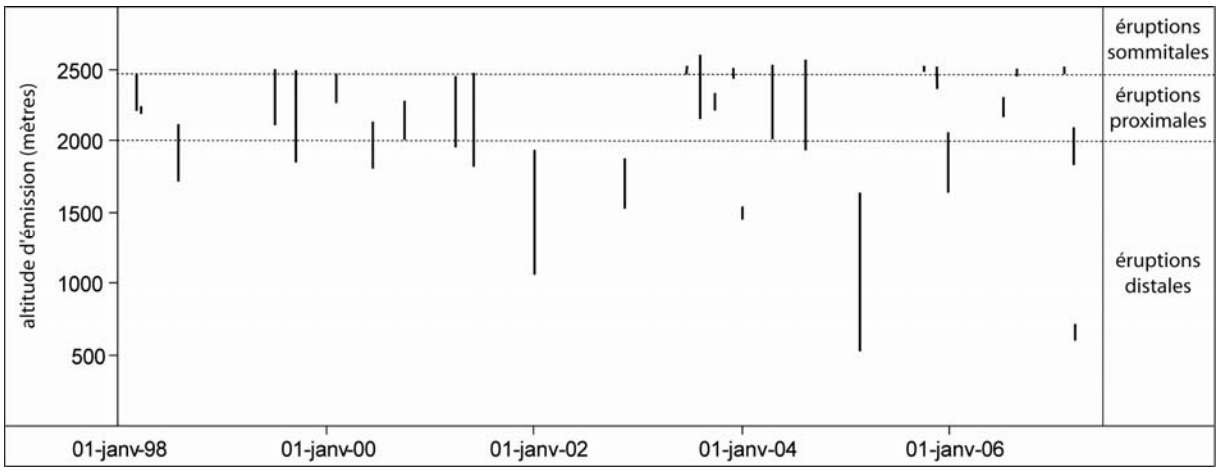


Figure 2.21 : Evolution de l'altitude des sites éruptifs entre 1998 et 2007

Le suivi en continu des déformations, par le réseau inclinométrique et extensométrique d'abord, GPS permanent par la suite (depuis 2004), montre que, superposée aux effets de ces intrusions magmatiques, une déformation systématique se produit avant chaque éruption, révélant ainsi la présence d'une déformation sur deux échelles de temps : (Figure 2.22, Annexe 3).

- les déformations rapides se produisant à court terme (typiquement 20min à quelques heures), liées à la mise en place des injections magmatiques qui vont venir alimenter la ou les fissures éruptives. Ce sont ces pics de déformation qui génèrent les déplacements les plus importants sur l'ensemble des réseaux de déformation et sont pour la plupart non réversibles (Figure 2.22).

- les déformations lentes se produisant à long terme avant chaque éruption (typiquement 1 à 5 mois) et qui accompagnent la sismicité pré éruptive (Figure 2.22). Ce signal visible sur une plus grande échelle de temps ne peut être lié ni à une dérive instrumentale (signal enregistré sur l'ensemble des stations des différents réseaux de déformation, Annexe 3) ni à un signal parasite saisonnier (signal pas ou peu réversible).

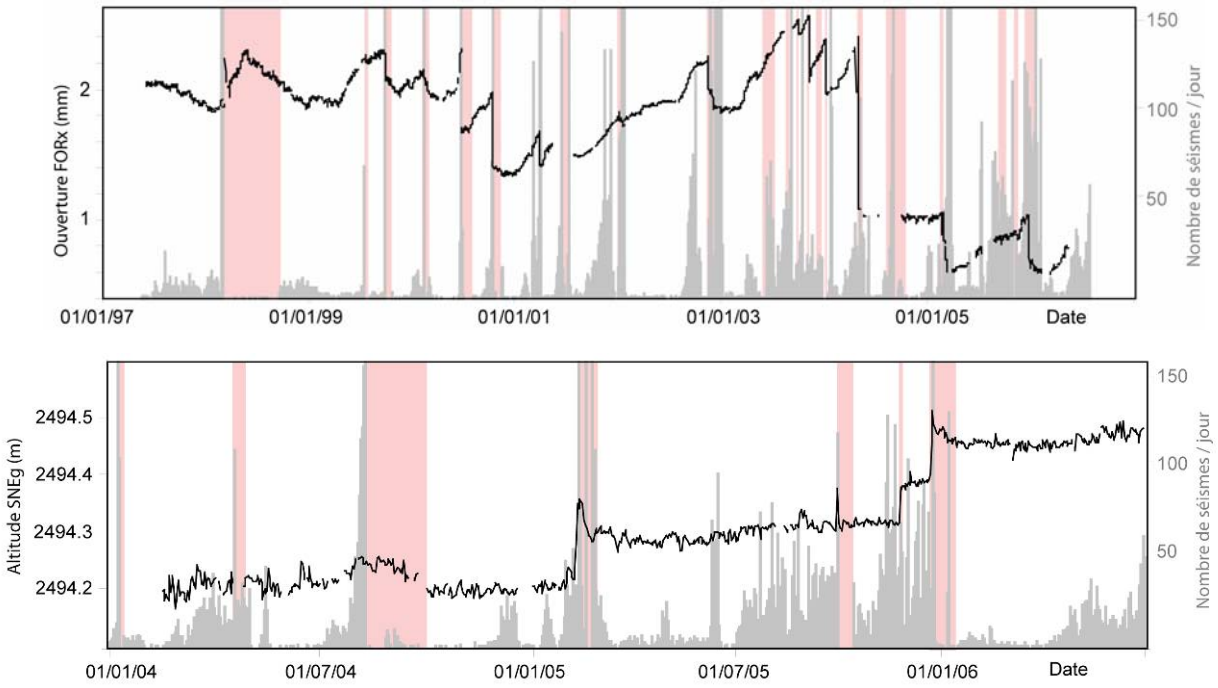


Figure 2.22 : (a) Evolution de l'ouverture de la fracture FORx entre 1997 et 2006. (b) évolution de l'altitude mesurée par le GPS SNEg entre 2004 et 2006 comparée au nombre de séisme journalier (gris). Les colonnes rouges représentent les périodes éruptives.

2.3 Suivi à long terme des déformations inter éruptives

Afin d'étudier le comportement du volcan hors période éruptive nous avons réalisé un suivi des déformations inter éruptives de 1997 à 2007 sur les différents réseaux dont nous disposons : extensométrique, inclinométrique et GPS.

2.3.1 Réseau extensométrique

Contrairement au réseau GPS permanent, le réseau extensométrique, présente l'avantage de couvrir toute la période d'étude considérée. La moins grande sensibilité des extensomètres aux variations de température, par rapport aux inclinomètres, permet de déceler et d'évaluer les déformations et la répartition à long terme des contraintes au sein de l'édifice. Dans cette étude, nous n'avons pas pris en considération la station DSRx, qui a connu de nombreux problèmes de connectique depuis son installation perturbant l'acquisition des données; ni la nouvelle station SFRx qui ne fut installée qu'en juin 2006.

2.3.1.1 Evolution des déplacements extensométriques sur les stations de la base du cône entre 1997 et 2007

Bien que le réseau extensométrique installé sur le Piton de La Fournaise soit limité à l'étude de quelques fractures, la nature systématique de leur comportement permet de mettre en lumière certaines tendances. La figure 2.23 présente l'évolution des déplacements à long terme enregistrés sur les fractures FORx (flanc sud) et MGNx (flanc nord), installées à la base du cône et équipées chacune de trois extensomètres (composante en ouverture, cisaillement et verticale). Afin de faire ressortir uniquement le signal inter éruptif sur le long terme, les courbes ont été corrigées, en supprimant les déplacements rapides associés aux phases éruptives et intrusives. Les perturbations liées aux interventions techniques et aux problèmes de fonctionnement des stations ont également été supprimées afin de ne conserver que le signal « réel ».

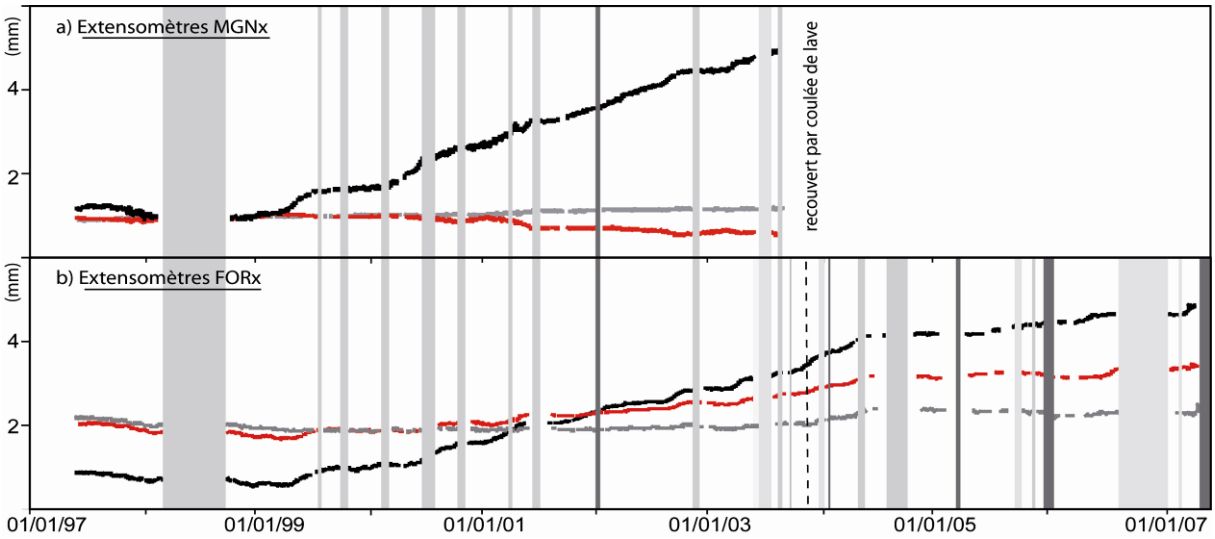


Figure 2.23 : Déplacements, corrigés des effets des injections magmatiques, enregistrés sur les trois composantes extensométriques (écartement (noir), cisaillement (rouge), verticale (gris)) des deux stations basales MGNx et FORx entre 1997 et 2007. Une augmentation de la valeur correspond respectivement à une ouverture, un mouvement dextre ou un soulèvement de l'éponte est de la fracture. Les colonnes grises représentent les éruptions (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales), en pointillé l'intrusion de novembre 2003.

Eruption	MGNx			FORx		
date	Ouverture, mm	Durée, jours	Vitesse, mm.j^{-1}	Ouverture, mm	Durée, jours	Vitesse, mm.j^{-1}
09-mars-98	-0.13	80	-0.0016	0.05	30	0.002
19-juil-99	0.465	100	0.0047	0.31	100	0.003
28-sept-99	0.054	50	0.0011	0.045	55	0.001
14-févr-00	0.04	100	0.0004	0.16	88	0.002
23-juin-00	0.59	100	0.0059	0.33	14	0.024
12-oct-00	0.274	100	0.0027	0.25	80	0.003
27-mars-01	0.354	77	0.0046	0.3	83	0.004
11-juin-01	0.35	70	0.0050	-0.106	40	-0.003
05-janv-02	0.32	130	0.0023	0.3	130	0.002
16-nov-02	0.358	100	0.0036	0.31	100	0.003
30-mai-03	-	-	-	0.22	71	0.003
22-août-03	0.56	122	0.0046	0.483	122	0.004
30-sept-03	-	-	-	0.13	30	0.004
06-nov-03				0.12	26	0.005
07-déc-03	-	-	-	0.18	26	0.007
09-janv-04				0.08	17	0.005
02-mai-04				0.35	78	0.004
13-août-04				no data	no data	no data
17-févr-05				no data	no data	no data
04-oct-05				0.18	130	0.001
29-nov-05				0.05	42	0.001
26-déc-05				0.04	22	0.002
19-juil-06				0.18	126	0.001
30-août-06				0.02	20	0.001
18-févr-07				0.05	48	0.001
30-mars-07				0.21	38	0.005

Tableau 2.3 : Tableau récapitulant l'amplitude, la durée et la vitesse de l'ouverture des fractures MGNx et FORx précédant les éruptions de 1998 à 2007.

Les mesures extensométriques enregistrées sur chaque composante révèlent, depuis 1999, la présence de mouvements sur les deux fractures FORx et MGNx avant chaque éruption avec un signal prépondérant en ouverture (Tableau 2.3 et Figure 2.23). Le comportement pré éruptif avant l'éruption de mars - septembre 1998, est différent avec une fermeture de la fracture MGNx et une ouverture cumulée de la fracture FORx relativement faible de l'ordre de 0.05mm.

La station FORx est la seule à couvrir l'intégralité de la période d'étude. Pour cette station nous avons agrandi l'échelle de représentation des composantes verticale et cisaillement afin de distinguer de subtiles variations au cours du temps (Figure 2.24).
Bien que de plus faible amplitude, l'évolution des déplacements enregistrés sur les composantes cisaillement et verticale se calque sur celle de la composante en ouverture qui est quasi-continue depuis 1999. Les variations de vitesse visibles sur le long terme permettent de distinguer plusieurs périodes. On observe ainsi :

- de 1997 à mi 1999, une diminution des valeurs de respectivement 0.13mm, 0.32mm et 0.35mm sur les composantes en ouverture, cisaillement et verticale qui correspond à une fermeture de la fracture s'accompagnant d'un mouvement senestre et d'une subsidence relative de l'éponte est,
- de mi 1999 à mai 2004, la tendance s'inverse avec une augmentation relativement constante des valeurs sur les composantes en ouverture ($0.6mm.an^{-1}$) et cisaillement ($0.2mm.an^{-1}$) correspondant à une ouverture et un cisaillement dextre de la fracture,
- entre mai 2003 et mai 2004, le mouvement dextre en ouverture s'accélère à $1.2mm.an^{-1}$ (ouverture) et $0.5mm.an^{-1}$ (cisaillement). Dans le même temps, une augmentation des valeurs sur la composante verticale se dessine clairement soulignant un soulèvement relatif de l'éponte est à $0.4mm.an^{-1}$,
- suite à l'éruption de août 2004 (pas de données entre mai et août 2004), la vitesse d'extension est plus faible de l'ordre de $0.3mm.an^{-1}$, et les signaux enregistrés sur les composantes en ouverture et cisaillement ont tendance à se stabiliser. La légère inversion de tendance observée mi 2005 sur la composante cisaillement et verticale se calque sur l'évolution de la température et peut être attribuée à un effet saisonnier,
- en juin 2006, une reprise significative des déplacements peut-être notée juste avant les éruptions de juillet - août 2006 et août 2006 - janvier 2007 avec une ouverture de la

fracture s'accompagnant d'un cisaillement dextre et d'un soulèvement relatif de l'éponte est de la fracture.

- suite à l'éruption du 18-19 février 2007, les déplacements s'accélèrent.

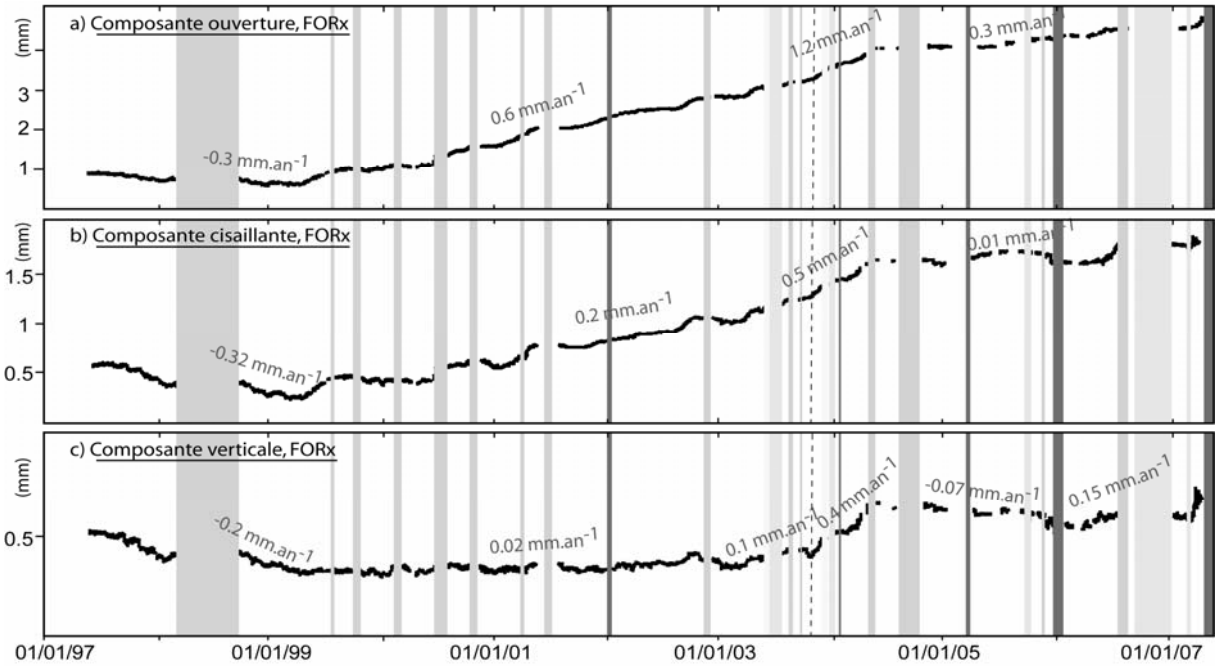


Figure 2.24 : Déplacements, corrigés des effets des injections magmatiques, enregistrés sur les trois composantes extensométriques (écartement (noir), cisaillement (rouge), verticale (gris)) de la station FORx entre 1997 et 2007. Une augmentation de la valeur correspond respectivement à une ouverture, un mouvement dextre ou un soulèvement de l'éponte est de la fracture. Les colonnes grises représentent les éruptions (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales), en pointillé l'intrusion de novembre 2003.

A noter qu'entre mi-1999 et 2007, aucune fermeture significative de la fracture n'est observée, seule une légère stabilisation du mouvement après les éruptions majeures (en terme de volumes émis) de juin 2001, janvier 2002, novembre 2002, août 2004, février 2005 et décembre 2005 est enregistrée pendant quelques semaines/mois, avant de reprendre en ouverture sur une période de temps plus longue (Figure 2.24, Tableau 2.3).

La fracture MGNx présente les mêmes tendances évolutives que FORx, malheureusement cette station fût détruite en août 2003 par une coulée de lave et ne couvre donc pas l'intégralité de la période d'étude (Figure 2.23). Entre avril 1999 et août 2003, les extensomètres enregistrent une ouverture continue de la fracture à une vitesse moyenne de 1 $mm.an^{-1}$, qui s'accompagne d'un cisaillement sénestre (0.07 $mm.an^{-1}$) et d'un soulèvement relatif de la bordure est de la fracture (0.1$mm.an^{-1}$).

A noter que sur la troisième station extensométrique installée à la base du cône (DALx), et située sur le flanc ouest du volcan, aucune variation à long terme ne se dégage des fluctuations saisonnières (Figure 2.25).

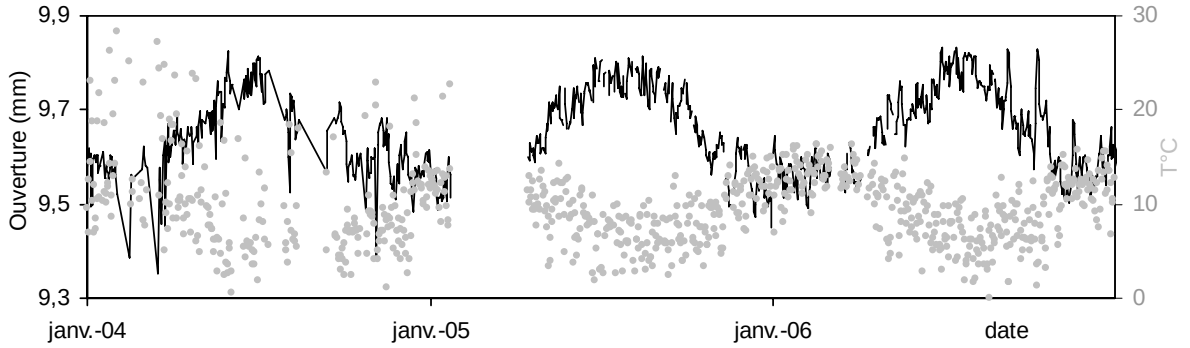


Figure 2.25 : Déplacements, non corrigés des effets des injections magmatiques, enregistrés entre 2004 et 2006 sur la composante en ouverture de la station extensométrique DALx, comparés avec l'évolution de la température (gris).

L'absence de déplacement significatif sur la fracture DALx située à la base du flanc ouest contraste avec l'ouverture quasi-continue des deux fractures MGNx et FORx qui s'accompagne respectivement d'un mouvement senestre et d'un mouvement dextre (Figure 2.26). Cette divergence de comportement révèle une accommodation de contraintes essentiellement le long des structures localisées dans les rifts zones.

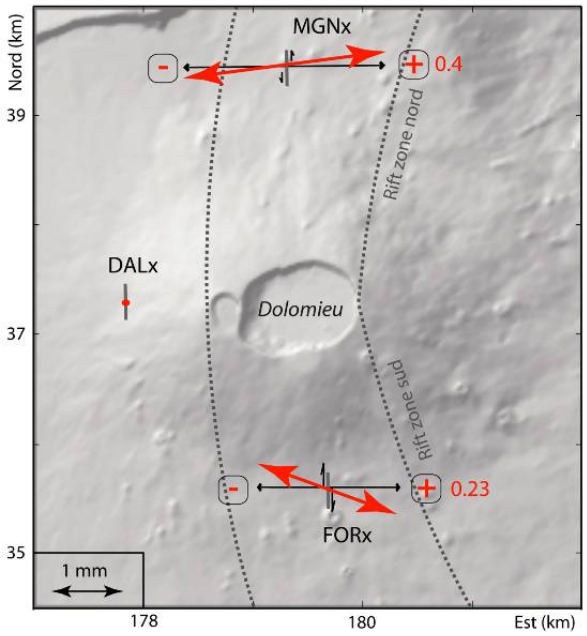


Figure 2.26 : Comparaison des déplacements cumulés sur les deux fractures basales FORx et MGNx entre 1999 et 2003 (destruction de MGNx). Les signes + et – et les valeurs associées correspondent aux déplacements verticaux. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

2.3.1.2 Evolution des déplacements extensométriques sur la station sommitale de SFRx entre 2004 et fin 2005

La station sommitale SFRx (1ère génération), contrairement aux stations basales, n'était équipé que de deux extensomètres, l'un superficiel et l'autre situé à 4 mètres de profondeur, détectant chacun l'ouverture de la fracture.

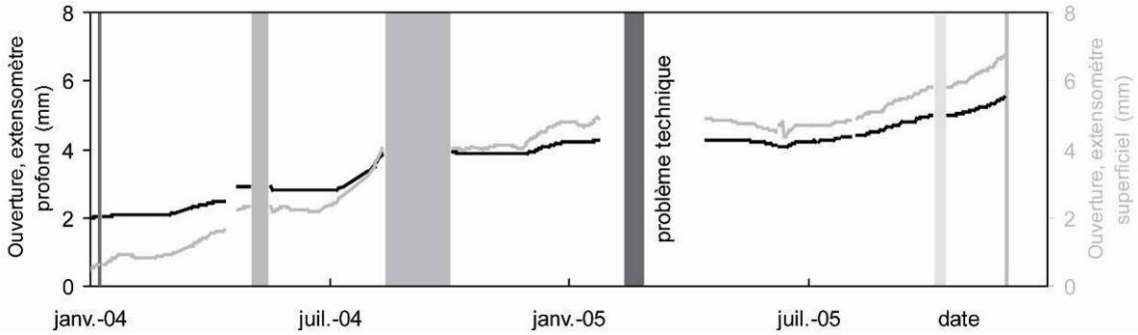


Figure 2.27 : Déplacements, corrigés des effets des injections magmatiques, enregistrés entre 2004 et 2006, sur l'extensomètre profond et superficiel de la station SFRx. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales).

Comme pour les stations basales, les extensomètres de SFRx enregistrent systématiquement une ouverture de la fracture avant chaque éruption (Figure 2.27, Tableau 2.4). Cette ouverture débute pour les éruptions de mai 2004 et octobre 2005 une vingtaine de jours plus tard que l'ouverture de la fracture basale FORx (Tableau 2.3 et 2.4). Ce délai peut s'expliquer par une propagation progressive du front de déformation vers le haut de l'édifice. L'amplitude de l'ouverture enregistrée par les deux extensomètres de SFRx est plus grande que celle enregistrée par l'extensomètre de FORx. Cette différence est à mettre en relation avec la largeur en surface de la fracture SFRx qui est plus importante que celle de FORx (60cm contre 5cm pour FORx) amplifiant ainsi d'avantage les déformations de surface.

A noter que la reprise de l'ouverture de la fracture avant chaque éruption est enregistrée d'abord par l'extensomètre de surface puis par l'extensomètre profond (jusqu'à 12 jours de décalage). L'extensomètre profond enregistre systématiquement des amplitudes de déplacement plus faibles que l'extensomètre superficiel (Tableau 2.4).

En effet, l'ouverture de la fracture est plus aisée à proximité de la surface libre qu'en profondeur amplifiant ainsi les déplacements enregistrés sur la station SFRx superficielle (Figure 2.28).

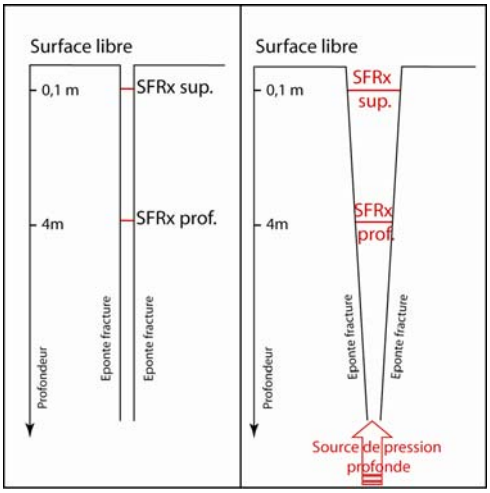


Figure 2.28 : Coupe schématisant l'influence d'une source profonde sur l'ouverture des extensomètres SFRx profond et superficiel.

Comme pour les fractures basales, l'amplitude, la durée et donc la vitesse d'ouverture varient selon les phases pré éruptives (Figure 2.27 et Tableau 2.4). La vitesse d'ouverture de la fracture SFRx est la plus rapide avant l'éruption de août 2004. Suite aux éruptions majeures de août 2004 et février 2005 durant lesquelles environ 20Mm^3 de laves furent émises pour chacune d'elles, on observe une stabilisation du signal durant respectivement 2 et 4 mois avant d'enregistrer de nouveau une réouverture de la fissure sur une période de temps plus longue jusqu'à l'éruption suivante. Lors de la reprise des déplacements en ouverture de la fracture avant l'éruption d'octobre 2005, un pic significatif de respectivement 0.16mm et 0.08mm sur les extensomètres superficiel et profond, est enregistré entre le 16 et le 29 juin. Une accélération de l'ouverture est également enregistrée sur l'extensomètre superficiel en janvier 2004 avec une ouverture de 0.19mm en moins de 15 jours (Figure 2.27).

	SFRx superficiel			SFRx profond		
date	Ouverture, mm	Durée, jours	Vitesse, mm.j^{-1}	Ouverture, mm	Durée, jours	Vitesse, mm.j^{-1}
02-mai-04	1.48	60	0.0247	0.81	48	0.0169
13-août-04	1.91	22	0.0868	1.13	14	0.0807
17-févr-05	-	-	-	-	-	-
04-oct-05	1.47	112	0.0131	0.93	111	0.0084
29-nov-05	0.93	44	0.0211	0.53	44	0.0120

Tableau 2.4 : Tableau récapitulant l'amplitude, la durée et la vitesse de l'ouverture de la fracture SFRx précédant les éruptions de 2004 et 2005, au niveau de l'extensomètre superficiel et profond.

Excepté le cas de la station DALx, la fracturation étudiée présente des mouvements quasi continus, en ouverture principalement, interrompus seulement par les éruptions et des phases durant lesquelles de faibles déplacements sont observés suite aux éruptions majeures. Ce comportement peut être attribué à une extension générale du sommet soit par une inflation progressive, soit par un glissement de flanc régulier. Dans les deux hypothèses, une dilatance du cône sommital est générée avec une réouverture de la fracturation pré existante. Le soulèvement systématique de l'éponte est permet d'exclure un glissement du flanc est.
L'interprétation quantitative des déplacements extensométriques, du fait notamment de l'incertitude sur l'extension des fractures, est délicate. Cependant, le rôle d'amplification des déformations joué par les fractures fait de ces instruments de très bons outils pour la prévision des éruptions.

Les données extensométriques relatives à la période 1998-2003 ont fait l'objet d'une publication au journal « Geophysical Research Letter », Peltier, A, T. Staudacher, P. Catherine, L-P. Ricard, P. Kowalski, P. Bachèlery, 2006, Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de La Fournaise detected by extensometers, *Geophys. Res. Lett*., 33, L06315, doi :10.1029/2005GL025495, présenté au chapitre 3.6.

2.3.2 Réseau inclinométrique

2.3.2.1 Evolution des données entre 1998 et 2007

Les inclinomètres, du fait de leur grande sensibilité, comptent parmi les outils les plus performants pour surveiller les déformations rapides de surface liées à l'injection d'un magma. Par contre, nous avons vu dans le paragraphe consacré à la présentation des réseaux, que ces instruments ont une grande sensibilité aux écarts de température et sont ainsi fortement perturbés par des variations diurnes et saisonnières, qui peuvent nuire à la détection de faibles déformations se produisant sur des échelles de temps longues. Afin de pouvoir réaliser un suivi des données inclinométriques à long terme en minimisant l'influence des variations diurnes sur la représentativité de la courbe cumulative annuelle, nous avons pris pour chaque journée la valeur enregistrée à 00h00 (TU). Cette heure correspond à une période thermiquement stable et fraîche caractérisant la fin de nuit.

Comme pour les données extensométriques, les courbes cumulatives ont été corrigées en supprimant les signaux correspondant aux intrusions magmatiques et aux interventions techniques afin de ne faire ressortir que les variations inter éruptives à long terme. Lors du remplacement d'un inclinomètre sur le terrain, l'orientation de ce dernier est parfois modifiée. Afin d'avoir une continuité dans le temps des mesures inclinométriques sur une même station, nous avons recalculé les données de chaque composante dans un repère orthonormé nord-sud et est-ouest (Figures 2.29 et 2.30).

L'évolution des données inclinométriques à long terme sur la période 1998-2007 met clairement en évidence l'influence des variations thermiques saisonnières avec la présence de fluctuations périodiques réversibles qui se calquent sur l'évolution de la température (Figures 2.29 et 2.30).

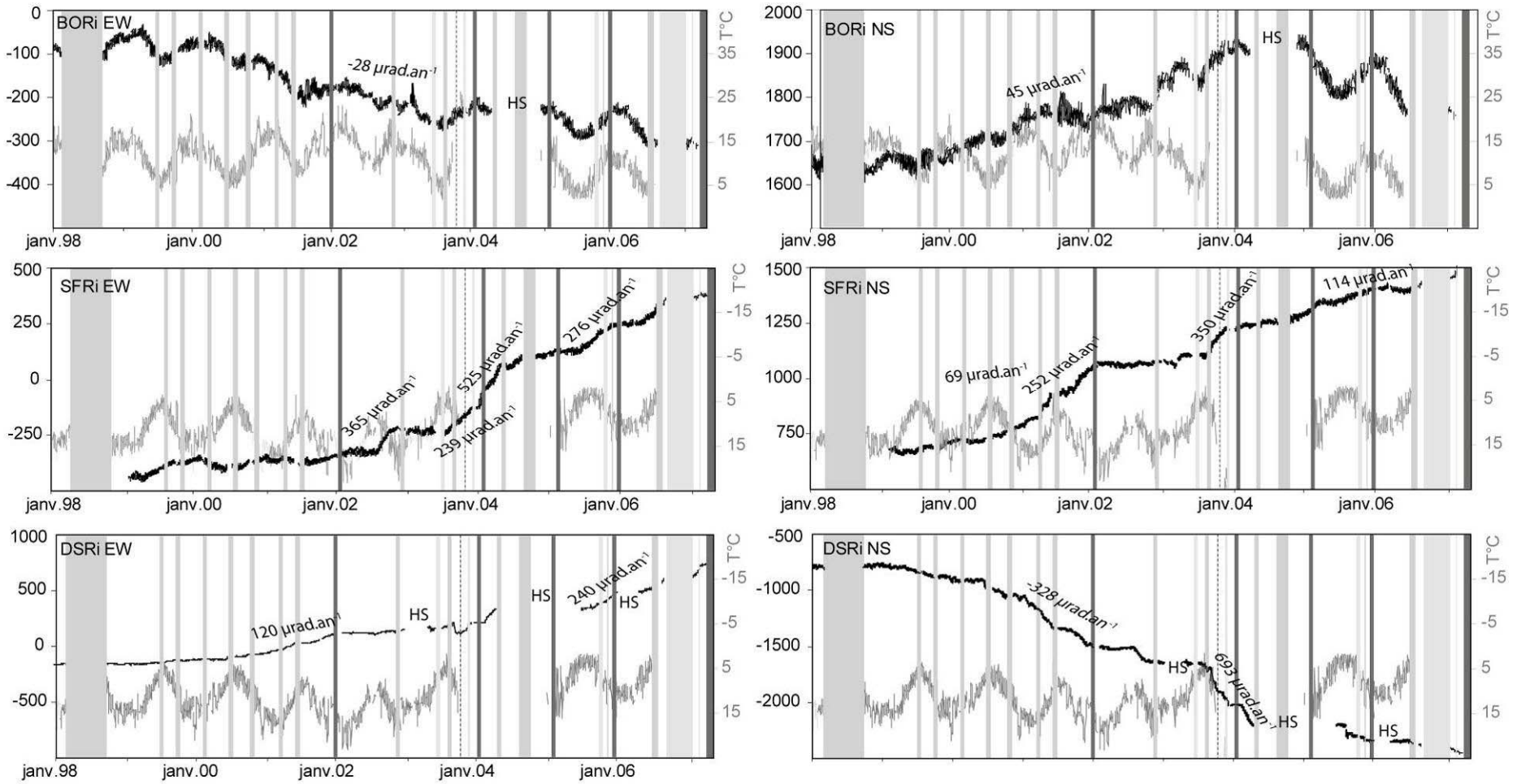


Figure 2.29 : Données inclinométriques, corrigées des intrusions magmatiques et recalculées selon les axes EW et NS, des stations sommitales entre 1998 et 2007. Comparaison avec l'évolution de la température. Pour une meilleure lisibilité l'échelle est adaptée à chaque inclinomètre. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales), en pointillé l'intrusion de novembre 2003.

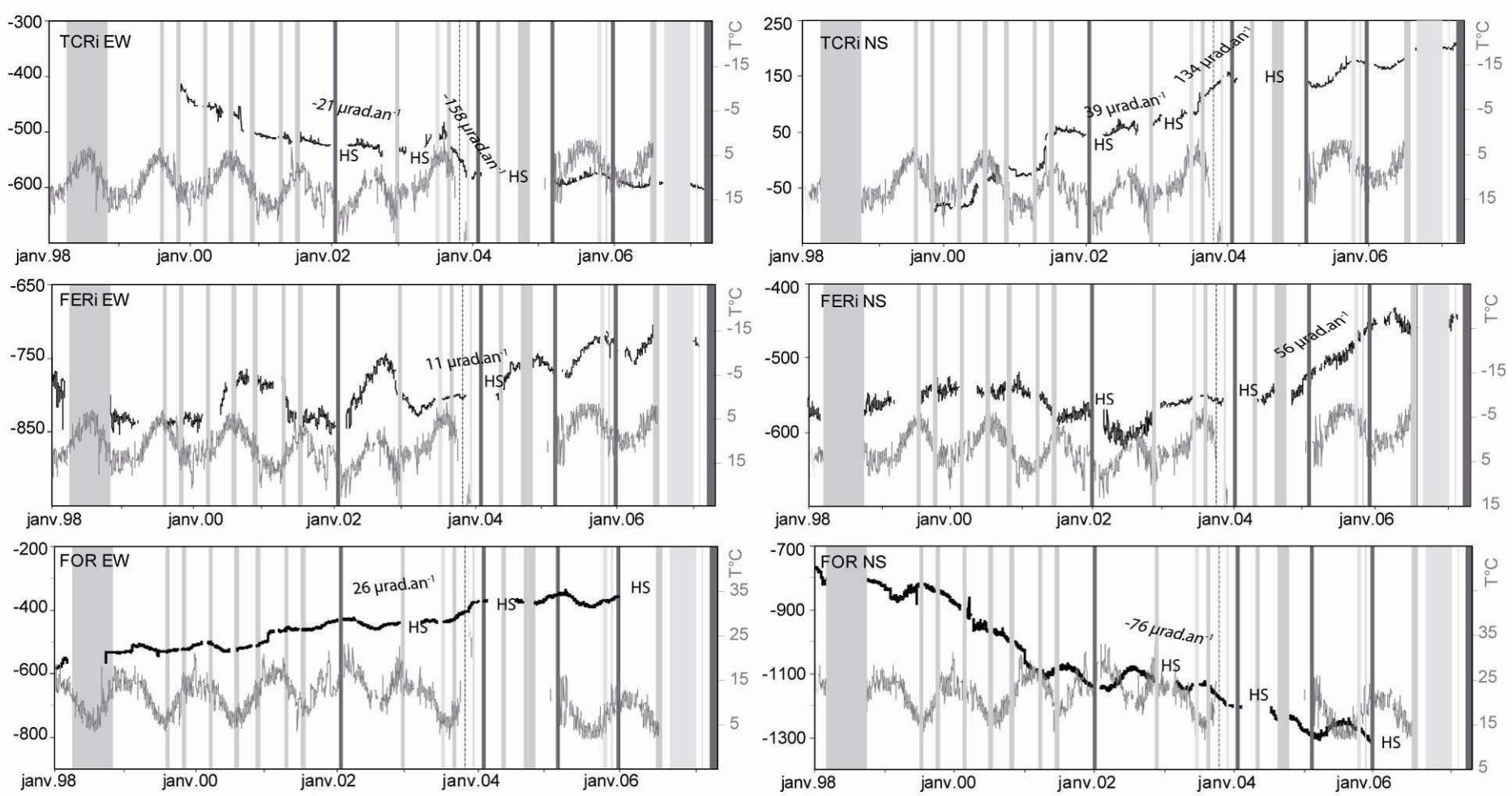


Figure 2.30 : Données inclinométriques, corrigées des intrusions magmatiques et recalculées selon les axes EW et NS, des stations basales entre 1998 et 2007. Comparaison avec l'évolution de la température. Pour une meilleure lisibilité l'échelle est adaptée à chaque inclinomètre. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales, gris foncé : éruptions distales), en pointillé l'intrusion de novembre 2003.

La figure 2.31 représente les variations inclinométriques enregistrées sur la composante radiale de la station SFRi au cours des mois d'octobre et novembre des années 2004, 2005 et 2006 comparée à l'évolution de la température environnante.

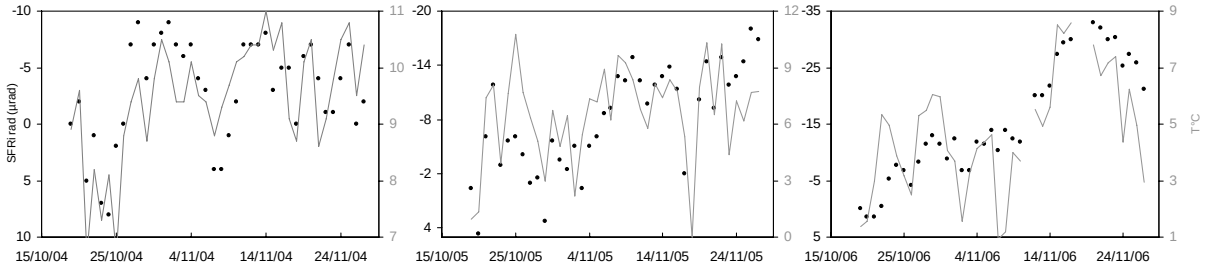


Figure 2.31 : Evolution de la variation de pente sur la composante radiale de la station SFRi (noir) au cours des mois de octobre et novembre 2004, 2005 et 2006 et comparaison avec l'évolution de la température (gris).

Au cours de ces trois années, le contexte éruptif durant les mois d'octobre et novembre est distinct : ainsi cette période correspond en 2004 à une phase de calme suite à l'éruption de août - octobre 2004 ; en 2005 à une phase pré éruptive aboutissant à l'éruption du 29 novembre 2005 ; et en 2006 à une phase éruptive en cours. On pourrait donc s'attendre à des tendances évolutives distinctes en adéquation avec le contexte éruptif, pré éruptif ou non. Or, au cours de ces trois années une augmentation du signal sur la composante radiale SFRi est systématiquement enregistrée et se calque parfaitement à l'évolution de la courbe de température. Cette évolution implique un impact non négligeable des variations saisonnières sur la représentativité des courbes sur des périodes de temps relativement courtes (Figure 2.31).

Toutefois, parallèlement à ces variations dépendantes de la température, un signal à long terme se distingue et se surimpose au signal saisonnier (Figures 2.29 et 2.30). Les tendances évolutives sont visibles sur toutes les stations et ne semblent donc pas être liées à des phénomènes d'aliasing ou de dérive instrumentale, mais représentent bien un signal « vrai » d'origine volcanique.

Stations sommitales :

- Entre 1998 et 2004, les variations inclinométriques enregistrées par la station BORi montrent un mouvement continu avec une augmentation de pente en direction du nord ouest. Suite à l'éruption de août – septembre 2004, le signal se stabilise sur les deux composantes et ne subit alors que l'influence des variations saisonnières (Figure 2.29).

- Les données fournies par les stations SFRi et DSRi, en revanche, mettent clairement en évidence plusieurs périodes :

. Entre 1998 et fin 2000, les valeurs de chaque composante évoluent à une vitesse constante révélant une augmentation de pente en direction du nord est pour SFRi et du sud est pour DSRi (Figure 2.29).

. Au cours de la période 2001 - janvier 2002, alors que les valeurs des composantes EW conservent la même vitesse d'évolution, les valeurs des composantes NS évoluent plus rapidement. La direction globale de l'augmentation de la pente reste la même que pour la période 1998-2000 (Figure 2.29). Suite à l'éruption de janvier 2002, qui a vu l'émission d'environ 13 Mm^3, les valeurs se stabilisent.

. Les éruptions qui suivent ont toutes été précédées par de rapides mouvements avec les vitesses les plus importantes enregistrées lors de la période d'activité 2003 – mi 2004 (Figure 2.29). Ainsi la composante NS de la station SFRi, enregistre de fortes variations de pente en direction du nord avant les éruptions de janvier 2002, durant toute l'année 2003 (jusque janvier 2004) et avant février 2005 alors que la composante EW de cette même station enregistre de fortes variations de pente en direction de l'est avant novembre 2002, au cours de la période 2003-2004 et avant octobre 2005 (stabilisation par la suite). La vitesse d'évolution distincte des deux composantes révèle un changement dans la direction des variations de pente inclinométrique sur cette station entre 2002 et 2003 et en 2004, avec une direction est-nord-est pour les périodes 2002-2003 et post 2004 et nord-nord-est entre 2003-2004 (Figure 2.32).
Concernant la station DSRi, les fortes variations de pente sur la composante NS se font également avant chaque éruption et durant toute l'année 2003 (Figure 2.29).

A noter que les valeurs inclinométriques se stabilisent après les éruptions majeures de janvier 2002, novembre 2002, février 2005 et décembre 2005 qui impliquèrent de larges quantités de magma (environ 20Mm^3, Annexe 1).

Stations basales :

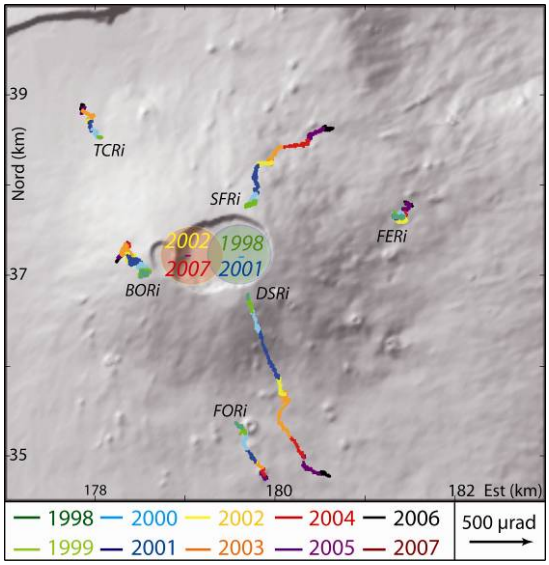
Les inclinomètres situés à la base du cône enregistrent de plus faibles variations à long terme. Les données, sont par conséquent, beaucoup plus perturbées par les variations saisonnières (Figure 2.30).

- La station FERi enregistre les variations inclinométriques les plus faibles avec une augmentation relativement constante en direction du nord est. Une accélération de l'augmentation des valeurs depuis 2004 peut cependant être notée (Figure 2.30).
- La direction de la variation inclinométrique enregistrée par la station TCRi est globalement nord ouest, avec une accélération durant la phase d'activité de 2003 (pas de valeur pour l'année 2004 durant laquelle la station était hors service) (Figure 2.30).

- La station FORi enregistre une augmentation globale de la pente dans une direction sud ouest mais les données sont trop bruitées par les variations saisonnières pour distinguer des changements de vitesse au cours du temps.

2.3.2.2 Localisation source de pression

La représentation des variations inclinométriques sous forme vectorielle révèle un comportement en inflation de la zone sommitale de l'édifice dont la source de pression est situé sous les cratères sommitaux (Figure 2.32).



Entre 2001 et 2002, la source de pression à l'origine des variations de pente visible à long terme, s'est semble t'il déplacée plus à l'ouest sous le cratère Dolomieu.

Figure 2.32 : Variations de pente inter éruptives cumulées enregistrées entre 1998 et 2007. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

La station BORi, présente un comportement distinct des deux autres stations sommitales avec des amplitudes cumulées beaucoup plus faibles : BORi = 18% DSRi = 31% SFRi
Dans le même sens, la station FERi enregistre les mouvements les plus faibles des inclinomètres situés à la base de l'édifice : FERi = 22% FORi = 37% TCRi

Par contre, le long d'une même radiale, la décroissance des variations inclinométriques entre la station sommitale et la station basale correspondante est relativement similaire (Figures 2.29, 2.30 et 2.32) :

Radiale ouest-est : FERi = 39% BORi
Radiale nord: TCRi = 33% SFRi
Radiale sud: FORi = 33% DSRi

2.3.3 Réseau GPS

2.3.3.1 Evolution des déplacements des points de référence GITg et ENCg

Les premières études de déformation menées au début de l'implantation de l'observatoire avec des mesures de nivellement ont montré l'absence de déformation à l'extérieur de l'enceinte de l'Enclos Fouqué (Lénat et Bachèlery, 1990). Les mesures effectuées par la suite entre 1981 et 1999 ont confirmé cette stabilité notamment au niveau des points ENCg et GITg (données OVPF non publiées). Ces deux points ont donc été considérés tour à tour, selon les campagnes, comme référence « fixe ». Cependant l'espacement dans le temps des différentes campagnes de mesure ne permet pas de connaître l'évolution précise de la position de ces points dans le temps. L'erreur engendrée par le déplacement de la référence sur le calcul des données de la zone sommitale n'est pas significatif lorsque les déplacements sont de 2-3 ordres de grandeur supérieurs à ceux estimés à l'extérieur de l'Enclos Fouqué (extension estimée à 3mm.an^{-1} (Houlié, 2005) entre la côte orientale et le site de l'observatoire). En revanche, pour la détection de plus faibles déplacements de la zone sommitale, il est nécessaire de connaître avec précision la position du point de référence.

Afin de vérifier la stabilité du bord du rempart, nous avons recalculé la position des points ENCg et GITg par rapport au point de référence REUN. Le point REUN localisé sur le site de l'observatoire volcanologique à une quinzaine de kilomètre du massif du Piton de la Fournaise peut être considéré comme non perturbé par les déformations liées à l'activité du

volcan. Il ne subit que l'influence du déplacement de la plaque océanique, supposé uniforme sur l'ensemble de l'île. Pour le point ENCg, nous disposons de données continues depuis 2004, mais seulement depuis 2006 pour le point GITg. Pour compléter le jeu de données du point GITg, nous avons également pris en considération les mesures réalisées lors des différentes campagnes GPS à réitérations ponctuelles postérieures à 2002. Les figures 2.33 et 2.34 mettent en évidence les mouvements des points ENCg et GITg par rapport à l'observatoire et vont nous permettre de quantifier l'erreur induite par la fixation de ce site à une position constante au cours du temps.

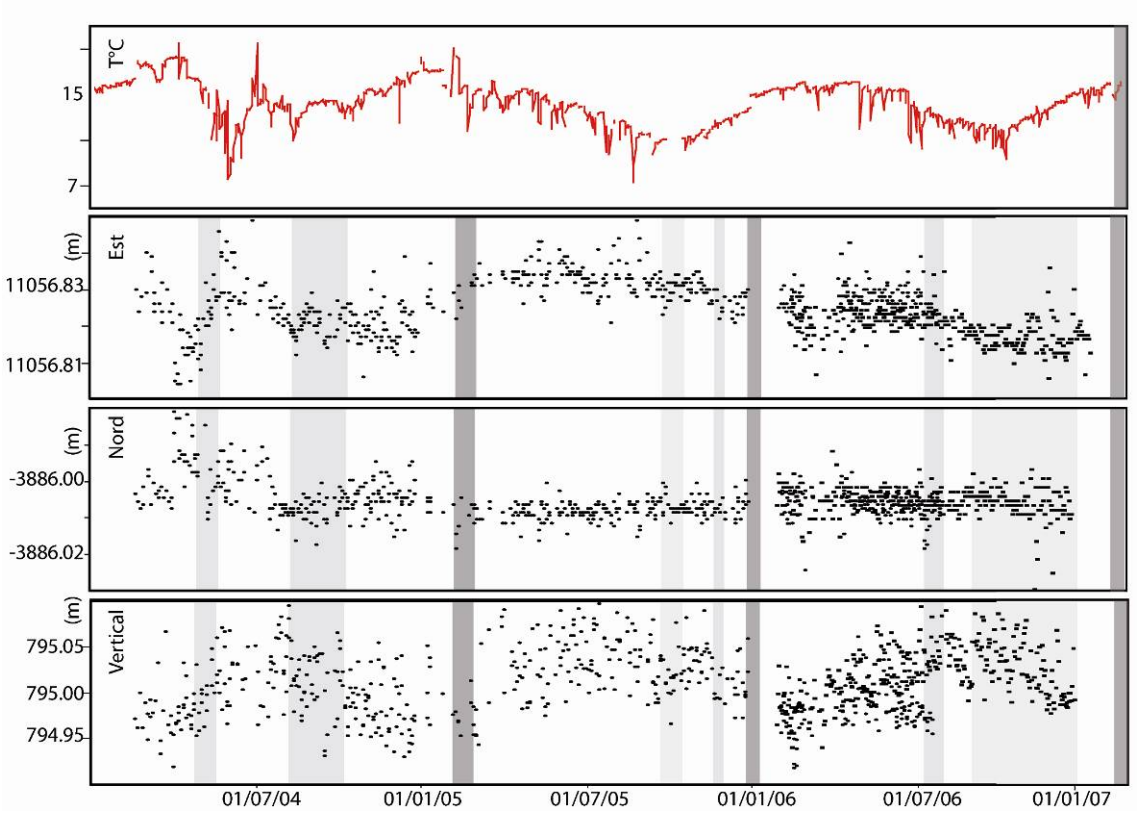


Figure 2.33 : Position du point ENCg par rapport à l'observatoire (REUN) entre 2004 et 2007. Comparaison avec l'évolution de la température. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales).

Les éruptions n'ont pas d'influence sur l'évolution de la position des points GITg et ENCg. En revanche, il apparaît que la position de ces deux sites fluctue au cours du temps, avec une grande dispersion des données (dispersion de l'ordre de 10cm sur la composante verticale et 1cm sur les composantes horizontales) auxquelles se surimposent de larges variations à plus long terme. La composante verticale est la plus fortement perturbée par les variations à long terme qui sont de l'ordre de 15cm sur les deux sites ENCg et GITg. Les déplacements sur les composantes horizontales suivent les mêmes tendances évolutives que la composante verticale mais avec des fluctuations plus faibles de l'ordre de 3cm.

La dispersion des données est liée aux effets troposphériques qui affectent les grandes lignes de base. Les variations de plus longues périodes sont réversibles et se calquent sur les variations saisonnières de température. Les variations de température peuvent jouer en partie sur la dilatation des roches mais affectent surtout les corrections apportées lors du dépouillement des données GPS. Les conditions météorologiques et l'amplitude thermique annuelle sont différentes entre le volcan et l'observatoire situé 1000m plus bas en altitude ce qui conduit à des effets troposphériques marqués.

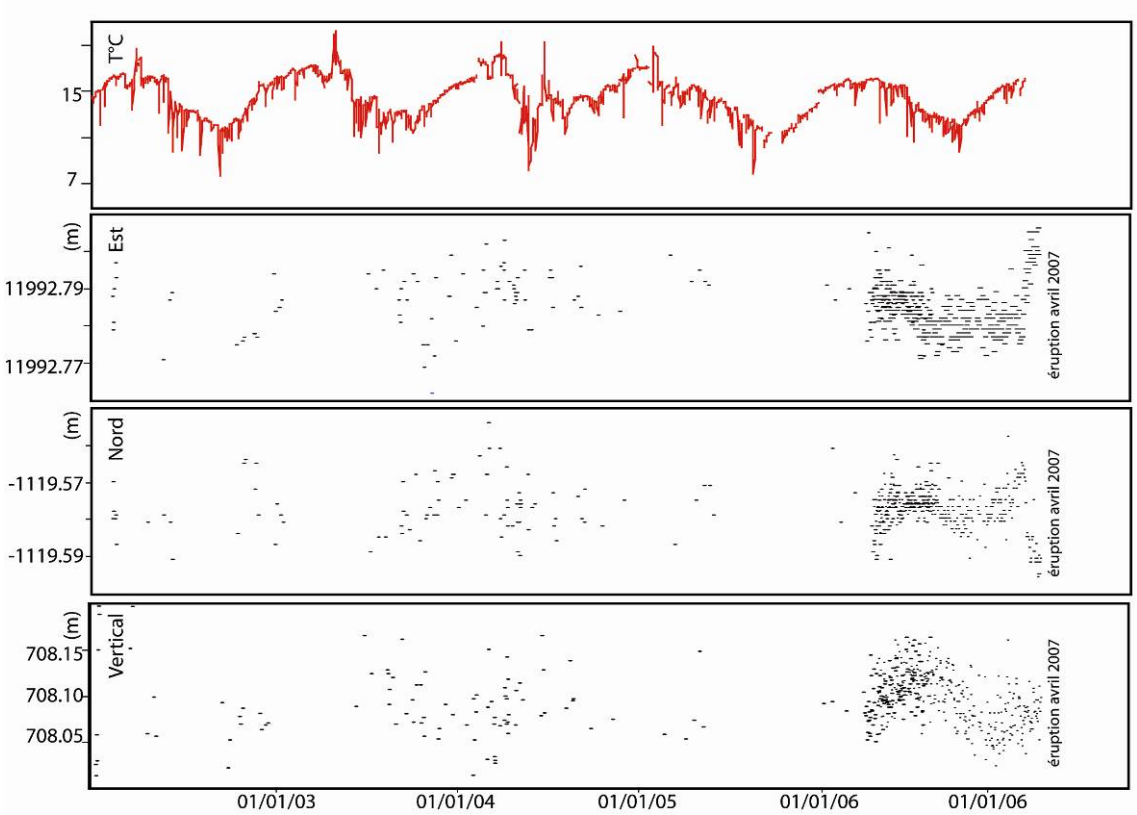


Figure 2.34 : Position du point GITg par rapport à l'observatoire (REUN) entre 2002 et 2007. Comparaison avec l'évolution de la température.

Pour la période 1998 - 2002, la position du point GITg a également été recalculée par rapport à l'observatoire (REUN) par Houlié (2005). Ces résultats révèlent également une évolution réversible de la position du site GITg par rapport au site REUN. Houlié (2005) attribue la réversibilité de ces déplacements soit à l'inflation/déflation d'un réservoir magmatique profond, soit à la présence d'une faille le long du rempart découplant le point GITg de la partie sommitale. La série temporelle dont il disposait était courte et peu échantillonnée par rapport à l'activité du volcan, et les variations réversibles observées peuvent être simplement liés aux variations saisonnières comme on l'observe actuellement.

On peut donc supposer que les déplacements apparents, enregistrés sur les deux stations de référence, sont principalement attribués à des variations saisonnières**.** Sur des lignes de base courtes, comme c'est le cas entre les stations de référence ENCg et GITg et les stations installées sur le cône (< à 6 km), les effets troposphériques peuvent être considérés comme similaire, générant ainsi une erreur négligeable au regard des déformations mesurées. C'est pourquoi dans la suite de nos travaux nous avons gardé ces deux points comme référence.

A noter que l'amplitude du bruit de fond peut cacher d'infimes déplacements engendrés par les éruptions ou par l'implication d'une source de pression pré éruptive. L'étude sur une période de temps plus longue permettra à l'avenir de mettre en évidence la présence ou non d'une déformation lente à long terme, mais pour l'instant nous ne disposons pas d'assez de recul.

2.3.3.2 Evolution des déplacements entre 2004 et 2007

L'évolution des déplacements mesurés par les stations du réseau GPS entre février 2004 (septembre 2005 pour les stations basales) et avril 2007 est représentée sur les figures 2.35 et 2.36. Afin de ne faire ressortir que le signal inter éruptif sur le long terme, les déplacements rapides associés aux phases éruptives et intrusives ont été supprimés. A noter que pour cette étude nous n'avons pas pris en considération les données des stations CHAg et BONg qui ne sont en place que depuis mi 2006.

Comme les stations extensométriques et inclinométriques, les stations GPS permanentes enregistrent des déplacements systématiques avant chaque éruption. A long terme depuis l'installation de ce réseau, quatre périodes, espacées par des intervalles de temps de stabilisation ou d'inversion du signal peuvent être distinguées (Figure 2.35 et 2.36).

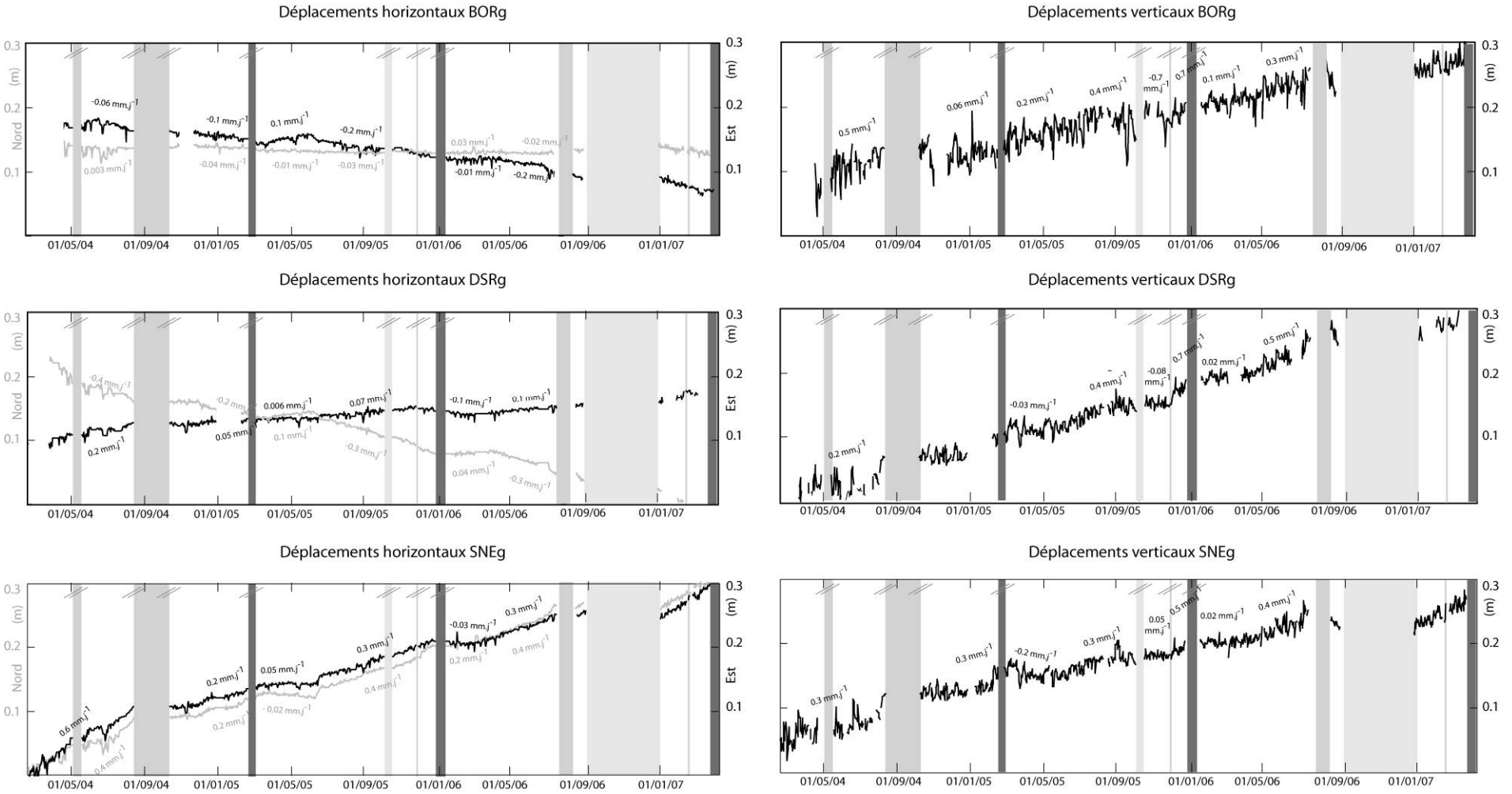


Figure 2.35 : Evolution des déplacements horizontaux (noir : composante est, gris : composante nord) et verticaux, corrigés des injections magmatiques, entre février 2004 et avril 2007 sur les trois GPS permanents sommitaux. Une augmentation du signal correspond respectivement à un déplacement vers l'est, le nord et à un soulèvement. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales).

(1) Entre février et août 2004 : les déplacements horizontaux et verticaux sur les trois stations sommitales sont relativement constants et reprennent juste après la fin de l'éruption de mai 2004.

Une accélération des déplacements, visible sur toutes les stations, peut être notée 15 jours avant le début de l'éruption d'août 2004. Les déplacements verticaux révèlent un soulèvement de la zone sommitale durant toute cette période (Figure 2.35).

Suite à l'éruption de août – octobre 2004, les valeurs de chaque composante se stabilisent (figure 2.35).

(2) Une reprise des déplacements à une vitesse plus faible se dessine fin novembre 2004 et une accélération sur l'ensemble des stations du réseau apparaît 10 jours avant le début de l'éruption de février 2005.

Suite à cette éruption distale majeure (~20Mm^3), les signaux GPS s'inversent révélant une légère subsidence de la zone sommitale qui se poursuit jusqu'en mai 2005 (Figure 2.35).

(3) La reprise des déplacements en inflation débute par un pic enregistré sur toutes les stations entre le 12 et le 23 juin. De juin à décembre 2005, les déplacements sont continus et reprennent systématiquement après les éruptions d'octobre et novembre 2005 avec une pente similaire pour les composantes horizontales (légère accélération avant l'éruption distale de décembre 2005) mais distinctes pour les composantes verticales (Figures 2.35 et 2.36). On observe un mimétisme entre l'évolution des déplacements à la base et au sommet révélant un processus global étendu à tout l'édifice (Figures 2.35 et 2.36).

Suite à l'éruption de décembre 2005 – janvier 2006, les déplacements verticaux enregistrés sur l'ensemble des réseaux révèlent une légère subsidence homogène et continue du cône.

(4) Les signaux pré éruptifs indiquant une inflation du cône sommital reprennent en avril 2006 sur toutes les stations, avec une rapide croissance des vitesses à partir du 4 juillet. La reprise des soulèvements sur les stations basales sont plus tardifs par rapport aux déplacements horizontaux et n'apparaissent qu'en juin - juillet lors de l'accélération enregistrée sur les autres composantes (Figure 2.36).

A la suite de l'éruption de août 2006 - janvier 2007, les déplacements pré éruptifs reprennent aussitôt à une vitesse similaire et ce jusqu'à l'éruption de mars - avril 2007.

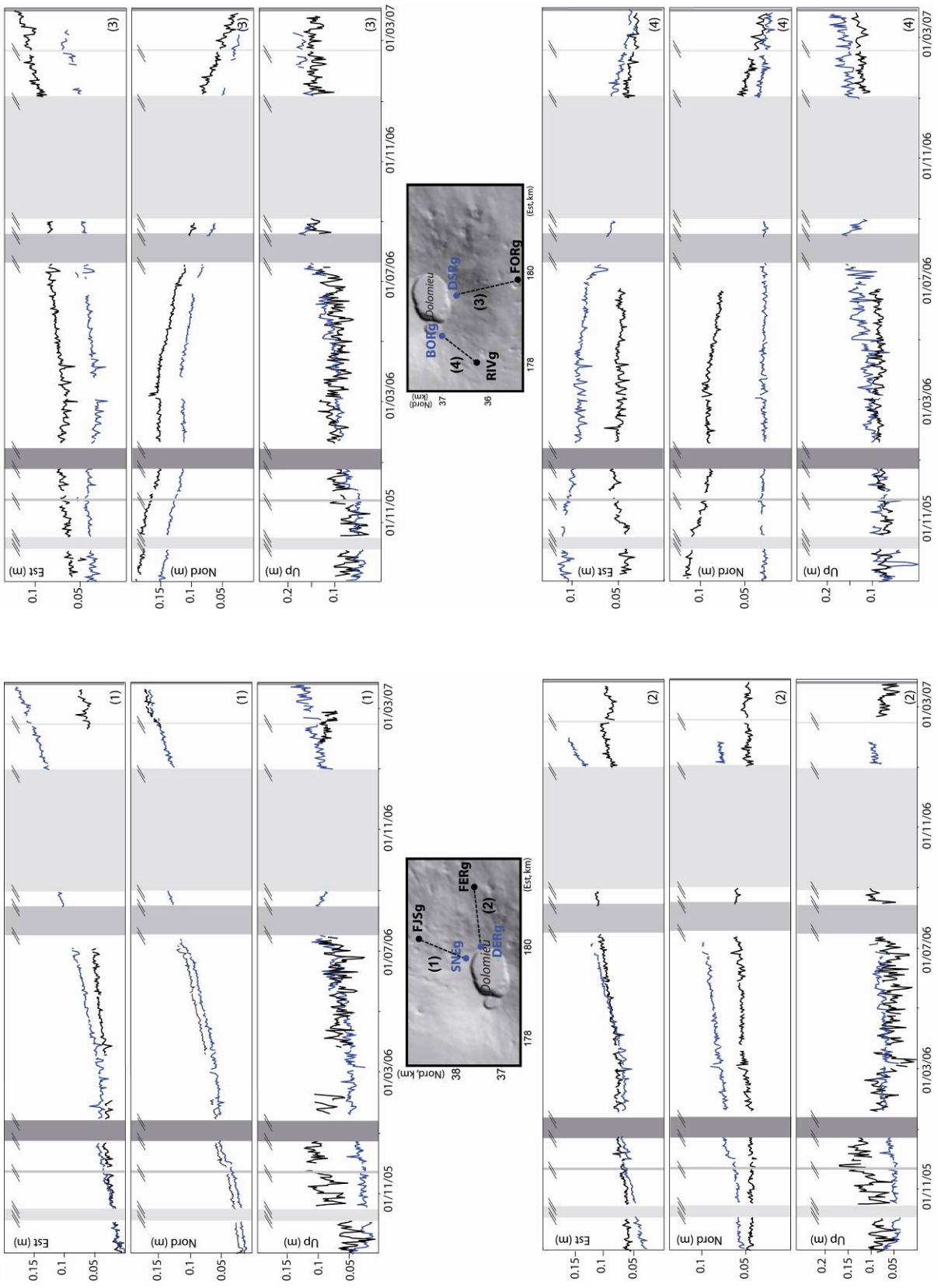

Est (m)
Nord (m)
Up (m)
(1)
(2)
(3)
(4)
FJSg
SNEg
FERg
DERg
Dolomieu
BORg
DSRg
RIVg
FORg
(Nord, km)
(Est, km)
01/11/05
01/03/06
01/07/06
01/11/06
01/03/07

Figure 2.36 : Comparaison des déplacements inter-éruptifs entre (1) les stations SNEg (bleu) et FJSg (noir) , (2) les stations DERg (bleu) et FERg (noir), (3) les stations DSRg (bleu) et FORg (noir) et (4) les stations BORg (bleu) et RIVg (noir) sur les 3 composantes Est, Nord et vertical. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales.

2.3.3.3 Déplacements GPS pré éruptifs

L'orientation des vecteurs déplacements horizontaux précédant chaque éruption révèle l'implication d'une source de pression pré éruptive centrée, sous le cratère Dolomieu, générant une inflation de l'ensemble du cône qui s'étend au-delà de la base du cône (Figures 2.37 et 2.38).

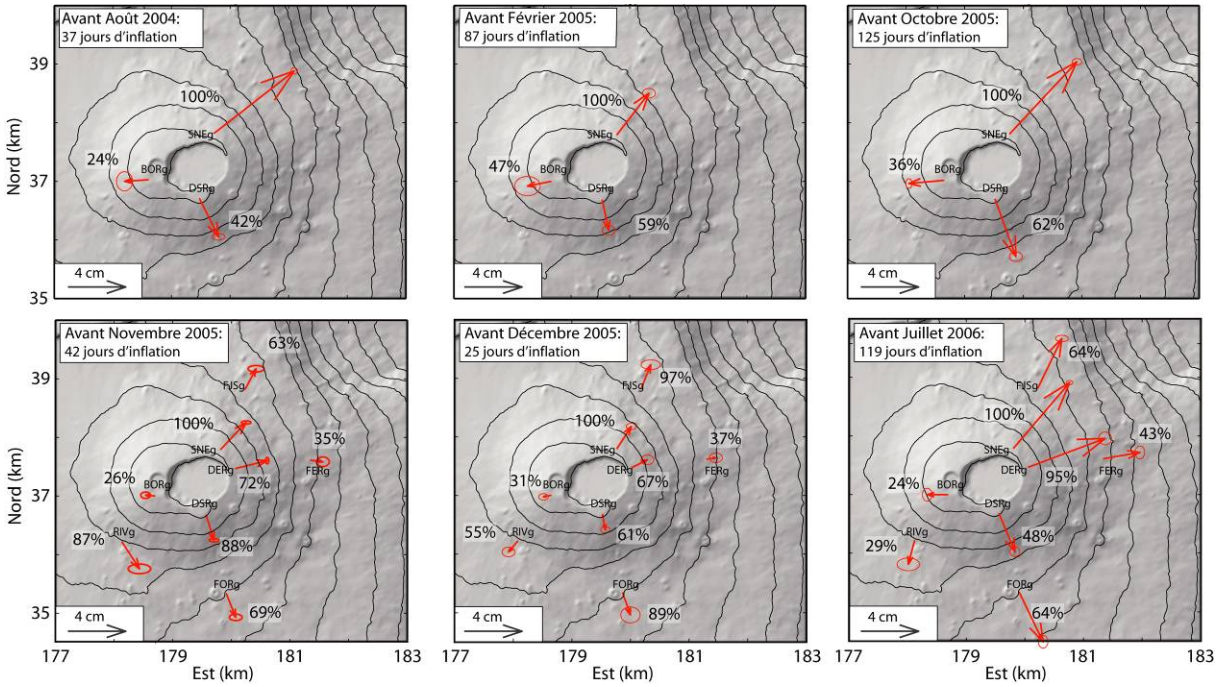


Figure 2.37 : Déplacements horizontaux enregistrés sur l'ensemble du réseau GPS permanent lors des phases pré éruptives depuis le début de l'implantation du réseau en 2004. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion). Le réseau n'étant opérationnel qu'à partir de février 2004 nous ne disposons pas de l'intégralité des déplacements pré éruptifs associés à l'éruption de mai 2004.

Au total, les déplacements pré éruptifs n'excèdent pas 8 cm dans la zone sommitale. Compte tenu de la fréquence des éruptions, ces déplacements s'étalent sur des durées faibles variant de 25 jours (pour l'éruption de décembre 2005) à 125 jours (pour l'éruption d'octobre 2005) (Figures 2.37 et 2.38). Les phases pré éruptives les plus longues font suite aux éruptions distales de février et décembre 2005 qui ont émis de large volume de magma et suite auxquelles une phase de stabilisation des valeurs ou d'inversion du signal (déflation) est observée (Figure 2.35 et 2.36).

L'amplitude et l'orientation des déplacements horizontaux de chaque station normalisée aux déplacements de la station SNEg (qui enregistre les déplacements les plus importants) évoluent peu d'une éruption à l'autre exceptée sur la station RIVg (Figure 2.37). La partie sommitale du cône se déforme de manière asymétrique avec des déplacements totaux 2 à 4 fois plus faibles dans la partie ouest (BORg) que dans la partie est (SNEg, DSRg et DERg).

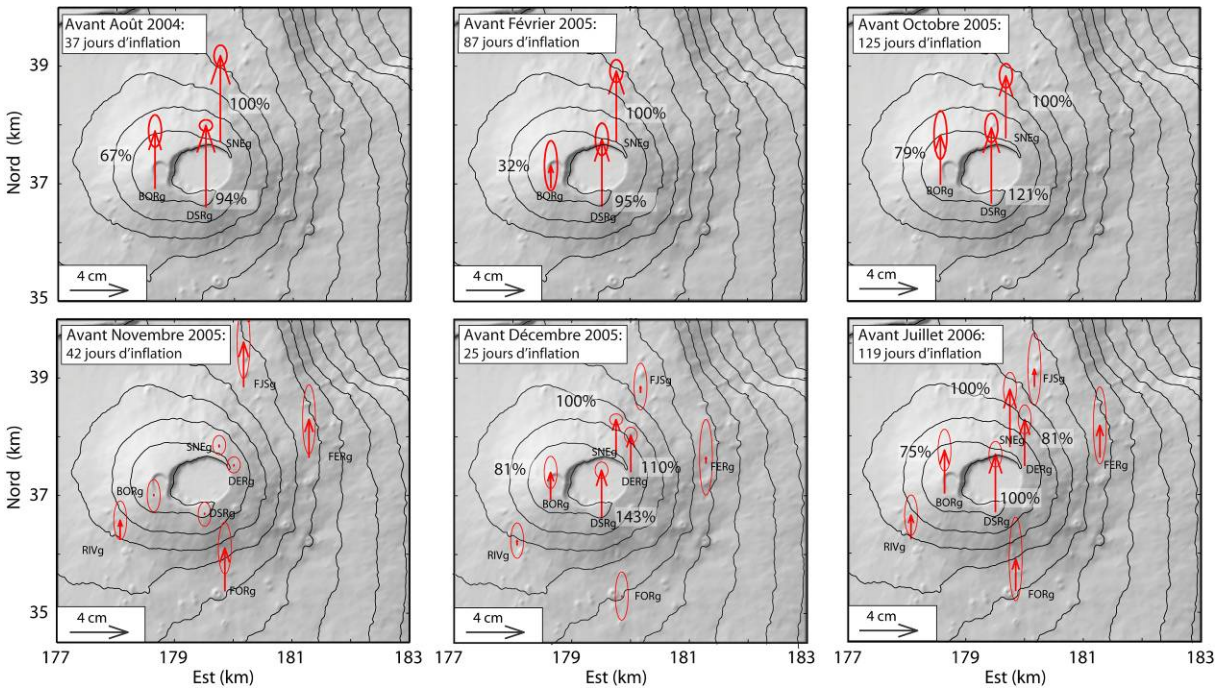


Figure 2.38 : Déplacements verticaux enregistrés sur l'ensemble du réseau GPS permanent lors des phases pré éruptives depuis le début de l'implantation du réseau en 2004. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion). Le réseau n'étant opérationnel qu'à partir de février 2004 nous ne disposons pas de l'intégralité des déplacements pré éruptifs associés à l'éruption de mai 2004.

La comparaison de l'évolution des déplacements sur les stations basales et sommitales le long des quatre radiales, nord, est, sud est et sud ouest révèle deux comportements distincts (Figures 2.36, 2.37 et 2.38). Le long des radiales nord, sud est et sud ouest, les déplacements horizontaux à la base du cône suivent une évolution similaire qui se calque sur la station sommitale située sur la même radiale avec des amplitudes de déplacement du même ordre de grandeur. Par contre le long de la radiale est, la station FERg enregistre des amplitudes de déplacement deux fois plus faible que la station DERg situé sur la même radiale (Figures 2.36, 2.37 et 2.38).

Les déplacements distincts enregistrés sur la station RIVg ne sont pas forcément d'origine volcanique et peuvent être liés à un effet de site. En effet le récepteur GPS de RIVg est situé dans une zone fortement fracturée qui peut perturber localement les déformations de surface.

De plus, l'antenne de cette station est positionnée sur un trépied non cimenté, assujetti aux prises au vent… qui peut perturber l'acquisition du signal GPS (le RMS sur cette station est 2 fois plus important que sur les autres stations basales).

Contrairement aux déplacements horizontaux, qui présentent un comportement similaire d'une phase pré éruptive à l'autre, les déplacements verticaux diffèrent notamment sur les stations basales (Figure 2.38). Le comportement des composantes verticales est toutefois à nuancer car le bruit de fond peut atteindre 5cm (10 fois plus important que sur les autres composantes) ce qui peut masquer des déplacements lors de phases pré éruptives courtes.

Même si l'évolution à long terme de l'altitude des points situés à la base du cône semble perturbée par les variations de température (Figure 2.39), (effet de relief qui joue en temps que barrière physique et climatique, chapitre 2.1.1.3), des tendances évolutives se dessinent et se surimposent aux variations saisonnières.

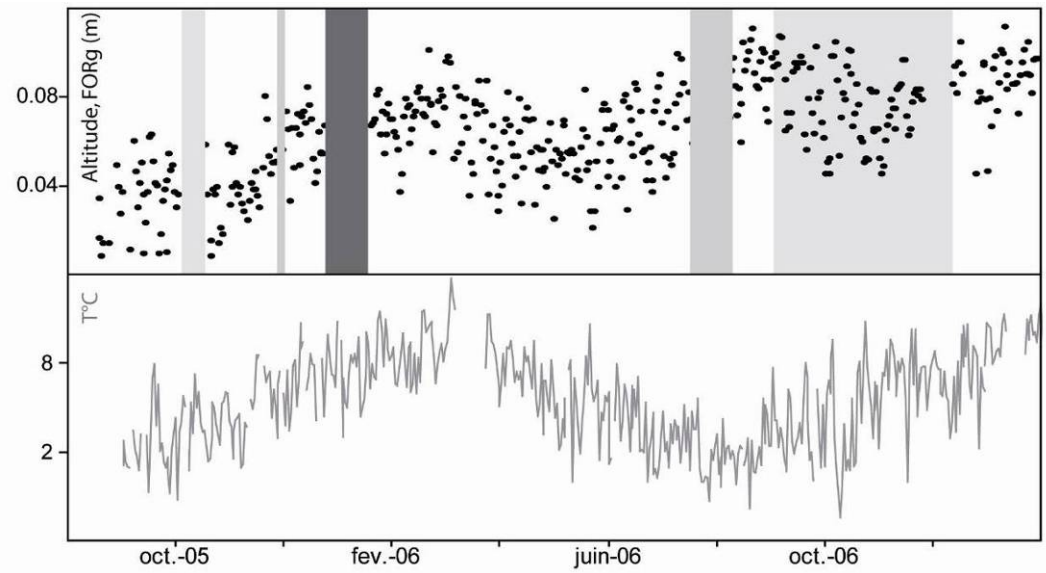


Figure 2.39 : Evolution des déplacements inter éruptifs du point GPS FORg entre 2005 et 2007 comparée avec l'évolution de la température Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales).

Ainsi, avant l'éruption de novembre 2005, les stations sommitales enregistrent peu de déplacements verticaux significatifs alors que les stations basales enregistrent des déplacements verticaux qui sortent légèrement de l'ellipse d'erreur (Figures 2.36, 2.38, 2.40).

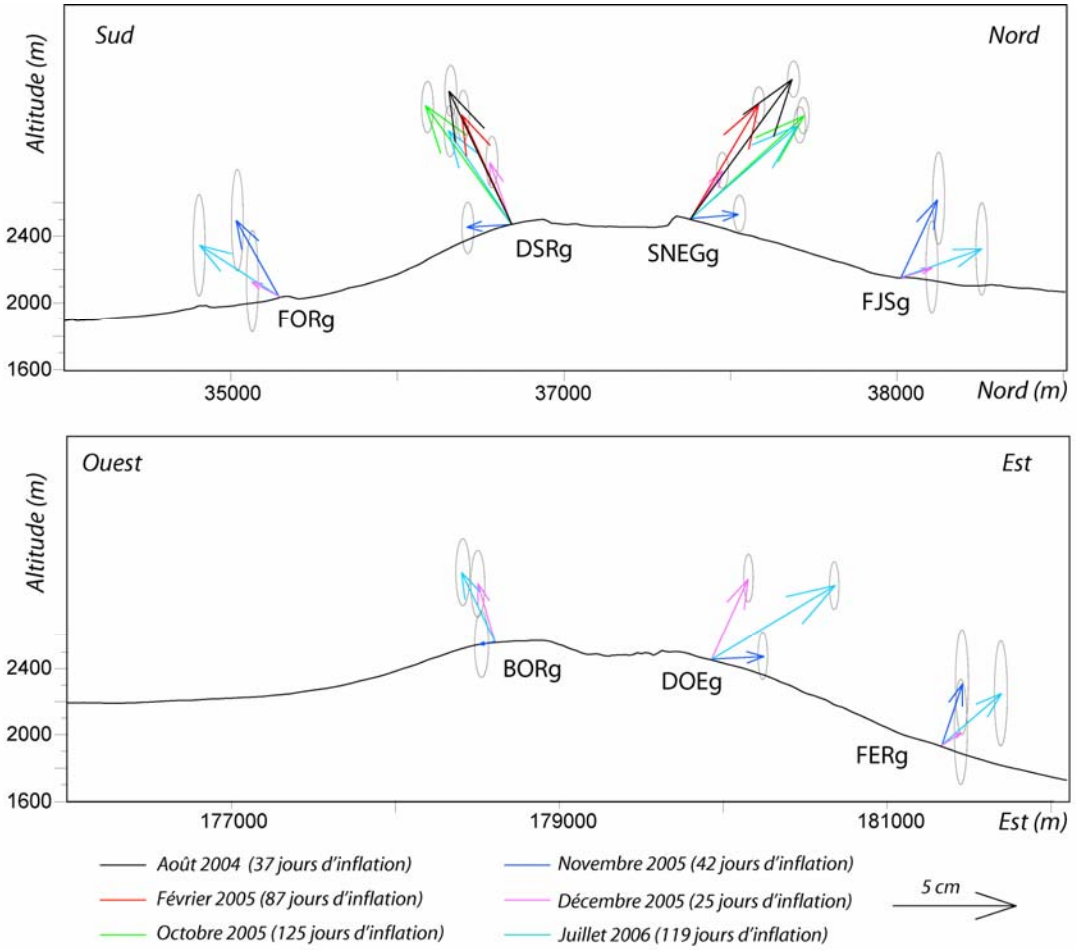


Figure 2.40 : Déplacements pré éruptifs représentés le long des axes nord-sud et est–ouest. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

2.3.3.4 Déplacements GPS post éruptifs

Après chaque éruption sommitale et latérale proche de petite ampleur, une reprise de l'inflation est systématiquement observée (Figures 2.35 et 2.36). En revanche suite aux éruptions distales de février 2005, décembre 2005 - janvier 2006 et avril 2007, qui ont émis respectivement 20, 16 et 90-110 Mm^3, l'orientation des vecteurs déplacements révèlent une contraction de la zone sommitale (Figure 2.41).

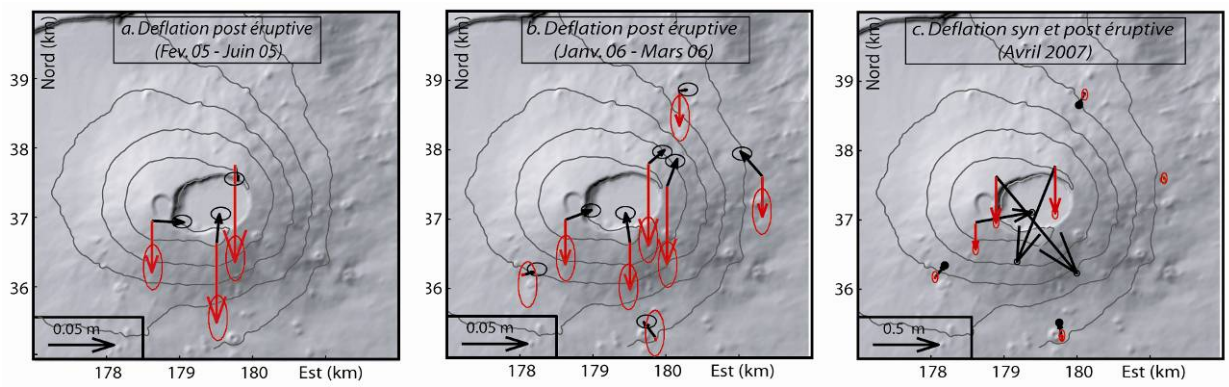


Figure 2.41 : Déplacements post éruptifs enregistrés suite aux éruptions distales de (a) février 2005 (b) décembre 2005 et (c) avril 2007. En noir, les déplacements horizontaux et en rouge les déplacements verticaux. Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est adaptée à chaque période. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

Entre janvier et mars 2006, les vecteurs déplacements s'orientent en direction de la trajectoire du dyke qui a alimenté les fissures éruptives de l'éruption de décembre 2005 au nord est de l'édifice dans La Plaine des Osmondes. Ce comportement peut-être mis en relation avec la contraction thermique du dyke qui se refroidit.

La subsidence la plus importante a été enregistrée au cours de l'éruption d'avril 2007, lors de l'effondrement du Dolomieu (volume estimé à 150 Mm^3), et se poursuit encore actuellement.

2.3.4 Bilan des déformations inter éruptives

✓ ***Evolution des déformations inter éruptives entre 1998 et 2007***

Le suivi en continu des déformations entre 1998 et 2007 sur l'ensemble des réseaux de déformation implantés sur le Piton de La Fournaise, montre la présence systématique avant chaque éruption d'une lente inflation du cône, sensible au niveau de la zone sommitale ainsi qu'à la base. La déformation de l'édifice apparaît comme quasi continue (Figure 2.42). Seule une légère déflation post éruptive suite aux éruptions émettant de larges volumes de lave est observée

Depuis 1998, les vitesses de déformation ont évolué avec la présence de quatre ruptures de pente majeures, visibles sur l'ensemble des réseaux, et calquant sur l'évolution de la courbe de sismicité cumulée (Figure 2.42) :

- ainsi, en avril 1999, l'ensemble des réseaux enregistre le début des déformations quasi continues, le taux de sismicité reste relativement faible (inférieur à 20 séismes par jour) ;

- à partir de mi 2000, ces déformations s'accélèrent, et parallèlement à cela la sismicité pré éruptive change de comportement avec une augmentation exponentielle systématique du nombre de séismes journaliers à l'approche de chaque éruption (avec des valeurs pouvant atteindre une centaine de séisme journalier) ;
- en mai 2003 les déformations s'accélèrent de nouveau
- avant de diminuer mi 2004.

Ces ruptures de pentes correspondraient à des dates clés dans l'évolution des processus globaux affectant le comportement du Piton de La Fournaise. Ils seront discutés au chapitre 5.

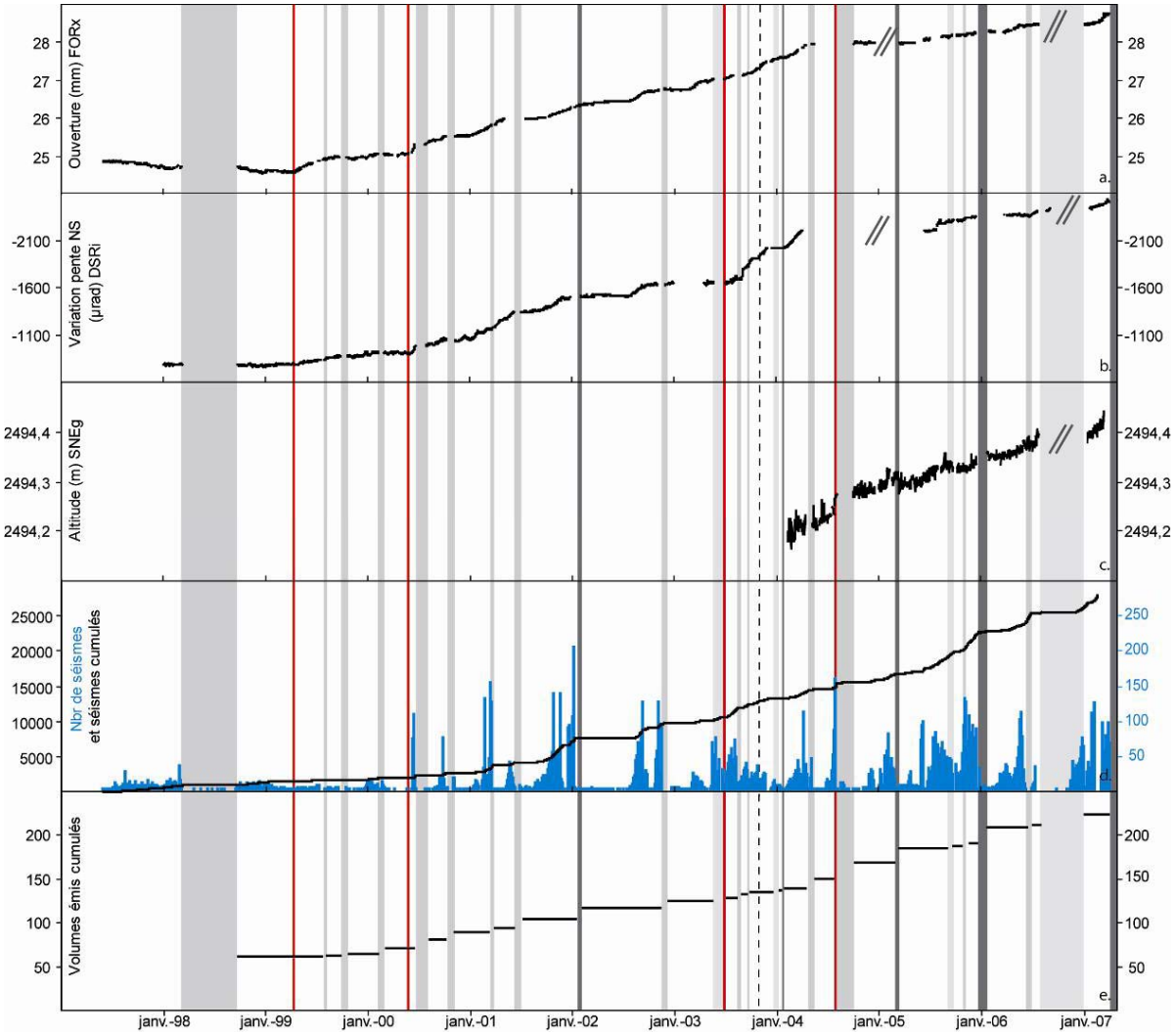


Figure 2.42 : Comparaison entre (a) l'ouverture de la fracture FORx, (b) la variation de pente de la composante NS de la station inclinomètrique DSRi, (c) la variation d'altitude du point SNEg, (d) le nombre de séismes journaliers (bleu) et cumulés (noir), et (e) le volume émis cumulé entre 1997 et 2007. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales),en pointillé l'intrusion de novembre 2003. Les traits rouges correspondent aux ruptures de pente sur les courbes cumulées de déformation.

- ✓ ***Cycles de déformation***

L'inflation continue de l'édifice est seulement interrompue par de légères déflations post éruptives faisant suite aux éruptions distales émettant de larges volumes de lave (Figure 2.42). Ainsi, depuis 2002 et l'apparition des éruptions distales, des cycles d'inflation inter éruptives, séparés par des phases de déflation (ou de stabilisation des mouvements) peuvent être distingués. Au cours d'un même cycle se succèdent sur plusieurs mois des éruptions sommitales et/ou latérales proches. Chacun de ces cycles se termine par une éruption distale (mai 2003-janvier 2004 ; mai 2004-février 2005 ; octobre 2005-décembre 2005 ; juillet 2006-avril 2007) (Figure 2.42).
Les éruptions distales vidangent une grande partie du réservoir magmatique (20 à 120 Mm^3 de lave émise en surface, Annexe 1) générant ainsi une déflation de la zone sommitale à laquelle s'ajoute des réajustements thermiques et mécaniques au niveau de la zone intrudée. La vidange du réservoir perturbe son état de contrainte ainsi que celui de l'encaissant expliquant les délais de plusieurs mois (4 à 8 mois) entre la fin d'un cycle et le début du suivant marqué par la reprise de l'inflation du cône sommital.

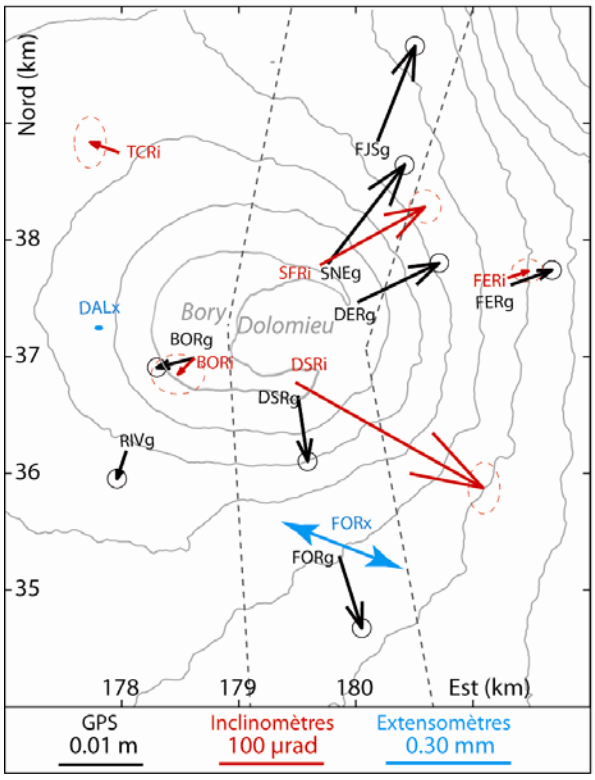
Les éruptions qui débutent un cycle émettent peu de magma, ainsi, il n'existe pas de relation directe entre la durée (et l'amplitude) d'une phase pré éruptive et le volume de magma émis lors de l'éruption qui suit. La relation est décalée dans le temps avec l'implication d'un volume plus important lors de l'éruption distale clôturant un cycle. La notion de cycle de déformation se justifie donc pleinement avec l'implication en profondeur de volume de magma dés le début d'un cycle qui sera émis plus tard. Cet aspect du fonctionnement actuel du Piton de La Fournaise sera discuté au chapitre 5.

L'absence de déflation suite aux éruptions sommitales et latérales proches peut s'expliquer par les faibles volume émis ainsi que par la reprise systématique de l'inflation dès la fin de l'éruption qui peut masquer la présence d'une éventuelle déflation post éruptive.

- ✓ ***Répartition spatiale des déformations pré-éruptives à long terme***

Les stations montrant une amplitude maximale des déplacements horizontaux (GPS) et des variations inclinométriques sont respectivement la station SNEg et la station DSRi (Figure 2.43). La station DSRg se situe sur une unité rigide, peu fracturée, le « plateau du Dolomieu

Sud », tandis que la station DSRi se situe dans une zone fracturée à proximité du rempart du Dolomieu qui peut localement amplifier les déformations et expliquer la différence d'amplitude enregistrée sur ces deux stations pourtant proches.



Le comportement des stations BORi et BORg (Figure 2.43) se démarque des autres stations sommitales avec des variations de pente et des déplacements jusqu'à 80% plus faible. Ces observations, ainsi que l'absence de déplacement significatif sur la station extensométrique DALx située dans la partie ouest de l'Enclos Fouqué, confirment la relative stabilité du flanc ouest du volcan en butée sur le Piton de Neiges alors que le flanc oriental encaisse l'essentiel des déformations.

Figure 2.43 : Comparaison des déformations inter éruptives cumulées enregistrées sur le réseaux GPS (en noir, déplacements horizontaux), inclinométrique (en rouge) et sur l'extensomètre FORx entre 2005 et 2006. En pointillé les rifts zones définies par Bachèlery, 1981. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

La stabilité du flanc ouest a déjà été mentionnée pour les cycles d'activités précédant (1972-1992) et actuel à partir d'études structurales réalisées sur l'ensemble de l'édifice (Bachèlery, 1981 ; Carter et al., 2006). L'atténuation des déformations sur le flanc ouest peut également s'expliquer, en partie, par l'abondante fracturation liée aux anciennes structures d'effondrement et délimitant la bordure entre les deux cratères sommitaux. La présence de cette fracturation peut favoriser un découplage entre la partie orientale et occidentale du massif.

Dans le même sens, les stations basales GPS FERg et RIVg, (et inclinométriques FERi et TCRi) situées de part et d'autre des rifts zones enregistrent moins de déplacements pré éruptifs que les stations FORg et FJSg (Figure 2.43). Les rifts zones, semblent donc jouer un rôle important dans la distribution des déformations, avec la présence d'une fracturation abondante favorisant un découplage de la rift zone et du reste de l'enclos.

- ✓ ***Origine des déformations inter-éruptives***

Les déformations sous un édifice volcanique peuvent s'expliquer par la migration de magma vers la surface, par une source fixe correspondant à un réservoir magmatique surpressurisé, ou par des phénomènes de déstabilisation de flanc.

Au Piton de La Fournaise, des accélérations de la déformation peuvent être notées à l'approche de certaines éruptions (août 2004, février 2005, décembre 2005, juillet 2006) ou à la reprise de l'inflation suite à une période de déflation (janvier 2004 et juin 2005) (Figures 2.27, 2.35 et 2.42). Cette accélération est enregistrée sur l'ensemble des stations révélant un mouvement d'ensemble de l'édifice et l'implication d'un processus global.

L'accélération initiée quelques jours avant l'éruption du 20 juillet - 14 août 2006 s'accompagne d'une augmentation du nombre de séismes journaliers (Figure 2.42). Durant ce même temps, les corrélations sur le bruit du fond sismique révèlent une diminution de vitesse dans le milieu (Brenguier et al., 2007a ; Zacharie Duputel, communication personnelle). Au Piton de La Fournaise, une telle diminution de vitesse semble associée à un phénomène de dilatance de l'édifice qui augmente la porosité fissurale pré-existante, générée par une source fixe plutôt qu'à une injection magmatique (Brenguier et al., 2007a). En effet, le milieu étant fortement fracturé, une injection de magma a tendance à diminuer la fraction de vide du milieu en comblant la porosité pré existente, ce qui a pour conséquence d'augmenter la vitesse des ondes sismiques (Ayling, 1995).

Les inflations pré éruptives peuvent donc être imputées à une source de pression fixe, localisée sous les cratères sommitaux, correspondant à un réservoir magmatique superficiel. La mise sous pression d'un réservoir magmatique peut se faire par réalimentation (Arnadottir et al., 1998) ou par cristallisation / dégazage du magma (Tait et al., 1989).

Les accélérations de la déformation seraient donc à mettre en relation avec un changement dans le flux d'alimentation ou dans les processus physique / chimique au sein du réservoir qui génèrerait une perturbation du champ de pression au sein du réservoir magmatique. Les 5 et 12 juillet 2006, deux crises sismiques de dix minutes (séismes localisés entre 500 et 2000m de profondeur) ont été enregistrées. Suite à ces crises sismiques, qui ont pu libérer une petite quantité de magma resté en profondeur (peu de déformation visible, < à 1 cm), une perturbation de l'état de contrainte a pu s'en suivre, se traduisant par une accélération de l'inflation.

✓ ***Comparaison avec la sismicité***

La localisation des séismes est similaire d'une phase inter éruptive à l'autre.

L'essentiel de la sismicité est d'origine volcano-tectonique et se focalise dans un essaim localisé entre 500 et 2500m de profondeur sous les cratères sommitaux (Figure 2.44). A noter la présence de deux autres essaims sismiques à ~7,5km de profondeur à l'ouest du cratère Bory et sous le flanc est à 4,5-5km de profondeur.

Les hypocentres présentés sur la figure 2.44 ne représentent qu'une petite partie de la sismicité qui a pu être localisée. L'erreur sur la position des séismes est de l'ordre de 250m en localisation est-ouest et nord-sud et de l'ordre de 350m en profondeur.

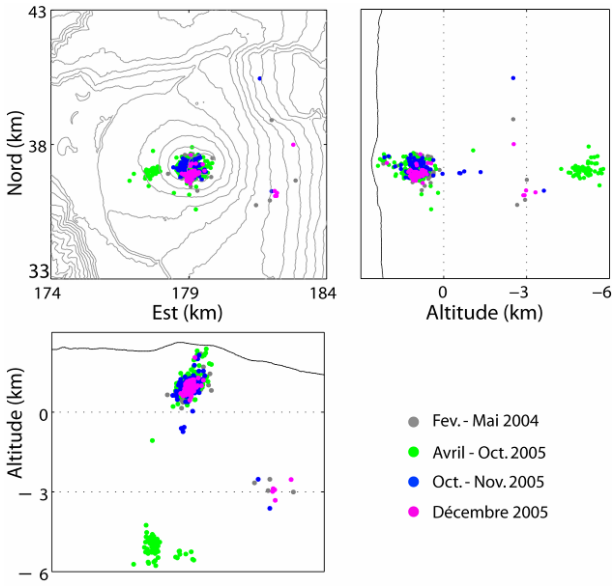


Figure 2.44 : Localisation de la sismicité pré éruptive. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion). Localisation des hypocentres, d'après Valérie Ferrazzini, communication personnelle.

L'essaim sismique situé à 7,5km de profondeur se situe au toit de la croûte océanique au dessus de laquelle l'édifice volcanique s'est édifié (Gallard et al., 1999). Cette localisation correspond également au point de départ de la migration des séismes lors de la crise pré éruptive précédent l'éruption de 1998 (Battaglia et al., 2005).

Concernant la sismicité localisée sous le flanc est à 4,5-5km de profondeur, elle ne concerne que les éruptions distales de juin 2001, janvier 2002, novembre 2002, janvier 2004, février 2005, décembre 2005 et avril 2007. Un tel essaim sismique avait déjà été enregistré en 1986 avant l'éruption distale de mars 1986 qui s'était poursuivie hors de l'Enclos Fouqué (Lénat et al., 1989b). Cet essaim sismique fut interprété comme lié à la relative mobilité du flanc oriental associée à l'injection du dyke vers le flanc est (Lénat et al., 1989b) ou comme soulignant des intrusions en bordure d'une chambre magmatique de grande dimension s'étendant jusque sous le flanc est (Hirn et al., dans Lépine, 1987).

Les séismes les plus superficiels sont toujours localisés dans un espace bien contraint sous les cratères sommitaux (Figure 2.44). Cette zone correspond à la localisation d'un corps rapide reconnu en tomographie sismique pouvant représenter un complexe intrusif solidifié suffisamment rigide et cohésif pour qu'une rupture sismique se produise en réponse à une sollicitation sous-jacente (Nercessian et al., 1996 ; Brenguier et al., 2007b). A noter la présence d'une lacune de sismicité aux alentours de 1800m d'altitude, qui pourrait correspondre à une discontinuité géologique majeure ou à la présence du réseau hydrothermal. L'extension des anomalies positives enregistrées en polarisation spontanée au niveau de la zone sommitale révèle la présence d'un réseau hydrothermal situé à une profondeur maximale de 800m sous la surface (Antony Finizola, communication personnelle, Lénat et al., 2000). L'essaim sismique pré éruptif chapote une zone asismique qui se confond avec une zone de faible vitesse (Nercessian et al., 1996). Nercessian et al. (1996) et Sapin et al. (1996) interprètent cette zone de faible vitesse comme un bon candidat pour un réservoir superficiel alimentant en magma la plupart des éruptions. De plus, le niveau de la mer correspond plus ou moins, dans le cas du Piton de La Fournaise, à un horizon de neutralité gravitaire où la densité du magma est égale à celle du milieu environnant (Battaglia et al., 2005).

Il apparaît que la localisation de la sismicité, ainsi que l'orientation et la répartition des déplacements avant chaque éruption, évoluent peu d'une éruption à l'autre (Figure 2.45).

Les distinctions observées d'une éruption à l'autre affectent essentiellement la composante verticale et restent pour l'essentiel dans l'ellipse d'erreur.
Ceci suggère une source de pression sous le Dolomieu similaire ou proche pour chacune des périodes pré éruptives. L'implication et l'influence d'autres sources de pression seront toutefois testées dans les modélisations numériques présentées au chapitre 3.5.

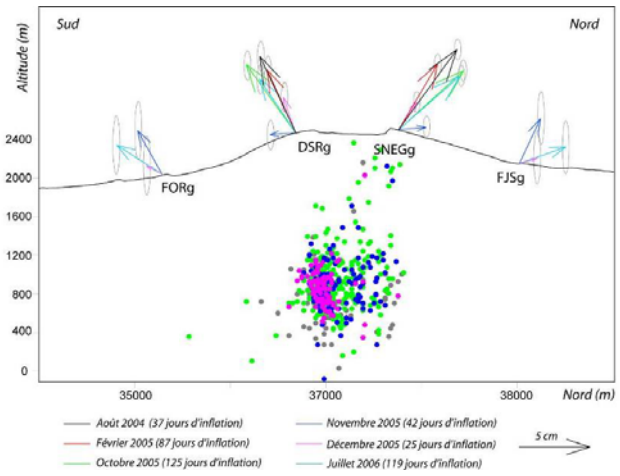


Figure 2.45 : Localisation de la sismicité pré éruptive superficielle comparée avec les déplacements pré éruptifs le long de l'axe NS. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

2.4 Suivi des déformations liées aux phases éruptives de 1998 à 2007

A la suite des phases pré éruptives de quelques semaines/mois, au cours desquelles une augmentation de la sismicité et une lente déformation du cône est observée, une déformation rapide de la zone sommitale débute brutalement (Figure 2.46, Annexe 3). Cette déformation, pouvant atteindre plusieurs centaines de microradians sur les stations inclinométriques et plusieurs dizaines de centimètres sur les stations GPS, est accompagnée d'une crise sismique, et correspond à la migration de l'intrusion magmatique vers la surface. La majorité de ces déformations est irréversible.

2.4.1 Dynamique intrusive

2.4.1.1 Suivi des déformations associées aux injections magmatiques

L'étude des données continues inclinométriques (et GPS depuis 2004) permet de suivre spatialement et temporellement les injections magmatiques et donc de contraindre leur dynamique. Ce suivi, réalisé pour toutes les éruptions de la période 1998 - 2007, a permis de mettre en lumière des caractères qui s'avèrent souvent très semblables d'une éruption à l'autre avec, pour les éruptions latérales, une migration de l'injection magmatique en deux temps.

(1) Les déformations de surface sont détectées quelques minutes (3-5 min) après le début de la crise sismique. Dans un premier temps, l'amplitude du mouvement inclinométrique augmente progressivement sur l'ensemble des stations avec un signal prépondérant au niveau des trois stations sommitales (Figure 2.47). L'orientation des vecteurs déplacements, divergeants depuis une zone située sous le cratère Dolomieu, est stable durant cette première phase d'injection révélant une propagation verticale de l'injection à l'aplomb des cratères sommitaux, sans déplacement horizontal de la source d'inflation.

(2) Suite à cette phase d'inflation sommitale, une inversion du signal se produit indiquant un déplacement des foyers de déformation vers l'un des flancs du cône terminal (Figure 2.47). Ce mouvement du centre d'inflation est lié à la migration latérale de l'injection magmatique.

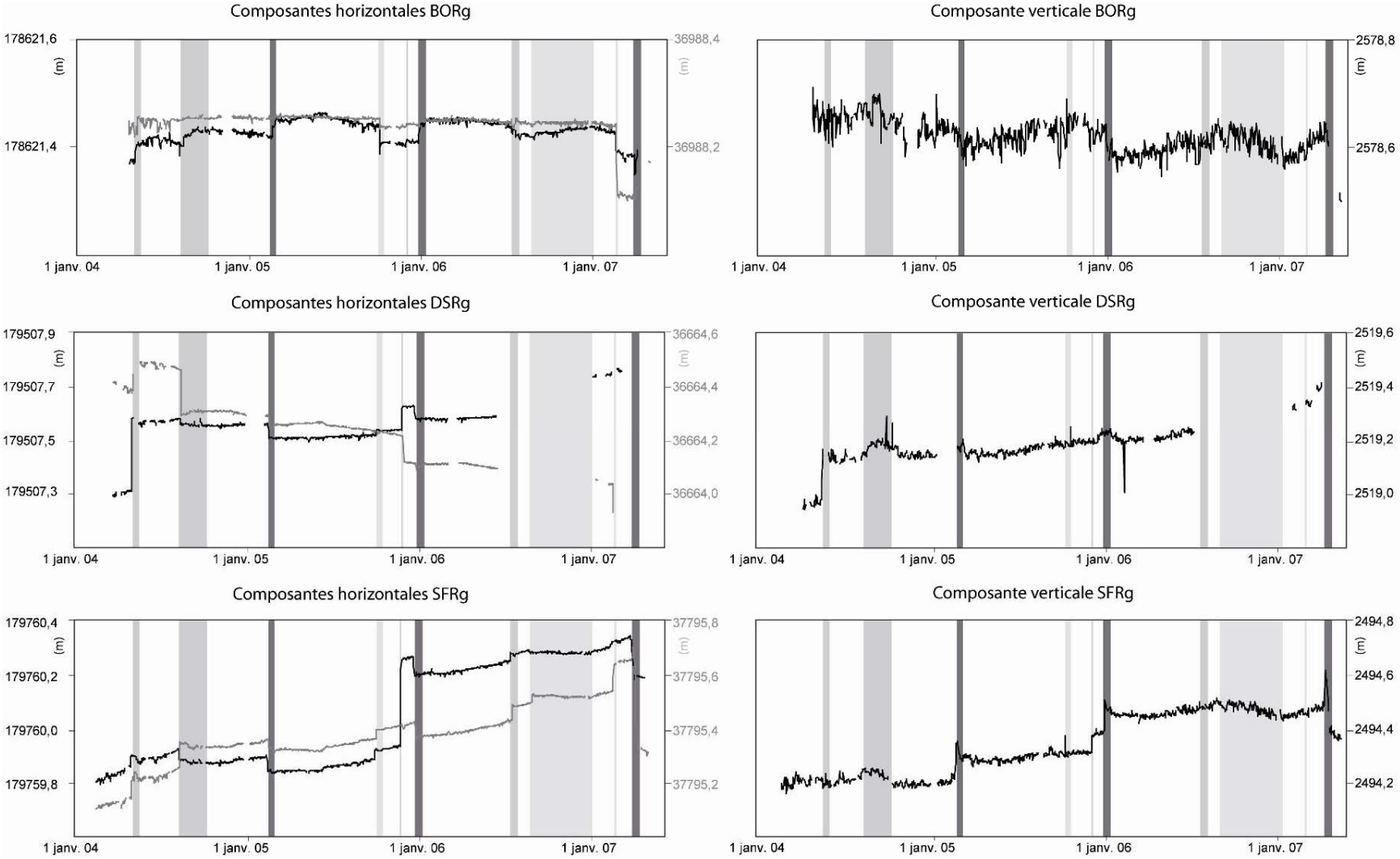


Figure 2.46 : Evolution de la position (à gauche, noir : composante est, gris : composante nord) et de l'altitude (à droite) des trois GPS sommitaux entre 2004 et 2006. Echelle différente suivant les stations et les composantes. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales).

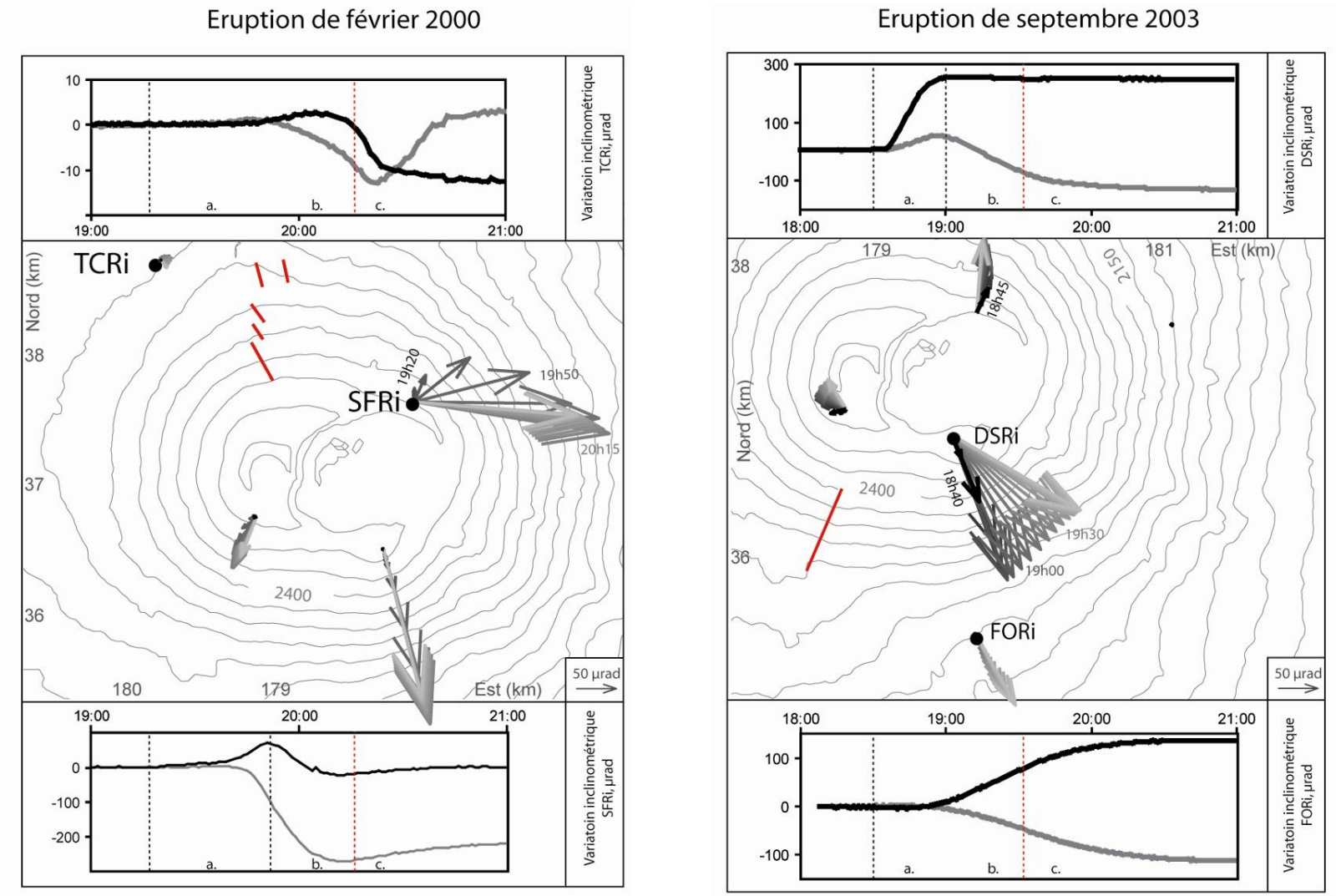


Figure 2.47 : Evolution des données inclinométriques lors des injections magmatiques (noir : composante NS et gris : composante EW). Exemple des éruptions de février 2000 et septembre 2003 (les lettres a, b, c représente respectivement le début de la migration verticale, de la migration latérale et de l'éruption). (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

Lors des derniers stades de mise en place de l'injection latérale, la propagation ralentie (Figure 2.47) du fait de la baisse de pression dans le dyke (en réponse à la baisse de surpression dans le réservoir et au dégazage du magma qui voit ainsi sa densité augmenter).

Dans le cas d'éruptions éloignées de la zone sommitale, il peut se passer plusieurs heures entre le départ de l'injection et l'arrivée des premières laves en surface. La durée de la phase intrusive est strictement corrélée à la distance du point d'émission des premières laves par rapport au sommet (Figure 2.48).

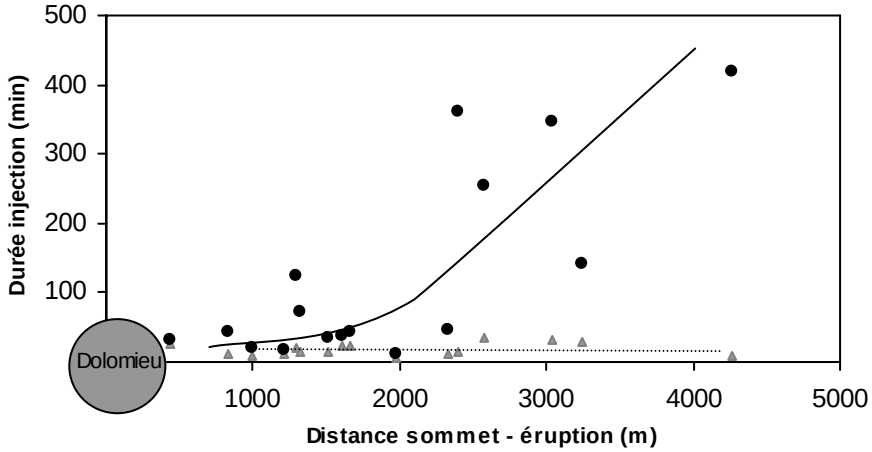


Figure 2.48 : Evolution de la durée de l'injection verticale (triangle gris) et de l'injection latérale (rond noir) en fonction de la distance du site éruptif par rapport au sommet pour les éruptions latérales récentes du Piton de La Fournaise.

- <u>Caractéristiques de la phase de migration magmatique verticale</u> :

Concernant la migration verticale, une distinction peut être faîte entre les éruptions distales et latérales proches.

Eruptions distales

Depuis 2004, la dynamique intrusive est également suivie par les GPS permanents. Il fut ainsi possible de comparer, avec les bases de données GPS et inclinométrique, les deux éruptions distales de février et décembre 2005, qui se sont déroulées dans la Plaine des Osmondes. S'en dégagent les mêmes tendances évolutives (Figure 2.49). Les données GPS et inclinométriques révèlent pour ces deux injections magmatiques, une migration verticale du magma sous la zone sommitale limitée à une dizaine de minutes et donc un départ rapide de l'injection sur le flanc (Figures 2.48 et 2.49, Annexe 1).

A noter que lors de l'injection latérale sur le flanc, les mouvements des stations inclinométriques situées sur le flanc opposé s'inversent révélant une déflation à la base du flanc non intrudé (Figure 2.49).

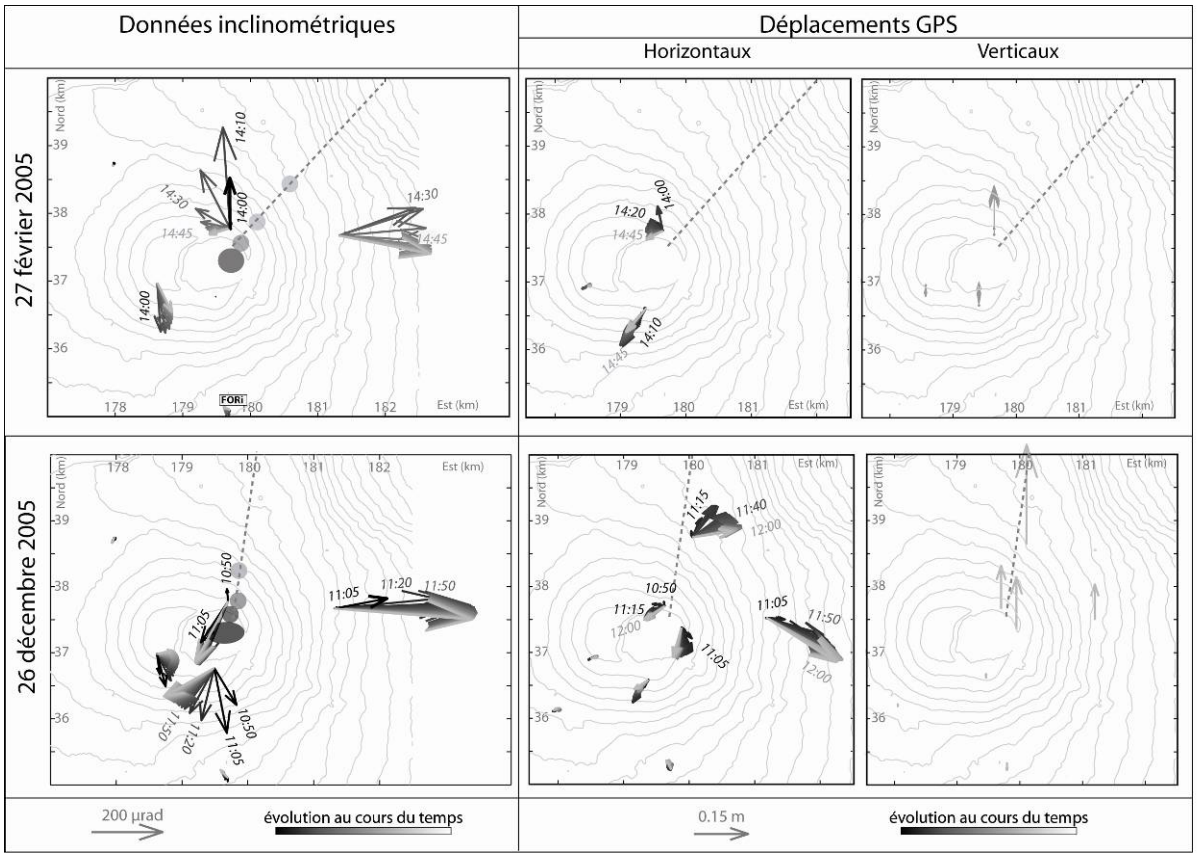


Figure 2.49 : Evolution des données inclinométriques et des déplacements GPS lors des injections magmatiques des éruptions de février et décembre 2005. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

Eruptions latérales proches

Les durées de migration verticale sont plus longues lors des injections magmatiques conduisant aux éruptions latérales proches (Figure 2.48). Si l'on suppose une chimie et une rhéologie des magmas similaires pour toutes ces éruptions latérales proches (Albarède et al., 1997, Vlastélic et al., 2005), ainsi que le passage de l'injection au travers d'un encaissant similaire, les fluctuations dans la durée de migration verticale d'une éruption à l'autre suggèrent un départ du magma sur le flanc à différente profondeur.

Les données inclinométriques liées aux injections magmatiques des éruptions latérales proches de 2000 à 2003 ont fait l'objet d'une publication présentée dans la section qui suit avec une étude comparée de l'évolution du bruit de fond sismique.

2.4.1.2 Comparaison avec la sismicité – Article publié à GRL

Tous les séismes se produisant lors des crises sismiques pré éruptives sont localisés dans une région étroite comprise entre 500 et 2500m de profondeur sous les cratères sommitaux.

Contrairement à la sismicité enregistrée les semaines/mois précédent l'éruption (Figure 2.44), la localisation des essaims sismiques des crises intrusives diffère d'une éruption à l'autre en fonction de la localisation des fissures éruptives (Figure 2.50). Cette sismicité soulignerait l'existence de différent point d'initialisation de l'injection, soit par une rupture préférentielle d'un côté ou de l'autre d'un même réservoir superficiel ou la présence de plusieurs systèmes de stockage comme suggéré par Lénat et Bachèlery (1990).

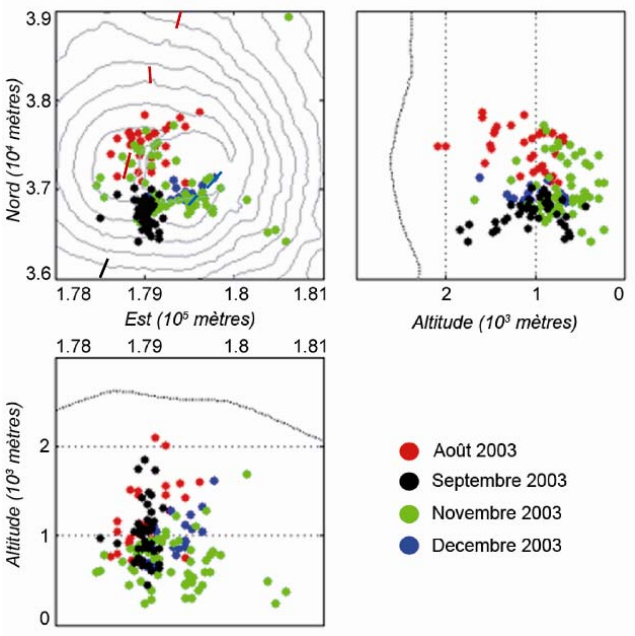


Figure 2.50 : Localisation d'une partie des séismes des crises sismiques précédant les éruptions de août 2003, septembre 2003, novembre 2003 et décembre 2003 (localisation des hypocentres d'après Valérie Ferrazzini, communication personnelle). Les traits pleins représentent la localisation des fissures éruptives. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

L'essentiel de la sismicité correspond à des séismes volcano – tectoniques de faibles magnitudes (0.1 à 2). Quelques événements longues périodes sont enregistrés et sont à mettre directement en relation avec des déplacements de magma en profondeur (Aki et Ferrazzini, 2000). Pour la crise sismique de 1998, les séismes montrent à la fois des arrivées d'ondes P en compression et en dilatation, suggérant que ces événements sismiques ne soient pas liés directement à l'ouverture d'un dyke mais plutôt à des réajustements de contraintes (cisaillements le long de fractures environnantes) de la roche encaissante (Battaglia et al., 2005). C'est pourquoi, excepté l'essaim sismique profond de mars 1998 (Battaglia et al., 2005), aucune migration significative de la sismicité sous le sommet n'est observée. A noter que lors de la crise sismique précédant les éruptions distales de janvier 2002, janvier 2004, février 2005, décembre 2005 et avril 2007, un deuxième essaim sismique situé sous le flanc est à 5km de profondeur, est également enregistré.

Lors de la propagation latérale finale du magma vers l'évent, la sismicité diminue considérablement du fait de la propagation dans un milieu fortement fracturé facilitant l'injection (Aki et Ferrazzini, 2000 ; Nercessian et al., 1996).

Pour l'éruption sommitale de août 2006 - janvier 2007, qui faisait suite à l'éruption de juillet – août 2006 (flanc sud) arrêtée 15 jours plus tôt (Annexe 1 et 2), aucune crise sismique franche n'a précédée l'ouverture de la fissure éruptive située dans le cratère Dolomieu (seulement une dizaine de séismes). De même, aucune crise sismique n'a été enregistrée lors des trois dernières phases de l'éruption de mai – juillet 2003, chacune d'entre elles étant espacées de 3 à 7 jours (Annexe 1). La proximité dans le temps de ces diverses phases éruptives empêche le conduit d'alimentation/dykes de se fermer permettant une alimentation asismique des phases éruptives qui suivent.

A partir des enregistrements sismiques continus, un bruit de fond moyen à chaque station sismique (RMS) a été calculé minute par minute (Yoshihiro Hiramatsu ; Frédérick Massin, communication personnelle). Le bruit de fond correspond à la racine carrée de l'amplitude moyenne du carré du signal sismique sur une période donnée et représente la vitesse moyenne du sol, exprimée en $\mu m.s^{-1}$.

En prenant en considération le bruit de fond sismique sur une base temporelle identique (un point par minute) à celle des données inclinométriques, une comparaison entre les deux bases de données a pût être réalisée. Cette étude réalisée pour les éruptions de 2000 à 2003 est présentée sous forme d'un article publié au journal *Geophysical Research Letters* : Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2005. Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Réunion Island, Geophys. Res. Lett., 32, L22302, doi:10.1029/2005GL023720.

L'étude couplée des données sismiques et inclinométriques nous a permis de réaliser une description et un suivi chronologique des processus d'injections magmatiques alimentant les éruptions latérales, qui sont caractérisées par :

(1) une phase de migration verticale rapide du dyke (2 $m.s^{-1}$) centrée sous le cratère Dolomieu, d'une durée de 10 à 50 minutes

(2) suivie d'une phase de migration latérale plus lente (0,2 à 0,8 $m.s^{-1}$), de quelques dizaines de minutes à quelques heures, fortement contrôlée, par la géométrie des rift zones.

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 32, L22302, doi:10.1029/2005GL023720, 2005

Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island

A. Peltier,[1,2] V. Ferrazzini,[2] T. Staudacher,[2] and P. Bachèlery[1]

Received 17 June 2005; revised 21 September 2005; accepted 11 October 2005; published 16 November 2005.

[1] The relationship between shallow magma storage and flank injections in volcanic edifices is rarely documented. We analyse the time series of geodetic and seismic data collected at Piton de La Fournaise volcano (La Reunion) during 9 flank eruptions from 2000 to 2003. The data depicts how magma injections supplied flank eruptions at Piton de la Fournaise volcano, and allows to precisely determine the direction and duration of dike intrusions, indicating a two phases pattern, consistent over all the eruptions: 1) Fast vertical migration of the dyke (~2 m/s) from the magma chamber to the surface in 10 to 50 minutes, and 2) slower, lateral migration (0.2–0.8 m/s) in tens of minutes to hours controlled by the rift zone geometry. **Citation:** Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery (2005), Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L22302, doi:10.1029/2005GL023720.

1. Introduction

[2] Modeling the geometry of dyke intrusion leading to an eruption has important bearing on the risk assessment on volcanoes. Some recent models applied to Kilauea (Hawaii) [*Cervelli et al.*, 2002], Etna (Sicilia) [*Bonaccorso et al.*, 2002] and Piton de La Fournaise (PdF) (La Reunion, Indian Ocean) [*Battaglia and Bachèlery*, 2003; *Froger et al.*, 2004; *Fukushima et al.*, 2005] volcanoes have determined the final shape of dykes within the edifice, based on surface displacements recorded by GPS, continuous tilt, or deduced from ASAR interferometry. Most often, these models deduced from punctual data do not provide any constraints on the dynamics of dyke propagation itself owing to the lack of continuous record of motions during its emplacement.

[3] At Piton de la Fournaise (PdF) most of the eruptions occur within the Enclos Fouqué caldera that encloses the cone-shaped central edifice (Figure 1). In few cases (1977, 1986, and 1998) flank eruptions occur outside of the caldera, and represent a potential threat for the populations. It is therefore necessary to monitor in real time the dynamics of dyke migration, and predict the possible location of flank eruptions. *Toutain et al.* [1992] calculated the migration of the inflation centre from tilt signals preceding the 1990 eruption. It is, however, a major interest to combine the available data of numerous volcanic crisis, in order to constrain the dynamics of dyke injection. We analyse here continuous recording of tiltmeter and seismic data during the most recent eruptions (2000–2003) of PdF volcano. The data allow a precise description and chronology of the magma injection process, from the rupture of the chamber's roof to the propagation of the dyke at the origin of the eruption. Our results provide a better understanding of eruptive mechanisms at PdF and can be used as a tool for a risk assessment in real time.

[4] Over 11 effusive eruptions have taken place at PdF from 2000 to 2003. We focus on 9 flank eruptions that occurred inside the Enclos Fouqué caldera, along two rift zones oriented N10°E and N170°E, and along a broad eruption axis oriented N120°E (Figure 1 and Table 1). The two remaining eruptions (May and December 2003) were limited to the summit of the volcano inside the Dolomieu crater, and are not considered here.

2. Methods

[5] Since 1980, the Volcanological Observatory of Piton de la Fournaise (OVPF) monitors the activity of the PdF using telemetered instruments including (i) tiltmeters and (ii) permanent seismic stations (Figure 1).

[6] (i) The tiltmeter network of the OVPF is composed of six stations recording with a frequency of 1 sample/min (Figure 1); three of them are located around the summit craters and the three others at the base of summit cone. Each of these stations is composed of two Blum-type pendulum tiltmeters, orientated radially and tangentially to the summit. Tiltmeters are sensitive to diurnal temperature variations (a few tens of μrad). We corrected the intrusive signals (several hundreds of μrad) from these daily variations by subtracting the record of a quiet day having a similar temperature profile. The combination of the movement recorded by the two tiltmeters, radial and tangential, gives us, as function of time, the direction and intensity of the real tilt. Figure 2 shows these tilt vectors describing the slope movement due to the inflation source. The vectors point away from inflation source, and allow us to evaluate the displacement of the inflation centre with time (Figure 3). The location of the source of inflation is geometrically computed as the barycentre of the tilt vectors supplied by the six stations. Due to the lack of stations at the base of the central cone, it is not possible to follow the migration of the inflation centre outside of the network.

[7] (ii) The seismic network consists in 20 stations (Figure 1) equipped with short-period geophones (1 Hz) recorded continuously with a frequency of 100 samples/sec. In order to visualise the dyke propagation and the opening of the eruptive fissures, we compare the seismic background noise (bgn) on different stations. The seismic bgn is the root

[1]Laboratoire des Sciences de la Terre (UMR7154), Université de la Réunion, Saint-Denis, France.
[2]Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (UMR7154), Institut de Physique du Globe de Paris, La Plaine des Cafres, France.

Copyright 2005 by the American Geophysical Union.
0094-8276/05/2005GL023720$05.00

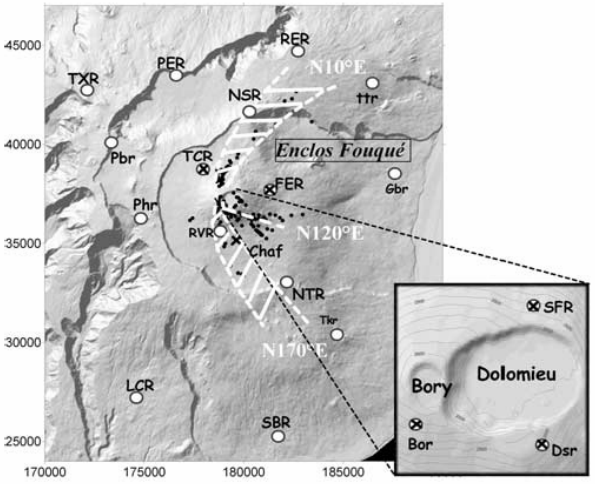


Figure 1. Structural map of Piton de la Fournaise volcano. The rift zones are indicated by white dash lines. The black crosses, white dots, and black dots indicate the location of respectively tiltmeters, seismic stations, and eruptive vents from 1998 to 2003.

mean square of the seismic signal amplitude calculated for each minute over one minute.

3. Results and Interpretation

3.1. Pre-Eruptive Pattern of Flank Eruptions

[8] For 9 flank eruptions we analyse the tilt and seismic data, and compare the migration of the inflation centre as a function of time. For each of them, the tilt radial components steadily increased indicating inflation of the summit, before apparition of clear signals related to the start of the intrusion to the flank. Thus we can distinguish initial upwards movement of magma (phase 1) and the near-surface lateral expansion to the eruption site (phase 2).

[9] In the first phase, the seismic crisis starts with a considerable seismic bgn centred below the summit craters (up to 100 μm/s) (Figure 4). The seismic swarm is located in a well identified zone on the border of the Dolomieu crater at a level ranging between 200 to 800 m above sea level (see Figure 6).

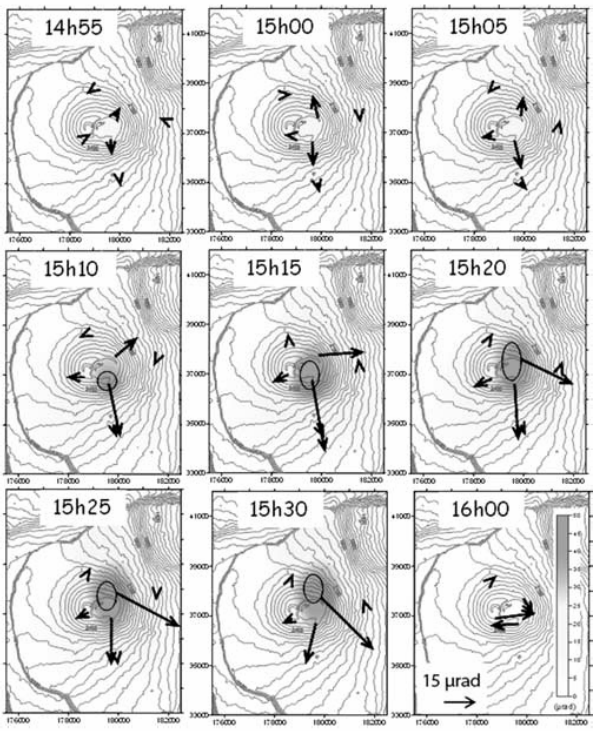


Figure 2. August 2003 dyke intrusion. The maps show the tilt variations observed within a 5 minutes time window, from 14h50 to 15h30. The last map shows the tilt variations between 15h30 and 16h00. Vectors point away from inflation source. Color scale represents contours of deformation amplitude. See color version of this figure in the HTML.

[10] A few minutes (5 to 10) after the beginning of the seismic crisis, tiltmeters record the first signs of summit inflation. The intensity of the tilt increases and the direction of vectors stabilises, defining an inflation centre in the vicinity of the Dolomieu crater. These data indicate that the first motion of magma out of the reservoir is vertical (Figures 2 and 3) and located below Dolomieu crater. The tilt stations record up to 1000 μrad at the summit, while the stations on the flank usually only show variations of about

Table 1. Summary of 2000–2003 Eruptions

Date of Eruption[a]	Location	Altitude of the Eruptive Fissure, m	Seismic Crisis Duration, min[b]	Vertical Injection Duration, min[c]	Lateral Injection Duration, min[d]
14-Feb-00	north flank	2450 2250	64	22	39
23-June-00	east flank south-east	2100 1820	72	23	43
12-Oct-00	south-east flank	2260 2000	57	15	34
27-March-01	south flank south-east	2450 1940	26	7	13
11-June-01	south-east flank	2450 1800	32	10	20
05-Jan-02	north-east flank	1910 1070	383	32	346
16-Nov-02	east flank	1850 1500	296	35	253
22-August-03	Bory + north flank	2590 2140	152	20	125
30-Sept-03	west flank south-west	2330 2195	65	13	42

[a]The reader is referred to the Bulletin of the Global Volcanism Network website (www.volcano.si.edu) for a more extensive phenomenological description of each eruption.
[b]Considering the time between the beginning of the seismic swarm and the opening of the first eruptive fissure.
[c]From the beginning of the summit inflation to the beginning of the lateral displacement of the inflation centre.
[d]From the lateral displacement of the inflation centre to the opening of the first eruptive fissure.

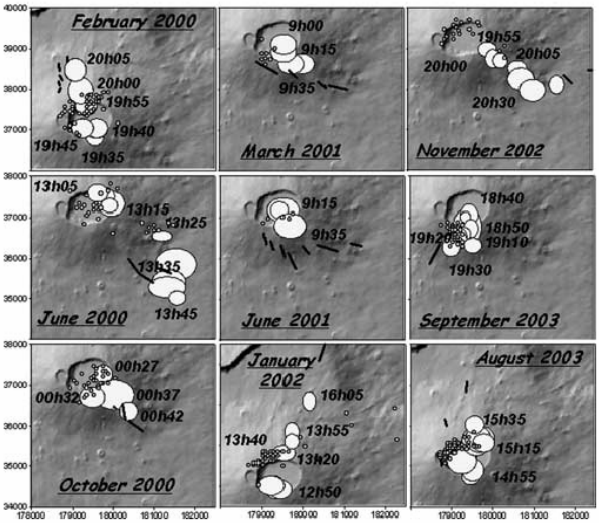


Figure 3. Migration of inflation centres for the 9 eruptions from 2000 to 2003, as estimated from tilt data. Small circles and black lines indicate respectively the location of earthquakes and the eruptive fissures.

10 μrad, indicating a source of deformation shallower than 3 km depth [*Lénat and Bachèlery*, 1990]. More precisely, from one event to another, different settings of this inflation centre may be distinguished (Figure 3). For the eruptions of Feb. 2000, Jan. 2002, Aug. and Sept. 2003, the first inflation centre is located in the south-western part of Dolomieu crater. The alternation of eruption on the northern and southern flanks agrees with the model of *Lénat and Bachèlery* [1990] and the existence of a very shallow storage system above sea level consisting of several magma pockets. Following this model, each eruption is triggered by a single magma pocket. Another explanation could be the presence of a single but anisotropic shallow magma chamber generating overpressures triggering the rupture of one or the other side of system. In any cases, a main magma chamber, located under the Dolomieu crater deeper than 200 to 800 meters a.s.l. (the depth of the seismic swarms), could feed the very shallow magma plumbing system. This main magma chamber has been suggested by the presence of a body with low velocity for P and even S waves just below sea level [*Nercessian et al.*, 1996].

[11] In the second phase, tilt vectors undergo a rotation indicating the beginning of a lateral injection of magma radiating away from the central area on the northern or southern flanks of the volcano (Figures 2 and 3). The inflation centre migrates in the direction of the future eruptive vents. In the same time, the seismic bgn decreases considerably at the summit stations due to the decrease of seismicity under the summit craters, and increases at the stations located at proximity of the dyke intrusion where few larger earthquakes occur but numerous microseismic events are recorded (Figure 4).

[12] A general deflation of the summit is recorded before the onset of the eruption. This deflation is related to the release of pressure under the summit as the dyke propagates to the flank. The seismic bgn increases again due to eruption tremor at the onset of the fissure eruption (Figure 4).

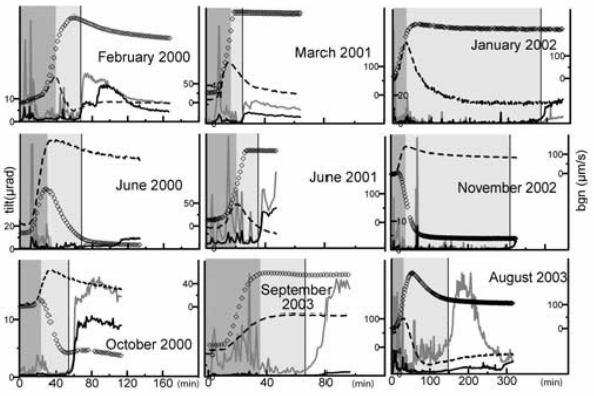


Figure 4. Comparison between the seismic bgn and the tilt signal. Black lines represent the seismic bgn at NSR for the northern eruptions and NTR for the southern eruptions. Grey lines represent the seismic bgn at the Bor, and black dash lines and diamonds represent respectively the radial tilt signal at SFR and Dsr stations. The dark and light grey areas are related to the two stages of the injection described in text.

3.2. Speed and Duration of Injection

[13] The temporal detection of the dyke emplacement allows to estimate the duration and speed of magma migration (Table 1). Figure 5 shows that the durations of the vertical and lateral injections of magma correlate with the horizontal distance of the eruptive fissures from the summit. Considering that the vertical migration is defined by high seismicity and rapid summit inflation, the duration ranges from 7 to 20 minutes for eruptions which are located in the vicinity of the summit craters at a distance less than 1500 meters from the central zone and from 40 to 50 minutes for eruptions which are located at the base of the central cone or further away. For the eruptions we considered, if we make the assumption that there is no significant chemical or rheological change from a magma to another [*Semet et al.*, 2004], and that all the injections occur in the same wall rock (similar fracturing and resistance of rocks), the fluctuation of vertical durations suggests that magma start its ascent at different depths. The further the eruption takes place away from the summit, the longer the

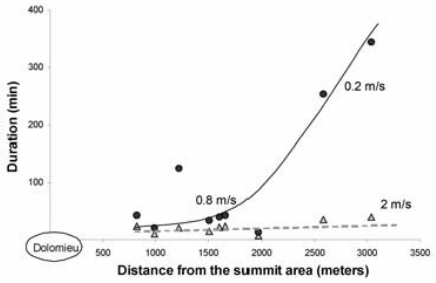


Figure 5. Duration of vertical (grey triangles) and lateral (black dots) magma injections at Piton de La Fournaise as a function of the distance of eruptive vents from the summit.

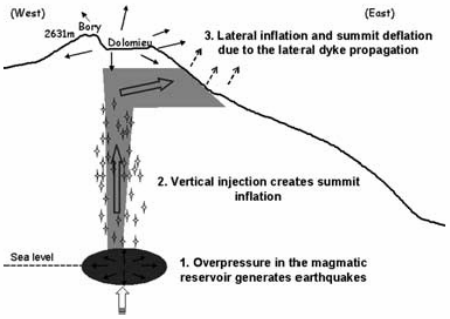


Figure 6. Conceptual model of the magma injection process before flank eruptions at Piton de La Fournaise. Stars indicate the location of some earthquakes occurring during the studied period.

duration of both lateral and vertical injections which may indicate a deeper root of the dyke. A deeper root of the feeding dyke allows a longer lateral migration before reaching the surface.

[14] Considering the time required for the magma to ascent from the bottom to the top of the volume where the seismic swarm is located, estimations of the mean vertical speed give a value of about 2 m/s (Figure 5). Lateral migration speeds of the dyke propagation within the cone ranges between 0.2 m/s and 0.8 m/s. As soon as intrusions propagate away from the cone, propagation speed seems to decrease (Figure 4). The migration speed of the magma remains in the same order or higher than documented in other volcanic edifices. In north Iceland, *Gudmundsson* [1995] estimates a speed of 0.4 to 1.2 m/s for several rifting events during the period of 1975 to 1986 on the Krafla. In Kilauea, *Okamura et al.* [1988], from tiltmeter data, estimates a speed of 0.15 m/s for the Pùu Òo eruption, and in Japan, *Ueki et al.* [1993] estimates from the propagation of earthquakes a speed of 0.003 0.11 m/s for the Teishi Knoll eruption. The high dyke propagation rates in the vicinity of Dolomieu crater can be explained by the dense network of radial and tangential fractures that offer preferential pathways for the magma intrusion to start its lateral migration. Dyke geometries and orientations depend mainly on the direction of surrounding stress field. A dyke injection leads to an eruption if the local stresses along the potential pathway are favourable for the propagation of magma-driven fracture up to the surface [*Gudmundsson and Brenner*, 2004]. In heterogeneous and fractured rocks, dyke propagation can be influenced by changes in the Young's modulus. A weaker Young's modulus tends to release the stresses around the tip of the fracture and guides the injection [*Gudmundsson*, 2002]. Thus, as soon as an ascending dyke meets a network of lateral fractures, it tends to divert and to migrate laterally to the flank, explaining the eruptive vent locations along two main rift zones and the third N120°E direction (Figures 1 and 3).

[15] At Kilauea volcano, where the rift zones are well developed, a significant seismic swarm in the rift zone preceded eruptions and was caused by the dyke emplacement [*Cervelli et al.*, 2002]. The region of the intrusion is characterised by high tensile stress due to the persistent dip rifting in the rift zone and by continued seaward sliding of the south flank. At Piton de La Fournaise, the rift zones consist exclusively of broad fragile areas highly fractured, which may explain the difference in the deformation and the seismic behaviour between the two volcanoes.

[16] The systematic study of these 9 dyke injections preceding flank eruptions indicates a steadiness of the feeding structures of the PdF eruptions with a recurrent global intrusive scheme implying the same structures, revealing a strong structural control exerted by the pre-existing fractures. Beyond this report, it also appears that this behaviour is similar to that described by *Toutain et al.* [1992] for the eruption of 1990, that occurred before the 1998 eruption interpreted as a major magma feeding phase of the summit complex of storage [*Battaglia et al.*, 2005].

4. Conclusion

[17] Magma movements into the central cone of Piton de La Fournaise can be well constrain by an analysis of the continuous recording of tilt and seismicity accompanying the seismic crisis before recent flank eruptions. This study allows us to propose a two phases recurrent model for the dynamics of magma injections at PdF soliciting the same structure in term of storage and plumbing system. A first, seismic, vertical injection at about 2 m/s starting of a magma chamber located at sea level under Dolomieu crater that evolves into a lateral dyke propagation guided by pre-existing fractures at 0.2 0.8 m/s.

[18] **Acknowledgments.** We are grateful to the technical staff of the Piton de La Fournaise Volcanological Observatory, for their help in providing tiltmeter and seismic data. Thanks to V. Famin for improvements in the English of this paper. We also thank A. Gudmundsson and an anonymous reviewer for helpful comments.

References

Battaglia, J., and P. Bachèlery (2003), Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *120*, 289 310.

Battaglia, J., V. Ferrazzini, T. Staudacher, K. Aki, and J.-L. Cheminée (2005), Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.*, *161*, 549 558.

Bonaccorso, A., M. Aloisi, and M. Mattia (2002), Dike emplacement forerunning the Etna July 2001 eruption modeled through continuous tilt and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(13), 1624, doi:10.1029/2001GL014397.

Cervelli, P., P. Segall, F. Amelung, H. Garbeil, C. Meertens, S. Owen, A. Mikilius, and M. Lisowski (2002), The 12 September 1999 upper east rift zone dike intrusion at Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *107*(B7), 2150, doi:10.1029/2001JB000602.

Froger, J. L., Y. Fukushima, P. Briole, T. Staudacher, T. Souriot, and N. Villeneuve (2004), The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de La Fournaise, Reunion Island, mapped by interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L14601, doi:10.1029/2004GL020479.

Fukushima, Y., V. Cayol, and P. Durand (2005), Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de La Fournaise, *J. Geophys. Res.*, *110*, B03206, doi:10.1029/2004JB003268.

Gudmundsson, A. (1995), The geometry and growth of dykes, in *Physics and Chemistry of Dykes*, edited by G. Baer and A. Heiman, pp. 23 34, A. A. Balkema, Brookfield, Vt.

Gudmundsson, A. (2002), Emplacement and arrest of dykes in central volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *255*, 279 298.

Gudmundsson, A., and S. L. Brenner (2004), How mechanical layering affects local stresses, unrests, and eruptions of volcanoes, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L16606, doi:10.1029/2004GL020083.

Lénat, J.-F., and P. Bachèlery (1990), Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de La Fournaise, in *Le volcanisme de La Réunion*. edited by J.-F. Lénat, pp. 257 296, Cent. de Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France.

Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lépine, and M. Sapin (1996), Internal structure of Piton de La Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquakes distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *70*, 123–143.

Okamura, T. A., J. J. Dvorak, R. Y. Koyanagi, and W. R. Tanigawa (1988), Surface deformation during dike propagation, in *Pu'u 'O'o Eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: Episodes 1 Through 20, January 3 1983, Through June 8 1984*, edited by E. W. Wolfe, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, *1463*, 165–181.

Semet, M., T. Staudacher, and J. L. Joron (2004), Crystal-liquid relationships in the 1998–2003 products of Piton de La Fournaise, Reunion Island, paper presented at EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France.

Toutain, J.-P., P. Bachelery, P.-A. Blum, J. L. Cheminee, H. Delorme, L. Fontaine, P. Kowalski, and P. Taochy (1992), Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise, *Geophys. Res. Lett.*, *19*(6), 553–556.

Ueki, S., H. Hamaguchi, Y. Morita, T. Mishimura, and K. Kasahara (1993), Magma ascent process of the 1989 submarine eruption of Ito, Int. Assoc. of Volcanol. and Chem. of the Earth's Inter., Canberra, A. C. T., Australia.

P. Bachèlery and A. Peltier, Laboratoire des Sciences de la Terre, Université de la Réunion, 15 avenue René Cassin, BP 7151, F-97715 Saint-Denis Cedex 9, France. (bachel@univ-reunion.fr; peltier@univ-reunion.fr)

V. Ferrazzini and T. Staudacher, Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, 14 RN3, le 27ème km, F-97418 La Plaine des Cafres, France. (ferraz@ipgp.jussieu.fr; thomas.staudacher@univ-reunion.fr)

2.4.1.3 Suivi des déformations au cours des éruptions

Au Piton de La Fournaise, les éruptions suivent approximativement toujours la même évolution (Figure 2.51).

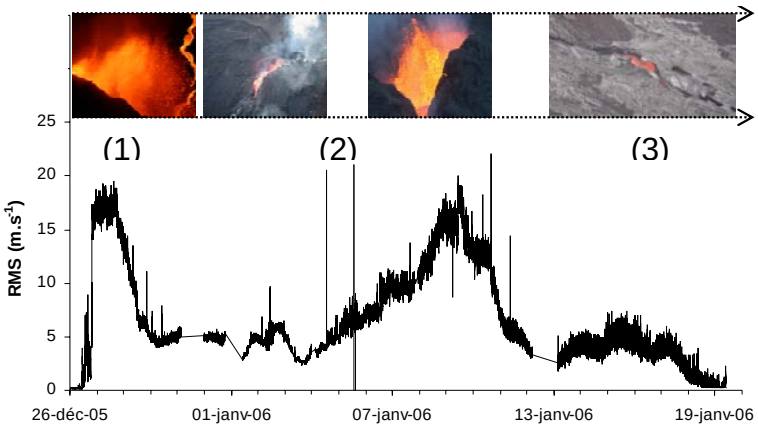


Figure 2.51 : Evolution du RMS sismique et de l'activité de surface au cours de l'éruption de décembre 2005. La numérotation fait référence aux différentes phases citées dans le texte.

(1) Les éruptions débutent avec l'ouverture de fissures éruptives émettant des fontaines de lave (premiers magmas riches en gaz) permettant la construction de remparts de scories de part et d'autre de la fissure. Des coulées rapides, de faible largeur sont émises. Dès l'ouverture des fissures éruptives en surface, un trémor éruptif apparaît expliquant l'augmentation brutale du RMS sismique.

(2) L'éruption se stabilise (typiquement au bout de quelques heures) en aval de la fissure éruptive permettant l'édification d'un cône de scories par les projections toujours présentes. Au cours de cette phase, des fluctuations dans l'intensité du trémor et de l'activité de surface peuvent se produire.

(3) Les dernières phases des éruptions voient la mise en place de larges coulées avec des sorties essentiellement en tunnel de lave, ainsi qu'une diminution de l'activité de projections au niveau du cône. La diminution des projections au cours d'une même éruption peut être mise en relation avec la diminution des teneurs en gaz des laves.
Lors de certaines éruptions, une augmentation du trémor est observé les derniers jours de l'éruption avec quelques fois des sorties plus bas en aval n'émettant aucune fontaine de lave (janvier 2002, février 2005).

L'évolution de l'activité de surface est corrélée avec celle du RMS sismique (Figure 2.51) qui est contrôlé essentiellement, durant les éruptions, par le trémor volcanique. Le lien entre l'amplitude du trémor volcanique et l'intensité de l'activité effusive de surface a déjà été reconnu par de nombreux auteurs (Imbo, 1935 ; Mc Nutt, 1987 ; Gordeev et al., 1990 ; Brandsdottir et Einarsson, 1992 ; Ereditato et Luongo, 1994 ; Alparone et al., 2003). Les deux principales hypothèses pour expliquer le trémor éruptif sont la résonance d'un volume de magma (Aki et al., 1977) et son dégazage (Ferrazzini et Aki, 1992 ; Chouet, 1992) qui génère une vibration de la surface. Le trémor apparaît donc comme un bon indicateur de l'activité de surface. Nous avons donc pu le comparer sous forme de RMS sismique, avec l'évolution des déformations de surface se produisant au cours des éruptions.

Les déformations rapides, consécutives à l'injection magmatique, prennent fin lors de l'ouverture des premières fissures éruptives (Figures 2.46, 2.47 et 2.49). Par la suite, les signaux de déformation se stabilisent, ou révèlent une légère déflation de la zone sommitale du fait de la migration du magma vers l'un des flancs du volcan (Figures 2.46, 2.47 et 2.49). Au cours de certaines éruptions, une évolution de la subsidence de la zone sommitale a pu être observée en lien avec l'activité de surface. Ce fut notamment le cas au cours des deux éruptions distales de février et décembre 2005 qui se sont déroulées dans La Plaine des Osmondes, à 4km au nord-est de la zone sommitale (Figure 2.52a).

Février 2005

La figure 2.52b représente l'évolution du RMS sismique de la station NSR (située sur le rempart juste au dessus du site éruptif) comparée à l'évolution de l'altitude de la station sommitale GPS SNEg. La subsidence au niveau de la station SNEg ne débute que quatre jours après le début de l'éruption (le 21 février) en même temps que l'augmentation du RMS sismique et la reprise des projections en surface. Cette évolution se poursuit jusqu'au 25 février et l'ouverture de nouvelles fissures éruptives à 500m d'altitude (au total 5,3 cm de subsidence enregistrée sur la station SNEg entre le 21 et le 26 février).

Décembre 2005

En décembre 2005, le comportement de la station SNEg diffère, avec l'enregistrement d'une subsidence de ce point dès le début de l'éruption (Figure 2.52c). La subsidence se poursuit jusqu'au 28 décembre (3cm entre le 26 et le 28) date à laquelle les signaux sismiques et de déformation se stabilisent. A partir du 4 janvier, une augmentation du bruit de fond

sismique est observée et s'accompagne d'une subsidence marquée du point SNEg (3cm entre le 4 et le 10 janvier). Cette phase correspond, au niveau du point d'émission, à une reprise significative des projections de surface. Entre le 13 et le 17 janvier (fin de l'éruption), le bruit de fond sismique diminue progressivement alors que les enregistrements de la station GPS SNEg se stabilisent. L'éruption se termine avec une faible activité essentiellement en tunnel de lave.

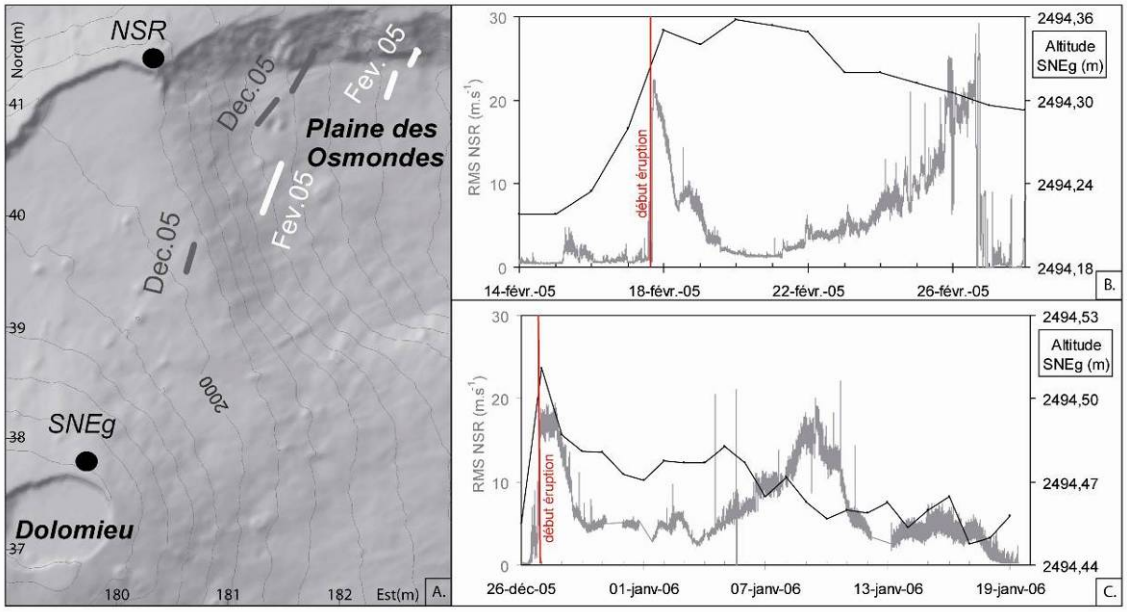


Figure 2.52 : (a) Localisation des fissures éruptives de février et décembre 2005 et des stations NSR et SNEg (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)**. Comparaison entre l'évolution de l'altitude de la station GPS SNEg (en noir) et du RMS sismique de la station NSR (rempart nord de l'enclos, proche du site éruptif) (en gris) (b) au cours de l'éruption de février 2005 et (c) de l'éruption de décembre 2005 – janvier 2006**

L'accentuation de la subsidence de la zone sommitale au cours des éruptions serait liée à une augmentation du flux de magma depuis la zone sommitale vers le site éruptif. Cette augmentation de flux expliquerait, pour l'éruption de décembre 2005 la reprise des projections de surface, et, pour l'éruption de février 2005 la propagation du dyke aboutissant à l'ouverture de nouvelles fissures éruptives plus basses en altitude. En février 2005, la subsidence de la zone sommitale ne débute que quatre jours après le début de l'éruption. Le maintien d'une surpression sous la zone sommitale, durant les premiers jours de l'éruption, expliquerait l'évolution distincte de cette éruption par rapport à celle de décembre 2005 avec l'ouverture tardive de nouvelles fissures.

2.4.2 Apports du GPS ponctuel

Afin d'étendre les mesures sur une zone plus large, des campagnes de mesure en GPS différentiel ont été réalisées sur un réseau de 80 tiges réparties sur le cône sommital. Ces campagnes ont été systématiques après chaque éruption postérieure à 2002. Les résultats de chaque campagne sont reportés dans ce paragraphe et en annexe 4.

Compte tenu du dispositif que cela représente sur le terrain, plusieurs campagnes sont nécessaires pour réitérer l'ensemble du réseau. De plus, les mauvaises conditions météorologiques peuvent repousser les campagnes de terrain plusieurs jours après l'éruption.

Les déplacements de surface enregistrés au GPS à réitération ponctuelle englobent donc une partie des déformations pré et post éruptives. La comparaison des mesures réalisées aux GPS ponctuels suite à l'éruption de décembre 2005 et des mesures des GPS permanent couvrant uniquement le jour de l'injection magmatique montre que l'essentiel des déformations mesurées lors des campagnes de GPS à réitération ponctuelle est lié à l'injection magmatique (Figure 2.53). L'influence des déformations à long terme reste négligeable.

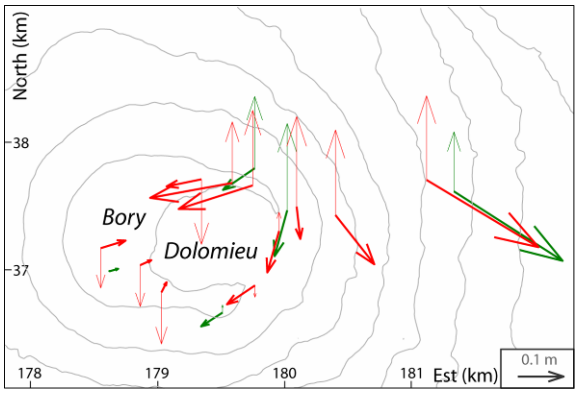


Figure 2.53 : Comparaison entre les déplacements mesurés entre les campagnes GPS ponctuel (rouge) du 8/12/05 et du 27/01/2006 et les déplacements mesurés par les GPS permanents le 26/12/06 (vert).
Traits gras : déplacements horizontaux
Traits fins : déplacements verticaux

Éruptions sommitales

Les déplacements de surface sont relativement homogènes, se concentrant dans la zone sommitale et s'atténuant très vite à la base du cône (Figure 2.54).

Les déplacements verticaux sont relativement faibles (< à 0.1m).

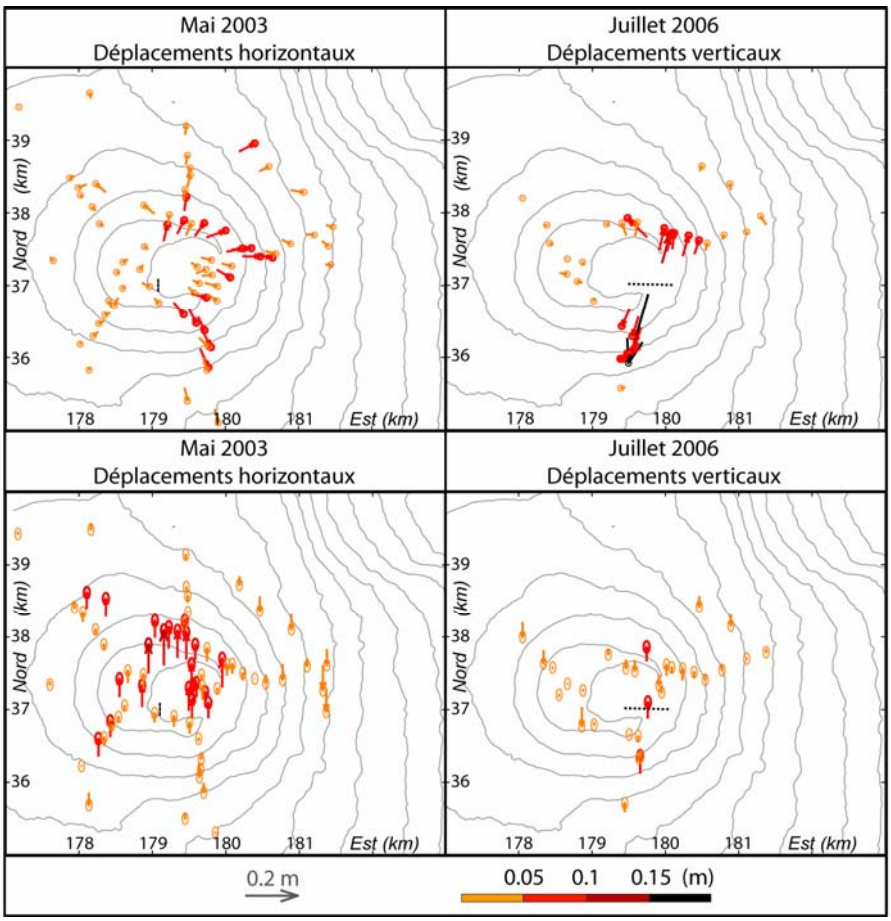


Figure 2.54: Déplacements associés aux éruptions sommitales de mai 2003 (campagnes GPS d'avril et juin 2003) et juillet 2006 (campagnes GPS de mars et juillet 2006). Localisation des fissures éruptives en pointillé. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion).

Eruptions latérales proches

Les déplacements de surface associés aux éruptions latérales proches sont beaucoup plus importants (20-60cm) que ceux associés aux éruptions sommitales avec un déplacement préférentiel du flanc est (Figure 2.55). Les déplacements ont une extension spatiale limitée au niveau de la zone sommitale et le long du flanc intrudé.

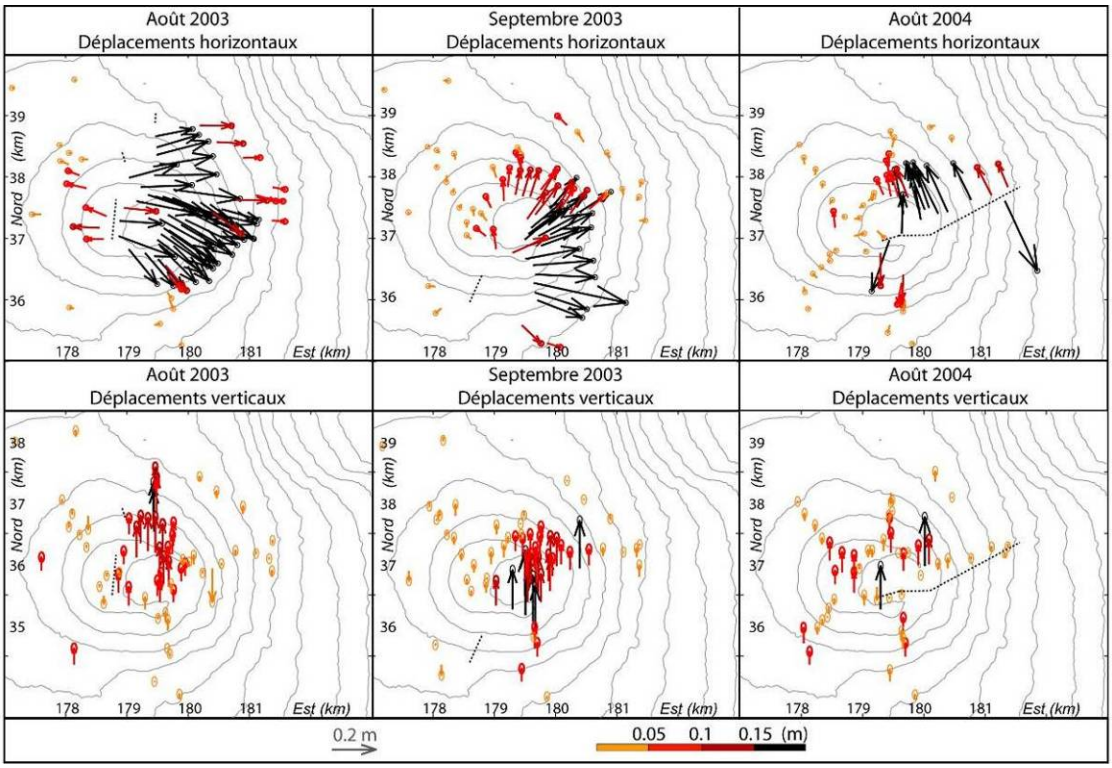


Figure 2.55 : Déplacements associés aux éruptions latérales d'août 2003 (campagnes GPS réalisées en août et septembre 2003), septembre 2003 (campagnes GPS réalisées en septembre et octobre 2003) et août 2004 (campagnes GPS réalisées en juillet et septembre 2004). Localisation des fissures éruptives en pointillé. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion).

Eruptions distales

Les trois éruptions distales de janvier 2004, février 2005 et décembre 2005 qui se sont déroulées dans la Plaine des Osmondes ont généré des déplacements quasi similaires, révélant une trajectoire identique de l'injection (Figure 2.56). La répartition des déplacements est fortement asymétrique avec une accentuation des déformations sur le flanc est.

Même si les fissures s'ouvrent loin de la zone sommitale (à plus de 4km), le cône sommital subit également des déplacements de surface, cohérent avec un transit depuis cette zone.

Les déplacements mesurés sur deux points situés sur le rempart de la caldeira au dessus de la Plaine des Osmondes révèlent la présence d'un front de déformation au-delà de l'Enclos Fouqué. Le couplage magma encaissant créé un bulbe de magma au front du dyke. La largeur de ce bulbe peut être de 27% supérieure à la largeur du dyke à son point d'initialisation (Lister et Kerr, 1991 ; Mériaux, 1996), influençant ainsi le champ de déformation sur une surface plus large. Ces déplacements de surface à l'extérieur de la caldeira peuvent également

laisser supposé que le dyke ait pu se propager hors de l'Enclos Fouqué, même si les fissures éruptives sont restées confinées à l'intérieur (Figure 2.56)

Pour les éruptions distales de février et décembre 2005, et comme les données des GPS permanents le suggéraient (Figure 2.49), une déflation sur le flanc opposé à l'injection est visible.

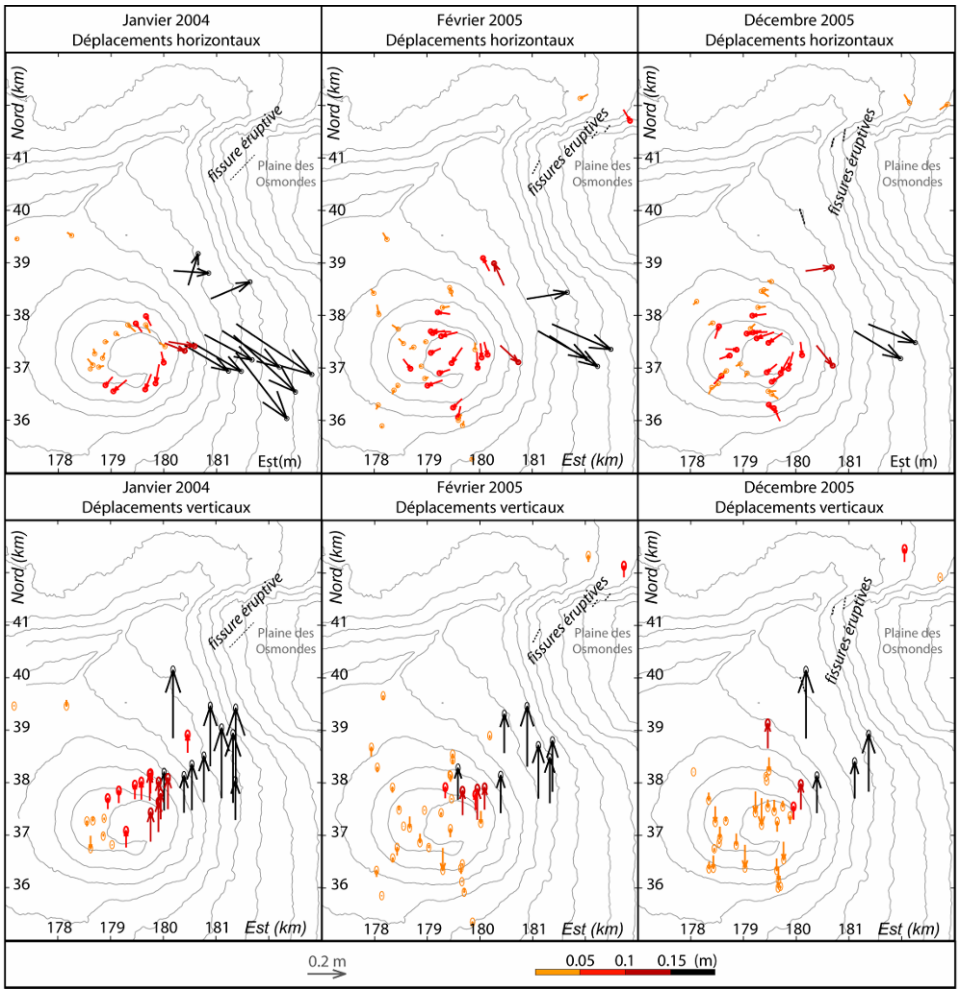


Figure 2.56 : Déplacements associés aux éruptions distales de janvier 2004 (campagnes GPS réalisées en décembre 2003 et janvier 2004), février 2005 (campagnes GPS réalisées en septembre 2004 et mars 2005) et décembre 2005 (campagnes GPS réalisées en décembre 2005 et janvier/février 2006). Localisation des fissures éruptives en pointillé. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion).

Au regard de la distribution des déplacements de surface associés aux trois grands types d'éruptions, l'ensemble des dykes alimentant les fissures éruptives transite par la zone sommitale avec la présence de deux trajets préférentiels :

- Les injections magmatiques alimentant les éruptions latérales proches transitent par la partie ouest de la zone sommitale
- et les éruptions distales par la partie est.

2.4.3 Apport des données extensométriques FORx et MGNx

L'injection d'un dyke perturbe le champ de contraintes au sein de l'édifice. Cette injection, si elle est proche de la surface, peut réactiver la fracturation superficielle pré existante (Gudmundsson et Loetveit, 2005). Les données extensométriques apportent ainsi des informations complémentaires sur la répartition des contraintes au sein de l'édifice au cours des injections magmatiques. L'interprétation quantitative des données extensométriques nécessite une bonne connaissance de la géométrie de ces fractures (extension en profondeur, longueur…), c'est pourquoi nous présentons ici une étude comparative et qualitative des données. Suivant la localisation des fissures éruptives et donc de la trajectoire de l'injection magmatique, plusieurs cas sont à considérer.

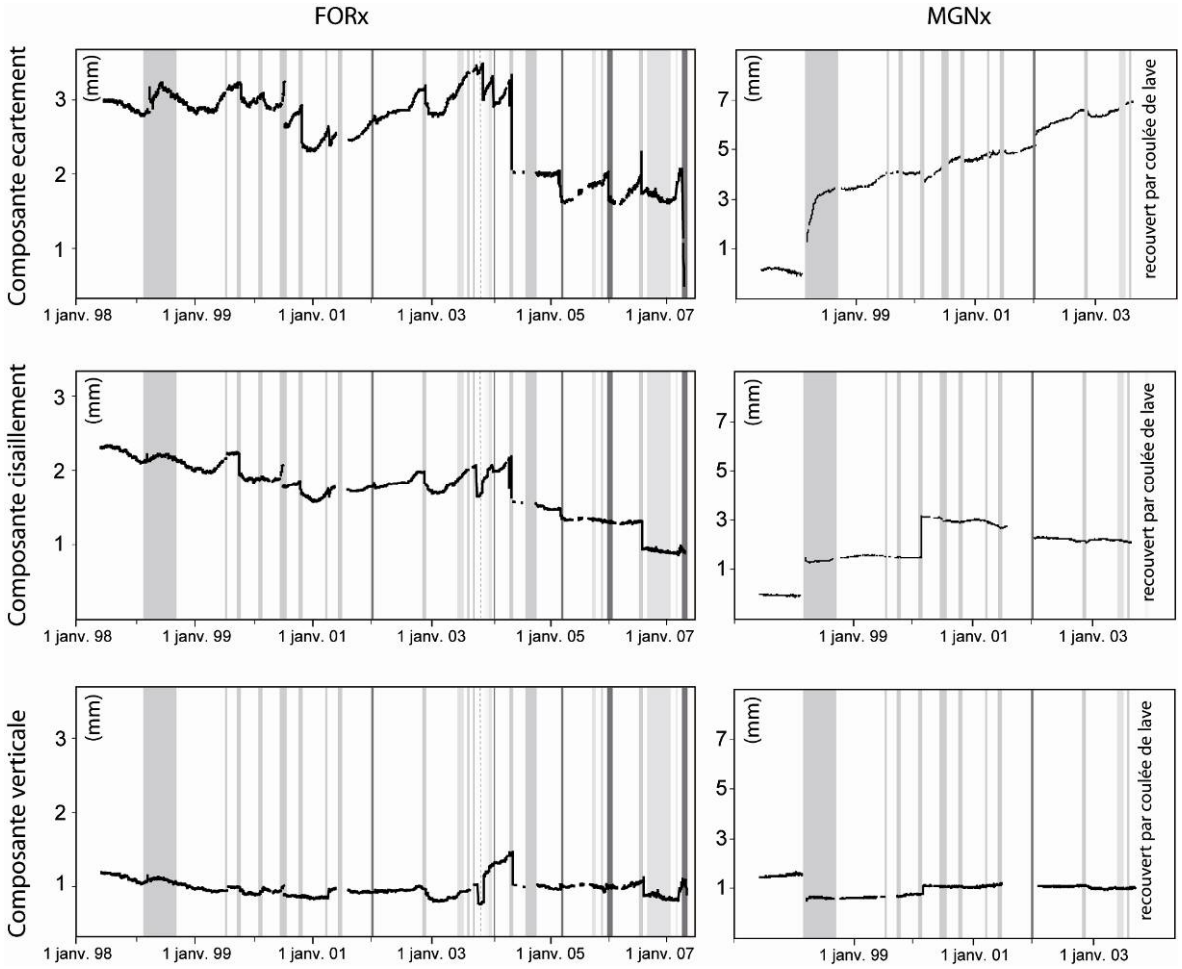


Figure 2.57 : Déplacements enregistrés entre 1997 et 2006 sur les composantes en écartement, cisaillement et verticale des extensomètres FORx et MGNx. Une augmentation de la valeur correspond respectivement à une ouverture, un mouvement dextre ou un soulèvement de l'éponte Est de la fracture. Les colonnes en dégradé de gris représentent les périodes éruptives (gris clair : éruption sommitale, gris : éruption proximale et gris foncé : éruption distale), en pointillé l'intrusion de novembre 2003.

Lors des injections magmatiques conduisant aux éruptions sommitales, les mouvements enregistrés par les extensomètres sont faibles (ouverture de 0.02mm de la fracture FORx lors de l'éruption d'octobre 2005), voir inexistants (éruption de mai – juillet 2003) (Figure 2.57).
En revanche, lors des crises intrusives précédant les éruptions latérales, les extensomètres enregistrent systématiquement un signal franc.

Les extensomètres situés sur le flanc opposé à l'injection magmatique révèlent un comportement similaire d'une éruption à l'autre. Au début de la crise intrusive, les extensomètres enregistrent une ouverture cisaillante de la fracture (dextre sur FORx lorsque l'injection se produit sur le flanc nord, et senestre sur MGNx lorsque l'injection se produit sur le flanc sud) (Figures 2.58 et 2.59). Dès que les inclinomètres sommitaux révèlent le départ du magma sur le flanc, les extensomètres du flanc opposé enregistrent une inversion du signal traduisant une fermeture de la fracture (Figures 2.58 et 2.59). Les signaux sur l'extensomètre vertical sont faibles avec un léger soulèvement relatif de l'éponte est.

Le comportement de la fracture située sur le flanc intrudé, par contre, varie en fonction de la localisation des fissures éruptives et donc de la trajectoire du dyke par rapport à la station extensométrique.

Eruptions flanc nord :

- Lors des injections magmatiques venant alimenter des fissures éruptives situées sur le flanc nord à l'ouest de la station MGNx (ex : février 2000), les extensomètres enregistrent une ouverture et un mouvement dextre (faible soulèvement relatif de l'éponte est) de la fracture MGNx (Figure 2.58). Quelques minutes (15 minutes en février 2000) après le début de l'ouverture des fissures en surface, les signaux de la composante en ouverture s'inversent révélant une fermeture de la fracture (Figure 2.58).

- Pour l'éruption de janvier 2002 (fissures éruptives situées entre 2 et 5km à l'est de la fracture MGNx), les extensomètres de MGNx ont enregistré un mouvement inverse du cas précédent avec un cisaillement senestre et une ouverture continue de la fracture. A noter que tout le long de cette éruption, la fracture MGNx est restée ouverte (Figure 2.57).

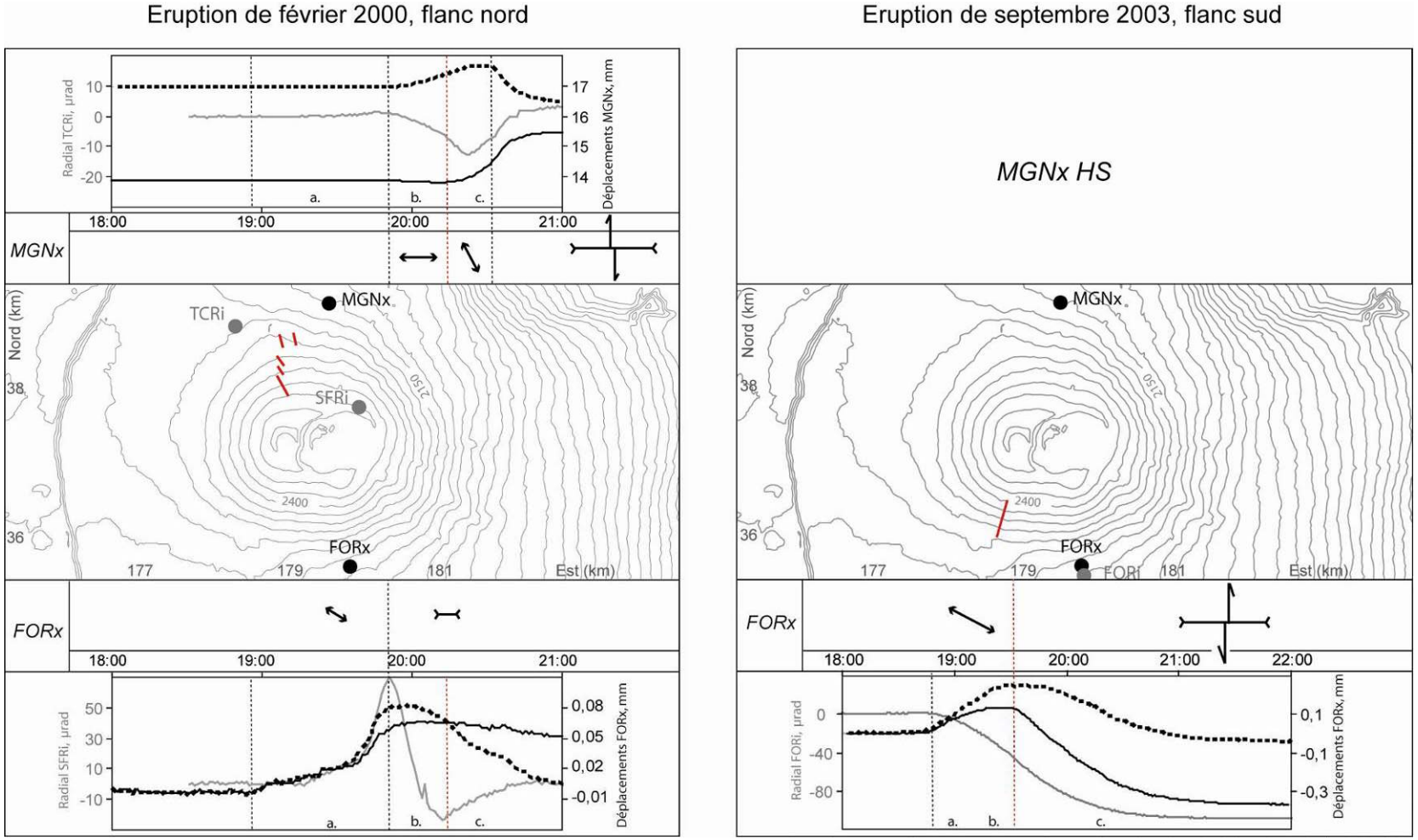


Figure 2.58 : Evolution de l'ouverture (pointillé noir) et du mouvement cisaillant (noir) des fractures FORx et MGNx lors des injections magmatiques conduisant à aux éruptions de février 2000 et septembre 2003, comparé avec l'évolution des données inclinométriques (en gris). Une augmentation du signal extensométrique correspond respectivement à une ouverture et à un cisaillement dextre (les lettres a, b et ce représente respectivement la migration verticale, la migration latérale et l'éruption). L'échelle des vecteurs déplacements, distincte pour les deux fractures, est donnée par l'amplitude des courbes. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

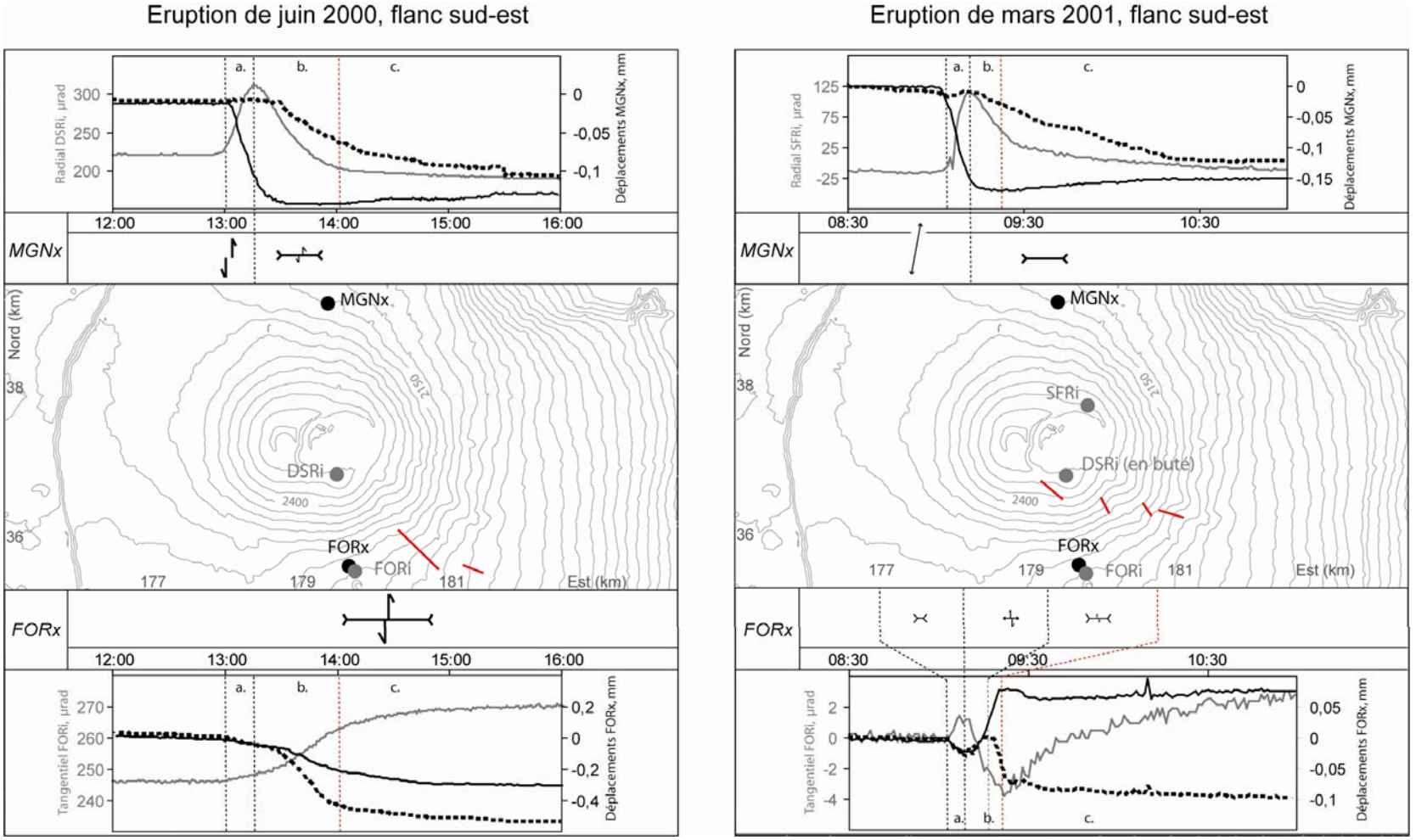


Figure 2.59 : Evolution de l'ouverture (pointillé noir) et du mouvement cisaillant (noir) des fractures FORx et MGNx équipés par des extensomètres lors des injections magmatiques conduisant aux éruption de juin 2000 et mars 2001, comparé avec l'évolution des données inclinométriques (en gris). Une augmentation du signal extensométrique correspond respectivement à une ouverture et à un cisaillement dextre (les lettres a, b et c représente respectivement la migration verticale, la migration latérale et l'éruption). L'échelle des vecteurs déplacements, distincte pour les deux fractures, est donnée par l'amplitude des courbes. (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)

Eruption flanc sud :

- Lorsque les fissures éruptives se situent à l'ouest de la station FORx (ex : septembre 2003), les extensomètres de cette station enregistrent lors de la crise intrusive une ouverture et un mouvement cisaillant dextre de la fracture (léger soulèvement de l'éponte est de la fracture) (Figure 2.58). Quelques minutes après le début de l'éruption, les signaux extensométriques s'inversent, révélant une fermeture et un cisaillement senestre de la fracture (légère subsidence de l'éponte est) (Figure 2.58).

- Inversement, lorsque les fissures éruptives se situent à l'est de la station FORx (ex : juin 2000), une fermeture et un cisaillement senestre est enregistré dès le début de la crise intrusive (Figure 2.59). Une légère subsidence relative de l'éponte est de la fracture peut être relevée.

- Les données extensométriques de la station FORx, couvrant l'éruption de mars 2001 (fissures éruptives à l'est et à l'ouest de la fracture), présentent une évolution plus complexe. La fracture FORx réagit au début de l'injection magmatique par une légère fermeture. Lors de la propagation de l'injection sur le flanc sud, soulignée, par les données de l'inclinomètre SFRi, le mouvement s'inverse avec une ouverture et un mouvement cisaillant dextre de la fracture (Figure 2.59). Peu avant l'ouverture de la première fissure éruptive sur la bordure est du Dolomieu, la fracture se referme de nouveau. Les signaux des deux composantes se stabilisent dés le début de l'éruption (Figure 2.59).

Bilan des données extensométriques :

- Lors de la première phase de l'injection centrée sous les cratères sommitaux, le dyke se propageant vers la surface modifie le champ de contrainte autour de la fracturation sus jacente pré existante en générant des contraintes en tension à son extrémité (Gudmundsson et Loetveit, 2005). Cette perturbation du champ de contrainte se traduit par une dilatance de l'édifice du fait de la réactivation en ouverture des fractures superficielles.

- Lors de la phase de migration latérale de l'injection, la fracturation située sur le flanc opposé à l'intrusion subit les effets d'une contraction/relâchement de l'édifice lié à la fuite du magma sur l'autre flanc ce qui a pour conséquence de refermer la fracturation.

- Le flanc intrudé, en revanche, reste influencé par l'approche du dyke. La fracturation pré existante reste ouverte jusqu'à ce que le front de magma arrive à un niveau superficiel proche de la fracture (0.4 unités de profondeur sous la fracture, Gudmundsson et Loetveit, 2005). L'approche du dyke génère donc des contraintes en compression qui ont tendance à refermer la fracture avec un cisaillement le long de l'axe de compression qui diffère suivant la localisation de la fissure. Ce comportement est maintenu sur la fracture jusqu'à ce que les contraintes compressives générées par la surpression magmatique soient relâchées au cours ou à la fin de l'éruption, quand la pression magmatique diminue ou cesse.

A noter qu'en janvier 2002, le comportement en ouverture de la fracture MGNx s'est maintenu (Figure 2.57) durant toute l'éruption qui était située à plus de deux kilomètres à l'est de la station. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce comportement :

. le passage du dyke d'alimentation relativement loin de la station, influençant ainsi peu ou pas le comportement de la fracture.

. le maintien d'une mise sous pression en profondeur sous le cône sommital tout le long de l'éruption générant une ouverture continue de la fracture. La persistance de cette mise sous pression expliquerait ainsi la propagation du dyke au cours de l'éruption et l'ouverture d'une deuxième fissure éruptive sept jours après le début de l'éruption.

De même, quelques jours après le début de l'éruption de mars 1998, les fractures MGNx et FORx ont également repris un mouvement en ouverture jusqu'en mai 1998 (avec respectivement 1,63mm et 0,23mm d'ouverture cumulée, Figure 2.57) traduisant une poursuite de la mise sous pression de l'édifice. Comme pour l'éruption de janvier 2002, cette remise sous pression du système expliquerait la propagation du dyke plus loin en aval avec l'ouverture de fissures éruptives hors de l'enclos en fin d'éruption.

Les éruptions sommitales n'ont pas d'influence sur la fracturation pré existante située à la base du cône au niveau des rifts zones. Ce comportement implique que le fort contrôle structural des rifts zones dans la capture latérale des dykes n'est pas impliqué lors des éruptions sommitales.

Au vu de ces résultats, les données extensométriques apportent des informations complémentaires sur la propagation du dyke, qui seront intégrées et discutées dans la modélisation des dykes (Peltier et al., 2006, article présenté au chapitre 3.6).

2.4.4 Apport de la station inclinométrique RER

La station inclinométrique RER (8km au nord est du cône sommital, Figure 2.60) présente l'avantage d'être située dans un tunnel, stable thermiquement et mécaniquement.

De part la stabilité thermique du site et la haute sensibilité de ces inclinomètres, cette station nous apporte un complément d'information sur les effets à grande distance des crises intrusives. L'influence d'une crise intrusive est faible à cette distance (< à 2 µrad) (Tableau 2.5) mais suivant la localisation de l'injection magmatique, différents comportements peuvent être notés.

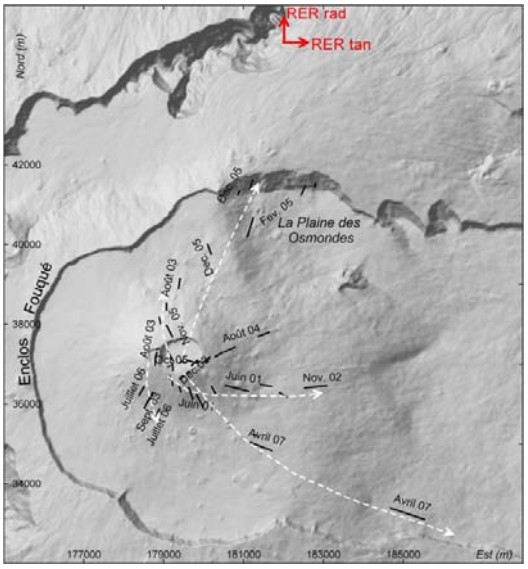


Figure 2.60 : Localisation de la station RER et des fissures éruptives associées aux éruptions étudiées. Les flèches blanches représentent les trajets préférentiels d'alimentation du Piton de La Fournaise.

Début Eruption		variation inclinométrique, composante tangentielle RER		
		migration verticale	migration latérale	total
23-juin-01	flanc SE	0	0,65	0,65
16-nov.-02	flanc SE	0,18	0,5	0,68
30-mai-03	sommet	0	0	0
22-août-03	flanc N	0,12	0,36	0,4
30-sept.-03	flanc S	0,16	0,33	0,36
6-nov.-03	Intrusion SE	?	?	0,81
7-déc.-03	sommet	0,28	0	0,28
13-août-04	flanc NE	0	0	0,55
17-févr.-05	Plaine Osm.	0,47	0,88	1,35
4-oct.-05	sommet	0	0	0
29-nov.-05	flanc N	0,09	0,32	0,41
26-déc.-05	Plaine Osm.	0,48	0,82	1,3
19-juil.-06	flanc S	0	0,31	0,31
30-mars-07	flanc SE	0,882	0,506	1,388

Tableau 2.5 : Variation inclinométrique enregistrée sur la composante tangentielle de la station RER lors des différentes phases des injections magmatiques des éruptions récentes. La distinction et la durée des deux phases de l'injection (migration verticale et latérale) découlent de l'étude des données inclinométriques de la zone sommitale (Annexe 1).

Eruptions sommitales

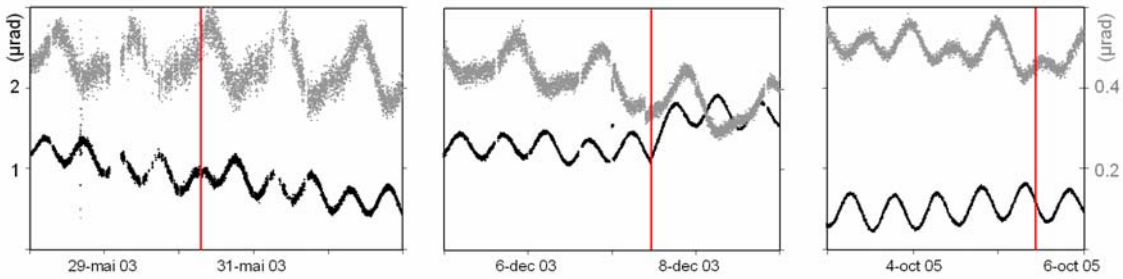


Figure 2.61 : Variations inclinométriques sur la composante tangentielle (noir) et radiale (gris) de la station RER lors des éruptions sommitales de mai 2003, décembre 2003 et octobre 2005. La barre rouge représente le début de l'éruption. Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est différente pour les deux composantes mais identique pour chaque éruption.

Les injections magmatiques conduisant aux éruptions sommitales n'influencent pas (mai 2003 et octobre 2005) ou peu (décembre 2003) les variations inclinométriques de la station RER (Figure 2.61). Sur les trois éruptions sommitales qui ont pu être suivies par cette station, seule celle de décembre 2003 a généré une variation de pente de l'ordre de 0,3 µrad sur la composante tangentielle (Figure 2.61).

Eruptions latérales proches

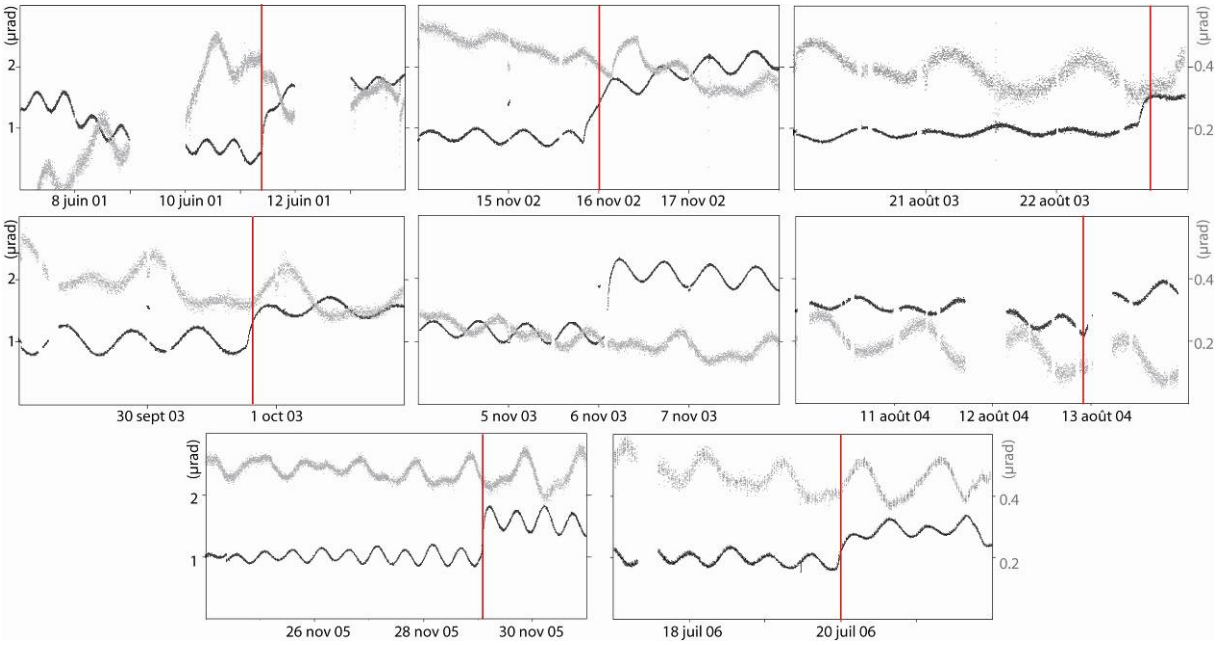


Figure 2.62 : Variations inclinométriques sur la composante tangentielle (noir) et radiale (gris) de la station RER lors des éruptions latérales de juin 2001, novembre 2002, août 2003, septembre 2003, août 2004, novembre 2005, juillet 2006 et lors de l'intrusion de novembre 2003. La barre rouge représente le début de l'éruption. Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est différente pour les deux composantes mais identique pour chaque éruption. Du fait d'une mauvaise

qualité de la transmission radio vers l'observatoire, nous ne disposons pas de données pour certaines périodes éruptives.

Pour les éruptions latérales proches, qu'elles soient localisées sur le flanc nord (août 2003, novembre 2005), sud (septembre 2003, juillet 2006), est (août 2004), ou sud-est (juin 2001, novembre 2002, intrusion de novembre 2003) (Figure 2.60), une augmentation systématique du signal inclinométrique sur la composante tangentielle est enregistrée (Figure 2.62). A noter que pour l'éruption d'août 2004 le signal débute lors de l'ouverture des fissures éruptives en surface dans le cratère Dolomieu. L'apparition du signal est concomitante de la propagation de l'injection sur le flanc est qui a duré plus de 10 heures (données inclinométriques de la station FERi).

Eruptions distales

Les variations inclinométriques sur la composante tangentielle sont les plus fortes (> à 1 µrad) lors des injections magmatiques conduisant aux éruptions distales localisées à faible altitude sur le flanc nord (février et décembre 2005) ou sur le flanc sud (mars-avril 2007) (Figures 2.63 et 2.64). A noter qu'en décembre 2005, le signal s'inverse environ 5 heures après le début de la crise (Figure 2.63).

Pour les deux éruptions distales de février et décembre 2005 localisées dans La Plaine des Osmondes ainsi que pour l'éruption latérale proche de juin 2001, une augmentation du signal sur la composante radiale est également enregistrée (Figures 2.62 et 2.63, Tableau 2.5). Pour les éruptions de juin 2001 et février 2005, cette augmentation (~1-2 µrad) débute deux jours avant le début de la crise intrusive et révèle une augmentation de pente en direction du nord.

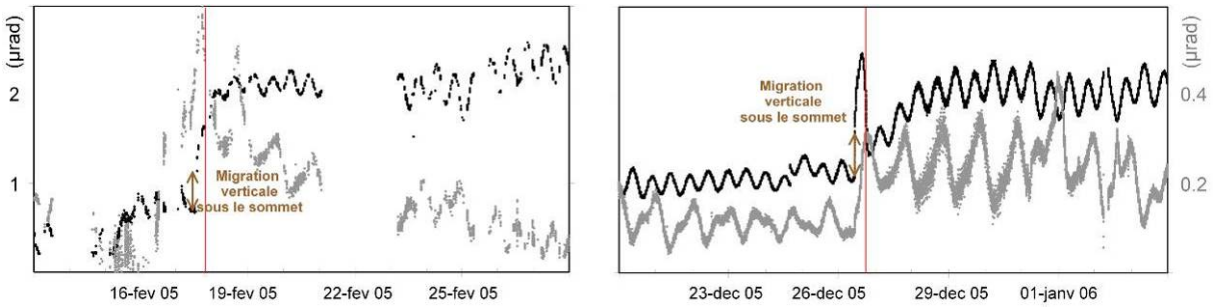


Figure 2.63 : Variations inclinométriques sur la composante tangentielle (noir) et radiale (gris) de la station RER lors des éruptions distales de février 2005 et décembre 2005 localisées dans la Plaine des Osmondes. La barre rouge représente le début de l'éruption. Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est différente pour les deux composantes mais identique pour chaque éruption.

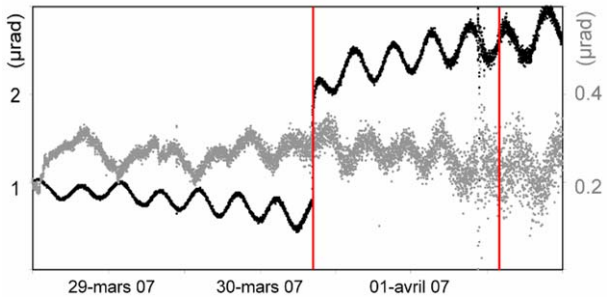


Figure 2.64 : Variations inclinométriques sur la composante tangentielle (noir) et radiale (gris) de la station RER lors de l'éruption distale de l'éruption de mars 2007 et avril 2007 localisées sur le flanc sud-est. Les barres rouges représentent le début de la première phase de l'éruption le 30 mars et de la seconde phase le 02 avril. Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est différente pour les deux composantes mais identique pour chaque éruption.

Source du signal :

L'augmentation du signal inclinométrique sur la composante tangentielle de la station RER lors des injections magmatiques conduisant aux éruptions latérales proches et aux éruptions distales suggère l'influence lointaine soit d'une source d'inflation située à l'ouest de la station RER soit d'une source de déflation située à l'est. Les données des stations sommitales suggèrent, pour chaque injection magmatique, la présence d'une source d'inflation d'abord localisée sous les cratères sommitaux puis se propageant vers le site éruptif. Au regard de la localisation des fissures éruptives par rapport à la station RER (Figure 2.60), l'hypothèse d'une source en inflation située au sud-ouest de la station RER est donc privilégiée.

Vu la localisation des fissures éruptives au sud de la station RER, l'inclinomètre radial devrait également enregistrer un signal. L'absence de signal sur cette composante lors de la plupart des injections magmatiques peut s'expliquer par une réponse instrumentale défectueuse (mauvais couplage avec le sol) ou par la différence de sensibilité de cet inclinomètre par rapport au tangentiel. Depuis leur remplacement en 2002, l'inclinomètre radial est moins sensible que le tangentiel et perçoit moins bien les infimes variations. A cela peut s'ajouter un effet de site, lié à la proximité des remparts de la rivière de l'est, qui affecterait principalement la composante radiale (NS).

Des études précédentes menées sur les éruptions de la période 1990, 1992 et 1998, ont montré que les signaux inclinométriques de la station RER (Delorme, 1994), ou dérivée de la station sismique GEOSCOPE située dans la même cave (Battaglia et al., 2000), enregistraient une

faible inflation liée à une source de pression située au sud de la station (variation inférieure à 0.5 µrad pour 1990 et 1992 et égale à 0.09 µrad en 1998).
La station RER, éloignée des zones d'injections préférentielles, est moins sensible à la géométrie de la source mais nous apporte des informations supplémentaires, sur la répartition des déformations de surface et donc sur les profondeurs d'initialisation des injections magmatiques et sur les volumes de magma impliqués.

Les variations inclinométriques, enregistrées lors des injections magmatiques conduisant aux éruptions distales de février et décembre 2005, situées à proximité de la station RER, ne peuvent être attribuées uniquement à l'approche du dyke vers la station (Figure 2.65a), comme le démontre l'absence de relation entre l'amplitude des variations inclinométriques et la distance du site éruptif par rapport à la station (Figure 2.65b). Ainsi :

- lors de l'injection magmatique conduisant à l'éruption distale de mars-avril 2007, localisée sur le flanc sud, les variations de pente enregistrées sur la station RER sont les plus importantes alors que le dyke d'alimentation s'éloigne de la station.

- de plus, l'essentiel du signal est acquis dans les premiers stades de la crise intrusive lorsque le dyke est encore au niveau de la zone sommitale (Tableau 2.5).

Les variations inclinométriques seraient donc plutôt à mettre en relation avec des profondeurs d'initialisation de dyke distinctes favorisant une ouverture des fissures éruptives à plus ou moins basse altitude (Figure 2.65c). Ainsi, lors de l'injection magmatique conduisant aux éruptions distales se déroulant à basse altitude, que ce soit sur le flanc nord ou le flanc sud, les variations inclinométriques sur la station RER révèlent dès le départ de l'intrusion un signal plus important et donc une source de pression plus profonde que pour les éruptions latérales proches. A l'inverse, l'absence de variation inclinométrique sur la station RER lors des éruptions sommitales, révèlerait un processus plus superficiel.

Les éruptions distales sont celles qui émettent en surface les volumes de laves les plus importants (20Mm^3 pour février et décembre 2005 et 120Mm^3 pour avril 2007). Les larges volumes impliqués pourraient également expliquer, en partie, le fort signal inclinométrique au début de la crise intrusive. Selon l'hypothèse d'une profondeur d'initialisation du dyke similaire pour chaque éruption, l'implication de large volume de magma devrait générer des

amplitudes de déformation plus importantes également au niveau de la zone centrale. Or, lors des premiers stades de l'injection conduisant aux éruptions distales, les déformations de la zone sommitale restent faibles (Figure 2.49), ce comportement révélerai donc une influence prépondérante de la profondeur de l'injection du dyke sur le comportement de la station inclinométrique RER.

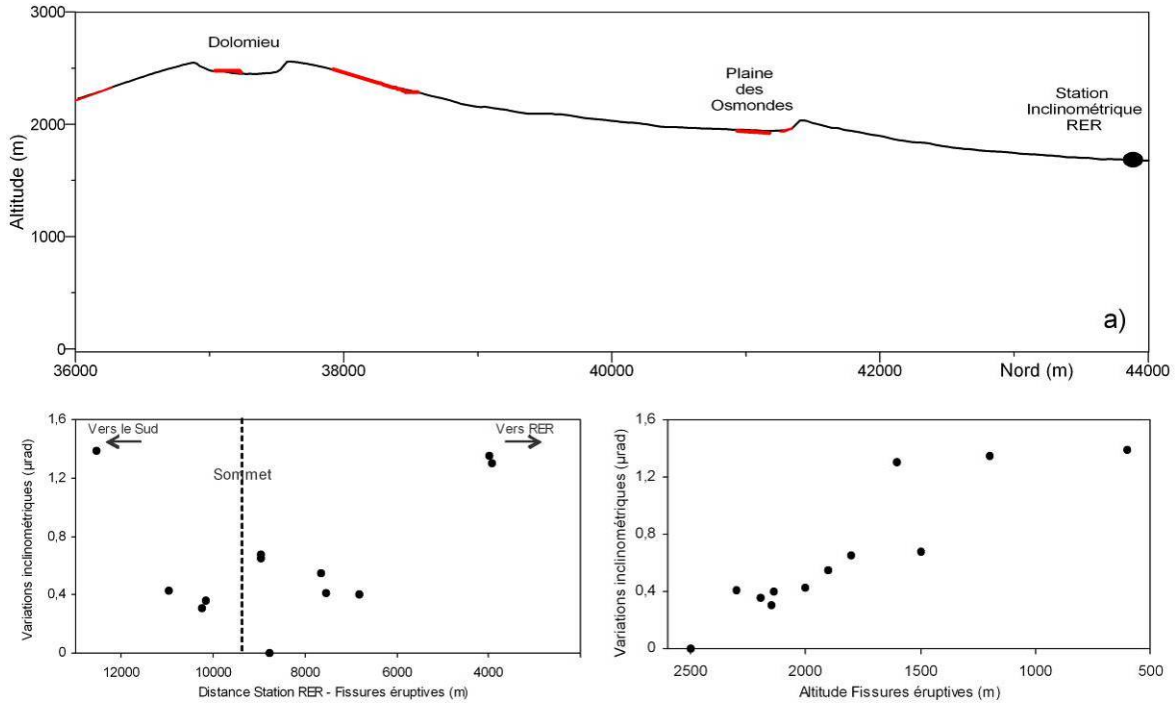


Figure 2.65 : (a) Localisation de la station inclinométrique RER par rapport aux fissures éruptives (en rouge) (Coordonnées en Gauss Laborde Réunion)**. En bas : Amplitude du signal inclinométrique enregistrée sur la composante tangentielle de la station RER en fonction (b) de l'altitude de les fissures éruptives et (c) de la distance entre la station RER et les fissures éruptives.**

Lors de l'injection magmatique conduisant à l'éruption de décembre 2005, l'inversion du signal sur la composante tangentielle, quelques heures après l'ouverture des fissures éruptives peut, en revanche, être attribuée à l'approche du dyke vers la station RER. Même si les fissures éruptives restent localisées dans la paroi de l'Enclos Fouqué au niveau de la Plaine des Osmondes (Figure 2.60), le dyke a pu se propager au-delà. En théorie, une inversion du signal inclinométrique dans la direction parallèle à l'élongation du dyke peut se produire quand le dyke passe le point où l'axe de sensiblité de la station inclinométrique projette sur le plan du dyke (Bonaccorso et Davis, 1993).

2.5 Bilan des déformations

Le suivi des données extensométriques, inclinométriques et GPS sur la période 1998-2007 a mis en lumière le rôle prépondérant de la zone sommitale dans le stockage et le transit des magmas vers la surface avec la présence de déformations du cône sommital sur deux échelles de temps :

- Déformations inter éruptives à long terme, quasi continues, dont la source de pression est localisée sous les cratères sommitaux.

- Déformations à court terme liées aux injections magmatiques, qui transitent systématiquement par la zone sommitale avant de migrer sur le flanc.
L'intensité et la répartition de ces déformations dépendent de la localisation des fissures éruptives, et donc de la profondeur d'initialisation et du trajet du dyke.

Afin d'accéder à la géométrie des sources de pression à l'origine de ces déformations, des modélisations numériques ont été entreprises.

Chapitre 3

Modélisation

Afin de tester quels peuvent être les différents paramètres définissant les structures internes responsables du champ de déformation de surface observé à court et à long terme au Piton de La Fournaise, nous avons réalisé des modélisations numériques. Pour cela, nous avons utilisé un code de calcul basé sur la méthode mixte d'éléments frontières développé par Cornet et Cayol (1997) couplé à une méthode d'inversion des données (Fukushima et al., 2005) se basant sur un algorithme de type Neigbourhood (Sambridge, 1999a).

3.1 Le choix de la méthode

Les pentes du cône central du Piton de La Fournaise sont particulièrement élevées pour un volcan basaltique intra plaque (~20-35°). Il s'agit donc de choisir un modèle qui tienne compte de cette caractéristique.

Les premiers modèles utilisés pour rendre compte des déplacements de surface sur un édifice volcanique ont été les solutions analytiques de problèmes à géométrie simple. Dans ces modèles, le milieu est considéré comme semi infini, élastique, isotrope et homogène. La source des déformations est réduite à une source ponctuelle pour reproduire l'effet d'une sphère en champ lointain (Mogi, 1958), ou une fracture plane rectangulaire (Okada, 1985) pour simuler l'effet d'un dyke. L'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs a permis par la suite de trouver des solutions hybrides analytiques et numériques simulant par exemple des ellipsoïdes inclinés (Davis 1986). Ces modèles ont démontré leur efficacité pour définir les grands traits des déformations observées. Mais les hypothèses sur la géométrie et la

localisation de la source, sur le milieu et l'absence de relief, peuvent conduire à des interprétations erronées des déplacements de surface, notamment dans l'estimation du volume de la chambre magmatique. Cayol et Cornet (1998) ont démontré que lorsque la topographie est ignorée, les erreurs générées peuvent conduire à des surestimations de variation de volume de la source de pression. Pour une pente moyenne de 30°, la surestimation peut atteindre 50% (Cayol et Cornet, 1998).

Le modèle basé sur la méthode mixte d'éléments de frontière (MBEM, Mixed Boundary Element Method), développé par Cayol et Cornet (1997), présente l'avantage de prendre en considération une surface topographique tridimensionnelle réelle ainsi que des sources de pression de forme et de dimension quelconque (réservoir magmatique et dykes). Des discontinuités modélisées par des fractures peuvent également être incorporées dans le modèle.

Cette méthode se base sur la combinaison de deux méthodes d'éléments frontières : la méthode Directe (Rizzo, 1967) et la méthode des Discontinuités de Déplacements (DDs) (Crouch, 1976). La méthode MBEM a été développée par Cayol et Cornet en 1997 à partir d'un code pré existant COMPUTE^{3D} (Curran et al., 1994) basé uniquement sur la méthode directe. La méthode Directe est bien adaptée aux structures massives (surfaces fermées), alors que la méthode des DDs est plus performante pour les discontinuités telles que des fractures, car il n'est pas nécessaire de discrétiser les deux cotés de celles-ci. La combinaison des deux méthodes a été réalisée en intégrant les conditions aux frontières de la méthode des DDs aux équations de la méthode Directe par Cayol (1996). Le principe de cette méthode est développé en détail dans la thèse de Cayol (1996) et dans Cayol et Cornet (1997) : les principaux points sont reportés en Annexe 5.

Cette méthode permet de discrétiser un espace tridimensionnel par ses surfaces. Ainsi, ne seront maillés que la surface topographique du volcan et les structures sur lesquelles une contrainte sera appliquée (réservoir magmatique, dykes, fractures). Une méthode de type éléments finis exigerait une modélisation volumique de l'ensemble du massif, augmentant ainsi considérablement le temps de calcul numérique.

3.2 Conditions initiales, contraintes appliquées et applicabilité au cas du Piton de La Fournaise

La précision et l'applicabilité de cette méthode MBEM pour la modélisation des sources de pression sur des édifices volcaniques ont été testées et déjà appliquées dans plusieurs études (Cayol, 1996 ; Cayol et Cornet, 1997 ; Cayol et al., 2000 ; Beauducel et Cornet, 1999; Dieterich et al., 2000 ; Froger et al., 2004 ; Fukushima, 2005 ; Fukushima et al., 2005). L'applicabilité des conditions régissant ce modèle au cas du Piton de La Fournaise a été discutée et validée en partie par Cayol et Cornet (1998), Fukushima (2005), Fukushima et al. (2005) et Froger et al. (2004).

- Il s'agit d'un modèle statique, adapté à la modélisation des données de déformations ponctuelles dans le temps, ainsi qu'à la modélisation de phénomènes quasi-statiques tels qu'une augmentation de pression dans un réservoir.

- Le système est supposé être en équilibre mécanique. Lorsque le dyke se met en place puis se solidifie, il conserve sa géométrie. Les effets de solidification / contraction du dyke peuvent être négligés lorsque l'on considère une courte échelle de temps limitée à l'injection magmatique.

- Le milieu est considéré homogène et isotrope. Or, les différentes tomographies sismiques réalisées sur le Piton de La Fournaise (Nercessian et al., 1996 ; Brenguier et al., 2007b) révèlent la présence de corps de vitesses différentes au sein de l'édifice. L'homogénéité du milieu est également perturbée par l'accumulation succésives des coulées et la fracturation de sub-surface. Les effets mécaniques liés à l'accumulation des coulées peuvent être significatifs à proximité de la surface mais diminuent avec la profondeur avec des contacts de plus en plus soudés formant des unités plus épaisses aux propriétés homogènes.
L'accumulation des coulées et l'injection répétée des dykes peuvent rendre également le milieu anisotrope. Au Kilauea, Ryan et al. (1983) ont estimé un module d'Young 1,4 fois plus important dans la direction horizontale que dans la direction verticale.
Cette simplification sur l'homogénéité et l'isotropie du milieu peut présenter une limite à la modélisation qui sera discutée dans le paragraphe 3.7.

- Le milieu est supposé élastique. Au cours d'une injection magmatique, des déformations plastiques et des microfissures peuvent se produire à l'extrémité de l'intrusion, où les contraintes sont les plus fortes, comme l'atteste la sismicité qui peut accompagner les injections. Les tensions générées à l'extrémité de l'injection sont proportionnelles au rapport d'aspect de l'intrusion « longueur sur épaisseur ». L'hypothèse simplificatrice d'un édifice se comportant de façon élastique peut être justifiée au Piton de La Fournaise par les rapports d'aspect supérieurs à 1000 des dykes mis à l'affleurement ; Grasso et Bachèlery, 1995) et par la courte échelle de temps (quelques heures) associée à ces déformations. L'élasticité des roches pour des déformations faibles et des périodes de temps courtes, est confirmée par des tests mécaniques (Birch, 1966) et par la sismologie (Aki et Richards, 1980).
A proximité d'une chambre magmatique les roches sont sujettes à de fortes températures et subissent des déformations inélastiques (Davis et al., 1974). Mais ces effets s'estompent rapidement avec la distance, et la surface subit des déformations qui peuvent être considérées comme élastiques.
Dans un contexte d'élasticité, les déformations reliées linéairement aux contraintes (loi de Hooke) sont paramétrés par le module d'Young E et le coefficient de Poisson que nous avons fixé respectivement à 5GPa (estimé par Cayol, 1996) et 0,25 (valeur moyenne pour les basaltes).

- Les conditions aux limites imposées sont des contraintes et non des déplacements. La majorité des dykes sont des fractures en extension qui se propagent perpendiculairement à σ_3 et donc parallèlement à σ_2 et σ_1 (contrainte compressive principale). Les dykes mis à l'affleurement par l'érosion sur les édifices volcaniques (Gudmundsson, 1995) ne montrent ni déplacement parallèle au dyke, ni décalage vertical aux niveaux des couches horizontales interceptées (Pollard, 1987 ; Rubin, 1995). Dans cette étude, nous supposons donc que les dykes subissent uniquement une contrainte normale en tension, qui représente la perturbation d'un état de contrainte initial. En surface, les contraintes sont nulles, et au niveau des sources de déformation égales à une surpression. La surpression magmatique est définie comme étant la différence entre la pression magmatique totale et les contraintes orthogonales au dyke (principalement liées à la pression lithostatique).
Les conditions aux limites de déplacements et de contraintes nuls a l'infini sont implicitement prise en compte par la méthode des éléments aux frontières qui utilise des solutions analytiques dans un milieu infini.

- La surpression appliquée sur les structures modélisées est supposée constante. Des études faites par Fukushima (2005) ont montré que l'implication d'un gradient de surpression vertical, comme décrit par Cayol et Cornet (1998), ne reproduit pas les observations mieux qu'une pression constante**.** Le modèle n'est donc pas aussi sensible au gradient de pression qu'aux autres paramètres utilisés dans l'inversion (définissant la géométrie de la source de pression). De plus, la prise en considération d'une distribution de pression plus complexe ne permet pas une inversion des données dans des délais acceptables (Fukushima, 2005).

3.3 Géométrie et maillage des structures

Au Piton de La Fournaise, nous avons vu que l'inflation lente enregistrée entre chaque éruption est à mettre en relation avec une augmentation de pression se produisant dans un réservoir magmatique. En revanche, les déformations rapides observées quelques heures avant une éruption sont imputées aux injections magmatiques qui se propagent vers la surface. La répartition des déplacements de surface par rapport à la localisation des fissures éruptives (chapitre 2.4.2) suggère que la source de pression est en élongation et peut-être attribuée à la mise en place d'un dyke. Ces structures, ainsi que la topographie, sur lesquelles sont appliquées les contraintes nécessitent d'être maillées.

3.3.1 Maillage de la topographie

Les effets du maillage triangulaire de la topographie ont été discutés par Cayol (1996). Pour éviter les effets de bords de la surface, les éléments de la surface doivent s'étendre jusqu'à cinq fois la taille de la zone perturbée sur laquelle on veut calculer les déplacements. Afin d'alléger les calculs, et étant limités par la mémoire, on réalise un maillage progressif avec une densification du maillage aux niveaux des zones étudiées et des éléments plus larges en bordure (Figure 3.1). Le maillage de la topographie se fait à partir d'un modèle numérique de terrain (25m) à l'aide d'un programme développé par Froger en 2001.

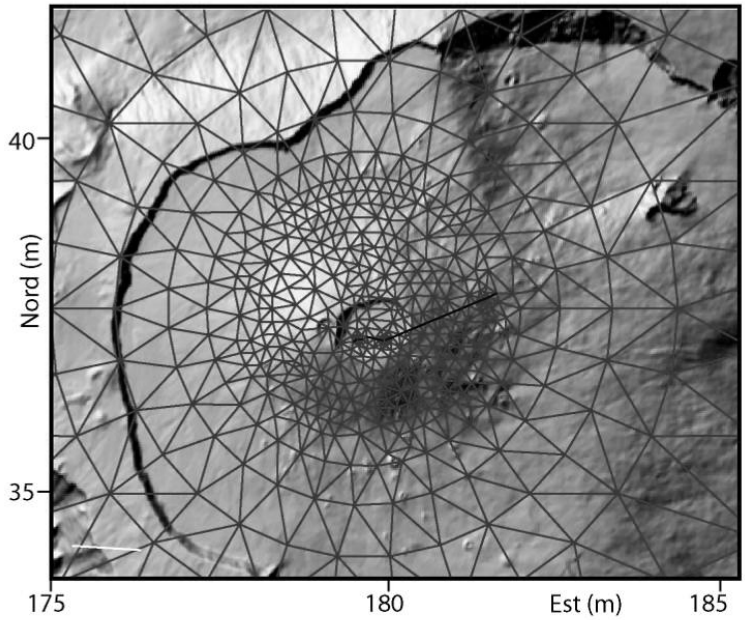


Figure 3.1 : Zoom sur la partie centrale du maillage de la topographie avec une densification des mailles à proximité des fissures éruptives (ex : août 2004).

3.3.2 Géométrie des réservoirs magmatiques

Les réservoirs magmatiques sont modélisés comme des ellipsoïdes. Leur géométrie est définie par six paramètres : la position du centre (x, y, z), ainsi que la longueur des trois demi axes (S_1, S_2, S_3) (Figure 3.2).

A ces paramètres géométriques s'ajoute un paramètre de surpression.

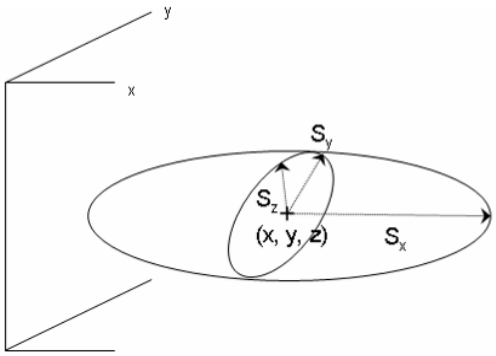


Figure 3.2 : Paramètres contrôlant la géométrie du réservoir magmatique

3.3.3 Géométrie des Dykes

Fukushima (2005) a développé un programme permettant de mailler des dykes sous forme de fractures en tension connectées au maillage de la topographie au niveau des fissures éruptives. Les fissures sont connectées à un dyke unique par l'intermédiaire d'échelon dont l'orientation est liée simplement à la rotation de la contrainte principale maximale à proximité de la surface (Cayol et Cornet, 1998 ; Michon et al., 2007). Nous avons adapté ce programme afin de pouvoir intégrer les deux stades de l'injection magmatique qui se fait par une injection verticale, suivie d'une injection latérale sur le flanc (Figure 3.3).

- ✓ dans un premier temps, nous inversons les données liées à l'injection verticale :

Six paramètres contrôlent la géométrie du dyke ascendant la longueur L_i et la hauteur H_i du dyke, les coordonnées géographiques (X_c, Y_c, Z_c) de l'origine du dyke et le pendage Dip_i.

- ✓ puis dans un deuxième temps, nous inversons les données liées à l'intégralité de l'injection (verticale + latérale) :

Sept paramètres définissent la géométrie de l'injection latérale du dyke, qui s'amorce sur la partie verticale modélisée précédemment : le pendage moyen du dyke (Dip), l'altitude à laquelle s'initie l'injection latérale (Elevation), l'angle de cisaillement du dyke (inclinaison de la ligne joignant les points médiaux de la base et du sommet du dyke avec la verticale, Shear), l'angle θ de rotation verticale de la base du dyke par rapport au plan horizontal, l'angle φ correspondant à la rotation horizontale de la base du dyke dans le plan xy, le rapport entre la longueur du dyke au sommet et la longueur à sa base (Botlenrate), et la profondeur des échelons connectant le dyke aux fissures éruptives (D_top).
A tous ces paramètres géométriques, s'ajoute un paramètre de surpression. Les dykes étant modélisés comme des fractures fermées telles que les deux épontes se situent à la même position, la valeur de la surpression nous permet d'estimer l'épaisseur du dyke.

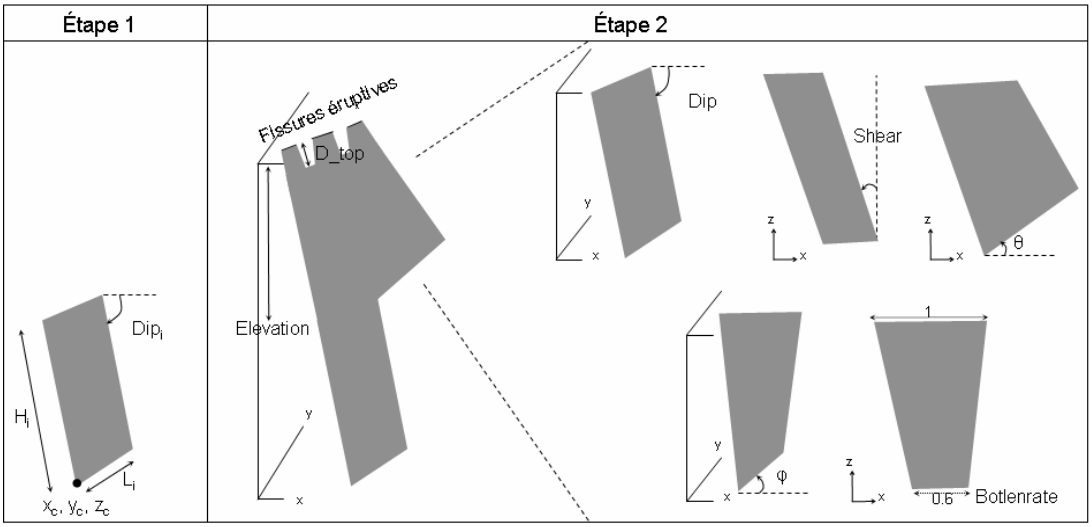


Figure 3.3 : Paramètres contrôlant la géométrie du dyke

3.3.4 Calcul

Les déplacements de surface sont calculés par le code Mc3f au niveau des nœuds du maillage de la surface topographique ainsi qu'au barycentre des éléments du dyke (au niveau des intersections de la surface avec des fractures).

3.4 Inversion des données et évaluation des erreurs

L'inversion des données permet d'avoir accès à un modèle de source qui explique au mieux les déformations observées. Le programme, développée par Fukushima (2005), utilise une procédure itérative.

Les intervalles de valeurs admissibles pour chaque paramètre considéré dans l'inversion et définissant la géométrie des sources de pression doivent être spécifiés. L'espace multidimensionnel des paramètres ainsi défini est exploré au cours d'itérations successives en utilisant un algorithme de type « neigbourhood » (Sambridge, 1999a ; Fukushima et al., 2005).

Initialement, N modèles sont choisis aléatoirement, ce qui équivaux à générer N points au hasard dans l'espace des paramètres. L'espace des paramètres est alors divisé en cellules de Voronoi, chacune d'entre elles étant centrée sur un jeu de paramètre.

L'erreur entre les déplacements modélisés et calculés est alors évaluée pour chaque modèle:

Erreur données GPS :

$$\sqrt{\sum\left(\frac{(D_{NS}^{calc}-D_{NS}^{obs})^2}{\sigma_{NS}^2}+\frac{(D_{EW}^{calc}-D_{EW}^{obs})^2}{\sigma_{EW}^2}+\frac{(D_{Up}^{calc}-D_{Up}^{obs})^2}{\sigma_{Up}^2}\right)}$$

Erreur données inclinométriques :

$$\sqrt{\sum\left(\frac{(D_{NS}^{calc}-D_{NS}^{obs})^2}{\sigma_{NS}^2}+\frac{(D_{EW}^{calc}-D_{EW}^{obs})^2}{\sigma_{EW}^2}\right)}$$

où σ_{NS}, σ_{EW}, σ_{Up} sont respectivement les incertitudes sur les mesures des composantes NS, EW et Up.

Ensuite lors de chaque itération, le programme va générer N points dans le voisinage des N points présentant les erreurs les plus faibles et définir ainsi de nouvelles cellules de Voronoi.

Cet espace se restreint au fur et à mesure que les itérations se succèdent convergeant ainsi vers une meilleure solution.

L'inversion cesse lorsque l'écart-type des N derniers modèles évalués est inférieur à une valeur fixée. Si le critère de convergence n'est pas atteint, alors c'est le nombre maximal d'itérations qui met fin au processus.

Le pourcentage de données de terrain expliqué par la meilleure solution est alors exprimé par :

$$Data\,\exp lain = 100 - \left(\frac{\sqrt{\sum (D_{calc} - D_{obs})^2}}{\sqrt{\sum (D_{obs}^2)}} \right) \times 100$$

Evaluation de l'erreur

Compte tenu du peu de données dont nous disposons pour la modélisation des phases inter éruptives, nous avons considérée une géométrie de réservoir relativement simple avec l'inversion de sept paramètres. Nos problèmes sont donc sur déterminés, avec 8×3 données GPS pour sept paramètres à inversés, et peuvent donc être résolus.
Mais dans un calcul d'inversion, il n'existe pas de solution unique, il est donc important de faire une estimation de l'erreur sur nos paramètres, afin d'avoir une approche critique vis-à-vis des résultats obtenus et de s'assurer de la fiabilité du modèle.

L'estimation de l'incertitude du modèle, qui a été incorporé au code de calcul par Fukushima (2005), se base sur une méthode d'inférence Bayésienne développée par Sambridge (1999b) (voir Tarantola, 1987, Sambridge, 1999b et Fukushima et al., 2005, pour plus de détail). L'inférence bayésienne permet de calculer ou réviser la probabilité d'une hypothèse, en association à chaque état de connaissance sur un paramètre quelconque, une densité de probabilité définie sur l'espace des paramètres correspondants. L'évaluation de l'erreur sur les résultats obtenus permet également de s'assurer que les paramètres utilisés sont bien contraints et indépendants les uns des autres.

La vraisemblance des géométries, des localisations et des pressions obtenues doit également être confrontée avec d'autres données indépendantes de l'inversion (contexte géologique, tomographie sismique…) et sera discutée dans les articles du chapitre 3.6.

3.5 Modélisation des sources de déformations

Les campagnes GPS anté 2002 beaucoup plus éparses et regroupant plusieurs événements intrusifs, n'ont pas été prises en considération dans cette étude. Cette étude est présentée sous forme de deux articles qui couvrent, à eux deux, la période 2003-2005.
Ces articles présentent des redites avec les chapitres précédents concernant l'introduction du sujet et la présentation des données ainsi qu'un début d'extrapolation sur la discussion présentée au chapitre 5.

Le premier article: "Peltier, A., T. Staudacher, P. Bachèlery, 2007, Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data*, J. Geophys. Res*., 112, B03207, doi:10.1029/2006JB004379 », présente la géométrie des sources de pression, la dynamique intrusive et les structures impliquées au cours de la période d'activité de 2003.

Le deuxième article soumis à EPSL : « Peltier, A., V. Famin, P. Bachèlery, V. Cayol, Y. Fukushima, T. Staudacher, Deep and shallow magma transports during the 2004-2005 activity at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion Island) inferred from deformation and geochemical data », présente une analyse croisée des données déformations, couplée à des modélisations numériques, et aux données géochimiques de la période 2004-2005.

Il ressort de ces deux études que :

- Les déplacements pré-éruptifs peuvent s'expliquer par la mise sous pression d'un réservoir magmatique situé approximativement au niveau de la mer, d'où s'initialise les injections de magma vers la surface.

- Les dykes alimentant les éruptions latérales proches se caractérisent par une migration verticale rapide (1,1 $m^3.s^{-1}$ à 1,3 $m^3.s^{-1}$) du magma suivit d'une migration latérale plus lente (0,2 à 0,8 $m^3.s^{-1}$). Le départ sur le flanc s'initie à des profondeurs relativement faibles comprises entre 1400 à 2000m au dessus du niveau de la mer.

La phase de migration verticale, localisée sous les cratères sommitaux, permet de faire le lien entre le système de stockage et le dyke latéral migrant sur le flanc. Suivant la localisation des fissures éruptives, plusieurs trajets préférentiels se distinguent :

(1) Les éruptions sommitales sont alimentées par des dykes subverticaux s'enracinant à 400-600 au dessus du niveau de la mer,
(2) Les éruptions distales sont alimentées par des dykes, pentés à l'est, s'enracinant plus en profondeur (~200 m au dessus du niveau de la mer) avec une migration sous les cratères sommitaux limités,
(3) Les éruptions latérales proches sont alimentées par des dykes dont les caractéristiques sont intermédiaires aux deux cas précédents.

Les injections magmatiques alimentant les éruptions latérales proches transitent par la partie ouest de la zone sommitale, alors que les dykes alimentant les éruptions distales transitent par la partie est. Ces résultats seront intégrés à la discussion du chapitre 5 sur le schéma d'alimentation du Piton de La Fournaise entre 1998 et 2007.

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 112, B03207, doi:10.1029/2006JB004379, 2007

Click Here for Full Article

Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data

A. Peltier,[1,2] T. Staudacher,[2] and P. Bachèlery[1]

Received 6 March 2006; revised 12 September 2006; accepted 26 September 2006; published 24 March 2007.

[1] Piton de La Fournaise (Réunion Island) had shown 8 months of high activity during 2003, including four eruptions and one intrusion. The monitoring networks, provided by the Volcanological Observatory of Piton de La Fournaise, show two different kinds of behavior: strong and rapid deformations linked with the magma injections and a slight continuous intereruptive inflation of the summit area. Inversed modeling based on the deformation data, using a three-dimensional elastostatic boundary element code, combined with seismicity provides new insights into the volcanic feeding system involved in the 2003 activity. (1) The 2003 eruptions are fed from a pressurized magma chamber located beneath the summit at 300 m above sea level. (2) A vertical path was activated between the magma chamber and the surface during the December 2002 collapse, allowing the magma to rise into it and leading to the initial summit eruption in May 2003. (3) The August and September 2003 lateral eruptions had been fed by dikes intruding along the same vertical pathway, at an estimated velocity of 1.1 to 1.3 m/s before intruding the flank into the rift zones at a velocity of 0.2 to 0.8 m/s. This last point suggests a strong structural control on the dike pathway.

Citation: Peltier, A., T. Staudacher, and P. Bachèlery (2007), Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, *J. Geophys. Res.*, *112*, B03207, doi:10.1029/2006JB004379.

1. Introduction

[2] The emplacement of dikes within a volcanic edifice has been the subject of several studies in recent decades. Several models of dike intrusions leading to an eruption have been proposed for Kilauea (Hawaii) [*Cervelli et al.*, 2002], Etna (Sicily) [*Bonaccorso et al.*, 2002] and Piton de La Fournaise (PdF) (La Réunion, Indian Ocean) [*Battaglia and Bachèlery*, 2003; *Froger et al.*, 2004; *Fukushima et al.*, 2005]. The great majority of these studies strictly focused on the dike geometry related to one eruption, without considering the previous events and sometimes without evaluating the source of the magma and the triggering processes. It is however of major interest to focus on a series of several volcanic crises to understand the initial processes driving magma toward the surface and to define and interpret the evolution in time of the eruptive style of a volcano.

[3] The cycle of high activity at PdF in 2003, with four eruptions (May, August, September, and December) and one intrusion (November), provides an extensive set of deformation and seismic data in a short time span. All 2003 eruptions occurred inside the Enclos Fouqué caldera (Figures 1 and 2). The May and December eruptions were located inside the Dolomieu summit crater. The August eruption started in the Bory crater, but the main activity was located along fissures opened on the northern flank rift zone oriented N10°E, while the September eruption occurred on the south flank of the summit cone along the rift zone oriented N170°E (Figures 1 and 2). The location of the magma chamber and the geometry of the plumbing system feeding these eruptions are still debated. *Lénat and Bachèlery* [1990] suggest that magma storage can take place just beneath the summit crater at shallow depth (0–1500 m above sea level) in the form of small interconnected pockets and dikes. Recent seismic data are more consistent with the existence of a single magma chamber situated at sea level inferred from the presence of a low-velocity zone beneath the summit [*Nercessian et al.*, 1996]. The seismic swarms associated with magma intrusions were located above this zone (Figure 3). In both concepts, interconnected magma pockets or single magma chamber, such a shallow magma storage system must be fed from deeper levels. Indications for such feeding exist for the 1977 and 1998 eruptions [*Bachèlery*, 1999]. The large 1998 eruption was preceded in 1997 by a "seismic crisis" 15 km beneath the "Plaine des Sables" (Figure 1), and a preeruptive seismic swarm rooted at 5 km below sea level, that migrated toward the surface [*Battaglia et al.*, 2005].

[4] Preeruptive overpressures in the shallow magma chamber exert stress on the surrounding bed rock, generating seismic events and long-term ground deformation of the

[1]Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion, UMR7154, Saint Denis, France.
[2]Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, UMR7154, La Plaine des Cafres, France.

Copyright 2007 by the American Geophysical Union.
0148-0227/07/2006JB004379$09.00

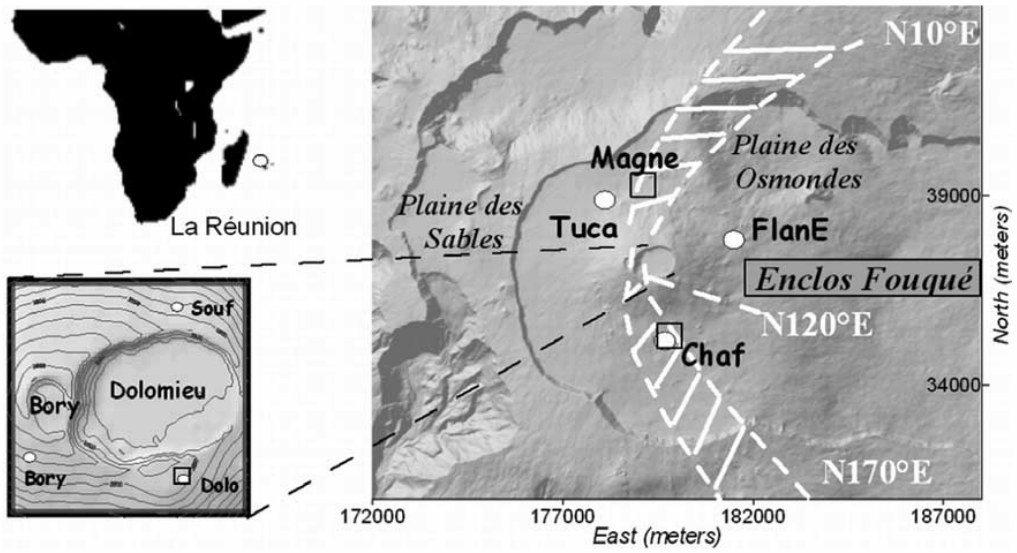


Figure 1. Structural map of Piton de la Fournaise volcano (Gauss Laborde Reunion coordinates). The rift zones are indicated by white dashed lines. The black squares and white dots indicate the locations of extensometers and tiltmeters, respectively.

volcano. Both, intereruptive behavior and eruptive mechanisms, were modeled with a three-dimensional (3-D) elastostatic boundary element code that takes into account topography, fractures and magma chamber geometries [*Cayol and Cornet*, 1997, 1998]. Models (dikes and magma chamber) of the deformation source were derived by an inversion method using GPS and tiltmeter data. These models allow us to discuss the processes of magma supply to eruptions and intrusions and to identify links between eruptions and intrusion within this eruptive cycle.

2. Deformation Networks

[5] We focus our study on data recorded during 2003 by three deformation networks of the Volcanological Observatory of Piton de La Fournaise (OVPF): the tiltmeters, the extensometers, and the GPS networks.

[6] The tiltmeter network is composed of six stations (Figure 1); three are located around the summit craters and three others are located at the base of the summit cone. Each station is composed of two Blum-type pendulum tiltmeters [*Blum et al.*, 1991], one orientated radially with respect to the summit, and the other tangentially. Measurements are performed every minute. The combination of the two tiltmeters, radial and tangential, gives the direction and amplitude of the tilt angles graphically represented as tilt vectors (Figure 2). The changes in orientation and amplitude allow us to evaluate the migration of the inflation source with time.

[7] The extensometer network of the OVPF included two stations at the base of the summit cone that were installed on small fractures opened along the main north-south axis of activity, one at "Chaf" on the southern axis and the second at "Magne" on the northern axis (Figure 1). Magne station was destroyed by the lava flows of the August 2003 eruption. Each extensometer station is composed of three components measuring every minute the relative displacement perpendicular to the fracture (opening component), parallel to the fracture (shearing component) but also the vertical movement across the fracture (vertical component).

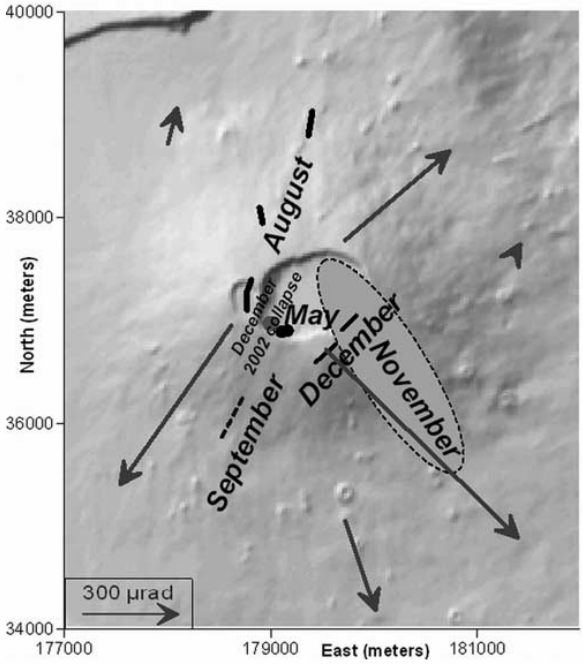


Figure 2. Location of the fissures associated with the studied eruptions and approximate location of the November intrusion (Gauss Laborde Reunion coordinates). Vectors represent tilt variations between May and December 2003 are oriented in direction of the slope increase.

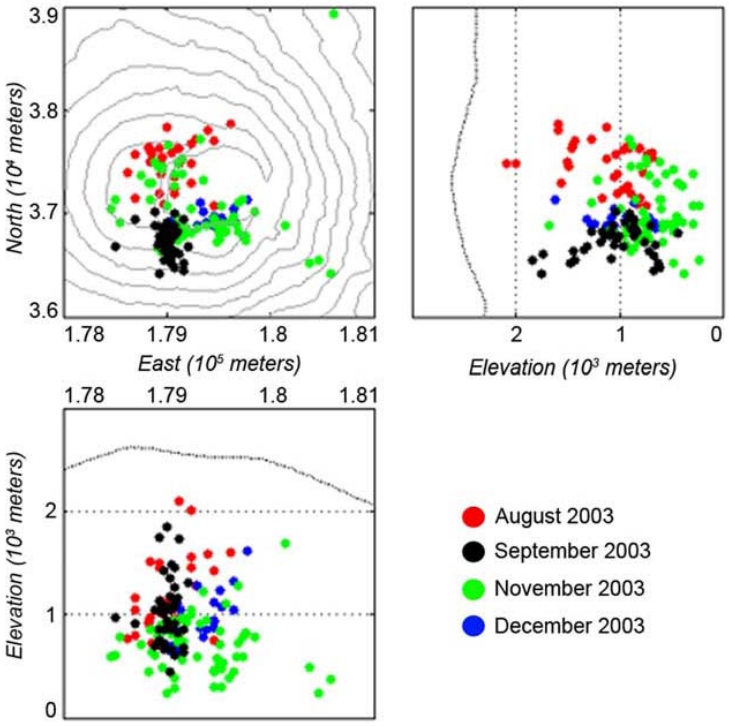


Figure 3. Location of some earthquakes hypocenters related to the magma injections of 2003 (Gauss Laborde Reunion coordinates).

Another three component station, "Dolo," is installed on a summit tangential fissure on the south rim of the Dolomieu crater (Figure 1).

[8] At the beginning of 2003, only one permanent GPS station operated on the volcano at "Souf" summit station. The GPS used is so-called "Ashtech Zextrem" installed on a stainless steel rod cemented in the bedrock. The GPS network is also composed of about 80 benchmarks measured before and after each event.

3. Description of Events and Data

[9] During this period of high activity, we observed on all deformation networks a long-term and constant inflation (Figures 2 and 4) of the summit zone. This continuous inflation, accompanied by an increase in shallow seismicity (just above sea level) was only interrupted by the onset of the eruptions/intrusion (Figures 4 and 5). Only subtle summit deflations were observed during magma injections to the flank of PdF (Figure 4). The cumulative slope variation is shown in Figure 2. From March to December 2003 the inflation of the volcano reached 800 μrad at tiltmeter Dolo, while the vertical uplift at permanent GPS summit station Souf reached 50 cm (Figure 4). Simultaneously, the extensometers showed a continuous opening of the fractures between eruptions (Figure 4). Tilt stations at the base of the volcano showed also a continuous summit inflation, but the amplitude of the signal is lower than on the summit station.

3.1. May-June 2003 Eruption

[10] The first eruption in 2003 began the 30 May by the opening of a fissure at the rim of the pit crater, formed on 23 December 2002 [*Longré et al.*, 2006], in the southwestern part of the Dolomieu crater (Figure 2 and Table 1) and proceeded in four phases. The first one stopped after only two hours; however seismicity beneath the crater continued (Figure 5). No deflation was detected (Figure 4) and a strong degassing was observed. On 4 June, the eruption started again at the same site. After a short phreatic event, the second phase stopped on the evening of 6 June. The extensometer network continued to show an opening of fractures at Magne and Chaf (Figure 4) accompanied by earthquakes located around 400 m beneath the Dolomieu floor in the southwestern part of this crater. On 12 June, activity resumed within Dolomieu crater and the third phase continued until 15 June at the same site as the two previous ones. The last stage started on 21 June and ended on 7 July [*Coppola et al.*, 2005].

[11] This summit eruption did not have a great impact on the tiltmeter and extensometer curve, which continued to show an increasing trend and indicating inflation behavior throughout and after this eruptive cycle (Figure 4).

3.2. August 2003 Eruption

[12] Between the end of the May June and August eruptions, the northern border of Dolomieu crater was raised by about 3 cm and shifted to the east by about 3.5 cm (Figure 4). Twenty to sixty seismic events per day were recorded at the

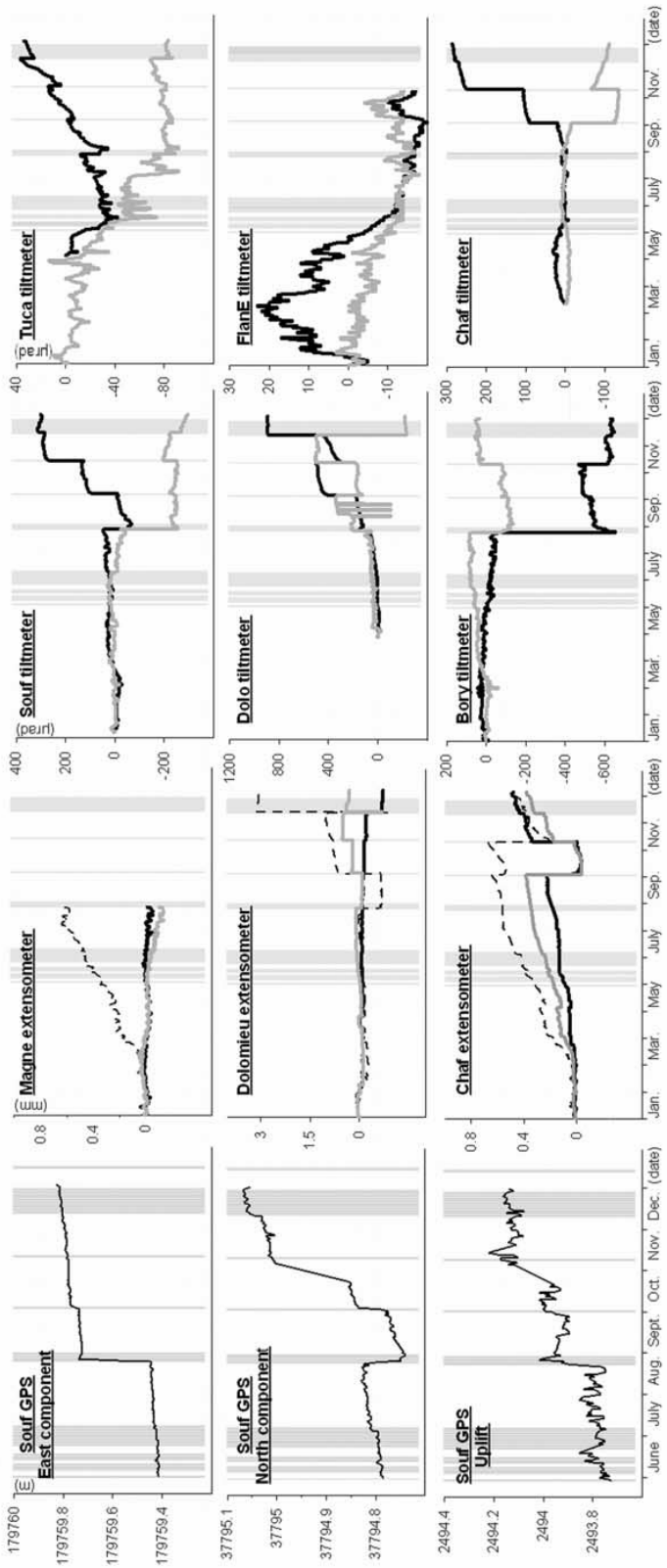


Figure 4. Deformation recorded in 2003 at Piton de La Fournaise. (left) Displacements (in meters) recorded on the three components of the Souf permanent GPS station. (middle) Tilt variations (in microradians) recorded on the radial (black lines) and tangential components (gray lines) of the six stations. (right) Extensometer displacements (in millimeters) recorded on the vertical (black lines), opening (black indents), and shearing (gray lines) components of the three stations. Grey areas represent periods of eruption.

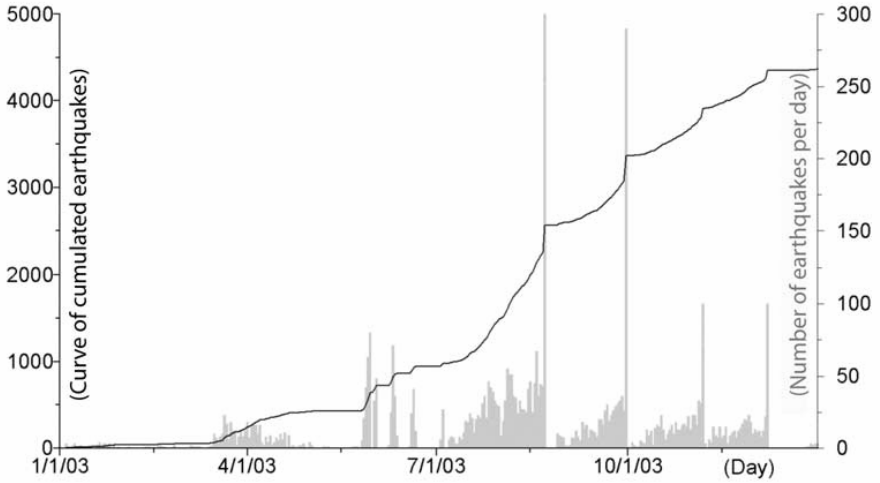


Figure 5. Annual cumulative number of volcano-tectonic events recorded at Piton de La Fournaise in 2003. The gray histogram represents the number of earthquakes per day.

end of July and in August (Figure 5) [*Staudacher et al.*, 2004]. On 22 August at 1448 UTM, a "seismic crisis" started, with about 300 events within 152 min (Figure 5). These earthquakes were located beneath the NW rim of Dolomieu crater at about 500 1500 m above sea level (Figure 3). At 1455 UTM, tiltmeter data revealed that a dike propagated toward the surface. At first, the radial component at all summit stations steadily increased and in a second stage from 1515 UTM, the tilt gave clear signals of a flank intrusion (Figure 6 and Table 1). From 1630 UTM, the tilt vectors at "Bory" station rotated, showing a new inflation which reached a value of 200 μrad at 1720 UTM when the first fissure in the Bory crater opened. After that, further seismic events were observed, and at 1810 UTM a second fissure opened at 2475 m altitude on the north flank of PdF. At 1930 UTM a third fissure opened lower on the northern flank (Figure 1). The eruptive activity was localized at 2150 m altitude, were a cone was formed. Eruption intensity increased from 25 until 27 August when the eruption stopped suddenly. Permanent GPS measurements at Souf station showed slight deflation during the eruption (Figure 4). Surface displacements measured between early August and early September on the 80 benchmarks of the GPS network (Figure 7) show 25 cm of uplift and 30 cm of eastward displacement of the NE part of the Dolomieu crater related to this eruption.

3.3. September 2003 Eruption

[13] During September, Tuca, Souf, Dolo and Chaf tiltmeter radial components increased by 30, 57, 45, and 21 μrad, respectively, while the Chaf extensometer indicated continuous fracture opening (Figure 4). On 30 September at 1825 UTM, a "new seismic" crisis started, with 290 events located in a swarm beneath the southwest border of Dolomieu crater (Figure 3), and 65 min later tremor was recorded. Similar to August eruption and other flank eruptions at PdF [*Peltier et al.*, 2005b], permanent tiltmeters revealed a dike propagation in two stages with a first vertical migration between 1835 and 1848 UTM under the Dolomieu crater followed by a lateral propagation to the south (Figure 6 and Table 1). A new eruptive fissure opened on the southern flank between 2330 and 2190 m altitude. Next morning, on 1 October at 0900 UTM, the seismic tremor disappeared. Surface displacements linked to this event had been measured by GPS immediately after the eruption underlining the eruption fissures pathways (Figure 7). After this event, the rate of shallow earthquakes increased again,

Table 1. Summary of 2003 Eruptions

Beginning of Eruption	Location	Altitude of the Eruptive Fissure, m	Seismic Crisis Duration,[a] min	Vertical Injection Duration,[b] min	Lateral Injection Duration,[c] min	Emitted Volume, 10^6 m^3
30 May 2003	southwest of the Dolomieu	summit	17	-	-	1.3
22 Aug 2003	Bory and north flank	2590 2140	152	20	125	6.2
30 Sep 2003	west flank southwest	2330 2195	65	13	42	1
7 Dec 2003	southeast of the Dolomieu	summit	56	-	-	1.2
9 Jan 2004	"Plaine Des Osmondes" northeast flank	1390 1510	2475	54	2395	1.9

[a]Considering the time between the beginning of the seismic swarm and the opening of the first eruptive fissure.
[b]From the beginning of the summit inflation to the beginning of the lateral displacement of the inflation center.
[c]From the lateral displacement of the inflation center to the opening of the first eruptive fissure.

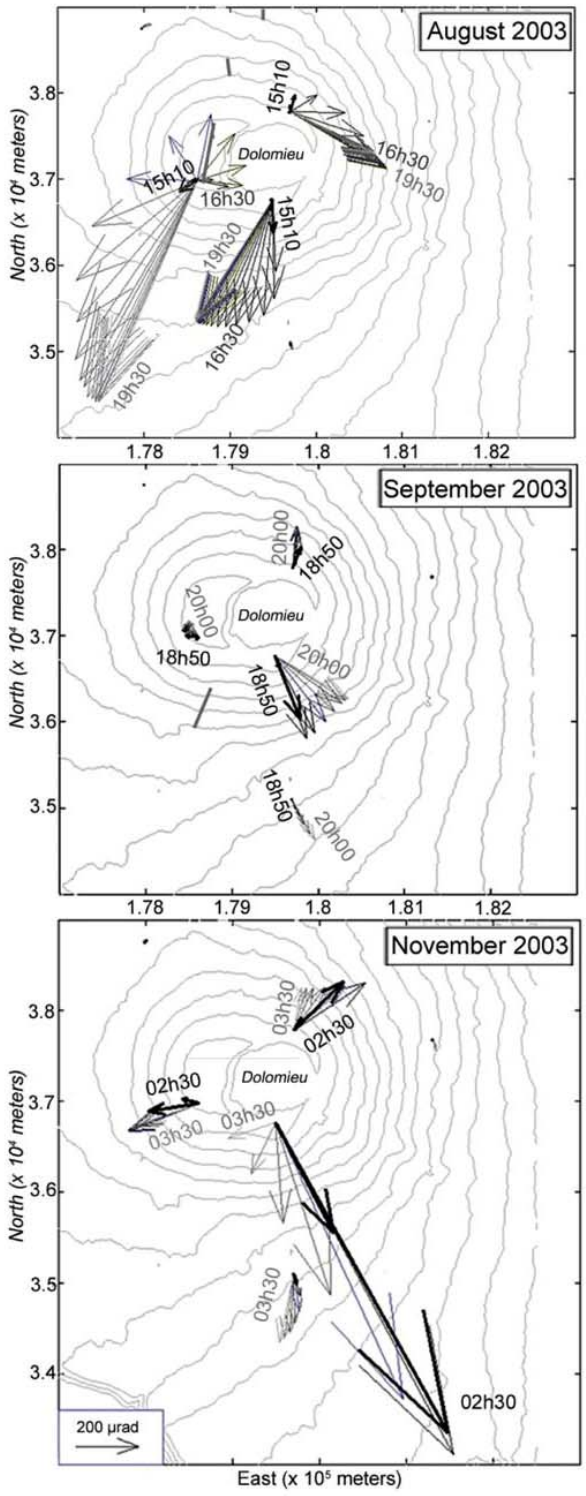


Figure 6. Tilt variations observed within a 10 min time window, (top) from 1400 to 1930 UTM for the August 2003 dike intrusion, (middle) from 1830 to 2000 UTM for the September 2003 dike intrusion, and (bottom) from 0200 to 0330 UTM for the November 2003 intrusion. Vectors are oriented in direction of the slope increase. Bold solid vectors represent the tilt variations linked with the first vertical dike migration, and the shade off gray vectors represent evolution of the tilt signal with time. Solid gray lines represent eruptive fissures.

simultaneously with a new uplift of the summit region (Figures 4 and 5).

3.4. November 2003 Intrusion

[14] On the morning of the 6 November (at 0200 UTM), another "seismic crisis" started (Figure 5), accompanied by strong surface deformations observed by tiltmeter, extensometer and GPS networks (Figures 4 and 6). GPS measurements between October and end of November 2003 confirmed the surface displacements with a vertical uplift and horizontal movements up to 30 cm (Figure 7). Surface displacements suggested the location of the deformation source beneath the southeast border of Dolomieu crater. No eruption followed this intrusion but the inflation continued until 7 December with the largest amplitude at the Dolo station (Figure 8).

3.5. December 2003 Eruption

[15] On 7 December at 1029 UTM, a "seismic crisis" started (Figure 5) and at 1125 UTM a tremor signal was recorded at all summit seismic stations. The fissure eruption was located in the SE part of Dolomieu crater and a second fissure opened south of Dolomieu emitting gas (Figure 2 and Table 1). No significant amount of lava was erupted from the second fissure. The eruption continued within Dolomieu crater until 25 December.

4. Modeling and Inversion Method

[16] On the basis of the geological setting, the deformation field and the location of the earthquake hypocenters introduced above, we model the slight intereruptive ground deformation by an overpressurized shallow magma reservoir, whereas the rapid timescale deformations associated with eruptive fissures are modeled as dike injections.

[17] Tiltmeter and GPS data are modeled by deformation sources embedded in a three-dimensional elastic half-space employing a mixed boundary element method [*Cayol and Cornet*, 1998]. The code developed by *Cayol and Cornet* [1998] takes into account the real topography, the shape of the magma chamber and/or one or several dikes. The code is based on a combination of two boundary element methods: the direct method and the displacement discontinuity method. The direct method is appropriate to model massive structures like topography and magma chamber, while the displacement discontinuity method allows modeling fractures and dikes. For the calculation, the edifice is assumed to be elastic, homogeneous and isotropic with a Young's modulus of 5 GPa [*Cayol and Cornet*, 1998] and a Poisson's ratio of 0.25. Structures such as topography, dikes and magma chamber are represented by a mesh. For the

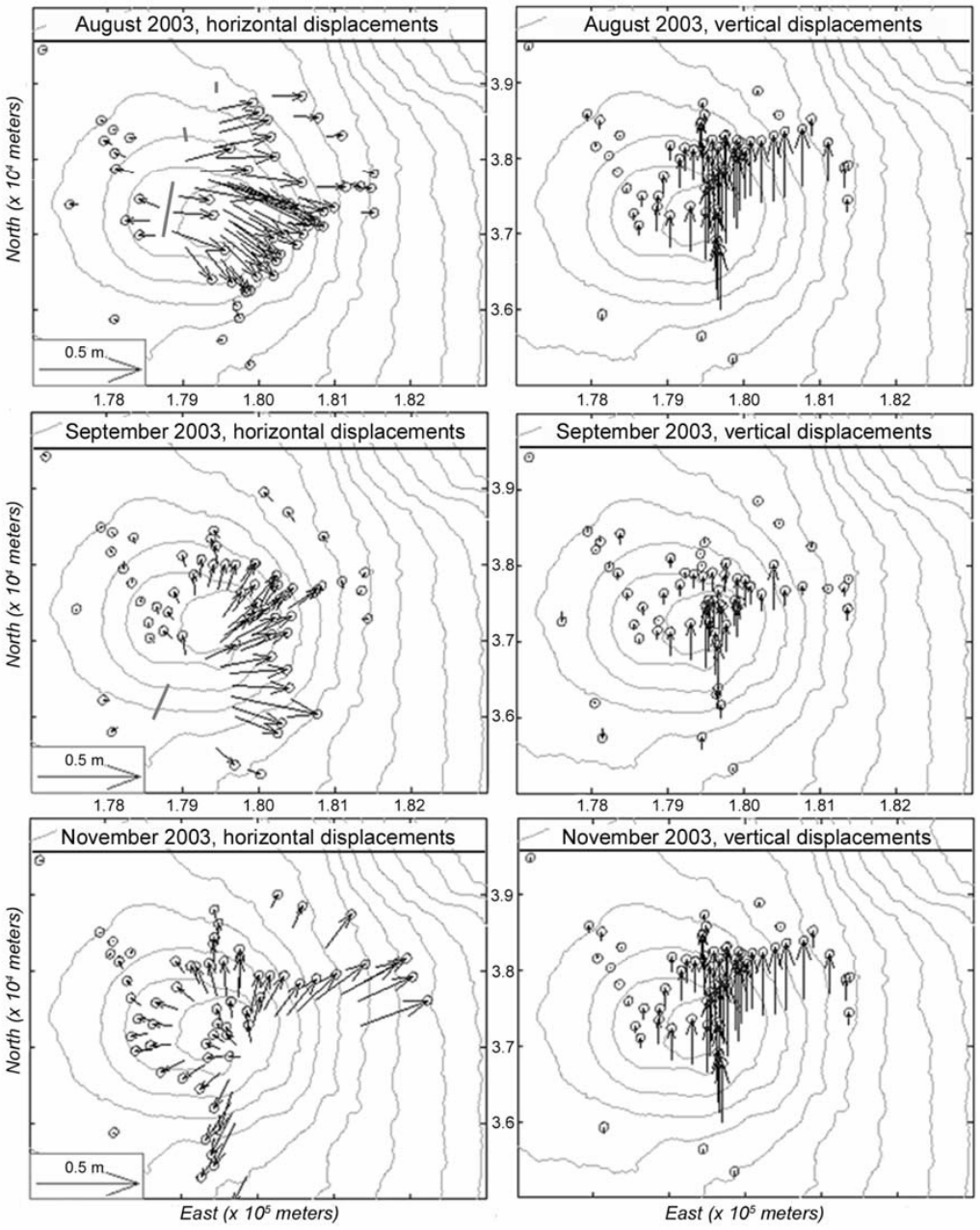


Figure 7. (left) Horizontal and (right) vertical displacements (top) between early August and early September 2003, (middle) between early September and October, and (bottom) between early October and early November recorded by GPS. The GPS campaigns took place on 4, 5, 7, 8 and 14 August; on 2, 10, 22, 25 and 25 September; on 8, 9, 14, 15, and 21 October; and on 12, 14, 17, 18, 19, and 26 November. Error ellipses are reported. Solid gray lines represent eruptive fissures.

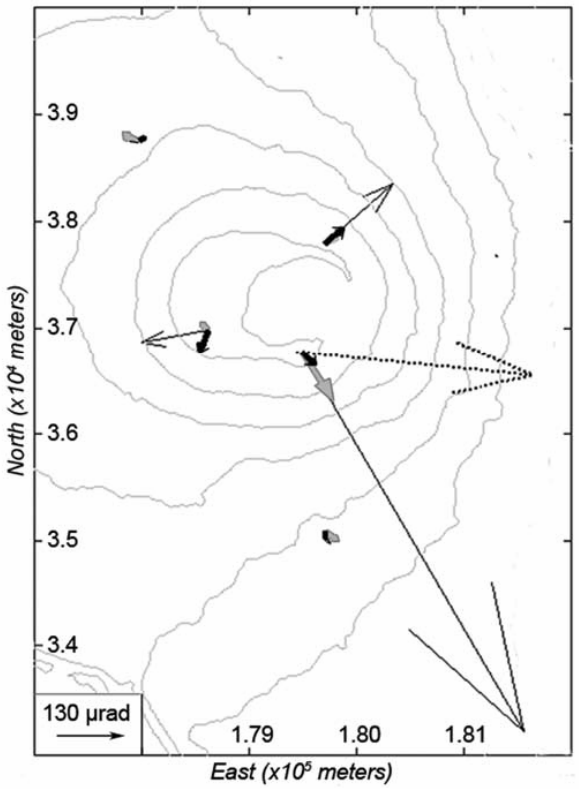


Figure 8. Tilt variations at the end of 2003, during the vertical migration of the 6 November intrusion (black arrows), between 7 November and 6 December (bold gray arrows), and during the 7 December eruption (first stage in bold black and second in dot black).

topography we used a digital elevation model of PdF with a resolution of 25 m (Figure 9). The displacements are calculated at the nodes of the mesh and at the barycenters of elements connected the fractures to the surface. The modeled dike is divided in two parts, a main part and a shallow prolongation consisting of "en echelon" segments connected to the surface topography at eruptive fissures. Following *Fukushima et al.* [2005], for the inversion, we used seven parameters to define the properties of the dike: dip, bottom elevation, bottom side inclination, angle between the top and the bottom sides (twist), inclination of the vertical side (shear), the length ratio between the top and the bottom sides, and the overpressure (Figure 9).

[18] Regarding the elongated shape of the Dolomieu crater caused by numerous collapses due to the emptying of the shallow magma chamber [*Lénat and Bachèlery*, 1990], we decided to model the pressure source between eruption by an ellipsoid defined by its center and half axes (X, Y, Z).

[19] In order to find the best model that matches the field data, we used a neighborhood algorithm, one of the Monte Carlo inversion methods [*Sambridge*, 1999; *Fukushima et al.*, 2005]. The misfit function we used is the normalized root-mean-square difference between observed and calculated displacements. The neighborhood algorithm then searches the model that minimizes the misfit function in the acceptable parameters range that we have defined.

5. Results

5.1. Overpressure Before Eruption

[20] We use for the inversion the tilt variations recorded during September just before the eruption. During this period, the six tiltmeters were all operational together allowing us to constrain more precisely the source of pressure.

[21] The best fit model explains 75% of the tilt signals before the September eruption and locates the source of 3 MPa overpressure at 300 m above sea level under Dolomieu crater (Figures 10 and 11).

[22] Our model, with the dimensions of 0.2 km (Z), 0.7 km (X), 0.5 km(Y), is in good agreement with the volume of 0.35 km^3 estimated by *Sigmarsson et al.* [2005] from U series disequilibria for the shallow magma chamber.

5.2. Dynamics of Lateral Dike Propagation

5.2.1. August

[23] Following previous studies [*Peltier et al.*, 2005b], at PdF, the dike propagation toward the flank takes place in two stages: (1) a vertical migration of the dike from the magma chamber centered under the Dolomieu crater and (2) followed by a lateral migration toward the surface.

[24] For the first stage (between 1452 and 1515 UTM), we modeled the vertical migration based on the inversion of the tiltmeter data only, the permanent GPS was not available in a continuous mode at this moment. Then for the second stage, we started from the initial structure of the vertical migration model and the global geometry has been obtained from inversion calculations based on surface displacements of GPS benchmarks measured after the eruption. Since GPS cover a significant geographical extension on the flank, we can constrain the total geometry of the dike better than using only tiltmeters data.

[25] Using this inversion method, we obtained an optimal dike, undergoing a constant overpressure of 1.1 MPa, fitting 79% of the GPS data (both in magnitude and direction). The misfit on the vertical component is the greatest due to the higher errors on this GPS component (Figure 12). The remaining discrepancy can be attributed to the fact that GPS measurements are made several days before and after the eruption and can include a slight part of the preeruptive inflation, and a part of the syneruptive summit deflation (Figure 12). Another explanation for the discrepancy is that the model considers the edifice as homogeneous. Preexisting fracturation on the summit area can lead to heterogeneity and thus to approximation. The modeled dike originates from 400 m above sea level. The lateral part of the dike has an average dip of 70° to the east and is connected to the vertical part at 1500 m above sea level (Figure 12). The opening of the dike at the surface is 30 cm matching field observations. This modeled lateral part of the dike is in agreement with that found by *Froger et al.* [2004] using radar interferometry data; however we find a greater dip angle compared to 53° deduced by *Froger et al.* [2004]. In order to explain more satisfactorily the Bory tiltmeter signal,

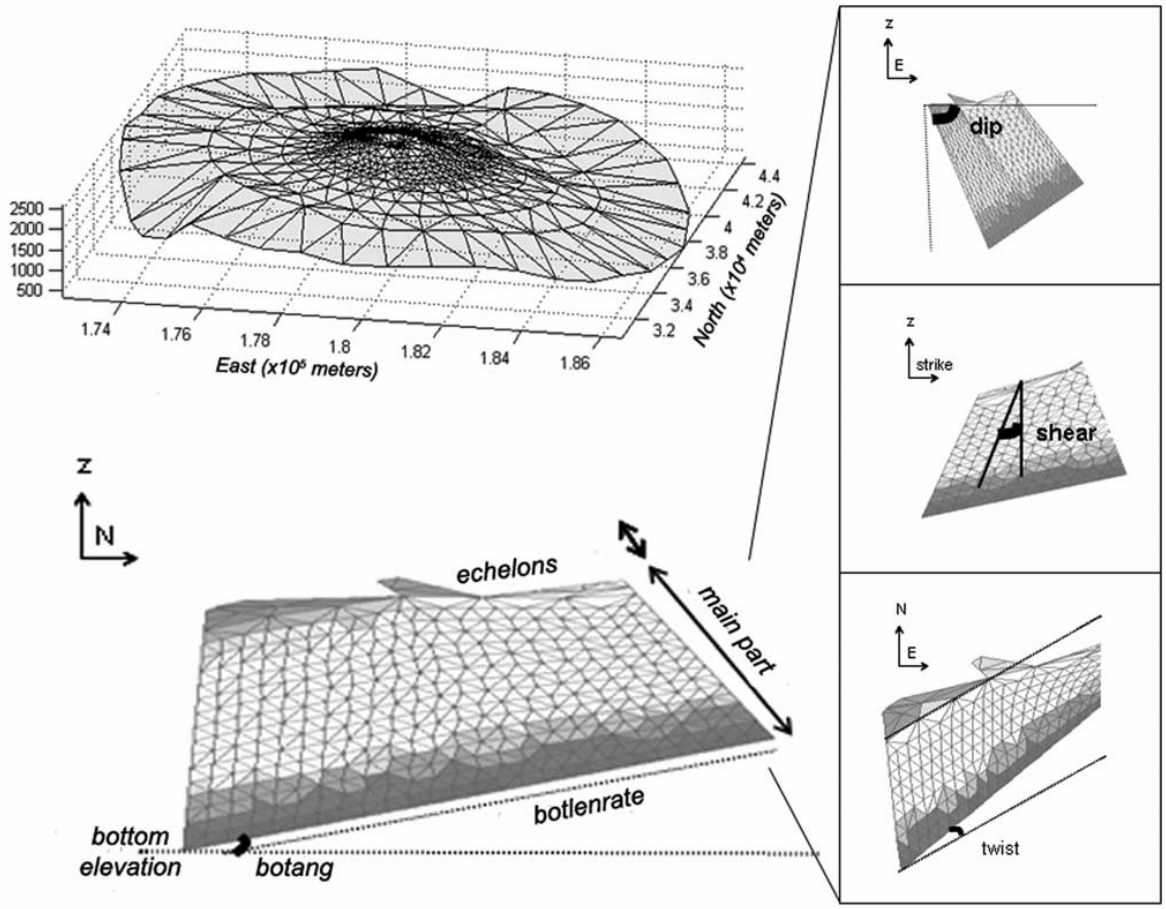


Figure 9. (left) Mesh of the topography and the dike. (right) Parameters defining the geometry of the modeled dike.

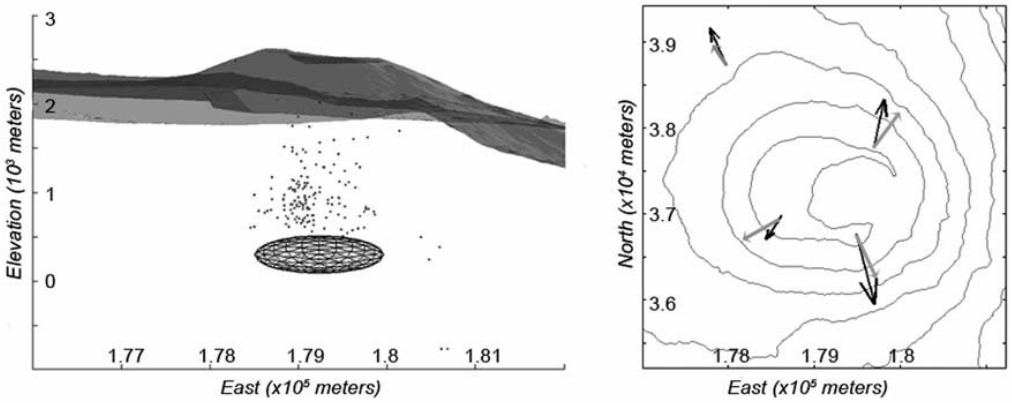


Figure 10. (left) Model of the pressure source inducing deformation before September 2003 eruption (Gauss Laborde Réunion map coordinates). (right) Comparison between observed (black) and calculated (gray) tilt variations associated with this pressure source. Earthquakes hypocenters related to the eruptions of 2003 are located by black points.

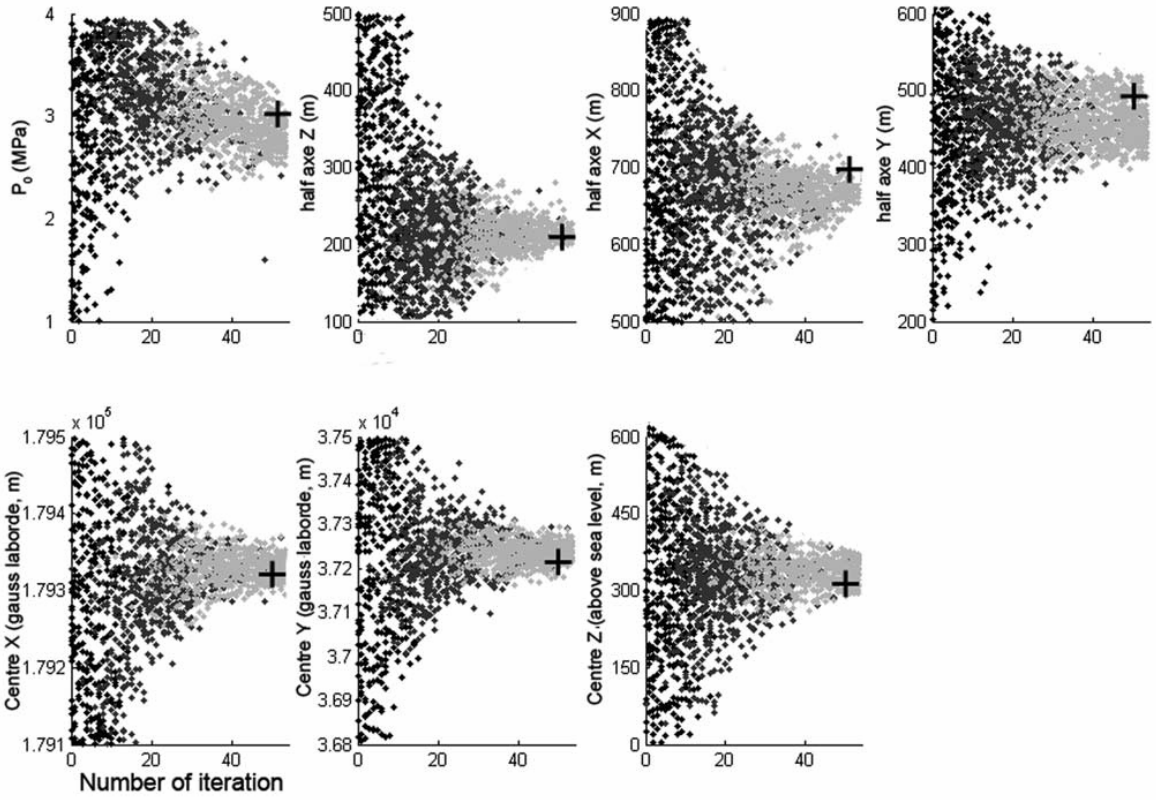


Figure 11. Parameter values plotted against number of iteration. The shade off gray points show the convergence to low-misfit area in the parameters range for the model of the magma chamber. Black crosses represent the optimum solution.

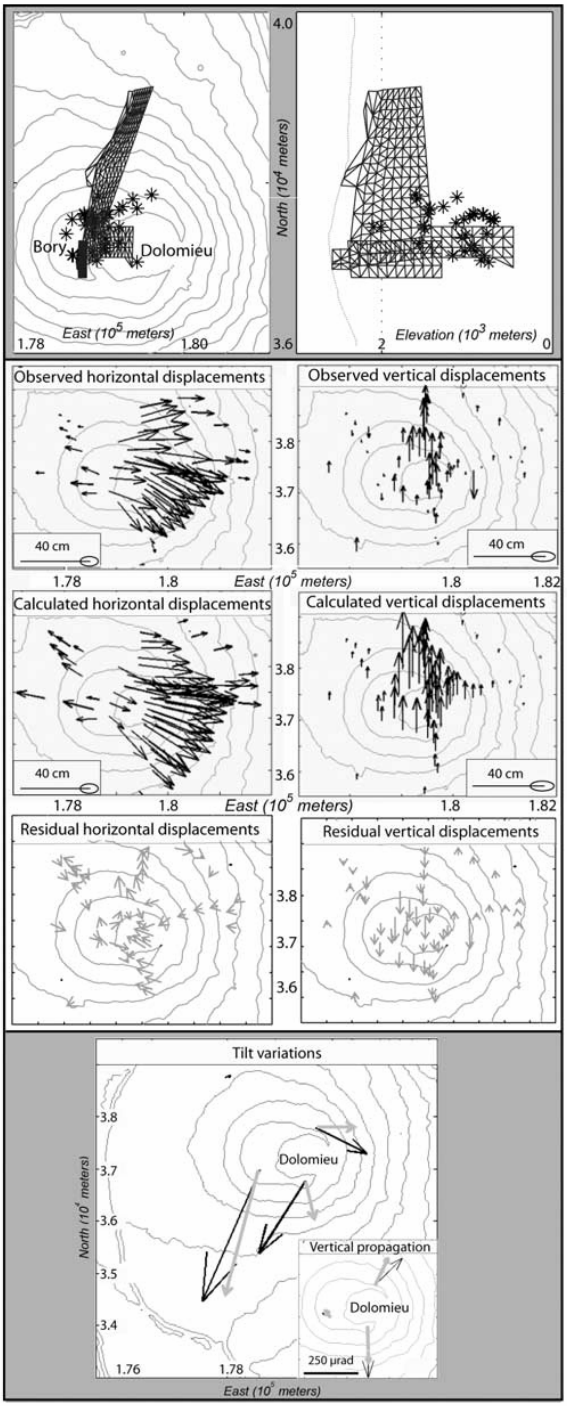


Figure 12. (top) Geometry of the dike modeled for the August 2003 eruption (Gauss Laborde Reunion map coordinates) and (middle) displacements associated; identical scale for the six panels. (bottom) Comparison between observed (black) and calculated (gray) tilt variations. Earthquakes hypocenters related to the seismic swarm prior to the eruption are located by black asterisks.

we have considered the presence of another superficial dike feeding the upper eruptive fissure (Figure 11). Composition and rheology of the lava from the upper and the lower fissures are different and thus compatible with the presence of two separate feeding dikes. Geochemical analyses of the basalt from the upper fissure show a lower MgO wt % content of 7.62 than the lava from the lower fissures, MgO wt % = 10.52. The presence of this second superficial dike in the deformation model increases the fit of the model (85% of the tilt data explained) with smaller residuals on Bory station and without affecting significantly the signal on tilt stations further away (Figure 12).

[26] Thanks to this model of the intrusive path, we can also determine the evolution of the geometry with time during the propagation to the flank. We modeled sequentially the growth of the main dike including the cumulative tilt variations every 10 min. The time dependence of this sequence was established by changing three parameters with time: the overpressure, the length, and the width of the dike constrained by the final geometry of the dike found earlier. The time sequence presented in Figure 13 is the best fit obtained by the inversion. The ratio of Tuca station tilt to Chaf station tilt gives us a field visualization of the dike propagation. Tuca station is located on the intruded flank, whereas Chaf station is located on the opposite flank. The increase of the tilt signal on the Tuca station compared to the tilt signal on the Chaf station shows the growth and the influence of the dike toward the north flank. The increase of the tilt ratio is similar and thus in agreement with the time sequence of the growth of the dike deduced from modeling (Figure 13). The last part of the time sequence of dike propagation presents greater errors because of the lack of tilt stations on the volcano flank, which does not enable us to constrain well the dike propagation further away.

[27] In summary, our model suggests that vertical migration started at 400 m above sea level, approximately at the base of the seismic swarm. The dike propagated then quickly (1.3 m/s) along a more or less vertical axis, between 1450 and 1515 UTM, when it reached its final height. The lateral propagation to the northern flank begins at 1515 UTM at a velocity of 0.2 to 0.6 m/s with a nonlinear expansion (Figure 13). At 1630 UTM, the second dike started its migration toward the surface. The total volume of the two dikes is 1×10^6 m^3. The volume of the emitted lava flows was estimated at 6.21×10^6m^3.

5.2.2. September

[28] For the September eruption, the Chaf extensometer (located at 1200 m from the eruptive fissure) has been used to constrain the lateral extension of the dike on the flank. A significant opening of 0.29 mm, on the Chaf fracture occurred during the intrusion, while just after the beginning of the eruption the same structure closed linked to a propagation of the dike farther away from the eruptive site [*Peltier et al.*, 2006]. The total geometry of the dike was found by the inversion method based on GPS data (Figure 7). Figures 14 and 15 present geometry and time sequence of dynamic models of dike emplacement associated with this event, which is driven by a pressure of 1.5 MPa that fit 85% of field data. The remaining discrepancy can be clearly attributed to the preeruptive summit inflation included in the GPS measurements (Figure 14). The total volume of the dike is 0.6×10^6 m^3 and propagates on

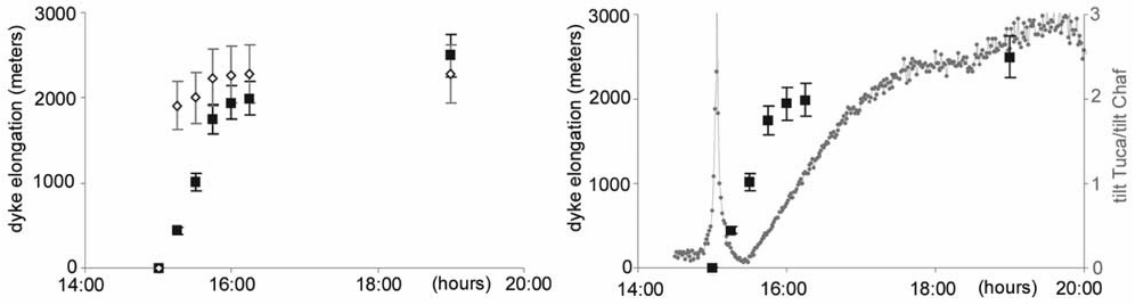


Figure 13. (left) Time sequence of the propagation of the August 2003 main dike: evolution of the height (white diamond) and the length (black square) of the dike with time. (right) Comparison between the model: evolution of the length of the dike during its propagation (black square); and field data: the ratio of Tuca station tilt to Chaf station tilt (gray circle).

the flank at a velocity comprised between 0.4 and 0.6 m/s. The volume of the lava flows was estimated at $1 \times 10^6 m^3$.

6. Discussion

[29] During the considered period, the deformation monitoring show a cycle of long-term summit inflation accompanied by seismicity, explained by an increasing pressure in a magma chamber located under Dolomieu crater at shallow depth. The lack of seismicity observed just above sea level (Figure 3) is part of the evidence supporting the presumed location of the magma chamber and fits our model location. The increase of pressure in the magma chamber in 2003 could be related to magma transfers from depth into the shallow magma chamber. In the absence of any new inflow of magma the increase of pressure could be caused by the development of volatile vesiculation at the roof of the chamber associated with the crystallization in the chamber [*Tait et al.*, 1989].

[30] If we consider that the present-day magma would only derive from the 1998 refilling [*Battaglia et al.*, 2005], we should observe more and more differentiated magma with time, as observed during the period 1977 1992 [*Bachèlery*, 1999]. However, since the 1998 eruption, geochemical analyses (whole rock composition) show a very slight increase of the MgO value, revealing no magma differentiation [*Peltier et al.*, 2005a]. Such behavior would be more concordant with a regular feeding of the superficial magma chamber which prevents differentiation. The lack of deep seismicity imaging this feeding of a shallow magma chamber can be explained by the presence of a warm opened conduit or by a slow and undetectable migration of magma [*Dzurisin*, 2003]. At Kilauea, aseismic magma transport prevails also, and aseismic regions connecting the seismic sources along the expected magma paths may be relatively open, low-stress passages in which magma can maintain a state of quasi-steady flow that does not generate measurable seismic signals [*Wright and Klein*, 2006]. According to this hypothesis, we would presently have a regular magma inflow into the shallow magma chamber generating a nonuniform distribution of the stresses and triggering the preferential rupture of one or an other part of the magma system depending also on the stress distribution linked with the previous magma injections.

[31] Such continuous overpressure could explain the large number of eruptions/intrusion which occurred in 2003, with the first event in May 2003 inside the December 2002 collapse area in the western part of the Dolomieu. This southwest border of the Dolomieu crater seems to play a significant role in the magma transit toward the surface (Figure 16). Since the 1950s this zone is very active with numerous eruptions (1961, 1986, 1992, 2003, and 2005) and collapses (1953, 2002). Note that the first inflation centers for the August and September eruptions have also been located in this area (Figures 6, 12, and 14), revealing that the feeding dikes starting from the magma chamber would take this preferential pathway in their first stage of propagation toward the surface. This pathway would correspond to the faults adjacent to the Dolomieu collapse (Figure 16). These faults represent the favored sites for syncollapse to postcollapse eruptions [*Roche et al.*, 2001]. Note that the high velocity (1.33 m/s for the vertical migration in August and 1.15 m/s for September) of the first vertical magma migration deduced from its duration and the vertical extension of the dike can be easily explained by this opened pathway.

[32] After this first eruption of the 2003 year, two lateral eruptions took place, following the same general scheme. For the August eruption, two dikes would be implicated, one feeding the upper fissure in the Bory crater and the other feeding the lower fissures. The start of the upper dike would be triggered by the overpressure generated around a

Figure 14. (top) Geometry of the dike modeled for the September 2003 eruption. (Gauss Laborde Reunion map coordinates) and (middle) displacements associated; identical scale for the six panels. (bottom) Comparison between observed (black) and calculated (gray) tilt variations. Earthquakes hypocenters related to the seismic swarm prior to the eruption are located by black asterisks.

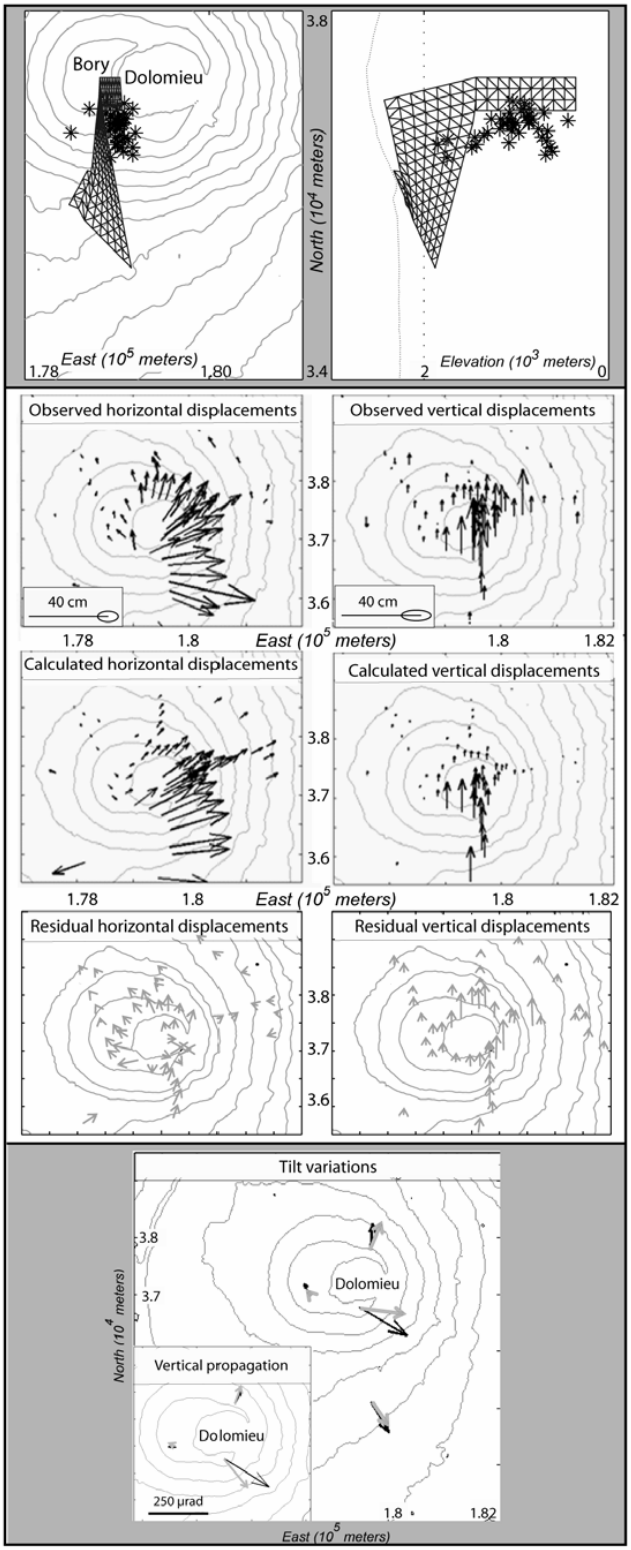

Bory
Dolomieu
East (10^5 meters)
North (10^4 meters)
Elevation (10^3 meters)
Observed horizontal displacements
Observed vertical displacements
40 cm
Calculated horizontal displacements
Calculated vertical displacements
Residual horizontal displacements
Residual vertical displacements
Tilt variations
Vertical propagation
250 µrad

Figure 14

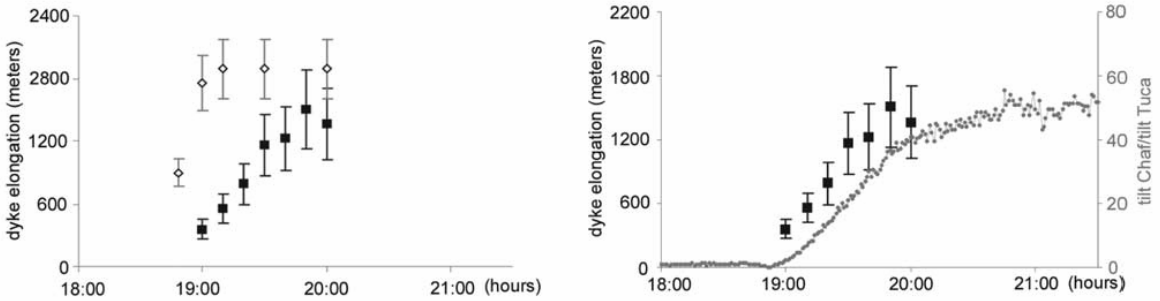


Figure 15. (left) Time sequence of the September 2003 dike propagation: evolution of the height (white diamond) and the length (black square) of the dike with time. (right) Comparison between the model: evolution of the length of the dike during its propagation (black square); and field data: the ratio of Chaf station tilt to Tuca station tilt (gray circle).

residual magmatic pocket of May June 2003 eruption, explaining a low emission of pahoehoe lava flows (less than 0.01 km^3 covering the floor of the Bory crater). The May eruption was located in the southwest part of the Dolomieu crater not far away from this first fissure and ended one and half months before. The dikes feeding the two lateral eruptions originate and propagate first vertically under the Dolomieu crater. Their roots were located in magma chamber at 400 m above sea level (asl) for the August eruption and 300 m asl for the September eruption (Figures 12 and 14). These deep roots can explain the delay between the beginning of the seismic crises and the onset of tilt variations (typically 3 5 min). The dike needs to reach a shallower level to generate strong ground deformation. When the dike grows toward the surface, intensity of the tilt increases and the direction of vectors stabilizes, defining an inflation center in the vicinity of the Dolomieu crater. Twenty minutes after the beginning of the August eruption and 13 min after the beginning of the September eruption the dike migrated to the north and south flank, respectively, at a velocity between 0.2 and 0.8 m/s. During the first stage of the lateral migration, the dikes quickly reach their final height (Figures 13 and 15) explaining that the intensity of the tilt remains high and constant. During the lateral migration, we just observe a change in orientation of the tilt vectors (Figure 6). Dikes propagate parallel to the maximum compression axes $\sigma 1$ within cone, $\sigma 1$ is vertical at depth favoring the vertical migration and become parallel near the surface [*Van Wyk de Vries and Matela*, 1998] directing the propagation to the flank along preexisting fractures.

[33] High estimated velocities for dike propagations for August but also for September are in good agreement with previous studies [*Toutain et al.*, 1992; *Peltier et al.*, 2005b] and can be explained by the dense network of radial and tangential fractures affecting the summit cone of PdF volcano. The fractures along the rift zones offer preferential pathways for the magmatic intrusions to start its lateral migration [*Peltier et al.*, 2005b]. A dike injection leads to an eruption if the local stresses along the potential pathway are favorable for the propagation of magma-driven fractures up to the surface [*Gudmundsson and Brenner*, 2004]. In fractured rocks, dike propagation can be affected by

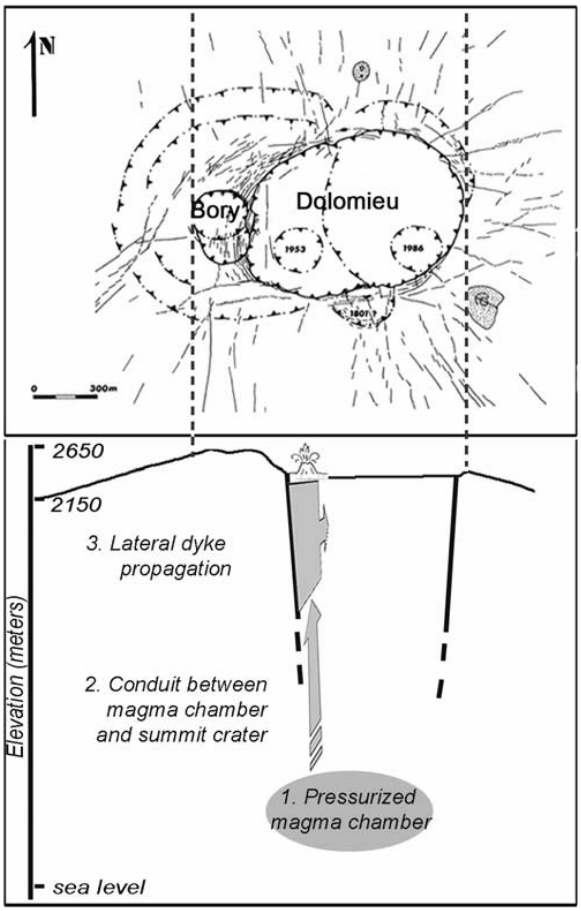


Figure 16. Global scheme of eruptive dynamics at Piton de La Fournaise volcano in May, August, and September 2003, and implication of the preexisting fracturation (map of fracturation (black line) and old limits of crater (dotted lines with triangles) according to *Bachèlery* [1999]). The numbered phrases refer to the text.

changes in the Young's modulus. A weaker Young's modulus tends to release the stresses around the tip of the fracture and guides the injection [*Gudmundsson and Loetveit*, 2005]. Thus, as soon as an ascending dike meets a network of lateral fractures, it tends to divert and to migrate laterally to the flank, explaining the eruptive fissure locations along the two main rifts zones. The start of the lateral migrations at shallow depth (1500 m asl in August) reveals thus a structural control in the upper levels of the edifice (Figures 12 and 14). Preexisting fractures do not permanently emit gas or steam, revealing no direct connection between fractures and the magma feeding system. This behavior might indicate that these opened fractures are not very deep, and influence the dike orientation at shallow level.

[34] After the eruptions of May, August, and September a new magma intrusion occurred in November, but in this case the dike stopped at depth under the southeast flank of the summit cone (Figures 2 and 7). *Gudmundsson and Brenner* [2004] indicate that dike arrests are primarily controlled by the local stresses in the layers through which the dikes propagate. The southeastern area of the summit has shown several dike arrests since observations started in 1980 [*Lénat et al.*, 1989; *Bachèlery*, 1999]. This part of the volcano corresponds to a "rigid" unit, not intensively fracturated which would not favor dike propagation (Figure 16). Few eruptions have taken place in this area, and have always emitted high volumes of magma, indicating stronger pressure involved in the magma migration to reach the surface. In November 2003, a low driving pressure and the lack of preexisting fractures in this area can explain the dike arrest. The location of the following December eruption near this intrusive area and the fact that the summit inflation started again just after the November event with a predominant tilt signal on Dolo station could imply a relation between these two events (Figure 8). The first inflation centers of the November and December dike propagation and the inflation recorded between these two events are similar (below the south of Dolomieu crater), the intensity of the tilt changes but not the orientation. This tilt behavior at the end of 2003 and the location of the seismic swarm below the south rim of the Dolomieu crater (Figure 3) during the two seismic crises preceding the November intrusion and the December eruption, suggest the same pattern for these two events. The December eruption could be triggered by a new overpressure below the south part of the Dolomieu during November linked with the presence of this intrusion, allowing the dike to propagate below the fractured east part of the Dolomieu (Figure 16). This cycle of activity ended in early January 2004 with an eruption which occurred 4 km away from the cone in "La Plaine des Osmondes" on the north flank (Figure 1 and Table 1).

7. Conclusion

[35] For the studied period, the long-term deformations in the summit area of the PdF volcano were continuous, just interrupted by rapid and strong deformation during magma injections. Using a 3-D elastic model, and including both displacements and tilt observations in an inversion process, we propose an interpretation of the displacement field and provide some constraints on the magma chamber at PdF, and on the geometry and spatial-temporal evolution of propagating dikes feeding lateral eruptions. Magmatic processes associated with eruptions of PdF can be summarized as follows (Figure 16): (1) The summit and lateral eruptions in 2003 were fed from a common magma chamber located at a depth of 300 m asl beneath summit and undergoing a continuous overpressure throughout this period. (2) The vertical conduit between the magma chamber and the summit crater was established during the December 2002 collapse and filled as magma rose into it, leading to the initial summit eruption in May. (3) For the two lateral eruptions of August and September 2003, dikes have taken also this vertical pathway at a velocity of 1.1 to 1.3 m/s before intruding the flank quickly at a velocity of 0.2 to 0.8 m/s.

[36] **Acknowledgments.** We are grateful to V. Cayol and Y. Fukushima, for providing the source code and the neighborhoood algorithm code, respectively, and for their help. Thanks to Valérie Ferrazzini for the seismic data and the staff of the Piton de La Fournaise Volcanological Observatory for their help in providing deformation data. We also thank J. Neuberg for improvements of this paper and Stephanie Prejean and two anonymous reviewers for helpful review comments.

References

Bachèlery, P. (1999), Le Fonctionnement des volcans boucliers, Habilitation à Diriger des Recherches thesis, 698 pp., Univ. de la Reunion, Saint Denis, France.

Battaglia, J., and P. Bachèlery (2003), Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *120*, 289–310.

Battaglia, J., V. Ferrazzini, T. Staudacher, K. Aki, and J.-L. Cheminée (2005), Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.*, *161*, 549–558.

Blum, P.-A, J.-L. Bordes, B. Groguel, and A. Magouarou (1991), Performances and applications of a very high resolution tiltmeter, in *Field Measurements in Geotechnics*, pp. 139–151, A. A. Balkema, Brookfield, Vt.

Bonaccorso, A., M. Aloisi, and M. Mattia (2002), Dike emplacement forerunning the Etna July 2001 eruption modeled through continuous tilt and GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(13), 1624, doi:10.1029/2001GL014397.

Cayol, V., and F. H. Cornet (1997), 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, *34*, 275–287.

Cayol, V., and F. H. Cornet (1998), Three-dimensional modelling of the 1983–1984 eruption at Piton de La Fournaise volcano, Reunion Island, *J. Geophys. Res.*, *103*, 18,025–18,037.

Cervelli, P., P. Segall, F. Amelung, H. Garbeil, C. Meertens, S. Owen, A. Mikilius, and M. Lisowski (2002), The 12 September 1999 upper east rift zone dike intrusion at Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *107*(B7), 2150, doi:10.1029/2001JB000602.

Coppola, D., T. Staudacher, and C. Cigolini (2005), The May–July 2003 eruption at Piton de la Fournaise (La Réunion): Volume, effusion rates, and emplacement mechanisms inferred from thermal imaging and global position system (GPS) survey, in *Kinematics and Dynamics of Lava Flows*, edited by M. Manga and G. Ventura, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, *396*, 103–124, doi:10.1130/2005.2396 (08).

Dzurisin, D. (2003), A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle, *Rev. Geophys.*, *41*(1), 1001, doi:10.1029/2001RG000107.

Froger, J.-L., Y. Fukushima, P. Briole, T. Staudacher, T. Souriot, and N. Villeneuve (2004), The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L14601, doi:10.1029/2004GL020479.

Fukushima, Y., V. Cayol, and P. Durand (2005), Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de La Fournaise, *J. Geophys. Res.*, *110*, B03206, doi:10.1029/2004JB003268.

Gudmundsson, A., and S. L. Brenner (2004), How mechanical layering affects local stresses, unrests, and eruptions of volcanoes, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L16606, doi:10.1029/2004GL020083.

Gudmundsson, A., and I. F. Loetveit (2005), Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *144*, 311–327.

Lénat, J.-F., and P. Bachèlery (1990), Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de La Fournaise, in *Le Volcanisme de La Réunion*, edited by J.-F. Lénat, pp. 257–296, Cent. de Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France.

Lénat, J. F., P. Bachèlery, A. Bonneville, and A. Hirn (1989), The beginning of the 1985–1987 eruptive cycle at Piton de La Fournaise (La Reunion): New insights in the magmatic and volcano-tectonic systems, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *36*, 209–232.

Longpré, M. A., T. Staudacher, and J. Stix (2006), The November 2002 eruption at Piton de La Fournaise volcano, La Reunion Island: Ground deformation, seismicity, and pit crater collapse, *Bull. Volcanol.*, *69*, 511–525, doi:10.1007/s00445-006-0087-0.

Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lépine, and M. Sapin (1996), Internal structure of Piton de La Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquakes distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *70*, 123–143.

Peltier, A., T. Staudacher, V. Ferrazzini, and P. Bachèlery (2005a), Evolution of Piton de La Fournaise activity and multi discipline monitoring of eruptions between 1999 and 2004, *Geophys. Res. Abstr.*, *7*, Abstract 06,035.

Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery (2005b), Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L22302, doi:10.1029/2005GL023720.

Peltier, A., T. Staudacher, P. Catherine, L. P. Ricard, P. Kowalski, and P. Bachèlery (2006), Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de La Fournaise detected by extensometers, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06315, doi:10.1029/2005GL025495.

Roche, O., B. van Wyk de Vries, and T. H. Druitt (2001), Sub-surface structures and collapse mechanisms of summit pit craters, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *105*, 1–18.

Sambridge, M. (1999), Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—Searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, *138*, 479–494.

Sigmarsson, O., M. Condamines, and P. Bachèlery (2005), Magma residence time beneath the Piton de La Fournaise volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *234*, 223–234.

Staudacher, T., A. Peltier, V. Ferrazzini, and P. Bachèlery (2004), 22 August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island GPS, extensometer and tiltmeter measurements and seismicity, paper presented at IAVCEI 2004, Int. Assoc. of Volcanol. and Chem. of the Earth's Inter., Pucon, Chile.

Tait, S., C. Jaupart, and S. Vergniolle (1989), Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallizing magma chamber, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *92*, 107–123.

Toutain, J.-P., P. Bachelery, P.-A. Blum, J. L. Cheminee, H. Delorme, L. Fontaine, P. Kowalski, and P. Taochy (1992), Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 553–556.

Wright, T. L., and F. W. Klein (2006), Deep magma transport at Kilauea volcano, Hawaii, *Lithos*, *87*, 50–79.

Van Wyk de Vries, B., and R. Matela (1998), Styles of volcano-induced deformation: Numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *81*, 1–18.

P. Bachèlery and A. Peltier, LSTUR/IPGP UMR7154, 15 avenue René Cassin, BP 7151, F-97715 Saint-Denis messag cedex 9, France. (bachel@univ-reunion.fr; peltier@univ-reunion.fr)

T. Staudacher, OVPF/IPGP UMR7154, le 27ème km, F-97418 La Plaine des Cafres, France. (staud@univ-reunion.fr)

Deep and shallow magma transports during the 2004-2005 activity at Piton de La Fournaise volcano (La Réunion Island) inferred from deformation and geochemical data

Aline Peltier[a,b], Vincent Famin[a], Patrick Bachèlery[a], Valérie Cayol[c], Yo Fukushima[d], Thomas Staudacher[b]

[a] Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion, Université de la Réunion,UMR 7154, Saint-Denis, France

[b] Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris / UMR 7154, La Plaine des Cafres, La Réunion, France

[c] Laboratoire Magmas et Volcans, Universite´ Blaise Pascal, CNRS UMR 6524, Clermont-Ferrand, France

[d] Research Center for Earthquake Prediction, Disaster Prevention research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan

Abstract

The study of the interaction between the different level of magma storage prior to and during an eruption is crucial for a better understanding of the short term dynamics of volcanoes, and hence for a better prediction of eruptions. The strong activity of 2004-2005 at Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island) provides a unique possibility to study shallow and deep magma transports. The originality of our approach is to investigate the pattern of magma transport through a combination of ground deformation analyses through numerical modelling and geochemical analyses. Cross analyse of deformation and geochemical data allows us to highlight the presence of a refilling of the shallow magma chamber in 2004 and 2005. Two eruptive cycles can be distinguished, May 2004 to February 2005 and October 2005 to December 2005. During each cycle, the output of increasingly more and more primitive magma occurs during eruptions located at decreasing elevations on the volcano flanks.

1. Introduction

Important issues in volcanic processes are how magma is supplied to the plumbing system, and how the different levels of magma storage interact prior to and during eruptions. The study of these mechanisms is essential for a better understanding of volcano dynamics, and hence for the prediction of eruptions. Piton de la Fournaise volcano (La Réunion hotspot, Indian Ocean, Fig. 1a) is one of the best targets for the study of magma transfers because it is in a period of intense activity since 1998. The volcano is equipped with a large amount of monitoring networks, providing a continuous record of geophysical and geochemical data over the 1998-2006 period. At least three magma storage zones have been proposed at Piton de la Fournaise (PdF): 1) An array of sills and dykes slowly cooling at 0.5-1.5 km beneath the summit Dolomieu crater evidenced by seismic and deformation features of the volcano during the 1980-1990 period (Lénat and Bachèlery, 1990); 2) a shallow reservoir at about 2.5 km depth evidenced by seismological and surface deformation studies (Nercessian et al., 1996; Peltier et al., 2007); 3) a deeper storage zone at 7.5 km depth or more evidenced by melt inclusion studies and by the migration of earthquakes during the 1998 eruption (Bureau et al, 1998 ; Battaglia et al., 2005). How and when these different storage units are fed since 1998 remains completely unknown. In particular, whether the shallow and deeper reservoirs are continuously connected, transiently connected, or completely independent during a cycle of activity is a major question. The aim of this paper is to constrain how magma is supplied to the different reservoirs prior to or during eruptions. The originality of our approach is to investigate the pattern of magma transport through a combination of ground deformation analyses through numerical modelling and geochemical analyses. We focus on the exceptional dataset provided by the eruptions of May 2004, August 2004, February 2005, October 2005, November 2005 and December 2005. These six eruptions occurred along fissures in the summit cone or on the slopes of the volcano (Fig. 1b), which propagated downslope and away from the summit.

2. Methods

2.1. Deformation data acquisition

Ground deformations used in this study were monitored by the GPS network of the Volcanological Observatory of Piton de La Fournaise. This network (Fig. 1c), initially composed of three summit stations (BOR0, SFR0, DSR0) and one reference station (P200), was complemented in August 2005 by four stations at the base of the volcano (FJS0, FLR0, CHF0, RIV0) and one at the summit (DER0), allowing a better monitoring of ground

deformations. Each GPS station is composed of an ASHTECH ZEXTREM GPS installed on stainless steel rods cemented in the bedrock or on cemented pillars. Data are acquired at 30 sec intervals. The position of each station is calculated relatively to the reference station using the ASHTECH SOLUTION software. In addition to the permanent GPS network, the position of 80 stainless steel benchmarks (Fig. 1c) is measured immediately after each eruption with an acquisition time of 7 minutes at a period of 1 measurement per sec.

2.2. Modelling

Recorded GPS data are input of 3D elastic models based on a mixed boundary element method (Cayol and Cornet, 1998). In order to determine the characteristics of the displacement sources, this method is combined (Fukushima et al., 2005) with a neighbourhood algorithm (Sambridge, 1999a), one of the Monte Carlo inversion methods which searches for the best pressure source model. For this search, the misfit function, defined as the normalized root mean square error between calculated and observed displacements, is minimized.

For the calculation, the edifice is assumed to be elastic, homogeneous and isotropic, with a Young's modulus of 5 GPa, and a Poisson's ratio of 0.25 (Cayol, 1996). The shape of the structures (topography, dykes and magma chamber) is modelled by meshes with triangular elements. The topography is meshed from a 25 m resolution digital elevation model of PdF and covers a circular area of 9 km in radius in order to avoid the edge effects (Fig. 2). The mesh is denser close to the eruptive fissures where displacement gradients are large, and coarser farther away (Fig. 2). Surface displacements are calculated at the summits of the mesh elements. Intereruptive displacements are modelled from the permanent GPS data assuming an ellipsoidal source. It is defined by its centre (X, Y, Z) and half axes (S_x, S_y, S_z) and an overpressure (Fig. 2).

Considering that dyke injections at PdF begin with a vertical propagation, followed by a lateral one (Peltier et al. 2005), the co-eruptive displacements are modelled in two stages. First, the vertical propagation is modelled, from permanent GPS data, by a dyke defined by seven parameters: geographical coordinates of the origin (Xc, Yc, Zc), length, height, dip and overpressure (Fig. 2). Second, the lateral propagation is modelled, from the total displacements measured by reiterated GPS campaigns after the eruption, by a main body connecting the vertical dyke, previously found, to the ground's surface (Peltier et al., 2007). For the second stage, we used six parameters to define the dyke geometry: dip, elevation of the bottom side, shear (i.e. inclination of the line joining the middle points of the top and

bottom sides with the vertical), twist (i.e. angle between the top side and the bottom side), bottom side inclination, ratio between the length at the top and the bottom of the dyke. A seventh parameter is the overpressure (Fukushima et al. 2005).

2.3. Geochemical analyses

Bulk rock geochemical analyses were made using a Panalytical X-ray Fluorescence spectrometer (AXIOS) at the Laboratory of Earth Sciences, La Reunion University. The spectrometer was calibrated using a set of 8 international basic rock standards (NCS standards DC71301, DC72301, DC72302, DC71304, DC73303; CRPG-CNRS standard BE-N and USGS standard BCR-2 and BIR-1), and 12 basalt samples from historical eruptions of PdF already analysed and published in previous studies (Albarède et al., 1988, 1997; Vlastélic et al., 2005). The accuracy of the calibration was then checked against the BHVO-2 basalt standard. The total uncertainty on concentration measurements is better than 0.1 wt% on highly concentrated oxides (typically SiO_2 and Al_2O_3), and about 10 ppm on heavy trace elements (Zr, Ba, Sr, Cr, Co, Ni, Zn).

3. Results

3.1. Ground displacements and eruption patterns

Inter-eruptive, and co-eruptive ground displacements patterns are reported on Figure 3 and the time evolution of displacements at station SFR0 are represented on Figure 4. GPS data reveal four types of displacements:

(1) small displacements (0.3-0.7 $mm.d^{-1}$ or 50 mm over 3 months) in pre-eruptive periods (Fig. 3, 4a), indicating a slow inflation of the volcano. Displacement vectors are oriented in the same direction from a pre-eruptive inflation to the next (Fig. 3). These displacements are coeval with a progressive increase of the seismicity (Fig. 4b).

(2) large inflation-related displacements (up to 13 $mm.min^{-1}$) starting 20 to 180 min prior to each eruption (Fig. 3, 4a), accompanied by a significant increase in earthquake rates (Fig. 4b). The corresponding displacement vectors are systematically oriented away from the eruptive vents (Fig. 3).

(3) syn-eruptive summit deflation during the four largest effusive events (May 2004, August 2004, February 2005 and December 2005, Table 1) (Fig. 4a).

(4) post-eruptive displacements marked by summit deflations (0.3-1.3 $mm.d^{-1}$, Fig. 3, 4a) after the two largest effusive events that occurred away from the summit (February 2005 and December 2005, Table 1), or by a new inflation (0.3-0.7 $mm.d^{-1}$) of the summit cone after the

eruptions of May 2004, August 2004, October 2005 and November 2005 (Table 1). In the case of a new inflation, the post-eruptive deformation corresponds to new pre eruptive periods (type (1)).

3.2 Modelling of magma storage zone and dyke propagations

Emplaced dykes:

Figure 5 presents the geometry of dykes which best explain the displacements associated with the six eruptions covering the studied period. Table 1 summarizes the pressures and volumes associated to the modelled dykes.

Dykes feeding the May 2004, August 2004, October 2005 and November 2005 eruptions root below the central and western parts of the Dolomieu crater at depths comprised between 200 and 600 m asl. They are laterally elongated at shallow depths (1400-1800 m asl). Whereas dykes feeding the distal eruptions of February 2005 and December 2005 root below the eastern part of the Dolomieu crater at deeper levels and have a limited vertical extend below the Dolomieu crater. In February 2005, the extension of the dyke, feeding the eruptive fissures in “Trou Caron” and “Trou de Sables” which opened 8 days after the beginning of the eruption, could not be constrained because of the lack of GPS data in this area. But considering that the displacement of a GPS point in “La Plaine des Osmondes” point away the caldeira rampart (Fig. 3e), the dyke could have propagated along a WE direction parallel to the rampart. Without any evidence of new injection starting from the summit area, we can suppose that this last opening was fed by the dyke created the first day. Several hours before the fissure opening in “Trou de Sable”, the surface activity ceased in the main vent whereas the tremor increased. The eruptive tremor is commonly assumed to be related to fluid transfers (either gas or magma), so its increase without any surface activity indicates an underground propagation of magma. The tremor increase prior to the fissure opening is thus consistent with a dyke emplacement parallel to the rampart. The emplacement of this dyke has probably been structurally controlled by the fractures zone of the ramparts. Lavas emitted in “Trou de Sable” were strongly degassed consistent with the propagation of the magma in an open system as in such a fractured area.

Concerning the eruptions of October and November 2005, as expected by the location of eruptive fissures, models show that the two injections are adjacent and superimposed. The November dyke followed the same lateral pathways as in October and propagated further away. Two hypotheses can be proposed: the dyke emplaced in October 2005 remain

connected to the reservoir or was still molten enough to allow the November 2005 eruption to take the same pathway.

According to Jaeger (1968), in absence of new warm influx, the time for the complete solidification of a standing dyke is $t_s=w^2/(4\kappa\lambda^2)$

where w is the half thickness of the dyke, κ is the thermal diffusivity of the solidified magma and λ is the root of the equation: $\lambda(1+ erf)e^{\lambda 2}=cT_m/(L\pi^{1/2})$

where c is the specific heat capacity of the host rock (835 Jkg^{-1}), T_m is the melting point temperature of the magma, and L is the latent heat of solidification. The range of solidification of PdF magma is from 1200°C to 800°C and L=0.42 MJ/kg, then λ=0.108 (Jaeger, 1968). For κ, we use the formula $\kappa=K/(\rho_r c)$, where K is the thermal conductivity equal to 2.1 $W.m^{-1}K^{-1}$ in a basalt (Oxburgh, 1980) and ρ_r is the density of the host rock, 2500 $kg.m^{-3}$ at PdF.

Substituting all these values in the first equation we find $t_s=2.14 \times 10^7$ $s.w^2$ so in days $t_y=248$ $d.w^2$. Model reveals an average thickness of 0,97 meters for the basal part of the October dyke (below 1000m of elevation) and a minimal opening at the surface of 0.33 meters. The duration for a total solidification is then 58 days, so in November, 43 days after the end of the October eruption, the dyke remains partially molten in depth allowing it to grow by a new injection.

Magma storage zone:

Because of the limited number of GPS stations before August 2005, only the pre eruptive summit inflation preceding the November 2005 and the December 2005 eruptions could be modelled.

Due to the high error (± 3 cm) on the vertical component of the basal GPS stations, the depth range defined for the calculation are constrain by the location of the seismicity (1500-3000m depth) (Fig. 6). We assume that the seismic swarm marks a highly stressed zone, undergoing intense fracturing by an underlying magma reservoir, whereas the core of the reservoir is probably viscous and therefore aseismic.

Although the horizontal displacements reveal a common behaviour from one pre-eruptive summit inflation to an other, the vertical displacements differ (Fig. 3). Before the November 2005 eruption, the GPS basal stations exhibited vertical displacements, while the summit stations exhibited less vertical displacement than the basal station. On the contrary, horizontal displacements were equivalent on summit and basal stations (Fig. 3i).

The pre eruptive behaviour preceding the November 2005 eruption can not be explained by the involvement of a simple overpressured ellipsoidal source. To explain the lack of

significant vertical displacement on the summit stations prior to the November 2005 eruption, we have added, in your model, the influence of the dyke emplaced below the summit area in October 2005. No migration of the inflation centres seems to occur during this period. A remaining connexion between the dyke emplaced in October 2005 and the chamber, could explain the ground displacement pattern. In such a case, the whole system consisted of the magma chamber and the October 2005 dyke, with remaining magma, undergoes an overpressure. This remaining connexion explains thus the November 2005 dyke propagation along the same pathway took in October 2005.

For both pre eruptive phases, around 80% (77% and 85% for the November 2005 and the December 2005 pre-eruptive phase, respectively) of GPS displacements data are explained by ellipsoidal pressure sources, located beneath the Dolomieu crater and above sea level (Fig. 6 and Table 1). Confidence intervals were estimated from the one dimensional posterior probability density function (Sambridge, 1999b). The error on the depth parameter is large (bottom of the sources are located respectively at 150m ± 370m and 239m ± 340m for the November 2005 and the December 2005 pre-eruptive phase) due to the lack of data available for the inversion (8 permanent GPS stations).

Misfit:

Misfits can result from the simplifying hypothesis assumed for the modelling. The edifice is considered as homogeneous. In reality the summit area is fractured and constituted by accumulation of successive lava flows, and is thus an heterogeneous medium. At PdF, the ground displacements are asymmetric with a preferential motion of the East flank (Fig. 3), where the misfit is greater (Fig. 5). Recent studies indicate that when fractures and heterogeneities associated to complex internal structure are taken into account in numerical models, part of the asymmetry of the ground displacements can be explained (Letourneur and Gudmundsson, 2006).

The misfit can be also due, for the dyke models, to the incorporation of a part of pre eruptive inflation and post eruptive deflation in the punctual GPS measurements.

3.4 Major element composition of erupted lava

The evolution of lava composition with time is reported on figure 7 (full chemical analyses provided as auxiliary material). Lavas emitted at the beginning of May 2004 eruption are steady-state basalts (Albarède et al. 1997) devoid of phenocrysts (e.g. 6.7 wt% MgO; 12.2 wt% Fe_2O_3; 200 ppm Cr; 50.2 wt% SiO_2; 3.3 wt% Na_2O+K_2O; 0.32 wt% P_2O_5). From the

beginning of May 2004 eruption, throughout the August 2004 eruption and up to the beginning of the February 2005 eruption, the composition of emitted lava displays a continuous enrichment in compatible elements and a depletion in incompatible elements (+ 6.6 wt% MgO; +1 wt% Fe_2O_3; +250 ppm Cr; -2.95 wt% SiO_2, -0.5 wt% Na_2O+K_2O; -0.3 wt% P_2O_5). During the February 2005 eruption, a drastic enrichment in compatible elements and a depletion in incompatible elements are observed in emitted lavas, which rapidly evolve toward an oceanite composition (up to 40 vol% olivines at Fo_{84-85}, 23.1 wt% MgO; 15.4 wt% Fe_2O_3; 1760 ppm Cr; 43.7 wt% SiO_2; 2.1 wt% Na_2O+K_2O; 0.18 wt% P_2O_5). During the October and November 2005 eruptions, lavas shift back to a steady-state basalt composition, then again evolve rapidly to an oceanite composition during the December 2005 eruption with compositional shifts similar to the May 2004 – February 2005 evolution.

5. Discussion, cross-analyses of deformation, petrological and geochemical data

Magma storage and deep magma transports:

The improvement of the permanent GPS network allowed us to determine more precisely the geometry of the structures involved in the long term summit inflation. The modelled source of pressures preceding the November and December 2005 eruptions are thicker than the one preceding the 2003 eruptions determined from tiltmeter data (Peltier et al., 2007). Considering the shape and the location of the two pre-eruptive modelled sources of pressure (Fig. 6), and the great error (±2-4 cm) on the vertical component of the GPS data, we can consider for these two periods a common source. The location of a magma storage at this level is in agreement with the presence of a body with low velocity for P and S waves just b.s.l. (Nercessian et al., 1996), at the base of the pre eruptive seismic swarms always located in a well constrained area between 200 to 2000m a.s.l. (Fig. 6).

Models reveal volume variations (ΔV_m) in the magma storage of about 0.7 x 10^6 m^3 and 0.4 x 10^6 m^3 before the November and the December 2005 eruptions respectively (Table 1). If we consider that all the magma involved in a long-term pre-eruptive summit inflation has left the magma chamber during the following dyke injection, we can compare the volume emplaced as lava flows and dykes (ΔV_e) with the volume leaving the magma chamber, corrected for the compressibility of the magma (ΔV_{mC}). The magma chamber has a finite-size. Because of gases dissolved, magma is compressible and the volume change of the magma chamber is not the same as the volume of magma leaving the chamber (ΔV_m) to supply the eruption.

From gravity and levelling measurements, Johnson (1992) showed that, during the 1983–1986 eruption on Kilauea volcano, the volume change of the magma chamber was only 20–25% of the volume of magma transferred out of the chamber. Considering a similar geological and magmatic context between Kilauea and PdF volcano and the variation in the amount of exsolved gas, we can estimated: $\Delta V_m \times 2 < \Delta V_{mC} < \Delta V_m \times 5$

Thus, ΔV_{mcC} is comprised between 1.4 x 10^6 m^3 to 3.5 x 10^6 m^3 for the November 2005 eruption, and comprised between 0.8 x 10^6 m^3 to 2 x 10^6 m^3 for the December 2005 eruption. Models and field data suggest that the volumes of magma emplaced as dykes and lava flows were respectively ΔV_e =1.7 x 10^6 m^3 in November 2005, and ΔV_e =25.2 x 10^6 m^3 in December 2005 (Table 1). So, no direct relationship exists between the volume, corrected for compressibility effects of the magma, involved in the magma chamber during a pre eruptive phase and the volume emitted in the following eruption. If we consider a delay in the emission of magmas involved in depth in the magma chamber, the discrepancy remains with a cumulated ΔV_{mC} of 5.6 x 10^6 m^3 and cumulated volumes emplaced as lava flows and dykes of 27 x 10^6 m^3. The amplitude of the previous pre-eruptive inflations being equivalent (Fig. 3, 4a), a second deeper magma source, and refill of the shallow magma chamber, is required.

Magma supplying the shallow reservoir could rise from a deeper magma reservoir through a conduit located below the Bory crater. In March 1998, after 6 years of rest, a deep seismic crisis occurred outlining a vertical conduit starting from 7.5km depth and laying to 2.5km depth (Battaglia et al., 2005). No detectable ground displacements accompanied the migration of this seismic swarm in 1998 (Battaglia and Bachèlery, 2003). So this deep path could be too narrow to cause detectable displacements. Except for a few events in April 2005, no seismicity, deeper than sea level, occurred in 2004 and 2005 (unpublished OVPF data). The conduit could be thus molten and largely open since its re activation in 1998.

Such a deep refilling could be responsible for the long term pre-eruptive inflation (Blake, 1981) and the triggering of eruptions, as observed for Krafla volcano (Árnadóttir et al, 1998).

Shallow magma transports:

Thus, during the 2004-2005 period, six eruptions followed one another. Three types of eruptions can be distinguished, summit eruptions within the Dolomieu crater (October 2005), proximal lateral eruptions on the flanks of the summit cone (May 2004, August 2004, November 2005), and distal low-altitude eruptions (February and December 2005) (Fig. 1). According to the location of the eruptive vents, two preferential dyke pathways from the

magma chamber to the surface can be distinguished. The dykes feeding the distal eruptions are emitted from the eastern part of the Dolomieu crater whereas those feeding the proximal and the summit ones are emitted from the western part (Fig. 3, 5). These two paths border the Dolomieu crater and correspond to a highly fractured area, linked with the successive collapses affecting the crater since its formation (Bachèlery, 1981). These pre-existing fractures favour the migration of magma toward the surface. The preferential pathway located west of the Dolomieu crater was already involved in the summit and proximal eruptions of 2003 (Peltier et al., 2007).

Two eruptive cycles:

Considering the evolution of the inter-eruptive ground deformation, the geochemistry of emitted lavas and the eruptive sequence, we can divide the 2004-2005 period in two cycles of activity (1) May 2004 to February 2005 and (2) October 2005 to December 2005. The two cycles, between which a summit deflation and a compositional shift in the emitted lavas were observed, are separated by the longest rest period of the period (seven months).

Inter-eruptive deformation: During a cycle, the continuous long term summit inflation (Fig. 4), which started a few months before the first eruption, is only interrupted by the successive eruptions and starts again after each event. During and after the largest effusive distal eruptions (February and December 2005), summit deflations take place due to larger magma chamber depletions (Fig. 4). These summit deflations were accompanied by collapses along the Dolomieu crater walls revealing pressure decreases and readjustments around the magma chamber and the dyke. Sources of deflation probably include both the depressurized magma chamber and a part of the superficial dyke. The influence of the dyke contraction due to cooling is especially visible after the December 2005 eruption with North flank ground displacements convergent toward the dyke pathway (Fig. 3m).

Geochemistry: The increase of the CaO/Al_2O_3 ratio and the decrease in incompatible elements, such P_2O_5, (Fig. 7) during a same cycle reveal the involvement of more and more primitive and deeper magma. The May and August 2004 lavas, for the first cycle, and the October and November 2005 lavas, for the second one, enclose less than 5% of phenocrysts. The lack of phenocrysts can reveal a warm middle preventing a strong differentiation, as it would be the case with a warm deeper influx in the shallow magma chamber. By contrast, the last eruption of a cycle (respectively February and December 2005 eruptions) displayed a high

content (up to 40 vol%) of olivines xenocrysts. As already mentioned in previous studies (Albarède and Tamagnan, 1988, Albarède et al., 1997; Bachèlery, 1981), the presence of olivine xenocrysts at the end of the oceanite distal eruptions could reveal a deeper origin of these lavas. The increase of the tremor during these two eruptions is coincident with the occurrence of the oceanite composition in the emitted lava (Fig. 8). The increasing flux in the feeding system could favour the involvement of olivine xenocrysts trapped along the deep pathways constituted by dunitic complexes (Albarède and Tamagnan, 1988, Albarède et al., 1997; Bachèlery, 1981) or accumulated at the base of a magma storage. The rapid changes of the Pb isotope feature in the oceanite lavas confirm this expectation (Vlastélic et al., 2005). According to Vlastélic et al. (2005), the assimilation of oceanitic crust increased during the late stage of oceanite eruptions, suggesting that these magmas may have resided for a long time at an oceanitic crustal level before ascending rapidly.

Links with deep refilling and eruptive cycles:

As for Etna volcano (Allard et al., 2006), a cycle begins with low levels of eruptive activity (summit or very proximal eruptions characterized by low flux and low volume). The concentration of the activity in the summit area and the central cone confirm the presence of a pressurized storage system beneath the summit. The dykes feeding these summit eruptions initiate at shallower level than distal eruptions and could start directly from the top of the magma chamber where the lava composition is less primitive.

If we assume that at the beginning of the cycle the volcano is in a state of structural stability, the rupture is favored at the top of the magma chamber, where the lithostatic pressure is the lowest (Gudmundsson, 2002 ; Pinel and Jaupart, 2004).

After each summit and proximal eruption, the summit inflation starts again revealing that magma continues to be stored below the volcano. Allard et al. (2006) suggested for Etna, that such a storage of magma can pressurize and destabilize the unbuttressed East flank sector. In such unstable regime, the eruption of magma from flank fissures is facilitated.

The occurrence of seismicity at 4.5-5km depth below the East flank during the distal eruptions could underline such destabilization of the East flank. The dyke feeding these eruptions root at deeper levels, probably at the base of the shallow magma chamber, allowing thus an eruption lower on the flank of the edifice.

Flank eruptions will therefore occur each time the central conduit system recharges until a large eruption, closing the cycle, empties the shallow plumbing system enough to bring the volcano back to stability.
The deflation phase, following the distal oceanite eruptions, can be due to a discrepancy between the high output flux feeding the oceanite distal eruptions and the input flux into the shallow magma chamber. This discrepancy would allow pressure decreases and readjustments around the magma chamber, the time that the feeding system refills enough to generate a new summit inflation. The compositional shift between the lavas emitted in February 2005 and in October 2005, reveals the involvement of magma slight differentiated in October 2005. This slight evolution would occur during the rest period between the two eruptive cycles.

Another hypothesis can be advanced to explain the occurrence of distal eruptions. As already suggested by Lénat and Bachèlery (1990), the dyke feeding the summit and proximal eruptions preceding a distal eruptions, can be still connected to the shallow reservoir and act as an hydraulic piston on the last one, allowing a deeper lateral magma intrusion starting from the bottom of the reservoir.

The involvement of a continuous refilling of the shallow reservoir by a deeper one is in agreement with the Pb isotope studies (Vlastélic et al., 2005; Vlastélic et al., submit). 1998-2004 Pb isotope variations reflect increasing contamination of the lavas, probably through deepening of magma storage from within the edifice down to the oceanic basement (Vlastélic et al., submit). The 2005 isotopic shift is interpreted as refilling of the whole plumbing system with less-contaminated, presumably deeper magmas.

6. Conclusion

Cross analyse of deformation and geochemical data allows us to highlight the presence of a refilling of the shallow magma chamber in 2004 and 2005. Two eruptive cycles can be distinguished, May 2004 to February 2005 and October 2005 to December 2005. During each cycle, the output of increasingly more and more primitive magma occurs during eruptions located at decreasing elevations on the volcano flanks. Difference between high output flux feeding the oceanite distal eruptions and input flux refilling the shallow magma chamber would explain the summit deflation following the February and December 2005 eruptions ending the eruptive cycles.

Acknowledgement

We are grateful to the staff of the OVPF and LSTUR, for their help in providing deformation, seismic, and geochemical data. Thanks to Valérie Ferrazzini and Frédérick Massin for seismic data.

References

Aki, K., Ferrazzini, V., 2000. Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *J. Geophys. Res.*, 105, n°B7: 16617-16640

Albarède, F., Tamagnan, V., 1988. Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de La Fournaise volcano, Reunion Island, 1931-1986. *J. Petrol*., 29, part.5: 997-1030.

Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B.G.J., Bachèlery, P., Cheminée, J.L., 1997. The geochemical regimes of Piton de La Fournaise volcano (Reunion) during the last 530000 years. *J. Petrol*., 38, n°2: 171-201.

Allard, P., B. Behncke, S. D'Amico, M. Neri, S. Gambino, 2006, Mount Etna 1993-2005: Anatomy of an evolving erptive cycle, Earth Science Reviews, 78, 85–114

Árnadóttir, T., Sigmundsson, F., Delaney, P.T., 1998. Sources of crustal deformation associated with the Krafla, Iceland, eruption of September 1984, *Geophys. Res. Lett*., 25(7): 1043-1046

Bachèlery, P., 1999. Le Fonctionnement des volcans boucliers, mémoire HDR, Université de la Reunion, St Denis, France

Battaglia, J., Bachèlery, P., 2003. Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano, *J. Volc. Geotherm. Res*, 120, 289-310

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, S., Aki, K., Cheminée, J.L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.,* 161, 549-558

Blake, S., 1981, Volcanism and the dynamics of open magma chambers, Nature, 289, 783-785

Bureau, H., Métrich, N., Pineau, F., Semet, M.P., 1998. Magma-conduit interaction at Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 84, 39-60

Cayol, V., 1996, Analyse élastostatique tridimensionnelle du champ de déformations des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, doctorat thesis, Université de Paris VII

Cayol, V., Cornet, F.H., 1998. Three-dimensional modelling of the 1983-1984 eruption at Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island. *J. Geophys. Res., vol. 103, n°B8*, 18,025-18,037

Froger, J.L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T., Villeneuve, N., 2004. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de La Fournaise, Reunion Island, mapped by interferometry, *Geophys. Res. Lett., 31(14), doi:10.1029/2004GL020479*

Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., 2005. Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de La Fournaise, *J. Geophys. Res., 110, B03206, doi: 10.1029/2004JB003268*

Gudmundsson, A., 2002, Emplacement and arrest of dykes in central volcanoes." J. Volc. Geotherm. Res. 255: 279-298.

Jaeger, J.C., 1968, Cooling and solidification of igneous rocks. In H.H. Hess & A. Poldervaart (eds.), Basalts, vol.2, p. 503-536. New-York: Interscience

Johnson, D. J., 1992, Dynamics of magma storage in the summit reservoir of Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *97*, 1807–1820.

Lénat, J-F, Bachèlery, P., 1990. Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de La Fournaise. In: Lénat, J-F. (Ed.), *Le volcanisme de La Réunion*. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp.257-296.

Letourneur, L and Gudmundsson, A. 2006. Asymmetrical deformation of the summit cone of Piton de la Fournaise (Réunion Island). Abstr. & Poster, EGU 2006 Vienna

Michon, L., F. Saint-Ange, P. Bachelery, N. Villeneuve, T. Staudacher, 2007, Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *J. Geophys. Res.*, 112, B04205, doi:10.1029/2006JB004598.

Murase, T., Kushiro, I., Fujii, T., 1977. Compressional wave velocity in partially molten peridotite, in Annual Report of the Director 1976-1977, pp. 414-416, Geophysical Laboratory, Carnegie Institution, 414-416, Washington, D.C.

Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J.C., Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de La Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquakes distribution, *J. Volc. Geotherm. Res. 70*, 123-143

Oxburgh, E.R., 1980. Heat flow and magma genesis. In R.B. Hargraves (ed.), Physics of Magmatic Processes, Princeton: Princeton University Press, p.161-199.

Peltier A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2005. Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett.,* 32 (22), L22302,10.1029/2005GL023720

Peltier A., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, J. Geophys. Res., 2006JB004379

Pinel, V., Jaupart, C., 2004, Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice, Earth Planet. Sci. Lett., 221, 245–262.

Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - i. searching a parameter space, Geophys. J. Int., *138*, 479–494.

Sambridge, M., 1999b, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - ii. appraising the ensemble, Geophys. J. Int., *138*, 727–746.

Tait, S., Jaupart, C., Vergniolle, S., 1989. Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallizing magma chamber, *Earth Planet. Sci. Lett., 92*, 107-123

Vlastélic, I., Staudacher, T., Semet, M., 2005. Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de La Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: evidence for variable crustal contamination. *J. Petrol*., vol. 46, n°1: 79-107.

Vlastélic, I., Peltier, A., Staudacher, T., submit, Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): origins and constrains on the size and shape of the magma reservoir, *Chemical Geology*.

	Date of eruption	2 → 18 may 2004	13 aug. → 16 oct. 2004	17 → 26 feb. 2005	4 → 17 oct. 2005	29-nov-05	26-dec → 17 jan 2006
Field data	**Pre eruptive inflation duration [days]**	74	48	87	125	42	25
	Seismic crisis duration [min]	31	25	170	54	25	130
	Vertical injection duration [min] *(1)*	13	14	28	25	12	7
	Lateral injection duration [min] *(2)*	6	8	142	31	18	130 (490)
	Emitted volume [$10^6 m^3$]	16.4	20	20	2	1	~ 20
	Post eruptive deflation duration [days]	-	-	95	-	-	68
Dyke models	**Volume [10^6m3]**	1.2	0.7	3.8	0.39	0.68	5.2
	ΔP [MPa]	2.2	1.1	2	2.2	2.1	1.7
	Data explained (%)	89%	77%	65%	86%	81%	75%
Pre eruptive source models	**ΔP [MPa]**	-	-	-	-	5,2	3,7
	ΔV [10^6m3]	-	-	-	-	0.65	0.44
	Data explained (%)	-	-	-	-	77%	84%

Table 1: Summary of 2004 - 2005 eruptions. *(1)* From the beginning of the summit inflation to the beginning of the lateral displacement of the inflation centre, *(2)* From the lateral displacement of the inflation centre to the opening of the first eruptive fissure

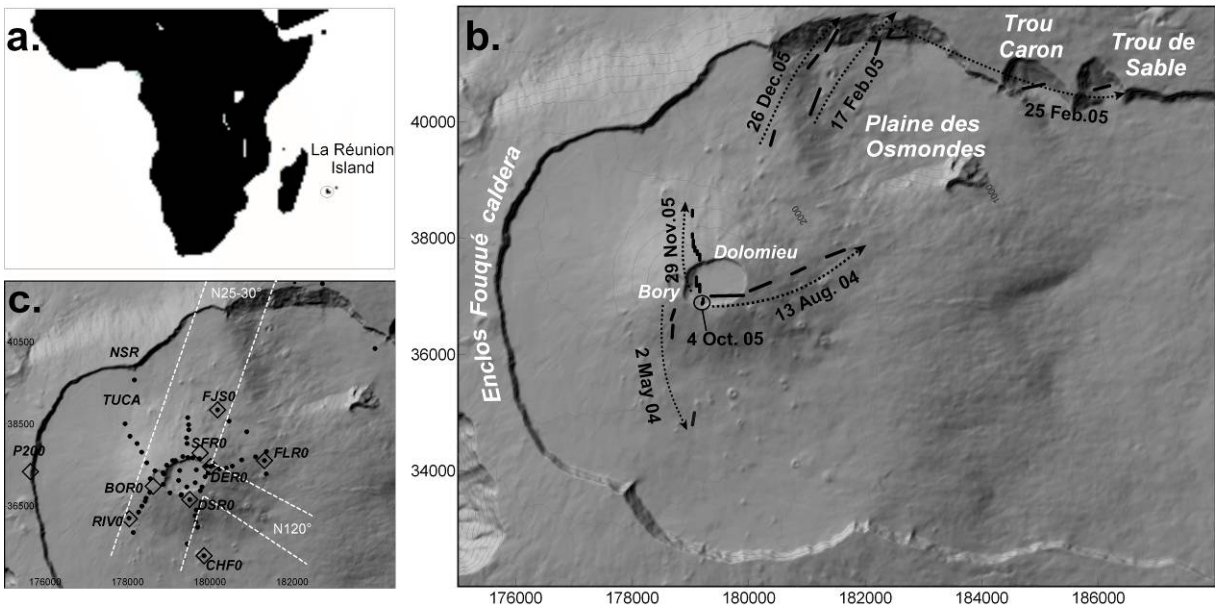


Fig. 1: (a) Localization of La Réunion Island. (b) Location of main structures of Piton de La Fournaise and of the 2004-2005 eruptive fissures. (c) Location of rift zones (white line, after Michon et al., 2007), permanent GPS stations (diamonds), reiterated benchmark GPS measurements (dots). (Gauss Laborde Reunion coordinates)

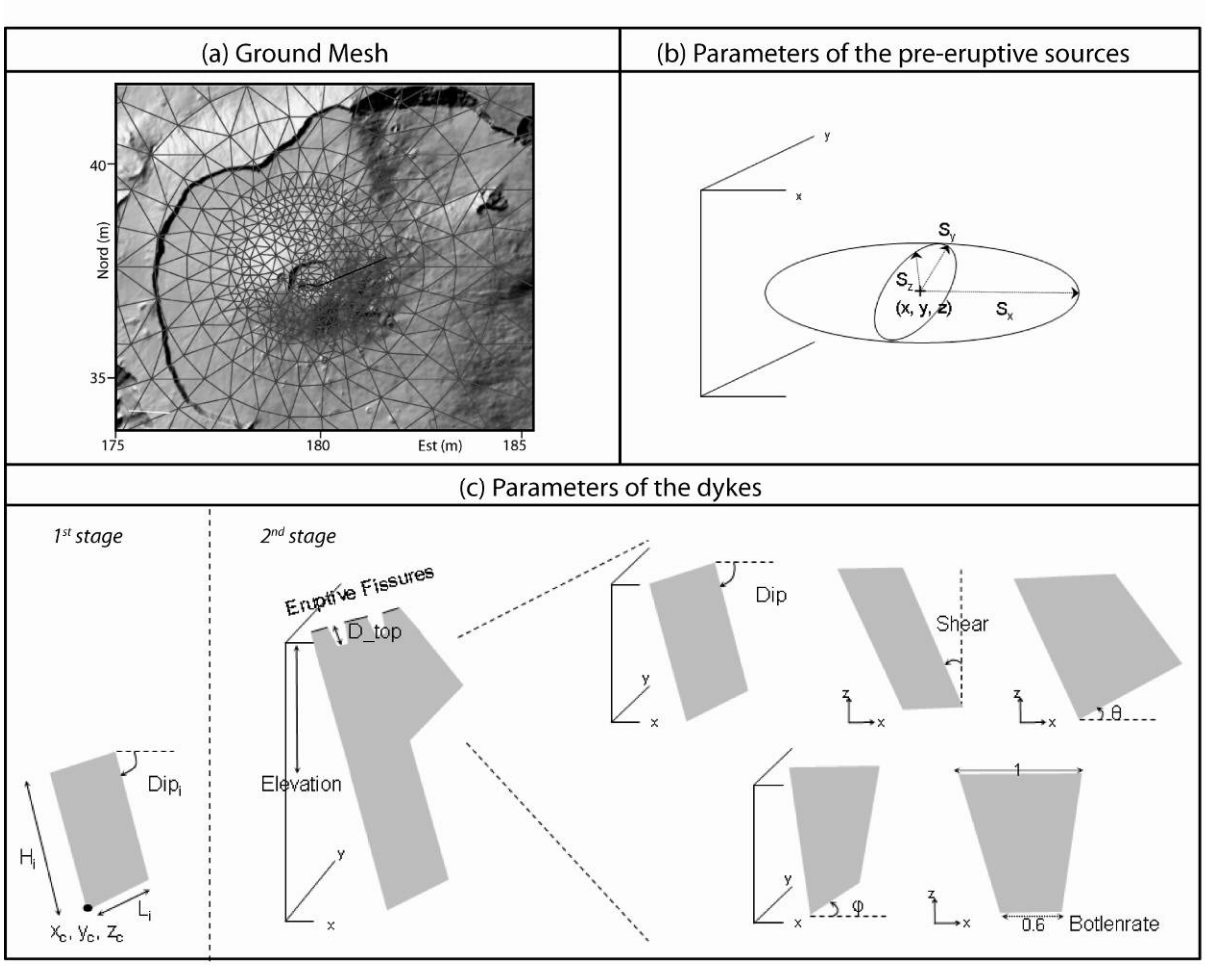
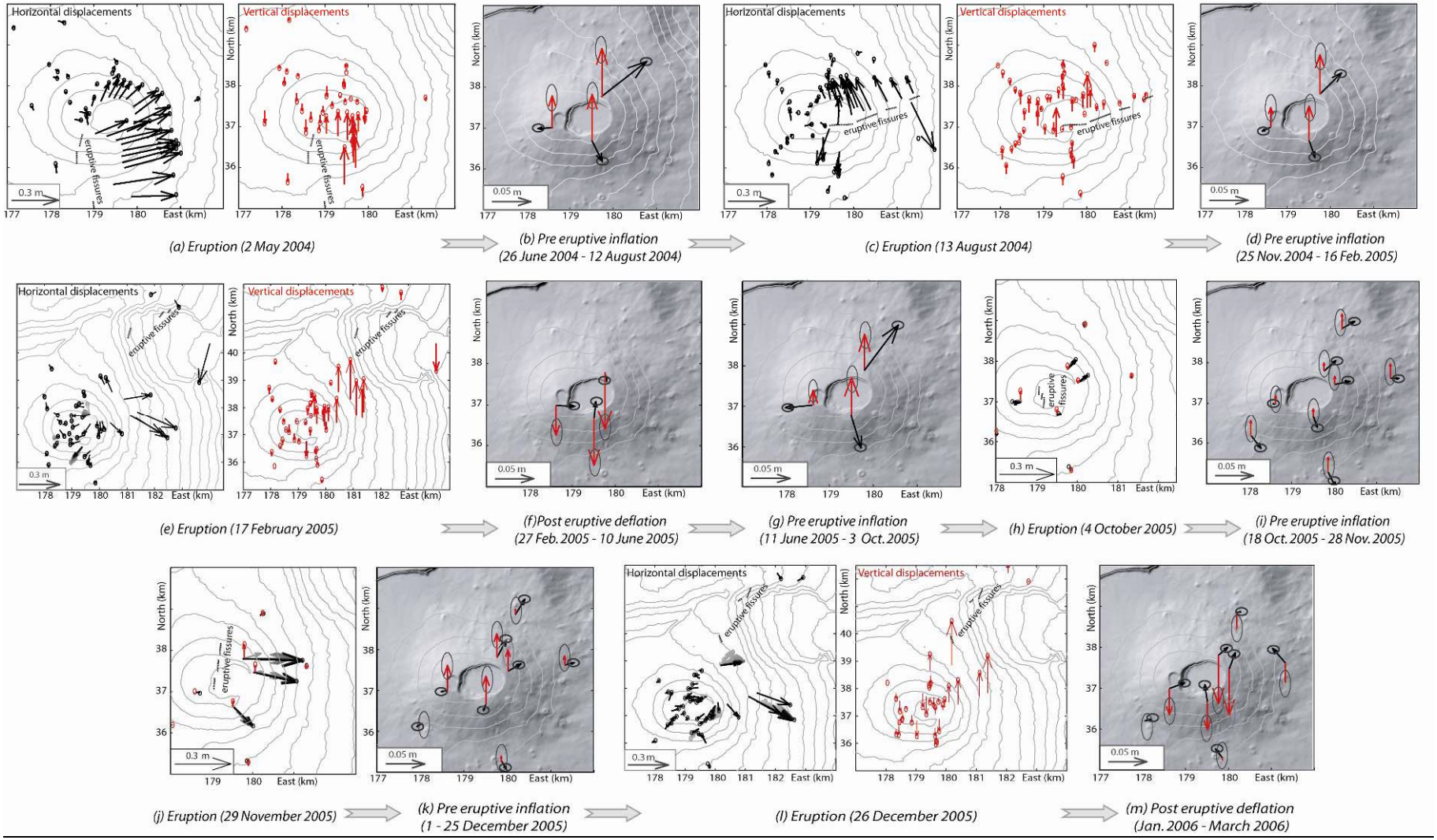


Fig. 2: Structures used in the modelling (a) Part of the ground mesh (example with the case of the August 2004 dyke injection) superposed on a shaded relief map (b) Parameters used to determine the geometry of the pre-eruptive source of pressures (c) Parameters used to determine the geometry of the dykes.

Fig. 3: Displacements recorded by GPS during eruptive (white background) and inter eruptive (grey background) periods in 2005. Horizontal displacements are plotted as black vectors and vertical displacements by red vectors. For inter eruptive periods, and October and November eruptions, only the permanent GPS are available. Punctual GPS campaign took place (a) in April and in June 2004, (c) in July and September 2004, (e) in September 2004 and March 2005 (i) the 4 & 8 December 2005 and in January 2006. Dotted black lines represent location of eruptive fissures. (Coordinates in Gauss-Laborde Réunion)


Horizontal displacements
Vertical displacements
eruptive fissures
0.3 m
0.05 m
North (km)
East (km)
(a) Eruption (2 May 2004)
(b) Pre eruptive inflation
(26 June 2004 - 12 August 2004)
(c) Eruption (13 August 2004)
(d) Pre eruptive inflation
(25 Nov. 2004 - 16 Feb. 2005)
(e) Eruption (17 February 2005)
(f)Post eruptive deflation
(27 Feb. 2005 - 10 June 2005)
(g) Pre eruptive inflation
(11 June 2005 - 3 Oct. 2005)
(h) Eruption (4 October 2005)
(i) Pre eruptive inflation
(18 Oct. 2005 - 28 Nov. 2005)
(j) Eruption (29 November 2005)
(k) Pre eruptive inflation
(1 - 25 December 2005)
(l) Eruption (26 December 2005)
(m) Post eruptive deflation
(Jan. 2006 - March 2006)

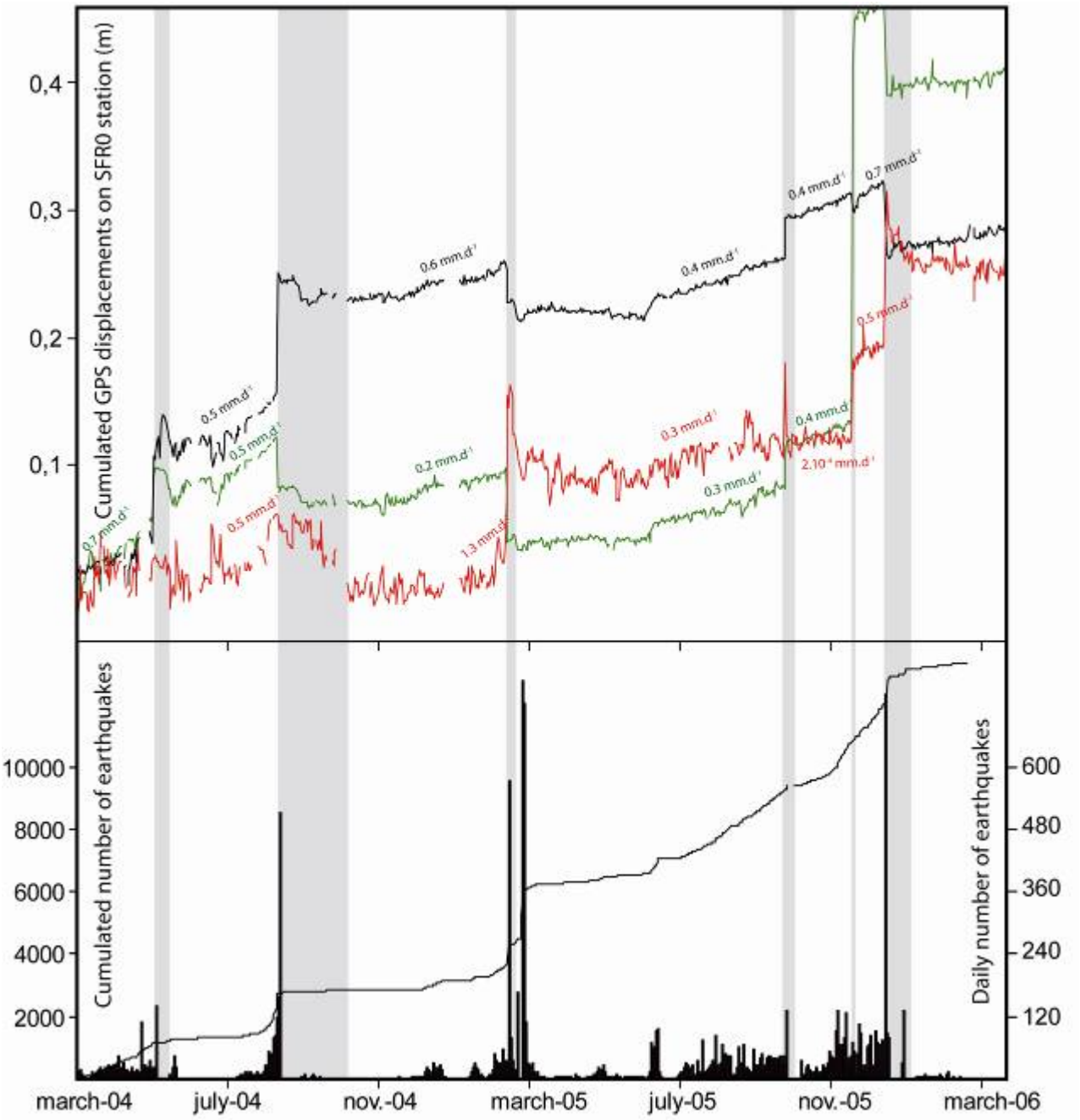


Fig. 4: (a) Cumulated displacement recorded on the SFR0 summit permanent GPS (green: X component, black: Y component, red: Z component). (b) Daily (histogram) and cumulated (curve) number of volcano-tectonic earthquakes below the Piton de La Fournaise from March 2004 to February 2006. Grey areas represent eruptive periods.

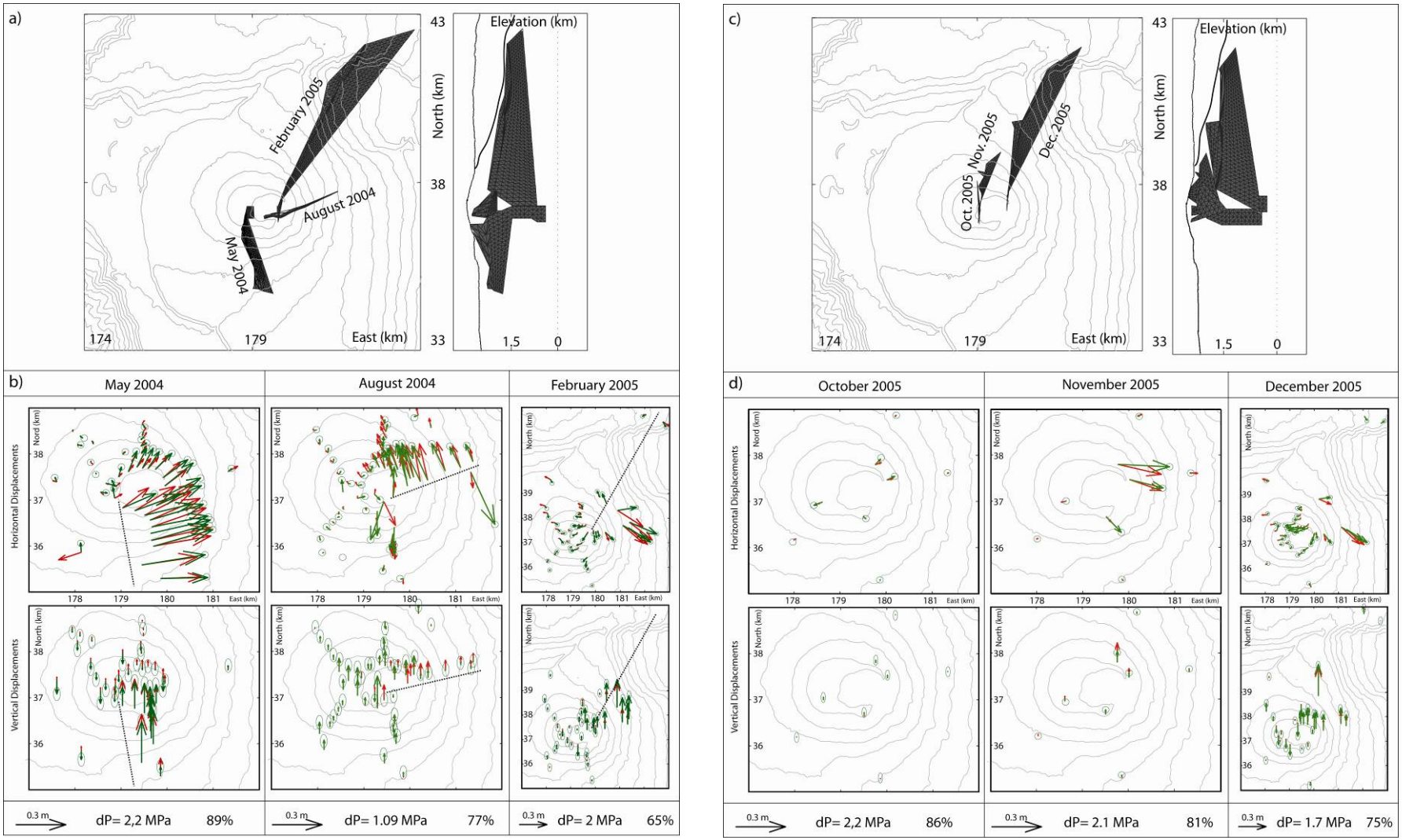


Fig. 5: (a) Geometry of the dykes modelled for the May 2004, August 2004 and February 2005 eruptions (Gauss Laborde Reunion map coordinates), and (b) comparison between observed (green) and calculated (red) ground displacements. (c) Geometry of the dykes modelled for the October 2005, November 2005 and December 2005 eruptions (Gauss Laborde Reunion map coordinates), and (d) comparison between observed (green) and calculated (red) ground displacements.

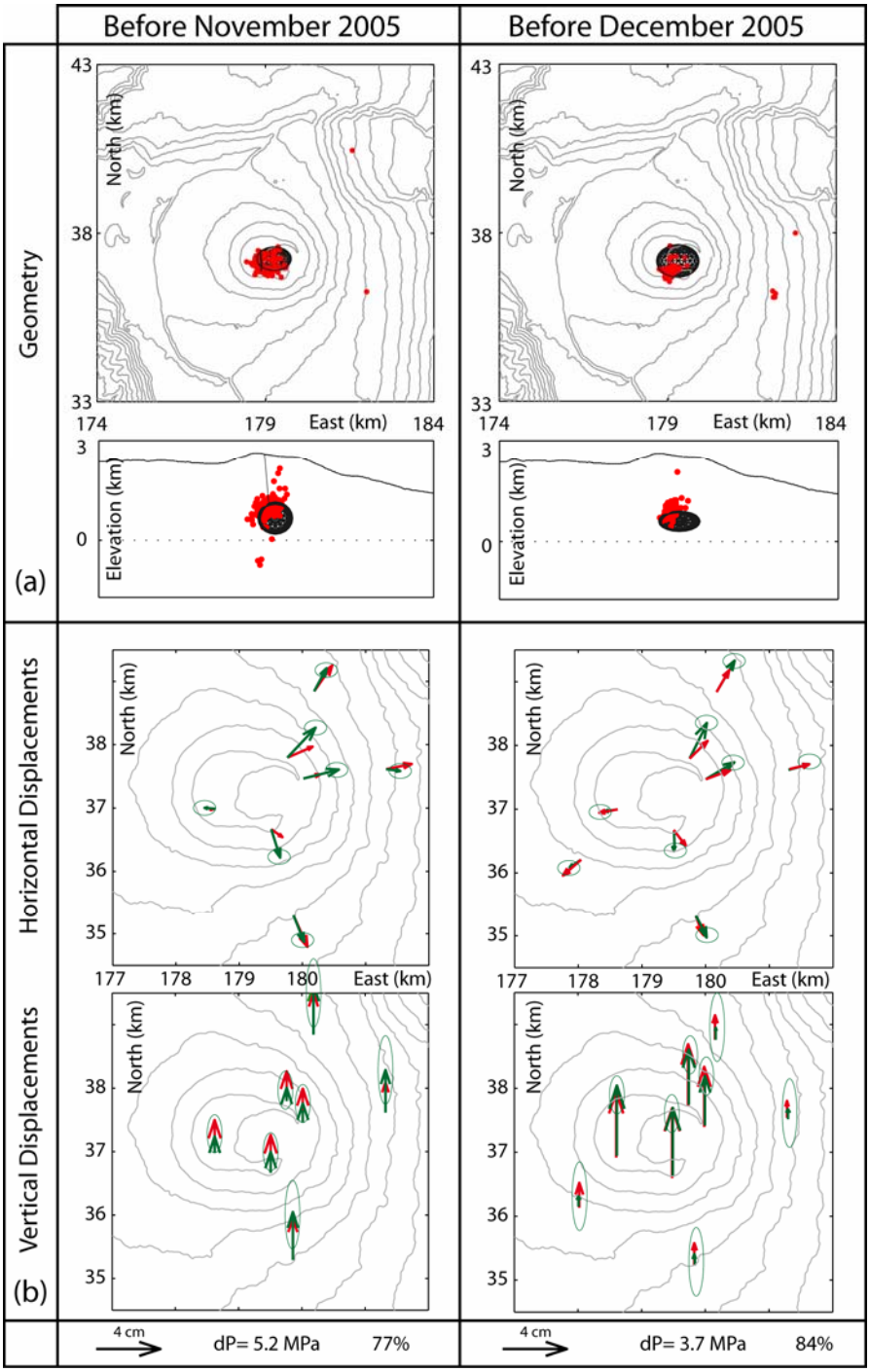


Fig. 6: (a) Geometry of the magma chamber modelled for the November and December 2005 pre eruptive inflation and location of earthquakes hypocenters related to these pre eruptive periods (Gauss Laborde Reunion map coordinates), (b) comparison between observed (green) and calculated (red) ground displacements.

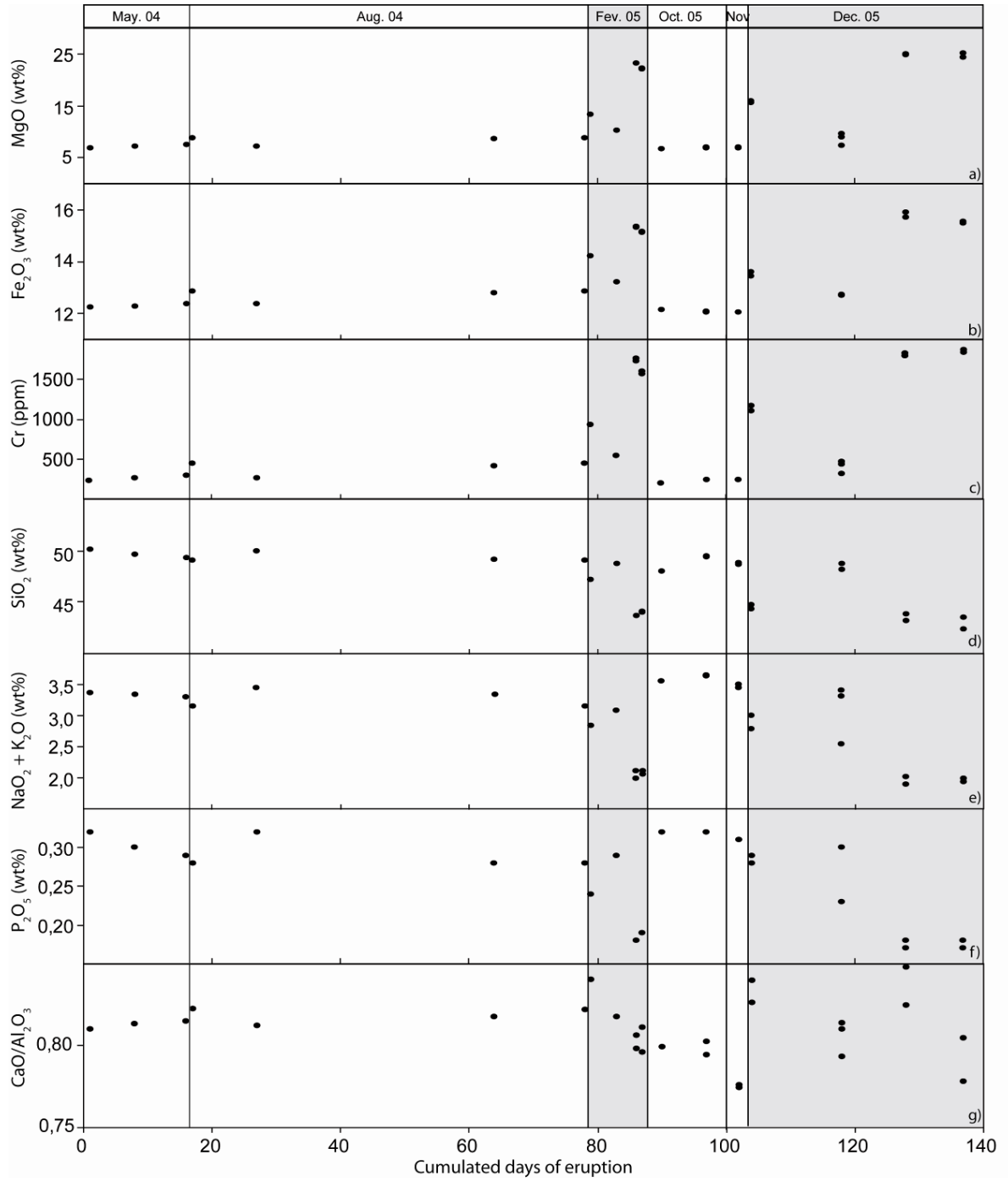


Fig. 7: Evolution of the (a) MgO (wt%), (b) Fe_2O_3 (wt%), (c) Cr (ppm), (d) SiO_2 (wt%), (e) $Na_2O + K_2O$, (f) P_2O_5 (wt%) contents and the (g) CaO/Al_2O_3 ratio, in the lavas emitted between May 2004 and January 2006 at Piton de La Fournaise. Grey areas represent oceanite eruptions.

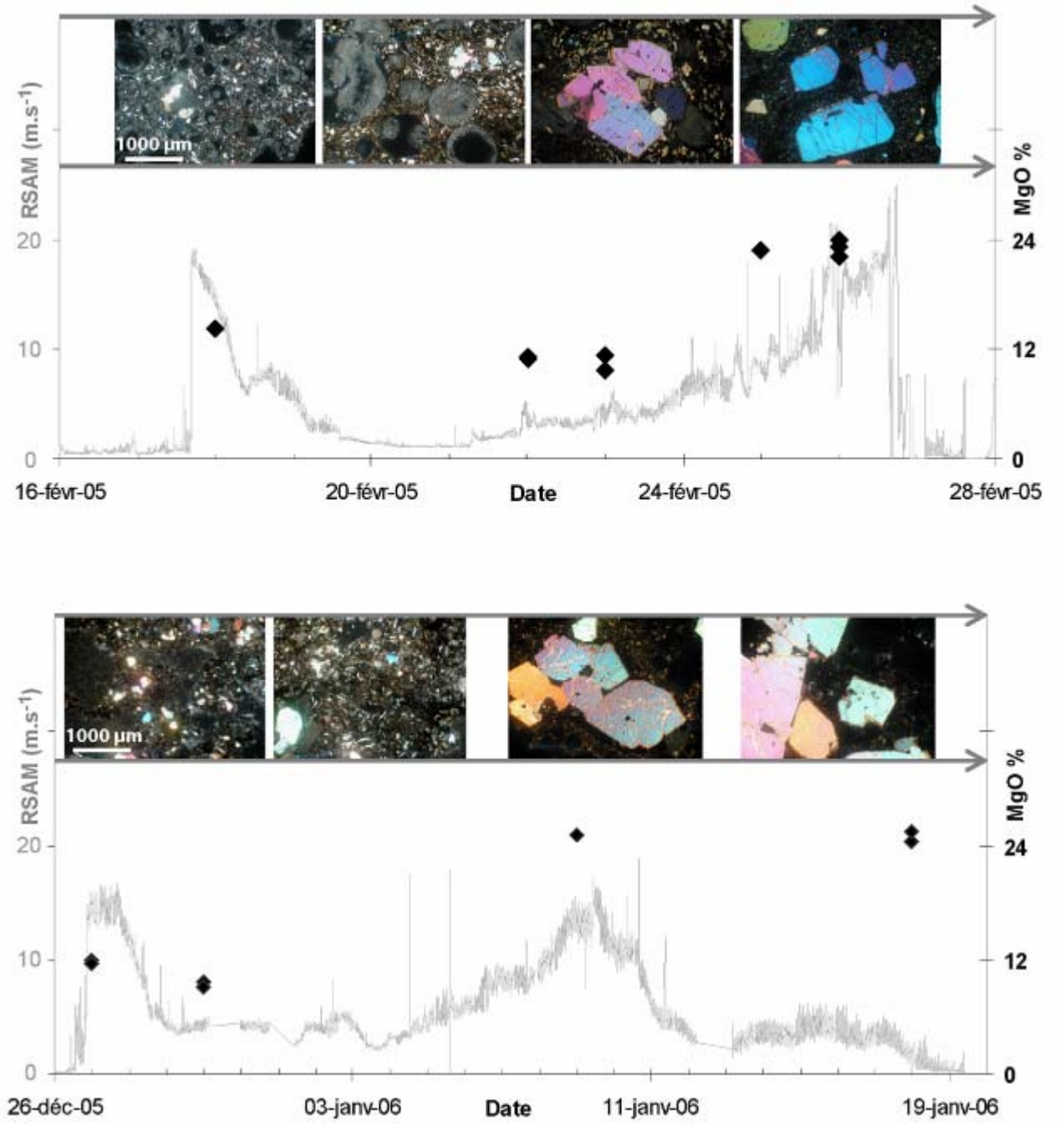


Fig. 8: Curves of the RSAM (Real-time Seismic-Amplitude Measurement) evolution at NSR seismic station during the two oceanite eruptions of February 2005 (a) and December 2005 (b) compared with the evolution of the MgO% of the lavas (black squares) and the evolution of their mineral composition (photography).

3.6 Apport des données extensométriques à la modélisation des injections magmatiques - Article publié à GRL

Lorsque le dyke s'éloigne du réseau GPS et inclinométrique, il est difficile de contraindre son extension plus en aval. Les extensomètres localisés à la base du cône nous apportent des informations supplémentaires sur la répartition des contraintes induites par l'injection d'un dyke, et donc sur l'extension de ce dernier. Compte tenu de la courte échelle de temps de la crise intrusive (quelques heures au maximum), nous pouvons supposer que la gravité a peu d'influence sur la fermeture des fractures et l'essentiel des mouvements enregistrés par les composantes extensométriques est lié à l'influence de l'intrusion magmatique.

L'utilisation des données extensométriques dans la modélisation numérique de la géométrie des dykes a été réalisée pour l'éruption de septembre 2003 qui s'est déroulée sur le flanc sud du volcan à proximité de la station extensométrique FORx.

Cette étude est présentée sous forme d'un article publié au journal « Geophysical Research Letter », Peltier, A, T. Staudacher, P. Catherine, L-P. Ricard, P. Kowalski, P. Bachèlery, 2006, Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de La Fournaise detected by extensometers, *Geophys. Res. Lett*., 33, L06315, doi :10.1029/2005GL025495. La première partie de l'article présente des redites avec les chapitres précédents dans l'introduction du sujet, la présentation des données et leur rôle dans la prédiction des éruptions.

L'intégration des données extensométrique à la modélisation du dyke alimentant l'éruption de septembre 2003 a permis d'affirmer que le dyke se propageait bien au-delà du point d'émission située à la base du cône sommital sur le flanc sud. Dans les derniers stades de mise en place, le dyke a continué sa propagation vers la station FORx (1,4 km au sud du point d'émission) générant ainsi une fermeture et un cisaillement senestre de la fracture.

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 33, L06315, doi:10.1029/2005GL025495, 2006

Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de la Fournaise detected by extensometers

A. Peltier,[1,2] T. Staudacher,[2] P. Catherine,[2] L.-P. Ricard,[2] P. Kowalski,[2] and P. Bachèlery[1]

Received 20 December 2005; revised 7 February 2006; accepted 14 February 2006; published 29 March 2006.

[1] The highly active Piton de la Fournaise volcano is an excellent field laboratory to develop and test, in a short time span, new methods for detecting volcanic precursors. Since 1995, a network of four extensometers has been installed and has detected extensional, shear and vertical movements of fractures in relation to ground deformations of the volcano. This study describes new insights in the distribution of stresses in the volcanic edifice between eruptions and during magma intrusions. Continuous measurements show that all eruptions were preceded several months before by significant fracture movements: a constant opening associated with a dextral movement on the south flank and a sinistral movement on the north flank of the volcano. These movements can be attributed to a shallow pressure source below the summit craters.
Citation: Peltier, A., T. Staudacher, P. Catherine, L.-P. Ricard, P. Kowalski, and P. Bachèlery (2006), Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de la Fournaise detected by extensometers, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06315, doi:10.1029/2005GL025495.

1. Introduction

[2] Frequently active volcanoes are ideal places to define the most suitable instrumental monitoring systems. Regarding the prediction of an eruption, the classical tools such as seismology and the measurement of surface deformations have proven their usefulness to investigate magmatic processes [*Dzurisin*, 2003]. However, techniques like global positioning system (GPS), electronic distance measurements (EDM), triangulation or precise levelling providing high spatial resolution data require networks with a large number of benchmarks, more or less accessible, to cover a specific area of interest. Logistical as well as financial considerations prevent geodetic networks being reoccupied often enough to reveal short-term changes. A very good useful supplement to monitor ground deformation is obtained by continuous, real-time monitoring techniques: tiltmeters, distancemeters or GPS, requiring a high level of technical and financial support. Further approaches to detect new precursors of eruptions are thus useful.

[3] Piton de la Fournaise (PdF) volcano is considered as an excellent natural laboratory because of its high frequency of eruptions allowing to develop and test in a short time span new tools to detect alternative volcanic precursors.

[4] Internal variations of pressure related to magmatic processes induce variations in the crustal stress distribution causing deformations of the volcanic edifice. Near the free surface, these deformations can be recorded by displacements across open fractures [*Gudmundsson and Loetveit*, 2005]. Such structures are ideal sites to detect subtle displacements revealing the first weak variations of stress redistribution at depth.

[5] At PdF, volcanic activity is mainly expressed by fissure eruptions taking place along two rift zones (N10°E and N170°E) and a broad eruption axis oriented N120°E (Figure 1). The installation of extensometers across open fractures at these rift zones allow to measure subtle changes in the deformation field, and therefore better understand how magma is injected into the PdF flanks, and impacts on the stress field at the surface. Systematic observations carried out during 7 years and 14 eruptions, between 1997 and 2003, show their ability to measure very small changes across the fractures up to several months before eruptions, and make extensometers one of the most powerful tools for long-term forecasts of eruptions.

2. Extensometers Networks at Piton de la Fournaise

[6] Four stations have been installed by the Piton de la Fournaise Volcanological Observatory along the main North-South axis of eruptive activity on 3 to 5 cm-sized fractures (Figure 1). Two instruments, at "La Soufrière" (SOUF) and "Dolomieu Sud" (DOLO), are located near the Dolomieu crater rim and another two are located at the base of the summit cone about 2 km away from Dolomieu crater on the North at "Magne" (MAGNE) and on the South at "Château Fort" (CHAF) (Figure 1). At all sites, we used fractures, tenths of meters long, in large slabs of massif rock. Fractures at SOUF, MAGNE and CHAF have a global North South extension, whereas the fracture at DOLO is oriented East West. Each station is equipped with three individual extensometers measuring the relative displacements perpendicular to the fracture (extensional component), parallel to the fracture (shear component) and the relative vertical movement of one side of the fracture to the other (vertical component). Displacements are measured every minute. In order to reduce thermal effects, extensometers were mounted on 2-cm long silicon rods and each station is protected from exposure to sun light by an insulating foil and a plastic box. Technical improvements allowed us to reduce the temperature dependent

[1]Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion/UMR 7154, Universite de la Réunion, Saint-Denis, France.
[2]Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris/UMR 7154, La Reunion, France.

Copyright 2006 by the American Geophysical Union.
0094-8276/06/2005GL025495$05.00

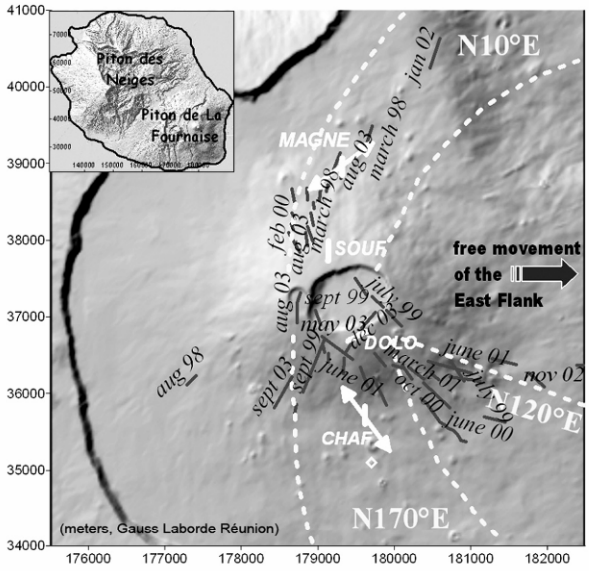


Figure 1. Structural map of Piton de la Fournaise. The rift zones are limited by dashed white lines. The solid white lines, black lines, and diamonds indicate respectively the location of the extensometers, the eruptive fissures from 1998 to 2003, and the CHAF tiltmeter station.

daily variations up to 0.005mm (Figure 2) (see auxiliary material[1]).

3. Data From 1997 to 2003

[7] In this study, we focus on data acquired by the CHAF and MAGNE extensometer located at the base of the summit cone which cover the evolution over 7 years without any interruption. The data show a constant opening of these fractures during 7 years, superimposed by strong, short-term movements (opening or closing) (Figure 3). At PdF, these rapid ground displacements in terms of a few hours are always caused by high-speed rising of magma prior to the onset of an eruption [*Lénat and Bachèlery*, 1990; *Peltier et al.*, 2005]. Recorded movements before and during each eruption are reported in Table 1.

3.1. Long Term Behaviour

3.1.1. CHAF Extensometer

[8] The general evolution of the vertical component over 7 years shows only small variations on a long time scale as well as before and during eruptions (Figures 3a and 3b). On average, and without considering intrusive events, the value decreases by about 0.35 mm over the first 3 ½ years, corresponding to the relative subsidence of the East rim of the fracture (Figure 3b). Since 2000, this trend is reversed with a relative uplift of 0.23 mm between 2000 and 2003 of the East side of the fracture (Figure 3b). The shear component shows larger variations during magma intrusions but also between eruptions, shifting by about 0.9 mm since 2000 corresponding to a dextral displacement (Figure 3b).

[1]Auxiliary material is available at ftp://ftp.agu.org/apend/gl/2005gl025495.

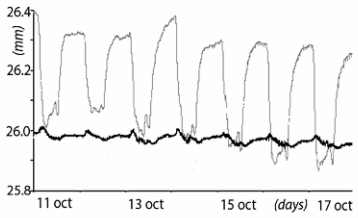


Figure 2. Extensometer variations recorded in 1999 during a quiet period. Grey values represent the raw data; black values are corrected.

[9] The extensional component shows the largest systematic variations with a constant rate at long term considering the movement without eruption (Figure 3b). Since mid-1999, the signal reveals an accentuation of the extension, with a rate of 0.6 mm/year, matching with the increase of the eruptive activity.

3.1.2. MAGNE Extensometer

[10] The general tendency at long term is the same as for CHAF, with a constant opening since mid-1999 at a rate of about 1 mm/year, a relative uplift of the East edge of the fracture, accompanied on the North flank with a sinistral shear displacement (Figures 3c and 3d and Table 1).

3.1.3. Comparison Between Extensometric and Tiltmeter Variations

[11] In Figure 4, we compare the extensometer and the radial tilt variations at CHAF before each eruption. Electronic tilt monitoring, with highly sensitive sensors for short period measurements, is one of the most suitable tools to monitor subsurface magma movement during dyke propagation. In contrast, slower deformations, caused by pressure changes at depths, during days or months before an eruption appear to be more difficult to record and analyse, due to the perturbation caused by meteorological fluctuations and long-term instrumental drift.

[12] Just before most of the eruptions, a good correlation could be obtained between tiltmeter data showing summit

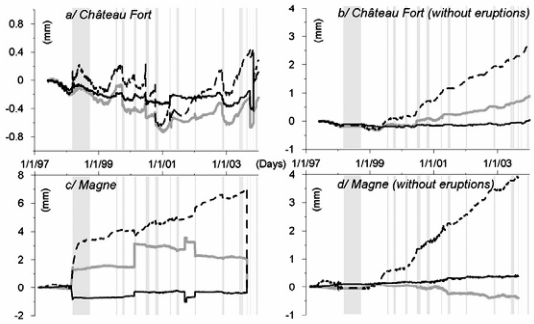


Figure 3. (a, c) Extensometer displacements recorded during 1997 to 2003 on the opening (black indents), shear (grey lines) and vertical (black lines) components. An increase of the values corresponds to an opening, a dextral movement or an uplift of the East side of the fracture, respectively. Grey areas represent periods of eruptions. (b, d) Same displacements as above without the short-term ground deformations due to dyke injections.

Table 1. Displacements on the Two Basal Extensometers Before and During Dyke Injection Prior the Eruptions of 1998 to 2003[a]

	Magne			Chaf			Chaf Behaviour During Eruption	
Date	Total Opening, mm	Considered Period, days	Opening Rate, mm/day	Total Opening, mm	Considered Period, days	Opening Rate, mm/day	Opening, mm	Shearing, mm
9 Mar 1998	−0.13	80	−0.0016	0.05	30	0.002	0.31	0.08
19 Jul 1999	0.465	100	0.0047	0.31	100	0.003	0.11	0.1
28 Sep 1999	0.054	50	0.0011	0.045	55	0.001	−0.04	−0.02
14 Feb 2000	0.04	100	0.0004	0.16	88	0.002	0.08, −0.08	0.06
23 Jun 2000	0.59	100	0.0059	0.33	40	0.0083	−0.5	−0.3
12 Oct 2000	0.274	100	0.0027	0.25	80	0.003	−0.31	−0.05
27 Mar 2001	0.354	77	0.0046	0.3	83	0.004	−0.03, 0.03, −0.08	0.1
11 Jun 2001	0.35	70	0.0050	−0.106	40	−0.003	−0.04, 0.04	?
05 Jan 2002	0.32	130	0.0023	0.3	130	0.002	0.027, −0.024	0.036
16 Nov 2002	0.358	100	0.0036	0.31	100	0.003	−0.07	−0.134
30 May 2003	-	-	-	0.22	71	0.003	-	-
22 Aug 2003	0.56	122	0.0046	0.483	122	0.004	0.1	0.08
30 Sep 2003	-	-	-	0.13	30	0.004	0.23, −0.27	0.11, −0.5
07 Dec 2003	-	-	-	0.18	26	0.007	-	-

[a]A positive value corresponds to an opening and a dextral fracture movement, respectively.

inflation and the opening of the CHAF fracture. The signal on the extensometer is much clearer due to its weaker dependence on meteorological effects. Prior to the June 2000 and 2001, May and September 2003 eruptions, the tiltmeter network did not record any significant change while the extensometer network shows an increase of the fracture opening up to three months before the eruption, demonstrating the high ability of such a network to forecast eruptions.

[13] Contrary to tiltmeters and GPS data, extensometers cannot be easily used to constrain the pressure source location, but their continuous recording allows determining the chronological evolution of the stress field in the rift zones while a dyke propagates.

3.2. Short Term Behaviour

[14] Magma injections act strongly on the pre-existent fractures but their influence varies as a function of the position of the eruptive fissures (Figures 3a and 3c and Table 1). For eruptions taking place on the northern flank, as in Mars 1998 or January 2002, the CHAF fracture remains open during the first days of eruption, whereas it closes immediately for the South flank eruptions. The shear movement of the fractures is also distinct (Figures 3a and 3c and Table 1). When a dyke opens at the East of the CHAF extensometer, as in June 2001 or November 2002, the fracture accommodates deformation with a dextral shear movement, and with a sinistral shearing when the dyke opens at the West.

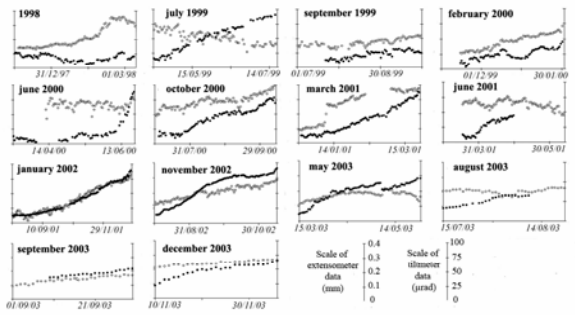


Figure 4. Comparison between extensometer opening (solid circles) and tiltmeter variation (open circles) at CHAF station before eruptions of 1998 to 2003.

3.3. The September 2003 Eruption

[15] During the dyke injection preceding the September 2003 fissure eruption (located on the South flank, at 1200 meters at the West of the CHAF extensometer), the fracture opened by 0.29mm and closed just before the eruption started (Figure 5). In order to study the effect of dyke position on the extensometer response we model the movements of the CHAF fracture, during this dyke intrusion. We employ a three-dimensional elastic, homogeneous and isotropic half space model based on the mixed boundary element method developed by *Cayol and Cornet* [1997].The method takes into account the topography and the shape of active dykes and passive fractures, and allows to calculate displacements associated with an intrusion at each point of the surface as well as at each point of the fractures. According to field observations and previous models, we consider the CHAF fracture as not very extended at depth and represent it by a size of 30 × 20 meters. A larger fracture would show larger displacements incompatible with the observations. We used the shape of the dyke modelled by *Peltier et al.* [2006] and driven by a constant overpressure of 1.5 MPa. Contrary to Krafla fires 1975–1984 [*Gudmundsson*, 1995], at PdF lateral dykes emplaced in one eruption, and propagated in two stages: a first vertical migration under the Dolomieu crater followed by a lateral migration to the flank (Figure 6) [*Peltier et al.*, 2005, 2006]. The dyke grows toward the surface and the flank by increasing its height and length.

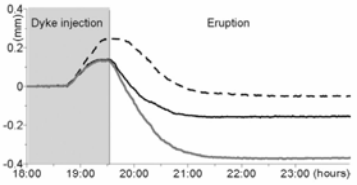


Figure 5. CHAF extensometer displacements during the dyke injection and the beginning of the September 2003 eruption recorded on the vertical (black lines), opening (black indents) and shear (grey lines) components.

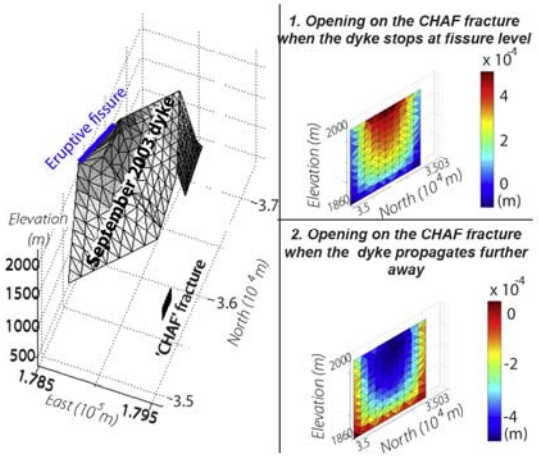


Figure 6. Displacements modelled on the CHAF fracture during the September 2003 dyke injection.

During vertical migration and until the migrating dyke arrives below the eruptive fissure, the model indicates an opening and a sinistral shear movements of the CHAF fracture, in agreement with a stress generated by the emplacement of the dyke West of the structure (Figure 6). As soon as the dyke reaches the surface and propagates beyond the vents in direction of CHAF, the fracture closes. This closing occurs after the beginning of most of the eruptions on the southern flank, and continues for several days or weeks.

4. Discussion

[16] The relative movements across two fractures, reflecting the stress distribution of the rift zone, allow us to determine and extrapolate on a larger scale the behaviour of the rift zone before and during eruption. Most of the eruptions at PdF are preceded by precursors generally corresponding to an increase of shallow seismicity located above sea level, correlated with weak summit inflation. As soon as the internal pressure increases in the magma chamber, stresses are generated on surrounding rocks resulting in ground deformation. This stress change influences the pre-existing fractures which accommodate deformations with a detectable reopening (Figure 4). One to three months prior the 14 eruptions, occurring during the period 1997–2003, a systematic opening of the fractures was observed. In most of the cases, the eruption started when the opening component at CHAF reached a value of about 0.3 mm (Table 1). This value appears to represent a limit at which the upper structure of the volcano fails. This implies that the same internal structure of the volcano undergoes an overpressure and remains almost the same from one eruption to the next. According to seismicity and data from other deformation networks, this source of overpressure is located in a shallow magma chamber below the summit craters [*Peltier et al.*, 2006]. The CHAF and MAGNE extensometers, which are located approximately at the same distance from the summit, show different opening values, probably due to different sizes of the fractures. A deeper and longer fracture amplifies the surface deformation more.

[17] The constant and long-term opening, accompanied by shear movements (dextral at MAGNE and sinistral at CHAF) is in agreement with the general tendency of a displacement of the PdF eastern flank toward the sea (Figures 1 and 3). The repeated dyke injections along the rift zones affect the East flank by reducing its gravitational stability. When an overpressure occurs at shallow depth below the summit, rift zones are activated and tend to push the East flank toward the sea with a dextral movement in the North and sinistral in the South.

[18] This continuous shift shown by the two extensometers between eruptions is overprinted by strong variations due to dyke intrusions. In contrast to long term movements, short and strong movements differ from one eruption to the other as a function of the position of the eruptive fissure. When eruptions occur on the South flank and close to CHAF, as in September 2003, the pre-existing fractures are reactivated by the local stresses of the nearby dykes (Figure 6). The dyke migrating toward the surface changes the stress field around pre-existing fractures, inducing tensile stress concentrations at the upper tips of the boundary faults that tend to open this superficial structure [*Gudmundsson and Loetveit*, 2005]. The faults stay open until the magma front arrives at shallow level and generates stresses that close the fault and then slips as a reverse fault (when the fault is normal). This behaviour is maintained on the faults until the compressive stresses generated by the magmatic overpressure are relaxed during or after the end of the eruption, when magma pressure decreases or ceases completely. The North flank eruption, far from the CHAF fracture, does not act directly on this structure, and generates only a first dextral opening, corresponding to the accommodation of a shallow overpressure under the edifice, followed by a closing due to the relaxing of the edifice, once the eruption started. The May and December 2003 summit eruptions do not influence the behaviour of the CHAF extensometer, implying that the strong structural control of the rift zone in the lateral dyke capture is not involved in summit eruptions.

5. Conclusion

[19] Changes in the stress field under the central cone of PdF due to a shallow pressure source in the magma chamber, undergoing an overpressure or due to dyke emplacement, can be well constrained by an analysis of the continuous data set of extensometers. Subtle displacements of the open fractures in response to an pressure increase in the magma chamber makes the extensometer to be a simple, cheep and one of the most powerful and most sensitive tool to record long-term precursors of eruptions. At PdF this precursor can be identified up to three months in advance. The 7 year data on two extensometers reveal new evidence on the preferential displacements of the East Flank toward the sea. Such a situation may create in future a flank instability and cause, as happened 4500 years ago, a new catastrophic landslide of the eastern flank of PdF.

[20] **Acknowledgments.** We are grateful to V. Cayol for providing the source code and for her help with Y. Fukushima. Thanks to J. Neuberg for improvements of this paper. We also thank A. Gudmundsson and F. Beauducel for helpful review comments.

References

Cayol, V., and F. H. Cornet (1997), 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation field analysis, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 34*, 275–287.

Dzurisin, D. (2003), A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle, *Rev. Geophys., 41*(1), 1001, doi:10.1029/2001RG000107.

Gudmundsson, A. (1995), The geometry and growth of dykes, in *Physics and Chemistry of Dykes*, edited by G. Baer and A. Heimann, pp. 23–34, A. A. Balkema, Brookfield, Vt.

Gudmundsson, A., and I. F. Loetveit (2005), Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone, *J. Volcanol. Geotherm. Res., 144*, 311–327.

Lénat, J.-F., and P. Bachèlery (1990), Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de la Fournaise, in *Le Volcanisme de la Réunion*, edited by J.-F. Lénat, pp. 257–296, Cent. de Rech. Volcanol., Univ. of Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.

Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery (2005), Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000–2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett., 32*, L22302, doi:10.1029/2005GL023720.

Peltier, A., T. Staudacher, and P. Bachèlery (2006), Constraints on source of pressure and magma flux from displacements data at Piton de La Fournaise during 2003, paper presented at EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Vienna, Austria.

P. Bachèlery and A. Peltier, Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion (LSTUR), Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154, 15 avenue René Cassin, F-97715 Saint Denis, France. (peltier@univ-reunion.fr)

P. Catherine, P. Kowalski, L.-P. Ricard, and T. Staudacher, Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, le 27ème km, F-97418 La Plaine des Cafres, France.

3.7 Influence de l'hétérogénéité du milieu sur la répartition des déformations - Article soumis à JVGR

La distribution spatiale des déformations liées aux injections magmatiques, qu'elle soit décelée par l'interférométrie radar (Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005 ; Sigmunddson et al., 1999), la photogrammétrie (Cayol et Cornet, 1998 ; Zlotnicki et al., 1990), les inclinomètres (cette étude ; Battaglia et Bachèlery, 2003) ou le GPS (cette étude ; Briole et al., 1998), révèle un déplacement préférentiel du flanc est du volcan. La modélisation des déplacements de surface, en considérant un milieu homogène, explique en partie cette asymétrie par la présence de dykes faiblement pentés vers l'est. Or, les dykes mis à l'affleurement dans les cratères sommitaux ou au niveau de la caldeira de l'Enclos Fouqué présentent des pendages verticaux ou subverticaux (Figure 3.4).

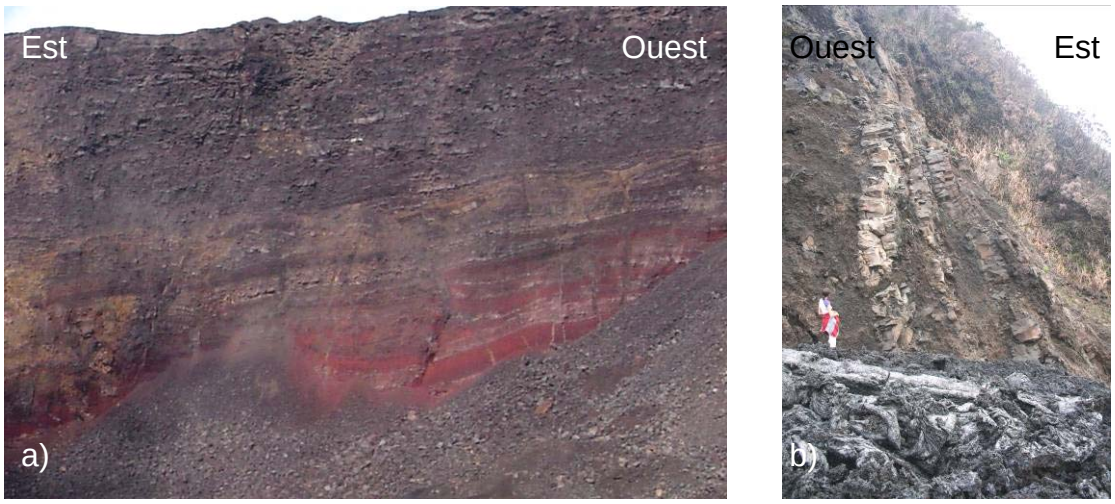


Figure 3.4 : (a) Photographie de dykes mis à l'affleurement suite à l'effondrement du cratère Dolomieu en avril 2007 (paroi interne sud-ouest du Dolomieu) (b) Photographie de dykes localisés dans le rempart de l'Enclos Fouqué au niveau de la Plaine des Osmondes.

Comme de nombreux auteurs l'ont déjà suggéré (Battaglia et Bachèlery, 2003 ; Froger et al. 2004 ; Sigmunddson et al., 1999), les résultats issus de la modélisation considérant un milieu homogène sont à nuancer du fait de l'instabilité du flanc est. Les injections répétées de dykes le long des rift zones poussent progressivement le flanc est conduisant à une diminution de sa stabilité gravitationnelle. Ces déformations asymétriques suggèrent donc l'existence d'un comportement mécanique général de l'édifice en réponse aux intrusions.

Ajoutées à cette déstabilisation du flanc est, la fracturation pré existante diminuant localement la rigidité du milieu, les injections magmatiques répétées, ainsi que les successions de coulées

de lave en surface, rendent le milieu hétérogène et peuvent influencer la répartition des déformations de surface (Gudmundsson, 2006).

Nous avons donc mené des investigations supplémentaires en considérant l'hétérogénéité du milieu dans nos modèles afin de comprendre l'asymétrie des déformations. Cette étude est présentée sous forme d'un article soumis au journal « Journal of Volcanology and Geothermal Research » : Letourneur, L., A. Peltier, T. Staudacher, A. Gudmundsson, The role of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation at Piton de la Fournaise (Réunion Island).

Dans cette étude, nous présentons de nouvelles mesures de terrain faîtes sur des dykes mis à l'affleurement le long du rempart de l'Enclos Fouqué (direction, pendage, épaisseur, nature pétrologique). Nos données de terrain révèlent des pendages de dykes beaucoup plus importants (valeur moyenne de 80°) que ceux issus de la modélisation numérique des données géodésiques (53°-75) considérant un milieu élastique et homogène. Les simulations numériques réalisées dans cette étude révèlent que lorsque la structure interne complexe (fractures, rift zone et corps intrusifs) du volcan est prise en considération, une partie de l'asymétrie de la déformation de surface peut-être expliquée. Une autre partie de l'asymétrie des déformations est imputée à la structure courbée des rift zones, résultant de l'injections de dykes courbes.

The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation at Piton de la Fournaise (Réunion Island)

Ludovic Letourneur[a,*], Aline Peltier[b, c], Thomas Staudacher[c], Agust Gudmundsson[a]

[a] University of Göttingen, Geoscience Center, Department of Structural Geology and Geodynamics, Goldschmidtstrasse 3, 37077, Göttingen, Germany

[b] Université de la Réunion, Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion, UMR 7154, 15 av. René Cassin, 97489 Saint-Denis cedex, La Réunion, France

[c] Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, Institut de Physique du Globe de Paris/UMR 7154, 14 RN3, Le 27KM, 97418 La Plaine des Cafres, La Réunion, France

[*] Corresponding author: Tel.: +49 551393194; fax: +49 551399700.
E-mail address: lletour@gwdg.de (L. Letourneur).

Abstract

During pre-eruptive periods and eruptions, Piton de la Fournaise volcano shows an asymmetric magma-induced pattern of deformation. The origin of this asymmetry is not well constrained and does not have a satisfactory explanation concerning the pre-eruptive deformation. Here we present data on the past history and complex structure as well as new field data on exposed dykes in the volcano. The field data confirm that the eruptive centre has migrated through time. Our field data indicate average dyke dips of about 80°. By contrast, inferred dips of recent feeder dykes using geodetic data are 53°-75°. We explain this difference as being partly due to the models used to infer the dyke dips assuming the host rock to be homogeneous and isotropic. When fractures and the other heterogeneities are taken into account in numerical models, the inferred dyke dips become similar to these of the exposed dykes. New numerical models indicate that when the complex internal structure of the volcano is taken into account, part of the asymmetry of the ground deformation can be explained. Another part of the deformation asymmetry, however is due to the curved structure of the rift system, resulting in the injection of curved dyke.

Keywords: asymmetric deformation, medium heterogeneity, rift zone.

1. Introduction

The ground surface deformation of active volcanoes has been recognised for a long time. The deformation occurs mostly within the short timescale of a magmatic event (eruptive and/or intrusive). More specifically, the deformation reflects stress changes at the surface induced by magmatic processes occurring within the volcano, such as the growth of the magma chamber under internal pressure (e.g. Lundgren et al., 2003; de Zeeuw van Dalfsen et al., 2004; Bonaccorso et al., 2005) and the injection of dykes (e.g. Pollard et al., 1983; Sigmundsson et al., 1999; Fukushima et al., 2005). The deformation intensity and the area affected depend partly on the depth and the shape of the source of pressure (Pollard et al., 1983) and partly on the mechanical properties of the rock (Gudmundsson, 2003, 2006). Another type of deformation can also be observed on active volcanoes, and is interpreted as a more continuous behaviour of the edifice. It is large-scale deformation induced by volcanic spreading (Borgia, 1994; Delaney and Denlinger, 1999; Owen et al., 2000; Bonforte and Puglisi, 2003; Lundgren et al., 2003), or by the regional stress field (de Zeeuw van Dalfsen et al., 2004). As the magma path is determined by the state of stress in the volcano (Gudmundsson, 2006), the regional stress field or volcanic spreading may influence the magma path so as to generate orientated rift zones (Walter et al., 2006).

Usually the regional stress field, volcanic spreading, and distribution of injections responsible for volcanic deformations are mechanically linked. Stresses induced by tectonic or volcano-tectonic events may favour magmatic injections (Neri et al., 2005). Conversely, magma-induced stresses can reactivate volcano-tectonic structures (Ando, 1979; Walter and Amelung, 2006). The result of these interactions is often a complex pattern of deformation (e.g. Lundgren et al., 2003). For example, the pattern of deformation of Etna is interpreted as an eastward motion of the east flank, combined with magmatic deformations (Bonforte and Puglisi, 2003; Lundgren et al., 2003). At Kilauea, the asymmetric pattern of deformation is related to the spreading of the south eastern flank (Delaney and Denlinger, 1999; Owen et al., 2000).

In other volcanoes, such as Stromboli and Piton de la Fournaise, the asymmetric pattern of deformation observed is supposed to be due to the emplacement of eastward dipping dyke (Zlotnicki et al., 1990; Cayol and Cornet, 1998; Sigmundsson et al., 1999; Battaglia and Bachèlery, 2003; Froger et al., 2004; Mattia et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007). For Piton de la Fournaise, some of the authors tend to moderate their results involving the instability of the volcano eastern flank (Sigmundsson et al., 1999; Battaglia and Bachèlery, 2003; Froger et al., 2004; Fukushima et al, 2005; Peltier et al., 2007). Mainly, these authors obtain their results by using a homogeneous medium leading to a simplification of the models.

By contrast, other authors (e.g. Gudmundsson, 2006) suggest that the layering may modify the state of stress in a volcano and thus the observed deformation. Using 2-D numerical models, it can be shown, for examples, that dyke-induced stresses at the free

surface of a volcano depend on the model used: homogeneous or layered (Gudmundsson, 2003). It follows that the inferred geometry of a volcano-deformation source could be mistaken because of the layering. Another implication of these results is the potential effect that all kinds of heterogeneities may have on the stress distribution. Layering in a volcano is mainly the result of exogenous growth processes, which tend to accumulate stiff (high Young's modulus) lava flows and soft (low Young's modulus) pyroclastic and sedimentary layers. Endogenous growth processes, such as dyke injections, create stiff heterogeneities (Gudmundsson, 2006) that may partly control the magma paths in rift zones. Such heterogeneities may modify the state of stress in their surroundings during periods of unrest and thus affect the ground deformation. The evolution of Piton de la Fournaise has been complex and many old intrusions have been identified within the volcano (Bachèlery and Mairine, 1990). The especially strongly asymmetrical west-east structure indicates that the edifice would in any case be subject to asymmetric deformation.

This study is based on a field campaign on Piton de la Fournaise volcano. The main aims are to explore, first, the structure of the plumbing system of the volcano and, second, how the plumbing system as well as fracturing contribute to the asymmetric surface deformation of the volcano observed during most recent eruptions.

2. Geological settings

Piton de la Fournaise is the active volcano on Réunion Island, an oceanic island located in the south-western part of the Indian Ocean (Fig. 1). Réunion Island is the emerged part of a ~ 7000 m high and ~ 220 km wide edifice composed by 3 volcanoes: Piton des Neiges and Les Alizés volcano, both inactive, and the active Piton de la Fournaise volcano (PF) (Malengreau et al., 1999). The eruptive history of PF begins ~ 530 ka ago (Bachèlery and Mairine, 1990). The growth of the volcano has been affected by several major volcano-tectonic events (Bachèlery and Mairine, 1990); the most recent one led to the creation of a summit collapse, the Enclos Fouqué Caldera (EFC - see the location in Fig. 1 – Bachèlery and Mairine, 1990), 4.5 ka ago. The Grand Brûlé structure (located in Fig. 1) joined the summit caldera to create a single, continuous depression, limited by a 200 to 400 m high scarp, referred to, in this paper, as the Enclos Fouqué Caldera scarp (EFC scarp). The origin of the depression is still debated. Three main hypotheses as to the origin of the depression are discussed by various authors; (1) a landslide (Lénat et al., 1989; Gillot et al., 1994; Labazuy, 1996; Oehler et al., 2004); (2) a caldera collapse associated with a landslide (Bachèlery, 1981; Bachèlery and Mairine, 1990); and (3) a hybrid event with a caldera like depression and a landslide (Merle and Lénat, 2003). Recent studies (Bachèlery and Mairine, 1990; Merle and Lénat, 2003) tend to agree on a vertical collapse of the upper part of the depression.

A study of the past eruptive activity reveals that the eruptive centre has gradually migrated from Plaine des Sables (Fig. 1) towards its present location (Bachèlery and Mairine,

1990), which is marked in surface by a steep cone topped by 2 summit craters, Bory in the west and Dolomieu in the east (Fig. 1). The active eruptive centre is fed by two feeding paths: (1) a central plumbing system, allowing the transport of magma from a shallow magma chamber, located at around sea level to the summit crater (Lénat and Bachèlery, 1990; Nercessian et al., 1996; Peltier et al., 2005, 2006); and (2) a system of rift zone segments connected to the central plumbing system and allowing the lateral transport of magma (Bachèlery, 1981; Lénat and Bachèlery, 1990; Fukushima, 2005; Peltier et al., 2005). Mapping of eruptive features, from a set of aerial photographs obtained from the Institut Géographique National (IGN) in august 2003, shows the existence of a NNE-SSE trending main rift zone, confirmed in recent seismic studies (Brenguier et al, 2007), as well as a rift zone trending N120° extending towards le Piton des Neiges (Fig. 2), mentioned for the first time by Bachèlery (1981) and rarely active in the recent time. At the scale of the cone, superimposed on the NNE-SSE path, a SW-intrusion path is present as well as a N120° intrusion zone southeast of the cone (Fig. 2) (Michel and Zlotnicki, 1998; Michon et al., 2007).

Many authors (Briole et al., 1998; Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007) have noticed an asymmetric pattern of deformation during these recent magma injections and eruptions (Fig. 3), as well as during the pre-eruptive inflations (Fig. 3). During dyke emplacement, the western part of the volcano shows little surface deformation, except close to the eruptive fissures, while the eastern part shows considerable deformation. The surface deformation is normally interpreted as being attributable to the geometry of the injected dykes (Zlotnicki et al., 1990; Sigmundsson et al., 1999; Battaglia and Bachèlery, 2003; Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007).

3. Field results

3.1. General description

The EFC scarp provides a natural cross-section through the 200-300 m uppermost products of the volcano, but the vegetation coverage prevents detailed observations in some subsections. The only areas available for observations are the Rempart de Bellecombe, and the scarp surrounding Plaine des Osmondes (Fig. 4). These scarps show a tendency to a partial collapse, so we avoided taking measurements in the disturbed areas. Due to inaccessibility, some field measurements had to be made from a great distance and are subject to error (± 5°).

The studied scarps show a comparatively homogeneous pile. The variation of thickness among the lava flows is from ~ 1 m in the slopes to 5-10 m in the flat area. A high density of dykes correlates with highly fractured lava flows and pyroclastic layers (Fig. 5), mainly due to the creation of small scoria cones along the eruptive fissures.

3.2. Dyke studies

There are two main petrological types of magma emitted recently at PF; (1) largely aphyric basalts with less than 5% of phenocrysts, and (2) more primitive olivine-rich basalts (picrite) with more than 30% of olivine xenocrysts, locally called oceanites (Bachèlery, 1981; Albarède and Tamagnan, 1988). We found aphyric basalt dykes in both the areas of study, while olivine-rich dykes were found only in Plaine des Osmondes. The dyke thicknesses are from 0.5 to 2 m and show no clear relation with the petrology.

The studied areas show different dyke trends. In the northern part of the Rempart de Bellecombe (Fig. 4) the most common trend is N120-125° (Fig. 6), whereas in the southern part of the area (Fig. 4), dykes have a radial distribution (Figs. 4 and 6), with a convergence point 2-3km west of the actual summit craters. The dykes observed in the Rempart de Bellecombe are steeply dipping (70° to 90°) with a mean values of 77.5° (southward dipping) and 79.9° (northward dipping) (Fig. 7).

In Plaine des Osmondes, the density of dykes increases on approaching of the rift zone (Fig. 4). Some 90% of the dykes trend N0-40° (Fig. 6), half of which are eastward (seaward) dipping, and are mostly steep (82.1° ± 12.9°; Fig. 7). One-fourth of these dykes dip westward and are more gently dipping (74.8° ± 15.8°; Fig. 7). The remaining one-fourth of the N0-40° trending dykes are vertical. A second trend, N85°, is constituted by only 4 % of the dykes (Fig. 6), sub-parallel to the scarp and mainly northward dipping. Some 6% of the dykes do not belong to either of the main trends but strike in various directions without any dominating orientation.

3.3. Application to the recent activity

Our field data provide a new set in regard to the dyke distribution in PF. Various studies have used deformation data to infer the geometry of associated dykes, but do not consider similar, exposed dykes. The dykes observed in the EFC scarp are clearly older than the scarp itself (> 4.5 ka) and correspond to a volcanic centre located west of the present one (Bachèlery and Mairine, 1990). Therefore, to allow a comparison between our field data on exposed dykes and the inferred geometries of dykes using recent deformation data, we need to ensure that the state of stress at present is similar to that which existed when the exposed dykes were emplaced.

The age of the EFC collapse is estimated at 4.5 to 5 ka (Bachèlery, 1981; Bachèlery and Mairine, 1990). Gillot et al. (1994) provide dating of 13 ± 6 ka for a lava flow at the base of Piton de Crac (Fig. 1 for location), a remnant block of the pre-EFC collapse topography (Bachèlery, 1981). Despite an uncertain origin of Plaine des Osmondes, the consistent altitude between Plaine des Osmondes and Piton de Crac indicates a similar age. Another dating from

Gillot et al. (1994) provides an age for the base of the Rempart de Bellecombe of 11 ± 4 ka. Thus, rocks in both areas appear to be older than 4.5 ka and younger than 13 ± 6 ka.

Maintaining a state of stress within the volcano implies maintaining the parameters that can influence the stress. Normally, topography and geometry of the plumbing system, its host rock mechanical properties, as well as the regional stress field, affect the local state of stress. No major plate-scale change has occurred in the past 20 ka around Réunion Island, suggesting that the regional stress field has been essentially constant through this time. The topography however, has changed in the past due to the creation of the EFC depression and the edification of the central cone. Based on the height of the caldera scarp, there is an elevation difference of ~ 200 m between the present topography and the pre-EFC collapse topography. Furthermore, Bachèlery and Mairine (1990) have shown that the eruptive centre has migrated in the past, from Plaine des Sables (see Fig. 1 for location) towards its current position (Fig. 4). Our observations confirm that an intermediate stage of migration occurred (Bachèlery and Mairine, 1990), as is also supported by gravimetric studies (Rousset et al., 1989; Malengreau et al., 1999). The first stage, at around 150 ka (Bachèlery and Mairine, 1990), generated a central plumbing system west of the present summit craters (Fig. 4). The present location of the central plumbing system is the results of a migration that probably occurred some 4.5 - 5 ka ago (Bachèlery, 1981) (Fig. 4). The present northern branch of the rift zone seems to coincide with the pre-EFC collapse rift zone northern branch. Location of recent eruptions shows that the same path used before the EFC collapse is still used by dykes (Fig. 4 and 8). Only the central part of the rift system appears to have been reorganised because of the shifting of the volcanic centre.

Through the time considered, the loading variations affecting the state of stress are of volcano-scale. The present position of the volcanic centre is closer to the eastern free flank and thus more subject to mechanical instabilities. As suggested by Cayol and Cornet (1998), reorientation of stresses may occur in the depth range of a few hundred meters below the free surface (Fig. 9). Such effects on dyke propagation will thus be limited to the summit cone, or close to the eastern flank. Such effect on the dyke observed cannot be ruled out. Thus, the comparison between field data on exposed dykes and recent models on dyke geometries from geodetic data are justified.

The main difference between geodetic and field results is as regards the dip values obtained via modelling feeder dykes of recent eruptions and the dyke dips observed in the field. Models give generally shallow seaward dipping dykes (53° - 75°) (Cayol and Cornet, 1998; Froger et al., 2004; Fukushima, 2005; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007) while field results show a mean dyke dip of around 80° (Fig. 7).

4. Modelling

Several models have been proposed to explain the observed asymmetric deformation (Fig. 3), such as shallowly eastward dipping dykes (e.g. Cayol and Cornet, 1998; Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007). These shallow dips are not supported by the field data provided in this study.

We have made many numerical models of fracture systems and intrusions to test the influence of heterogeneities within the volcano on the asymmetric ground deformation (Fig. 5). We have modelled the dyke-induced deformation associated with vertical dykes following the most common path since 1998 (Fig. 8). In the models, we also used various data on the style of dyke propagation. These data suggest that dyke starts from a magma chamber at around 300 m a.s.l. (Peltier et al, 2005). Some dykes propagate laterally, along part of their paths. However a lateral injection does not always occur (Peltier et al, 2006): it may depend on the existence or not of a large-scale level of neutral buoyancy (Ryan, 1987; Pinel and Jaupart, 2004; Fukushima, 2005). The local stress, which depends on the presence of recent intrusions, increasing temporarily the compression, can also influence whether lateral injection occurs, and, so can the magma pressure.

In the models, we take the elevation of 1600 m a.s.l. to be the level of initiation of lateral dyke injections (Fukushima, 2005). This altitude coincides with that of the lowest eruptive fissures observed in the surroundings of the cone. Dykes are modelled as planar fluid-filled cracks, opening with a magma overpressure of 2 MPa (Fukushima, 2005; Peltier et al., 2007) applied horizontally to the dyke walls.

4.1. Influence of the superficial fracturing

To test the influence of pre-existing fractures on dyke-induced ground deformation, we have included vertical fractures in a set of models. The modelled fractures in the rift zone extend to a depth of 1400 m a.s.l. (1200 m under the summit craters and 600-800 m under the floor of the caldera). The maximum depth of tension fractures originating at the surface of a volcano, was estimated, by an equation using the 2D Griffith criterion ($depth_{max}$ = [3 × Tensile strength rock] / [density × g]), to range between 300 and 800 m (Gudmundsson, 1992).

For this set of models, we used the 3-D MBEM (Mixed Boundary Element Method) code developed by Cayol and Cornet (1998). It considers a homogeneous elastic half-space with a Young's modulus of 5 GPa and a Poisson's ratio of 0.25 (Fukushima et al, 2005). It also takes into account the topography, which is extracted from a 25 m Digital Elevation Model (DEM). The resultant displacements are calculated at the nodes of the meshed topography as well as in the barycentre of the elements connecting the surface to the dyke and the fractures. Fig. 10 compares the ground displacement for a homogeneous medium with that with fractures (Fig. 2).

To lighten the calculations, we have report only a few fractures. On the field, the abundance and the size of fractures are greater on the East flank of the volcano. So, we have test the influence of a vertical dyke injected west of the fractures in the northern branch of the rift zone (Fig. 8). The results show variations of a few percent (5%) between the two models, the eastern flank being subject to preferential displacement for the heterogeneous, fractured medium.

4.2. Influence of the rift zone system

Since remnants of the pre-EFC plumbing system could be present in the western part of the volcano as small intrusions and large plutons, we tested the influence of stiffer rocks west of the EFC and in the actual rift-zone (Fig. 11), during the pre-eruptive inflation and the dyke injection. For this set of models, we used the finite-element program Ansys (www.ansys.com; Logan, 2002). The western and bottom boundaries of models have a zero displacement since PF volcano is buttressed in its western part by the Piton des Neiges volcano (Fig. 1). Three different media were used to define the heterogeneous model (Fig. 11): a surrounding elastic isotropic medium with a Young's modulus of 5 GPa, an elastic isotropic medium in the West part of the EFC with a Young's modulus of 8GPa for the pluton corresponding to the old magma complex of PF, and an elastic orthotropic medium with a Young's modulus of 8 GPa in X and Y and of 4GPa in Z for the rift zones. For the estimation of the rift zone stiffness, we have considered the dyke accumulation which can increase up to 2 times the total resistance of the medium compare to fresh basalts (5GPa). For Z, the direction is parallel to the dykes, which tend to decrease the resistance. The Poisson's ratio is equal to 0.25.
Due to the limit of the program, the dykes modelled here do not reach the surface, but stall at shallow depths. Thus, the pattern of deformation obtained will be the general pattern that we can observe, but not the short wavelength deformation linked with the *en echelon* structures that link the main dyke to the surface (Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007).

Fig. 12 shows the deformation triggered by a shallow magma chamber located at sea level (Nercessian et al., 1996; Peltier et al., 2005). A degree of asymmetry (DA) for each model is defined by the maximum deformation in the eastern (or northern) side of the dyke, divided by the maximum deformation in the western (or southern) side. Clearly, when the rift zones are included in the model, the maximum deformation shifts slightly to the east of the crater. The deformation is also 20% larger because of the rift zones. Fig. 13 A, B and C show the model results for dykes injected (1) in the northern branch of the rift zone, (2) in the zone trending N120° at in the south-eastern part of the cone, and (3) in the southern branch of the rift zone. In Fig. 13A, the increase of asymmetry due to the rift zone is 4.5 % (DA increases from 1.14 to 1.19 with a rift zone). Considering a curved dyke as well as the rift zone increases the asymmetry by 36% (DA increases from 1.14 to 1.55; Fig. 13A). For the N120° rift zone (Fig. 13B), the rift zone increases the DA from 0.74 to 0.79 (7%), while considering the rift zone and a curved dyke increases the DA from 0.74 to 0.90 (22%). For the southern branch of the rift zone (Fig. 13C), the DA increase due to the rift zone is 5% (DA increases

from 1.13 to 1.19). Considering also a westward dyke curvature decreases the DA by 37% (DA decrease from 1.13 to 0.71), while an eastward dyke curvature increases the DA by 42% (DA increase from 1.13 to 1.59).

5. Discussion

5.1. A complex plumbing system

The petrological characteristics of an erupted magma provide information on the path followed by the magma. In our studied areas, olivine-rich basalts have only been observed in Plaine des Osmondes. Recent eruptions generally support our observations, although olivine-rich basalts can occasionally be observed in other places, along the SSE rift-zone (Albarède and Tamagnan, 1988) or in the east of Dolomieu crater, and along the N120° rift zone, in Plaine des Sables. According to Bachèlery (1999) and Albarède and Tamagnan (1988), olivine-rich basalt magmas are likely to derive from a deep-seated reservoir and are associated with the refilling of the associated shallow magma chamber.

As suggested by Peltier et al (2006) and by the absence of eruptive fissures in the summit area (Fig. 14), olivine-rich basalt eruptions occurring in Plaine des Osmondes are fed by lateral dyke propagating at greater depths. The 1998 eruption, which has been interpreted as a refilling event (Battaglia et al., 2005), shows that aphyric dykes can also propagate, at shallow depths, far from the central plug (Fig. 14) (Bachèlery, 1999; Peltier et al, 2006).
Aphyric basalts in the recent period are mainly erupted in the summit craters or on the flank of the cone and its close proximity (Peltier et al., 2006). The N120° zone extending towards Piton des Neiges volcano is represented mainly by aphyric basalts or aphyric basalts bearing olivine nodules (Bachèlery, 1981; this study). Bachèlery (1981) suggests that the lavas emitted along the N120° axis, towards Piton des Neiges, have a deep origin, the nodules of olivine coming from the ascension of magma through a shallow (partially) crystallised magma chamber.

This difference in lithology seems to reflect different magma paths as well as different depth of origin. The N120° direction is found at all scales on the island and the oceanic crust (Michon et al, 2007), and therefore might control the transport of magmas coming from great depths. The NNE-SSE trending rift zone likely reflects gravitational processes (Walter et al, 2006) and controls the paths of magma at shallow depths, in the active plumbing system. Within the NNE-SSE rift zone, long distance or short distance dyke propagation reflect a transport at different depths (Aki and Ferrazzini, 2000; Peltier et al., 2006). The depth of propagation reflects a difference of overpressure and / or density of the magma; the higher the pressure, the deeper origin of the magma. Existence of a complex storage system can also explain partly the different depths of magma injection (Aki and Ferrazzini, 2000). Fig. 15 illustrates the various magma/dyke paths used within the volcano.

5.2. Rift zone, fractures and structural control

Field results confirm that the magma follows some preferential paths in the volcano, such as NNE-SSE, SW, and N120°, marking the rift zones where most of the recent volcanic vents occur (Figs. 2 and 8). In the field, rift zones coincide with an increase in the density or intensity of dykes, as well as an increase of the proportion of pyroclastic (scoria) deposits (Fig. 5). The number of tectonic fractures is also much greater within a rift zone than outside the zone. By decreasing the large –scale tensile strength of the host rock, fractures make dyke paths easier to form. This effect on magma paths is observed within the rift zone as well as with all the main fractures of the volcano. Field data in Plaine des Osmondes show a second trend of dykes coinciding with the orientation of the scarp. Recent eruptions demonstrate the structural control that the scarp exerts on the magma path.

On 5th of January 2002, an eruption began. After a period with a low seismic tremor, the tremor increased. On 12th of January 2002, a new eruptive fissure opened at the foot of the EFC-scarp, off the apparent axis of propagation of the dyke, suggesting propagation along the EFC-scarp (Fig. 14). On 17th of February 2005, another eruption occurred in Plaine des Osmondes. On 25th of February, one day before the end of 17th February fissure eruption, a new eruptive fissure opened, in le Trou de Sable (Fig. 14), at 500 m a.s.l., again along the ECF-scarp. The new opening was accompanied by an increase in the seismic tremor, and without any evidence of new magma injection from the summit area, suggesting a further propagation of the initial dyke along the EFC-scarp. In December 2005, GPS data showed that the dyke, responsible for the opening of an eruptive fissure within the EFC-scarp, propagated further outside the EFC depression. The load due to the difference of altitude seems to have prevented the opening of an eruptive fissure outside the EFC depression, as observed at Mount Vesuvio (Acoccela et al., 2006).

However, in April 1977, an eruption occurred far away from the EFC-scarp, outside the EFC depression. Thus, it appears that the structure of the scarp did not control all the eruptions sites. Injected dykes with a high overpressure, such as the April 1977 dyke (effusion rate of the April 1977 eruption was 3 times higher than the other considered eruptions – Global Volcanism Program website), manage to propagate through the fractures associated with the EFC-scarp.

The scarp play an essential role on the control of the magma path as it acts as a structural barrier, limiting the opening of fractures outside the scarp. The rim of the EFC-scarp has covered by pre-existing fractures (Fig. 14) which could favour the propagation of magma along the EFC-scarp and fissures opening at lower elevation. Thus, the pre-existing fractures have an important role in forming the magma path in the rift zone but also along the ECF-scarp.

5.3. Influence of rift system on deformation

Our field results, especially from the northern branch of the NNE-SSE rift zone, and the computed dykes (Froger et al., 2004; Fukushima, 2005; Peltier et al., 2007), show a marked difference. The dips of the calculated dykes may explain the asymmetric deformation but not the additional asymmetric deformation occurring prior to dyke injection (Fig. 3). We have explored the influence of various heterogeneities on the ground deformation.

In a first set of models, we show that some tectonic fractures, within the rift zone, have some influence on the ground deformation (Fig. 10). By decreasing the tensile strength of the rocks (Bell, 2000), fractures will lead the medium to be more easily deformed. As suggested by Fig. 2, the extension of fractures is much greater than in the models. Increasing the number of fracture tend to reduce further the strength, and thus increase their influence on ground deformation.

We have also considered the influence of intrusion and plutons located in the west of the actual volcanic centre on dyke paths (Fig. 11). Studies (Rousset et al., 1989; Malengreau et al., 1999) suggest that these structures in the west were possibly preserved during the vertical collapse of the EFC (Bachèlery, 1981; Merle and Lénat, 2003). The results of numerical modelling indicate that the presence of heterogeneities (old intrusions in the North and South rift zones and plutons in the North West part of the EFC) increase the asymmetric deformation both during pre-eruptive inflation (Fig. 12) and dyke injection (Fig. 13).

We have also tested the effects of curvature of dykes on the surface deformation. The complex evolution of the rift system through time, associated with the gradual migration of the eruptive centre, has resulted in a curved rift system (Fig. 2 and 8). Magma paths follow this curvature (Michon et al., 2007). The curvature combined with the effect of the intrusions, as seen in the models (Fig 14), increase the asymmetry from that observed in a homogeneous medium with a planar dyke by more than 20%.

The presence of dense and stiff rocks west of the actual plumbing system tends to limit the deformation in this direction. The stiff rocks create a barrier and isolate the eastern flank from the rest of the edifice. A similar model has been proposed for Kilauea in Hawaii (Delaney and Denlinger, 1999). Curvature of a dyke tends to have two effects. First, it increases the area affected by the loading variation on the convex part of the dykes, and thus dissipates the stress. Second, it concentrates the stresses in the concave part of the dyke, increasing the compression (Walter et al, 2005), and thus increasing the deformation.

For dyke injections in the east of Dolomieu crater along a direction N120°, our models explain the kind of asymmetry observed during some but not all the eruptions. The irregular pattern of deformation along this direction seems to reflect mainly variation in dyke dip. In the other two cases studied, a more complex internal structure, or the variation in dyke dip,

are parameters that allow a better fit of the models and observed deformation. The dyke dip needed to explain the asymmetry is comparatively steep in a heterogeneous medium and thus in better agreement with our field observations of exposed dykes.

6. Conclusion

In this study we provide new data on the magmatic plumbing system of Piton de la Fournaise, and new results on the deformation of the volcano before and during an eruption. Our main conclusions may be summarised as follows:

- The distribution of exposed dykes confirms that the volcanic centre has migrated in the past, its current position being the result of gradual migration from Plaine des Sables, to close to the Rempart de Bellecombe (Fig. 4), and then towards its current position. The first migration occurred ~ 150 ka ago (Bachèlery and Mairine, 1990), followed by the second migration which was contemporaneous with the formation of Enclos Fouqué Caldera.
- The lithology of dykes, observed along the rift zone outside the central cone, indicates a complex plumbing system. Multiple paths are dependent on the depth of origin of the magma as well as their location. The N120° direction extending towards Piton des Neiges reflects a deep structure (Michon et al, 2007) and controls the transport of magma from deep-seated sources. The NNE-SSE trending rift zone, perhaps of gravitational origin (Walter et al, 2006), controls the magma at shallower depth (Fig. 15).
- Fractures induced by recurrent intrusions and long-term deformation of the volcano influence the magma pathway. Fractures linked with volcano-tectonic processes such as collapse or landslide influence the propagation of magma along the Enclos Fouqué Caldera scar. The effect of fractures and load of the scarp have a direct impact on the assessment of volcanic hazards as it prevents the opening of fractures outside the Enclos Fouqué Caldera (Fig. 14). Propagation and opening outside the Enclos Fouqué Caldera are linked with highly overpressured magma.

2

- Our field data (Fig. 7) indicate much steeper dyke dips than models previously published to explain the asymmetric deformation (Fig. 3; e.g. Zlotnicki et al., 1990; Cayol and Cornet, 1998; Sigmundsson et al., 1999; Battaglia and Bachèlery, 2003; Froger et al., 2004; Fukushima et al., 2005; Peltier et al., 2007). We provide new numerical models that take into account existing fractures and intrusions (Fig. 10 and 11). These new models allow an explanation of the asymmetric deformation (Fig. 10, 12 and 13) and provide a better fit with the field data.

Acknowledgements

We thank Ruth Andrew for helpful review comments and Valérie Cayol for providing the MBEM source code. We also thank the staff of the Volcanological Observatory of Piton de la Fournaise (OVPF) for technical maintenance of the GPS network.

References

Acocella, V., Porreca, M., Neri, M., Massimi, E., Mattei, M., 2006, Propagation of dikes at Vesuvio (Italy) and the effect of Mt. Somma, Geophysical Research Letters vol. 33, L08301, doi:10.1029/2005GL025590.

Aki, K., Ferrazzini, V., 2000. Seismic monitoring and modelling of an active volcano for prediction. Journal of Geophysical Research 105, 16617-16640.

Albarède, F., Tamagnan, V., 1988. Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise Volcano, Réunion Island, 1931-1986. Journal of Petrology 29, 997-1030.

Ando, M., 1979. The Hawaii earthquake of November 29, 1975: Low dip angle faulting due to forceful injection of magma. Journal of Geophysical Research 84, 7616-7626.

Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique, structurale et pétrologique, Thesis, Univ. Clermont-Ferrand II, France, 215 pp.

Bachèlery, P., 1999. Le Fonctionnement des volcans boucliers. Mémoire HDR, Université de la Réunion, St Denis, France.

Bachèlery, P., Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma, In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 213-242.

Battaglia, J., Bachèlery, P., 2003. Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research 120, 289-310.

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, S., Aki, K., Cheminée, J.L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.,* 161, 549-558

Bell, F.G., 2000. Engineering Properties of Soils and Rocks, 4th ed. Blackwell, Oxford.

Bonaccorso, A., Cianetti, S., Giunchi, C., Trasatti, E., Bonafede, M., Boschi, E., 2005. Analytical and 3-D numerical modelling of Mt. Etna (Italy) volcano inflation. Geophysical Journal International 163, 852-862.

Bonforte, A., Puglisi, G., 2003. Magma uprising and flank dynamics on Mount Etna volcano, studied using GPS data (1994–1995), Journal of Geophysical Research 108, 2153, doi:10.1029/2002JB001845.

Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. Journal of Geophysical Research 99, 17791-17804.

Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A., Ferrazzini, V., 2007. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. Geophysical Research Letters 34, L02305. doi:10.1029/2006GL028586.

Briole, P., Bachèlery, P., McGuire, B., Moss, J., Ruegg, J.-C., Sabourault, Ph., 1998. Deformation at Piton de la Fournaise: Evolution of the monitoring techniques and knowledge acquired in the last five years. In: Casal, R., Fytikas, M., Sigvaldasson, G., Vougioukalakis, G. (Eds), Volcanic risk - the European laboratory volcanoes, European commission, EUR 18161 EN, 467-474.

Cayol, V., Cornet, F., 1998. Three-dimensional modelling of 1983-1984 eruption at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. Journal of Geophysical Research 103, 18025-18037.

Delaney, P. T., Denlinger, R. P., 1999. Stabilization of volcanic flank by dike intrusion: an example from Kilauea. Bulletin of Volcanology 61, 356-362.

de Zeeuw-van Dalfsen, E., Pedersen, R., Sigmundsson, F., Pagli, C., 2004. Satellite Radar Interferometry 1993–1999 suggests deep accumulation of magma near the crust-mantle boundary at the Krafla volcanic system, Iceland. Geophysical Research Letters 31, L13611. doi:10.1029/2004GL020059.

Dzurisin, D., 2006. Volcano Deformation: New Geodetic Monitoring Techniques. Springer Praxis Books, 441 pp.

Froger, J., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T., Villeneuve, N., 2004. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, Geophysical Research Letters 31, L14601, doi:10.1029/2004GL020479.

Fukushima, Y., 2005. Transferts de magma au volcan du Piton de la Fournaise déterminés par la modélisation 3D de données d'interférométrie radar entre 1998 et 2000. Thesis, Univ. Clermont-Ferrand II, France, 162 pp.

Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., 2005. Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise, Journal of Geophysical Research 110, B03206, doi:10.1029/2004JB003268.

Gillot, P., Lefèvre, J., Nativel, P., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. Earth and Planetary Science Letters 122, 291-302.

Gudmundsson, A., 1992. Formation and growth of normal faults at the divergent plate boundary in Iceland. Terra Nova 4, 464-471.

Gudmundsson, A., 2003. Surface stresses associated with arrested dykes in rift zones. Bulletin of Volcanology 65, 606-619.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dykes injections, and eruptions in composite volcanoes. Earth-Sciences Reviews 79, 1-31.

Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). In McGuire, W. J., Jones, A. P., Neuberg, J. (Eds), Volcano Instability on the Earth and other Planets, Geological Society Special Publication 110, 293-305.

Lénat, J., Vincent, P., Bachèlery, P., 1989. 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, 1-36.

Lénat, J.-F., Bachèlery, P., 1990. Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de La Fournaise, In: Lénat, J.-F. (Ed.), Le volcanisme de la Réunion. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, pp. 257-296.

Logan, D., 2002. A First Course in the Finite Element Method. Brooks/Cole, Pacific Grove, USA.

Lundgren, P., Bernardino, P., Coltelli, M., Fornaro, G., Lanari, R., Puglisi, G., Sansosti, E., Tesauro, M., 2003. Coupled magma chamber inflation and sector collapse slip observed with synthetic aperture radar interferometry on Mt. Etna volcano. Journal of Geophysical Research 108, 2247, doi:10.1029/2001JB000657.

Malengreau, B., Lénat, J.-F., Froger, J., 1999. Structure of Réunion Island, Indian Ocean inferred from the interpretation of gravity anomalies. Journal of Volcanology and Geothermal Research 88, 131-146.

Mattia, M., Rossi, M., Guglielmino, F., Aloisi, M., Bock, Y., 2004. The shallow plumbing system of Stromboli Island as imaged from 1 Hz instantaneous GPS positions, Geophysical Research Letters 31, L24610, doi:10.1029/2004GL021281.

Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean, Journal of Geophysical Research 108, 2166, doi:10.1029/2002JB002014.

Michel, S., Zlotnicki, J., 1998. Self-potential and magmatic surveying of La Fournaise Volcano (Réunion Island): correlations with faulting, fluid circulation and eruption. Journal of Geophysical Research 103, 17845-17857.

Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N., Staudacher, T., 2007. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). Journal of Geophysical Research (in press).

Nercessian, A., Hirn, A., Lépine, J., Sapin, M., 1996. Internal structure of Piton de la Foumaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution. Journal of Volcanology and Geothermal Research 70, 123–143.

Neri, M., Acocella, V., Behncke, B., Maiolino, V., Ursino, A., Velardita, R., 2005. Contrasting triggering mechanisms of the 2001 and 2002-2003 eruptions of Mount Etna (Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research 144, 232-255.

Oehler, J.-F., Labazuy, P., Lénat, J.-F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2 Ma-history of Réunion Island. Bulletin of Volcanology 66, 585-598.

Owen, S., Segall, P., Lisowski, M., Miklius, A., Denlinger, R., Sako, M., 2000. Rapid deformation of Kilauea volcano: Global Positioning System measurements between 1990 and 1996. Journal of Geophysical Research 105, 18983-18998.

Peltier, A., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2005. Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Réunion Island, Geophysical Research Letters 32, L22302, doi:10.1029/2005GL023720.

Peltier, A., Bachèlery, P., Semet, M., Staudacher, T., 2006, Geophysical and geochemical evidences of three levels of dyke initiation in the shallower reservoir of Piton de La Fournaise volcano, American Geophysical Union fall meeting 2006, San Francisco.

Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., 2007. Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data. Journal of Geophysical Research (in press).

Pinel, V., Jaupart, C., 2004. Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice. Earth and Planetary Science Letters 221, 245-262.

Pollard, D.P., Delaney, P., Duffield, W.A., Endo, E.T., Okamura, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. Tectonophysics 94, 541-584.

Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., Lénat, J.-F., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. Journal of Volcanology and Geothermal Research 36, 37-52.

Ryan, M. P., 1987. Neutral buoyancy and the mechanical evolution of magmatic systems, In: Mysen, B. O. (Ed.), Magmatic Processes: Physicochemical Principles. The Geochemical Society, Special Publication No. 1, pp. 259-287.

Sigmundsson, F., Durand, P., Massonnet, D., 1999. Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry. Geophysical Research Letters 26, 533-536.

Walter, T. R., Troll, V. R., Cailleau, B., Belousov, A., Schmincke H.-U., Amelung, F., Bogaard, P. V.d., 2005. Rift zone reorganization through flank instability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. Bulletin of Volcanology 67, 281-291.

Walter, T. R., Amelung, F., 2006. Volcano-earthquake interaction at Mauna Loa volcano, Hawaii. Journal of Geophysical Research 111, B05204, doi:10.1029/2005JB003861.

Walter, T.R., Klügel, A., Münn, S., 2006. Gravitational spreading and formation of new rift zones on overlapping volcanoes. Terra Nova 18, 26-33.

Zlotnicki, J., Ruegg, J.C., Bachèlery, P., Blum, P.A., 1990. Eruptive mechanism on Piton de la Fournaise volcano associated with the December 4, 1983, and January 18, 1984 eruptions from ground deformation monitoring and photogrammetric surveys. Journal of Volcanology and Geothermal Research 40, 197-217.

Figures

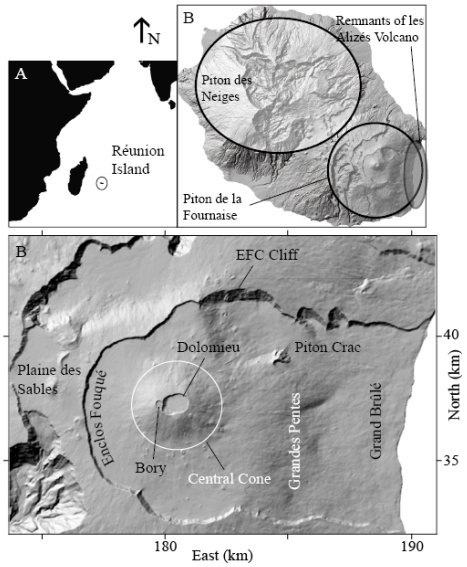


Fig. 1. (A) Location of Réunion Island, (B) main volcanoes of the island, (C) and main structures of Piton de la Fournaise. Coordinates in Gauss-Laborde Reunion.

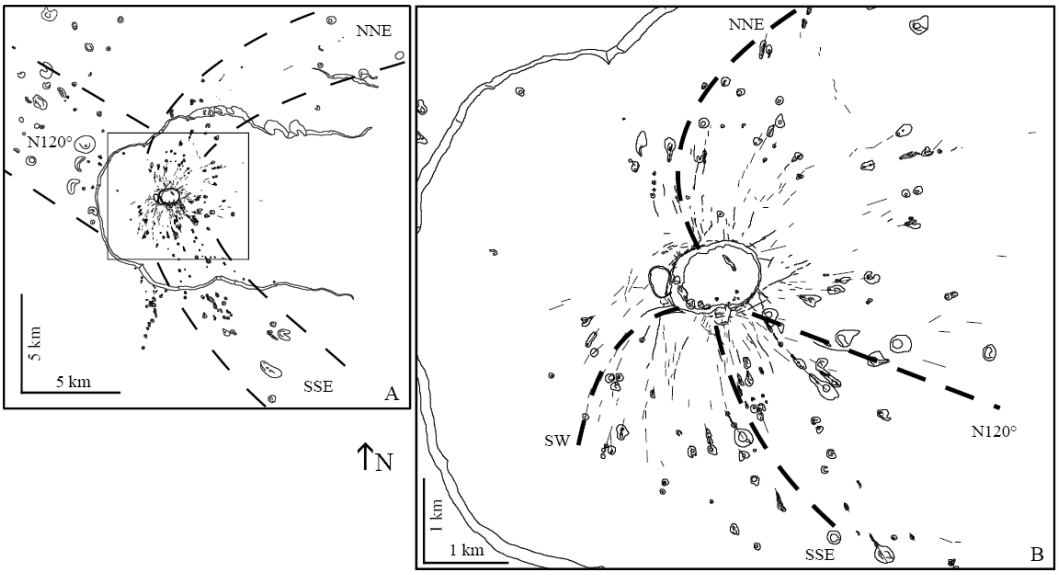


Fig. 2. Eruptive fissures and cones visible on aerial photographs of August 2003 (provided by the French Institut Géographique National - IGN). The distribution allows the characterisation of main direction of dyke paths.

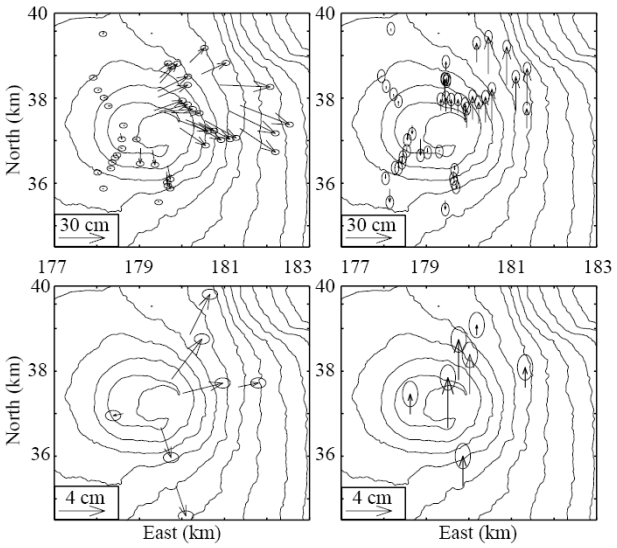


Fig. 3. Cumulative displacements recorded from September 2004 to January 2006. This period includes 2 eruptions occurring in Plaine des Osmondes, an eruption on the northern flank of the summit cone and a summit eruption (top), and inter-eruptive displacements recorded between June and October 2005 (bottom), as detected by the GPS network. On the left are the horizontal displacements, on the right the vertical displacements. Coordinates in Gauss-Laborde Reunion.

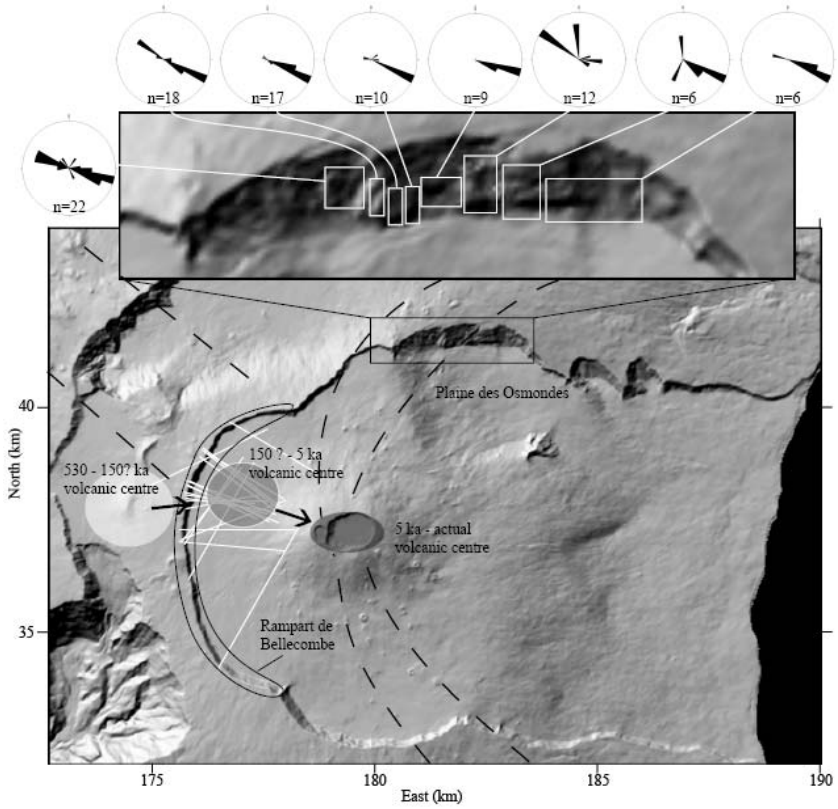


Fig. 4. Dykes located in the two main study areas. In Plaine des Osmondes area, note that the dip directions are presented through rose diagrams. The shaded circles represent the previous eruptive centre with their period of activity. The actual eruptive centre is located beneath the summit crater. The dashed lines marked the main rift-zones. The thin white lines correspond to the strike of the dyke observed in the Rempart de Bellecombe. Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

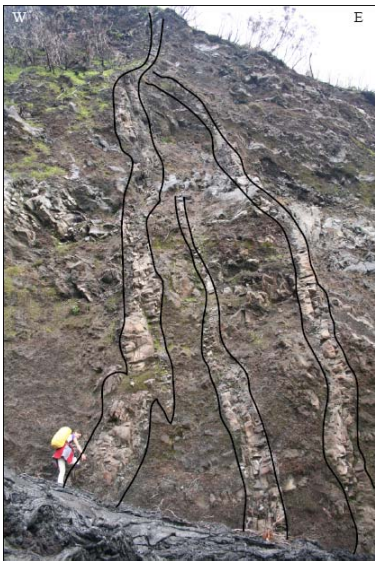


Fig. 5. Photographs illustrating the internal structure of the northern branch of the rift zone. Photograph taken in Plaine des Osmondes, facing north. Note dykes, as well as the aspect of the lava pile. See the person for scale.

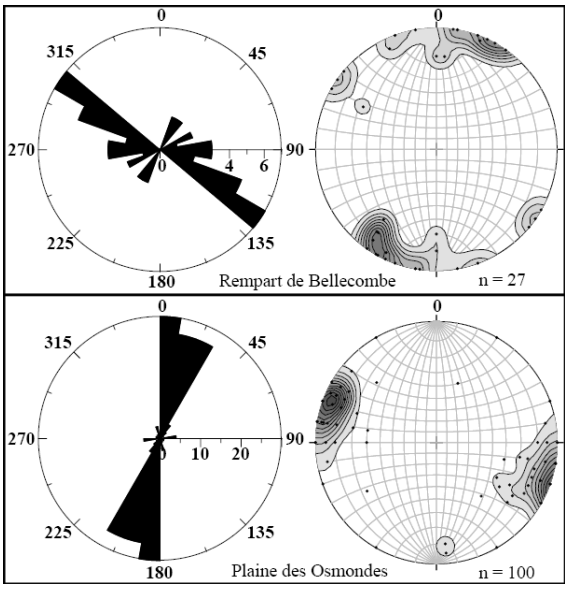


Fig. 6. Strike direction (10° class intervals) and pole plot of dykes in the Rempart de Bellecombe and Plaine des Osmondes (equal area projection, Wulff, lower hemisphere, 10° intervals, density contours of 2%).

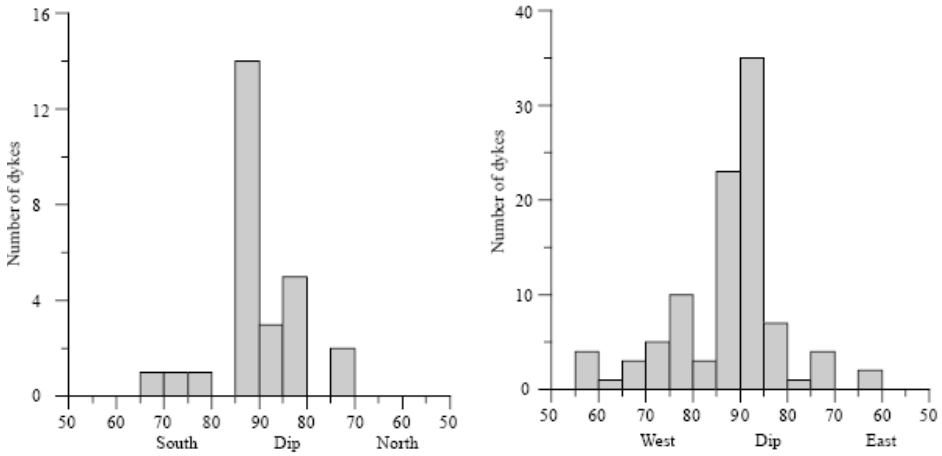


Fig. 7. Histogram of dip distribution for the Rempart de Bellecombe (left) and the NE rift zone (right).

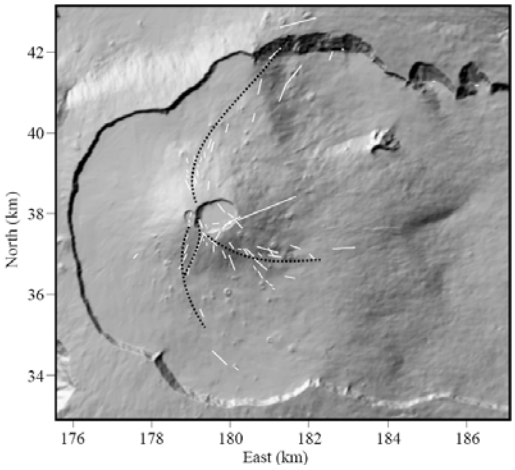


Fig. 8. Eruptive fissures since 1998 (white). The dashed black lines correspond to the main trends observed. Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

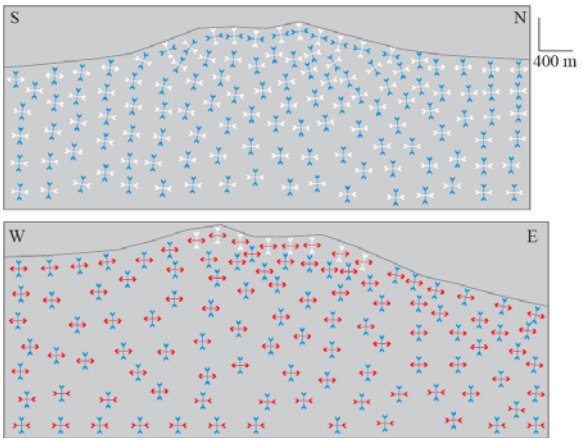


Fig. 9. Gravity generated state of stress within the volcano. We select here a S-N and W-E sections through a 3-D representation of the volcano. Both sections cross through the summit craters. In blue, σ_1, mainly vertical (principal maximum compressive stress), white, σ_2 (principal intermediate compressive stress), and in red, σ_3, mainly horizontal (principal minimum compressive stress). Arrows indicate a compression (inside) or tension (outside).

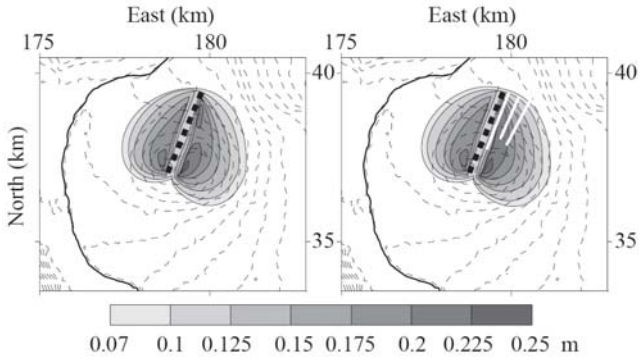


Fig. 10. Comparison of deformation induced by a vertical dyke in a homogeneous medium (left) and in a fractured media of a rift zone (right). The trace of the dyke is marked by the black dashed line, and the fractures are marked by the thick white lines. Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

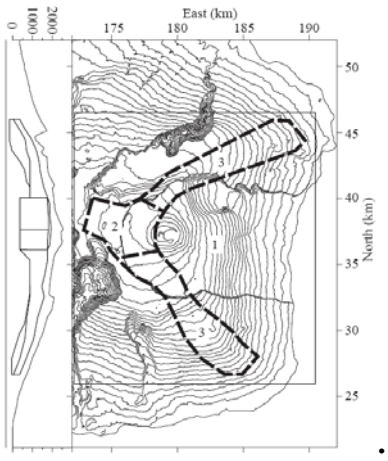


Fig. 11. Location of the rift zone within the model (dashed line), and limit of the computed area (thin black line) with Ansys. The number correspond to the various medium used. 1 and 2 are elastic isotropic medium of stiffness (Young's modulus) 5 GPa and 8 GPa respectively. 3 is an orthotropic medium with X and Y = 8 GPa and Z = 4 GPa. Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

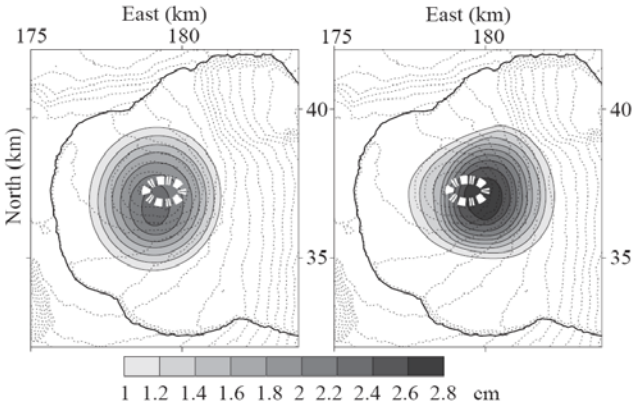


Fig. 12. Models considering an overpressure of 10 MPa in a shallow magma chamber in a homogenous medium (left) and considering the rift zone (right). Location of the magma chamber is marked by the white dashed lines with the top located at a depth of 300 m a.s.l. The thickness of the magma chamber is 500 m. Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

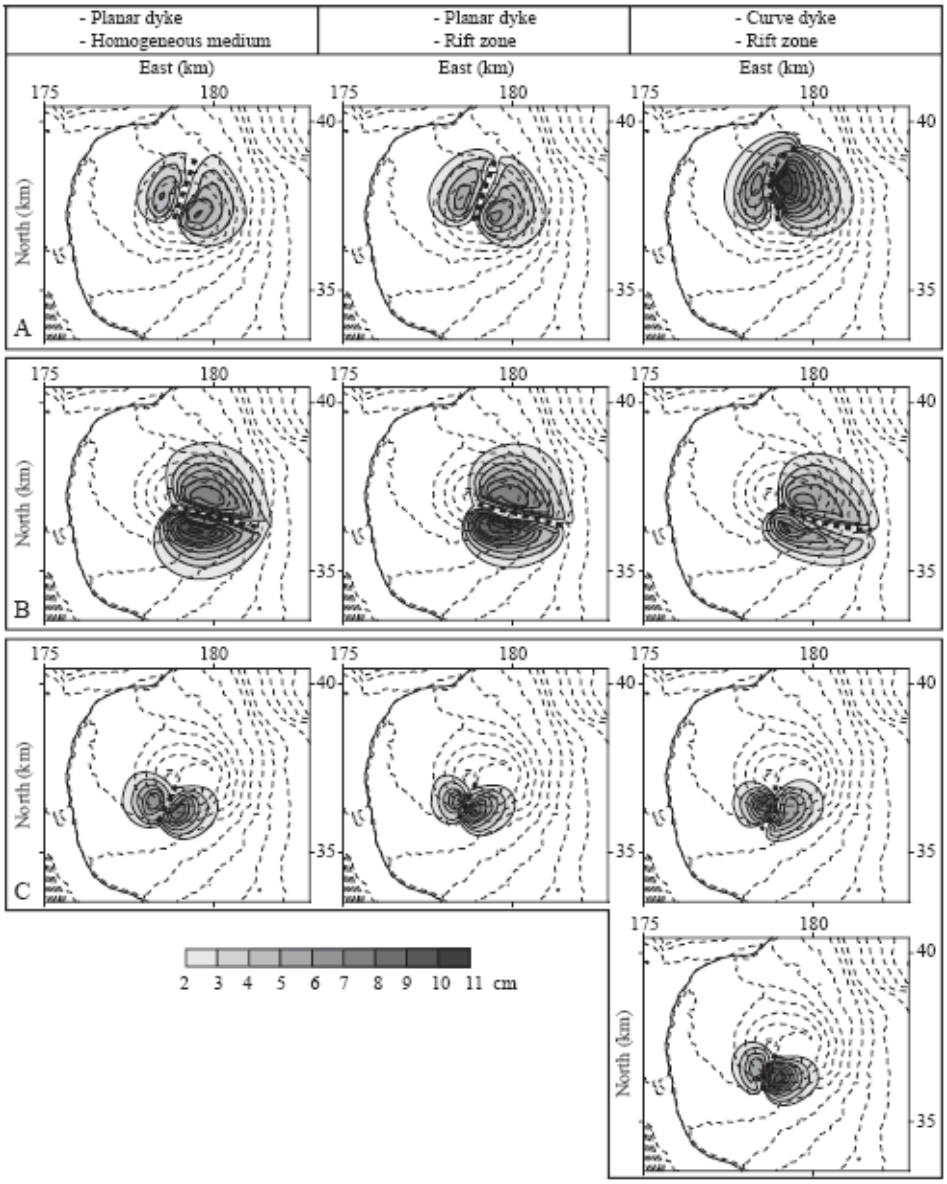


Fig. 13. Models considering injection of dykes in (A) the northern branch of the rift zone, in (B) the N120° zone, and in (C) the southern branch of the rift zone. See the top of the figure for the different parameters considered in the three different columns. The dykes are vertical; their traces are represented by the dashed thick black line. Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

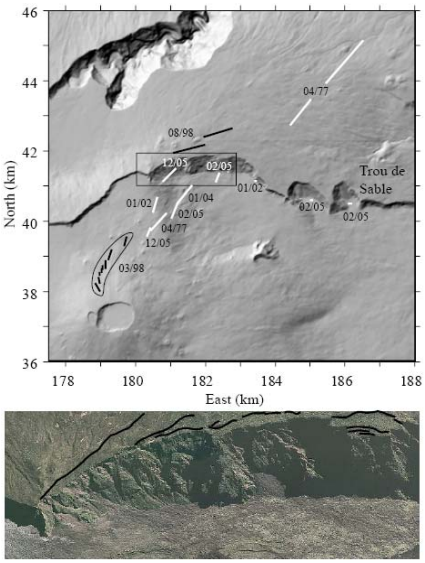


Fig. 14. Top: Location of the April 1977 and the post-1997 eruptive fissures that have propagated in Plaine des Osmondes or outside Enclos Fouqué. The white lines show the eruptive fissures that emitted olivine-rich lavas. The black lines show the eruptive fissures that emitted common aphyric basalt. The dates are month/year. All the fissures that opened in 1998 are related to the same eruption, the opening in 08/98 corresponding to a late propagation of the dyke (Bachèlery, 1999). Bottom: Aerial photo of August 2003 (IGN) showing the western part of the scarp above Plaine des Osmondes. In black are the fractures visible on the photography.

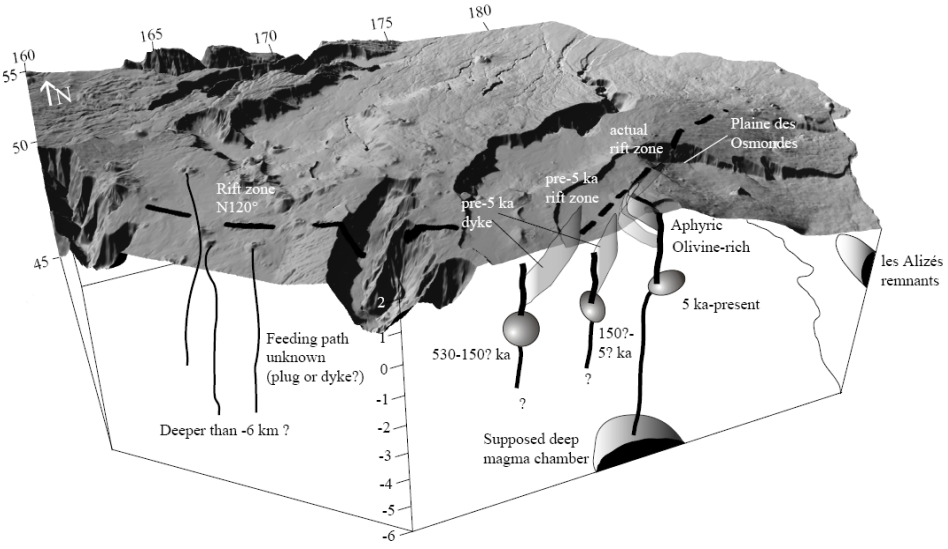


Fig. 15. Schematic representation of the plumbing system of Piton de la Fournaise. The depth of shallow magma chamber for the two past volcanic system (530-150 ka and 150-5 ka) are not well constrained. Thick lines correspond to plug supposed to be use recurrently to feed eruptions at the summit or on the summit cone. By analogy, we extend the presence of a plug to the two past volcanic systems. At greater depth, from the plug propagate olivine-rich magma feeding eruption in Plaine des Osmondes. The deep magma chamber is inferred form seismic data (Battaglia and Bachèlery, 2003), while the remnants of Les Alizés volcano are based on gravimetric studies (Rousset et al, 1989; Malengreau et al, 1999). Coordinates in Gauss-Laborde Réunion.

Chapitre 4

Pétrologie et géochimie des laves récentes du Piton de La Fournaise (1999-2007)

Introduction - Synthèse des connaissances actuelles

Les laves récentes du Piton de La Fournaise sont des basaltes évoluant dans un domaine restreint, faiblement alcalin à tholéiitique. Elles peuvent se rassembler en groupes de composition chimique et minéralogique distincts, déjà mentionnés par de nombreux auteurs (Albarède et al., 1997 ; Bachèlery, 1981 ; Bachèlery, 1999 ; Clocchiatti et al., 1979 ; Ludden, 1978 ; Upton et Wadsworth, 1972).

Albarède et al. (1997) ont défini quatre groupes de laves émises tout au long de l'histoire éruptive du Piton de La Fournaise :

– Le groupe des "Steady State Basalt" (SSB), qui correspond à la majorité (65%) des laves émises par le Piton de la Fournaise. Ces laves sont également connues sous l'appellation de 'basaltes cotectiques' (Ludden, 1978, Bachèlery, 1981), du fait de la cristallisation simultanée d'olivines, de plagioclases et de clinopyroxènes qui les caractérisent (fractionnement gabbroïque, Kornprobst et al., 1984).

– Le groupe des océanites (basaltes picritiques) présentant une large gamme de compositions essentiellement contrôlées par la quantité de xénocristaux d'olivine (jusque 40%) baignant dans une mésostase peu cristallisée. Les 'basaltes à olivines', qui se rapprochent des

océanites avec une quantité de phénocristaux d'olivine plus faible (typiquement 10-15%) peuvent être rattachés à ce groupe.

– Un groupe évolué, uniquement présent lors des stades éruptifs anciens du Piton de la Fournaise, résultant de la cristallisation fractionnée de clinopyroxène, de plagioclase ± olivine et de spinelle, venant d'un liquide parental du type SSB (laves différenciées).

– Un groupe peu représenté et qui serait caractérisé par le fractionnement en profondeur de clinopyroxène et d'olivine (fractionnement wehrlitique, Kornprobst et al., 1984). Ce groupe (Abnormal Group - AbG) comprend des laves émises lors d'éruptions préhistoriques hors enclos ainsi que lors d'éruptions historiques centrales (Hudson).

Les laves de la période récente (1998 à 2007) du Piton de la Fournaise sont en majorité des basaltes aphyriques ayant des compositions qui oscillent majoritairement entre les pôles SSB et AbG, et des laves océanitiques.

Albarède et al. ont proposé en 1997 un modèle d'évolution décrivant les mécanismes pétrologiques mis en jeu durant les derniers 600 000 ans. Les SSB de la période récente seraient produits de façon continue et se rééquilibreraient lors de leur percolation dans un système cumulatif et lors de leur transit vers la surface. Ils subiraient ainsi une homogénéisation chimique en éléments majeurs mais également en éléments traces (tels que Ba, La, Sr, Pb, U ou Th), uniformisant ainsi leur composition. Ces SSB feraient directement éruption sans stockage intermédiaire. Les travaux de Boivin et Bachèlery (2003) et de Sigmarsson (2005) viennent toutefois nuancer cette hypothèse. Boivin et Bachèlery (2003), ont étudié les basaltes émis entre 1977 et 1992, et montrent une augmentation de la différenciation des laves au cours de cette période nécessitant un temps de résidence dans un (des) réservoir(s). Sigmarsson et al. (2005), à partir de l'analyse des déséquilibres radioactifs de l'Uranium sur les magmas émis durant la période actuelle et historique, déduisent un temps de résidence des magmas de l'ordre de 25 ans dans un réservoir superficiel (interface édifice volcanique – croûte océanique) et une réalimentation d'un réservoir plus profond tous les 1000 ans.
La stabilité au cours du temps des rapports entre éléments les plus incompatibles ainsi que l'absence de variation isotopique en He, Sr et Nd révèlent une composition assez homogène de la source mantellique à l'origine des laves (Bachèlery, 1999 ; Fisk et al., 1988 ; Graham et al., 1990, Staudacher et al., 1990).

Une étude récente, menée sur les isotopes du plomb des laves émises entre 1999 et 2002 (Vlastélic et al., 2005), révèle la présence de variations isotopiques en plomb suggérant des interactions variables du magma avec différentes structures. Dans un premier temps, le magma interagirait avec de la croûte océanique altérée, le produit résultant hybride interagirait ensuite à faible profondeur avec des laves anciennes constituant la base de l'édifice volcanique. Selon ces travaux, l'assimilation de matériel constitutif de l'édifice diminue considérablement entre 1998 et 2002, alors que l'assimilation de croûte océanique augmente de façon drastique durant les derniers stades des éruptions picritiques (océanites). Ces résultats suggèrent que les océanites résident durant un temps assez long dans un niveau de la croûte océanique avant de monter rapidement à travers l'édifice volcanique générant alors peu d'interaction avec l'encaissant. Pour les océanites, il est donc proposé qu'à la fois un stockage magmatique profond et une ascension rapide vers la surface expliquent les signatures isotopiques du plomb de ces laves qui présentent les taux d'émission les plus importants.

Le but de cette étude pétrographique et géochimique est de comparer la composition des laves émises durant la période 1998-2007, afin de visualiser leur trajet potentiel et leur évolution au cours du temps. Ces données seront comparées dans le chapitre 5 aux jeux de données géophysiques.

4.1 Méthode d'échantillonnage et d'analyse

Lors de chaque éruption, nous nous sommes toujours efforcés de recueillir, à intervalle de temps régulier, plusieurs échantillons afin de pouvoir suivre l'évolution de la composition des laves lors du déroulement d'un même événement éruptif.

Dans la mesure du possible, nous avons utilisé les échantillons prélevés dans les coulées actives à proximité de la bouche éruptive, et trempés dans l'eau. Cette méthode de prélèvement permet de « figer » l'échantillon dans des conditions proches de celles de son émission et donc de préserver les paragénèses de la chambre et du conduit. L'effet de trempe permet de minimiser les effets de rééquilibrations tardives sur les phénocristaux, d'éviter la cristallisation de la mésostase, ainsi que le dégazage total des liquides et la contamination du magma par le matériel issu de la fusion des laves antérieures sous-jacentes. Malheureusement, les échantillons trempés se conservent difficilement, la plupart des analyses pétrologiques faites à

posteriori, sur les laves antérieures à 2004, ont donc été réalisées sur des échantillons non trempés.

Pour les échantillons postérieurs à 2005, les analyses en éléments majeurs sur roche totale ont été réalisées au Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion à l'aide d'un spectromètre à fluorescence X (Panalytical, Axios). La calibration des analyses est obtenue par analyses répétées de standards internationaux de roches basiques (standards NCS : DC71301, DC72301, DC72302, DC71304, DC73303; standard CRPG-CNRS : BE-N et standards USGS : BCR-2 and BIR-1) puis d'échantillons de basaltes de la période historique du Piton de La Fournaise déjà analysés lors d'études précédentes (Albarède et Tamagnan, 1988, Albarède et al., 1997 ; Vlastélic et al., 2005). Cette routine a permit de mesurer des concentrations avec une reproductibilité externe de 0.1 %pds sur les concentrations en majeurs (typiquement SiO_2 et MgO), et autour de 10 ppm pour quelques éléments traces lourds (Zr, Ba, Sr, Cr, Co, Ni, Zn).
Les analyses des échantillons prélevés entre1998 et août 2004 ont été effectuées par ICP-AES au CRPG de Nancy (Semet et al., 2004 ; Vlastélic et al., 2005, Vlastélic et al., 2006). Les valeurs sont vérifiées sur le standard BHVO-1 qui est mesuré en même temps que les échantillons. La reproductibilité de la méthode est d'environ 0.1 %pds sur la concentration de la plupart des éléments majeurs.

Les concentrations en éléments traces ont été analysées à Grenoble à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma (ICP-MS) (Vlastélic et al., 2005). La calibration du signal a été faite par des analyses répétées du standard BR2251, utilisant comme référence les valeurs recommandées par Eggins et al (1997). La reproductibilité externe de la méthode est généralement inférieure à 5% (erreur 2σ) (Vlastelic et al., 2005). Nous disposons également d'une série d'analyses effectuées à Saclay par activation neutronique (M. Semet et J-L. Joron, communication personnelle). L'incertitude moyenne de routine est également inférieure à 5%.
L'utilisation de deux méthodes distinctes conduit à des différences de concentration en certains éléments sur un même échantillon (Figure 4.1). La série d'échantillons analysés par activation neutronique révèle des concentrations plus importantes en Ta, Eu, Yb et plus faibles en Sc, Tb, Rb, Zr que la série analysée par spectrométrie de masse. La teneur des autres éléments est relativement similaire pour les deux méthodes (Annexe 8).

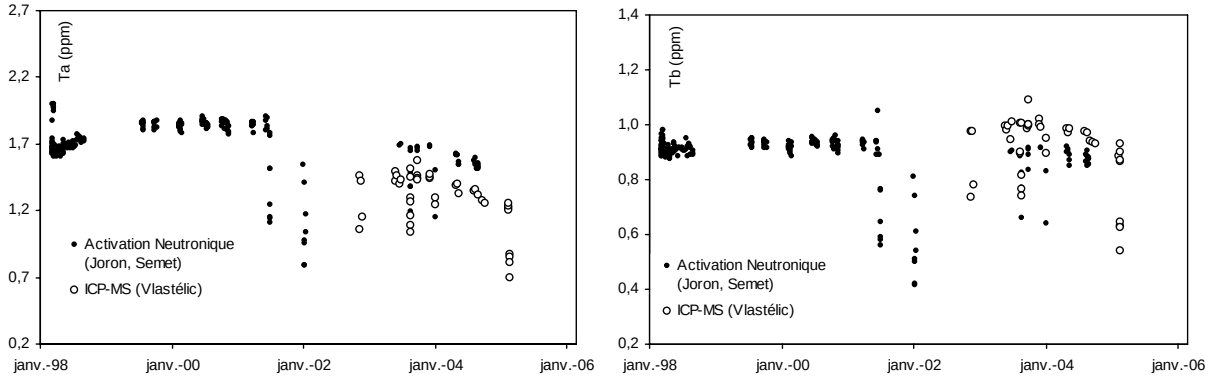


Figure 4.1 : Evolution de la teneur en Ta et Tb des laves émises au Piton de La Fournaise entre 1998 et 2005. Comparaison des résultats obtenus par différentes méthodes analytiques.

Afin de s'affranchir de ces différences et d'étudier l'évolution de la concentrations en éléments traces au cours du temps, nous avons utilisé pour chaque élément les analyses réalisées dans des conditions analytiques similaires.

Pour compléter l'étude, les différents minéraux et le verre ont été analysés à la microsonde électronique (microsondes CAMECA SX 50 et SX 100 (campus Jussieu/IPGP), présentant les réglages suivants : une tension d'accélération de 15kV, un spot d'intensité 4nA et un temps d'analyse de 10s). Les analyses à la microsonde sur les échantillons antérieurs à 2002 ont été effectuées sur les mêmes microsondes (M. Semet, communication personnelle). L'outil de mesure identique et le nombre important de mesures permettent de considérer qu'il n'y a pas de biais analytique significatif entre les différentes campagnes de mesures.

Concernant les analyses en éléments majeurs et traces sur roche totale, nous avons compilés (1998-2004) et réalisés (2005-2006) les analyses sur les laves émises entre 1998 et juillet 2006 (Annexes 7 et 8). Pour certains éléments traces (comme le Sc, le Cr, le Ni…), nous ne disposons pas d'analyse pour les laves post-2004.
Nos analyses microsondes ayant été réalisées en mars 2006, nous n'avons traité, dans l'étude minéralogique, que les laves émises entre 1998 et 2005 (Annexe 9).

L'éruption de 1998 ayant déjà fait et faisant encore l'objet de nombreuses études par ailleurs (Bureau et al., 1999 ; Salaün, 2006), nous n'avons pas traité dans le détail cette éruption.

4.2 Etude pétrographique

4.2.1 Description

L'analyse des compositions modales des laves émises lors du cycle éruptif débuté en 1998, nous a permis de distinguer les trois types de laves caractéristiques de la période d'activité la plus récente du Piton de La Fournaise (Tableau 4.1).

4.2.1.1 Les laves aphyriques

Ces laves présentent des teneurs en phénocristaux inférieures à 5% (Figure 4.2a). L'essentiel de la charge cristalline est constitué par des microlites de tailles comprises entre 10 et 100µm.

Les rares phénocristaux présents dans les laves aphyriques sont l'olivine, le clinopyroxène et plus rarement le plagioclase. Les phénocristaux sont de petite taille (0.2-0.5 mm, seule l'olivine peut atteindre 1 mm) et semble t-il, en équilibre avec le liquide. Les phénocristaux sont parfois associés en petits agrégats polycristallins où les trois phases peuvent être présentes simultanément. Ce type d'association est le reflet d'une cristallisation simultanée ou proche de ces trois minéraux.

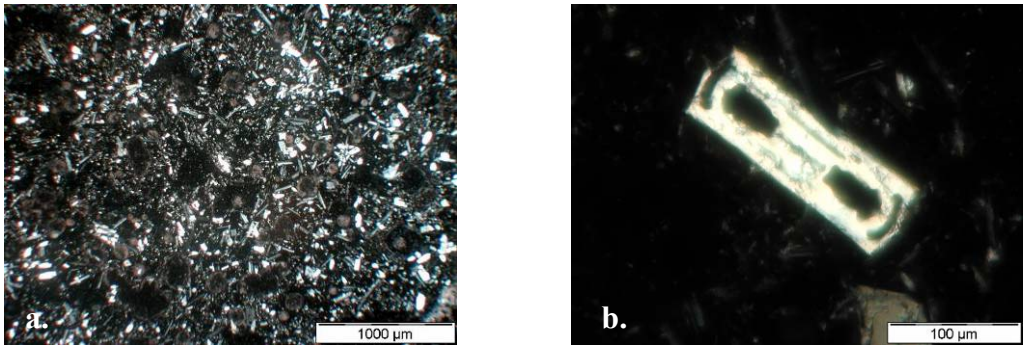


Figure 4.2 : Photographies de lames minces (a) d'une lave aphyrique (REU051129-2 4×10 LPA) et (b) d'une olivine squelettique (REU051129-2 40×10 LPA)

Deux générations d'olivines se distinguent : les olivines automorphes et les olivines squelettiques (Figure 4.2b). Les olivines squelettiques témoignent d'une cristallisation lors d'un refroidissement rapide en surface ou subsurface (conduit) alors que les olivines automorphes, sans marque visible optiquement de déséquilibre avec le liquide, cristalliseraient plus en profondeur et plus lentement au sein d'un réservoir.

La mésostase est finement cristallisée et constituée de microlites de clinopyroxènes, plagioclases, olivines ainsi que de minéraux opaques tel que la magnétite. A noter que contrairement aux laves refroidies à l'air libre, les laves trempées présentent une plus faible proportion de minéraux opaques témoignant d'une apparition tardive de ces minéraux lors de l'écoulement en surface.

4.2.1.2 Les océanites

Les océanites sont des laves porphyriques dont les phénocristaux sont essentiellement constitués d'olivine. La proportion de phénocristaux d'olivine pour ces laves récentes est comprise entre 25 et 40% en volume, et leur taille est comprise entre 3 et 10mm (Figure 4.3). Ces cristaux d'olivine présentent, en inclusion, de la chromite, ainsi que des inclusions fluides et vitreuses. Deux morphologies différentes de cristaux d'olivine peuvent être distinguées : les cristaux automorphes et les cristaux xénomorphes présentant des golfes de corrosion et des morphologies arrondies (Figure 4.3). Certains cristaux présentent également une extinction ondulante ainsi que des macles mécaniques, témoignant de contraintes à l'état solide appliquées sur ces minéraux au cours de leur histoire. Dans certains cas, une bordure de recristallisation, résultant d'une cristallisation à l'équilibre entoure ces cristaux.

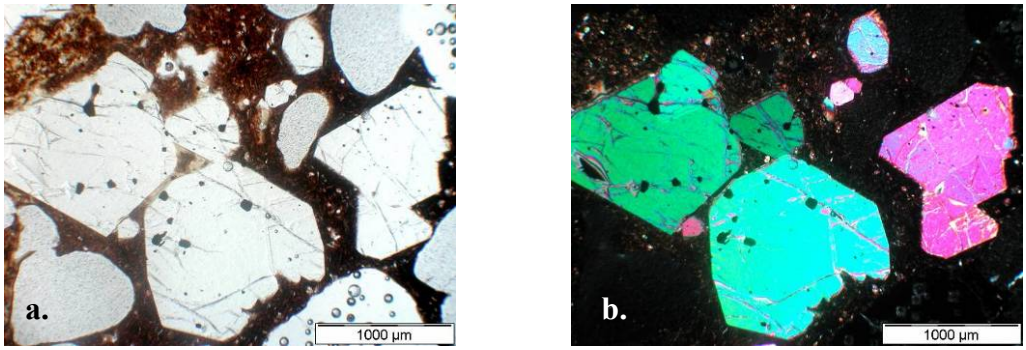


Figure 4.3 : Photographies de lames minces (a) d'une océanite en lumière polarisée non analysée et (b) en lumière polarisée analysée (REU060118-2 4×10).

Dans la mésostase cristallisent le plagioclase, le clinopyroxène et l'olivine ainsi que des oxydes opaques.

4.2.1.3 Les basaltes à olivine

Les basaltes à olivine ne diffèrent des océanites que par une proportion plus faible de phénocristaux (pour les laves récentes, généralement 10 à 20%) (Figure 4.4). L'olivine est toujours présente comme seule phase phénocristalline.

La taille des phénocristaux est généralement plus faible que dans les océanites (1 à 5 mm).

La mésostase de la roche, tout comme pour les océanites, renferme des cristaux de plagioclase, clinopyroxène, olivine, et des oxydes opaques.

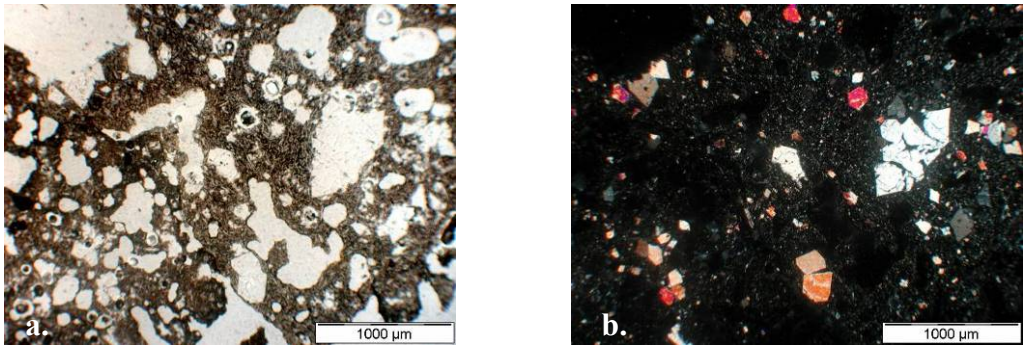


Figure 4.4 : Photographies de lames minces (a) d'un basalte à olivine en lumière polarisée non analysée et (b) en lumière polarisée analysée (REU051227 4×10).

4.2.2 Evolution pétrographique des laves émises durant la période 1999-2007

La majorité des premières laves émises lors des éruptions de la période 1999-2007 sont des laves aphyriques (Figure 4.5, Tableau 4.1). C'est le cas des laves émises lors des éruptions sommitales de mai - juillet 2003, décembre 2003, octobre 2005, août 2006 – janvier 2007, février 2007 ainsi que lors des éruptions latérales proches de juillet 1999, septembre 1999, février 2000, juin 2000, octobre 2000, mars 2001, septembre 2003, mai 2004, août - octobre 2004, novembre 2005 et juillet 2006.

Eruptions sommitales et latérales proches :

Les laves aphyriques émises lors des éruptions sommitales, ainsi que lors de l'éruption de septembre 2003, présentent des associations phénocristallines similaires, avec la présence de rares phénocristaux d'olivine et clinopyroxène en quantités équivalentes et de plagioclase en quantité moindre. Les phénocristaux sont parfois associés en agrégats polycristallins. Dans les laves aphyriques émises lors des autres éruptions latérales proches, seuls l'olivine et le clinopyroxène sont présents en phénocristaux avec une prépondérance de l'olivine sur les clinopyroxènes (Figure 4.5, Tableau 4.1).

Aucune évolution pétrographique significative au cours de l'éruption n'est observée ; les laves conservant leur caractère aphyrique jusqu'à la fin de l'éruption.

Les éruptions latérales proches de juin 2001 et août 2003, ainsi que l'éruption distale de novembre 2002, débutent également avec des émissions de laves aphyriques renfermant des phénocristaux de clinopyroxène et olivine, mais les laves évoluent vers une composition de basalte à olivine en fin d'éruption.

Eruptions distales :

Les laves de trois éruptions distales localisées dans la Plaine des Osmondes de janvier 2002, février 2005 et décembre 2005, présentent lors des premiers jours d'émission des compositions de basaltes à olivine (Figure 4.5, Tableau 4.1). En fin d'éruption, la composition de ces laves évolue vers des océanites. A ces trois éruptions distales s'ajoutent celle de janvier 2004 qui n'a émit que des basaltes à olivine. Pour cette éruption, nous ne disposons pas de l'évolution géochimique des laves émises, compte tenu de la brièveté de l'éruption (moins de 24h). Concernant l'éruption distale d'avril 2007, localisée à 600m d'altitude sur le flanc sud, les premières laves émises étaient des laves aphyriques qui ont évoluées, dès le troisième jour d'éruption, vers une composition océanitique avec des proportions en olivine supérieures à 40%.

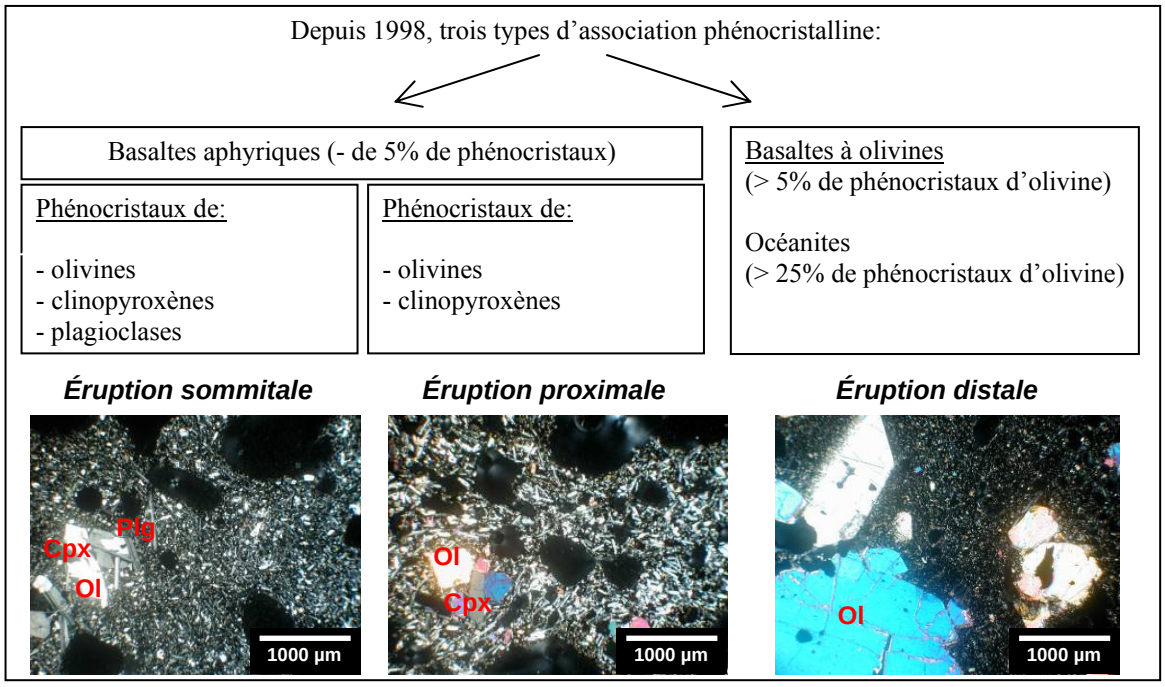


Figure 4.5 : Schéma récapitulatif présentant les différentes associations phénocristallines des laves émises depuis 1998 au Piton de La Fournaise.

	% Pénocristaux / Mésostase / Vaccuoles			% Phénocristaux / Mésostase corrigé des Vaccuoles					Taille phénocristaux	Type Lave	MgO (%)
	% Phéno cristaux	% Mésostase	% Vaccuoles	% Phéno cristaux	Ol	Plagio	Cpx	% Mésostase			
RUE 997-191	0.6	44.2	55.3	***1.3***	1.0	0.0	0.3	***98.7***	0.2 à 0.4mm	lave aphyrique	6.45
RUE 999-282	0.1	36.7	63.2	***0.3***	0.2	0.0	0.0	***99.8***	0.2 à 0.3mm	lave aphyrique	6.43
RUE 002-143	4.0	82.4	13.6	***4.6***	2.0	0.0	2.6	***95.4***	0.2 à 0.5mm	lave aphyrique	6.45
RUE 006-241	2.2	72.6	25.1	***3.0***	2.5	0.0	0.5	***97.0***	0.3 à 1.2mm	lave aphyrique	6.63
RUE 0010-122	0.7	38.2	61.1	***1.8***	1.7	0.0	0.1	***98.2***	0.2 à 0.4mm	lave aphyrique	6.6
RUE 0103-273	0.5	45.9	53.6	***1.0***	0.9	0.0	0.1	***99.0***	0.3 à 0.9mm	lave aphyrique	6.65
REU 010611-1	0.9	49.7	49.4	***1.7***	1.7	0.0	0.0	***98.3***	0.3 à 0.7mm(auto)	lave aphyrique	6.66
REU 020106-2	5.3	43.8	50.9	***10.8***	10.8	0.0	0.0	***89.2***	1.5 mm	basalte à olivine	10.36
REU 020113-1	39.1	44.6	16.4	***46.7***	46.7	0.0	0.0	***53.3***	7mm	océanite	28.13
REU 020205-2	24.9	40.4	34.6	***38.2***	38.2	0.0	0.0	***61.9***	5mm	océanite	21.57
RUE 0211-173	0.5	40.1	59.5	***1.1***	1.0	0.0	1.0	***98.9***	0.1 à 0.5mm	lave aphyrique	-
RUE 0212-032	15.8	80.7	3.5	***16.4***	16.4	0.0	0.0	***83.6***	3 à 4mm	basalte à olivine	14.76
RUE 030530-3	4.0	87.1	8.9	***4.4***	1.9	0.8	1.7	***95.6***	0.2 à 0.8(plagio)mm	lave aphyrique	6.94
RUE 030822-1	4.3	58.3	37.4	***6.9***	5.4	0.0	1.6	***93.1***	0.7 à 0.9mm	lave aphyrique	7.62
RUE 030822-3	12.2	51.9	35.7	***19.1***	19.1	0.0	0.0	***80.9***	+gros: 0.8 à 1.2mm	basalte à olivine	10.57
RUE 0310012	2.3	62.2	35.5	***3.58***	1.47	0.68	1.42	***96.42***	0.3 à 0.6mm	lave aphyrique	6.65
RUE 0312072	1.0	86.7	12.3	***1.16***	0.61	0.17	0.39	***98.84***	0.2 à 0.9(plagio)mm	lave aphyrique	6.42
RUE 0401093	19.1	54.8	26.2	***25.81***	25.81	0	0	***74.19***	7mm (squel:0.2mm)	basalte à olivine	10.64
RUE 0405024	2.2	64.5	33.3	***3.25***	2.98	0	0.28	***96.75***	0.2 à 0.8mm	lave aphyrique	6.73
RUE 0408131	2.2	50.3	47.4	***4.25***	3.13	0	1.12	***95.75***	0.2 à 0.8mm	lave aphyrique	7.00
RUE 0502181	11.5	74.0	14.4	***13.40***	13.40	0	0	***86.60***	2 à 8mm	basalte à olivine	14.29
RUE 0502221	20.0	53.5	26.4	***27.23***	27.23	0	0	***72.77***	3mm	basalte à olivine	11.02
RUE 050225	25.3	37.4	37.3	***40.39***	40.39	0	0	***59.61***	8mm	océanite	22.86
RUE 050226	31.2	50.0	18.4	***38.44***	38.44	0	0	***61.56***	7mm	océanite	23.15
RUE 051129	0.8	44.3	54.8	***1.85***	-	-	-	***98.15***	0.2 à 0.4mm	lave aphyrique	6.92
RUE 051227	8.7	51.5	39.8	***14.48***	14.48	0	0	***85.52***	2 à 8mm	basalte à olivine	11.98
RUE 051230_1	6.3	33.1	60.6	***16.00***	16.00	0	0	***84.00***	2 à 8mm	basalte à olivine	9.61
RUE 060109	26.8	20.5	52.7	***56.62***	56.62	0	0	***43.38***	2 à 8mm	océanite	25.20

Tableau 4.1 : Analyse modale des laves récentes du Piton de La Fournaise déduite par traitement d'images de photos de lames minces. La taille des phénocristaux ainsi que la teneur en MgO (roche totale) y sont également reportés.

4.3 Caractéristiques chimiques des laves émises durant la période 1999-2006

4.3.1 Composition en éléments majeurs sur roche totale

Les laves émises durant la période 1999 à 2006 présentent des compositions chimiques similaires aux laves émises lors des cycles éruptifs précédents (Albarède et al., 1997 , Bachèlery, 1999). Il s'agit de basaltes faiblement alcalins à tholéiitiques (Figure 4.6).

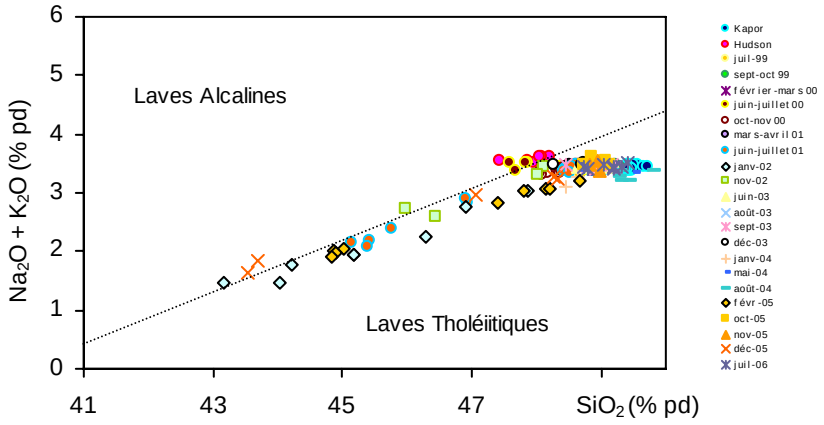


Figure 4.6 : Diagramme $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2 des basaltes émis par le Piton de La Fournaise depuis 1998

Deux tendances peuvent être observées :

- un fort regroupement des compositions des laves émises au début de chaque éruption avec des valeurs comprises pour le silicium entre 47% et 50% et pour les alcalins ($Na_2O + K_2O$) entre 3% et 4% ;
- et un alignement des compositions des basaltes à olivines et des océanites s'étirant vers un pôle caractérisé par des teneurs en SiO_2 plus faibles.

Les compositions des différentes laves émises au Piton de La Fournaise depuis 1998 sont compilées dans le diagramme CaO/Al_2O_3 vs MgO (Figure 4.7). D'un point de vue chimique, la majorité des échantillons se situent dans le champ des SSB définit par Albarède et al. (1997). En revanche les laves émises en 1998 au niveau du cratère Hudson sont significativement plus primitives (riche en MgO) et se situent dans le champ des AbG. A noter que les laves des cratères Hudson (AbG) et Kapor (SSB) ont été émises lors de la même éruption en mars 1998.

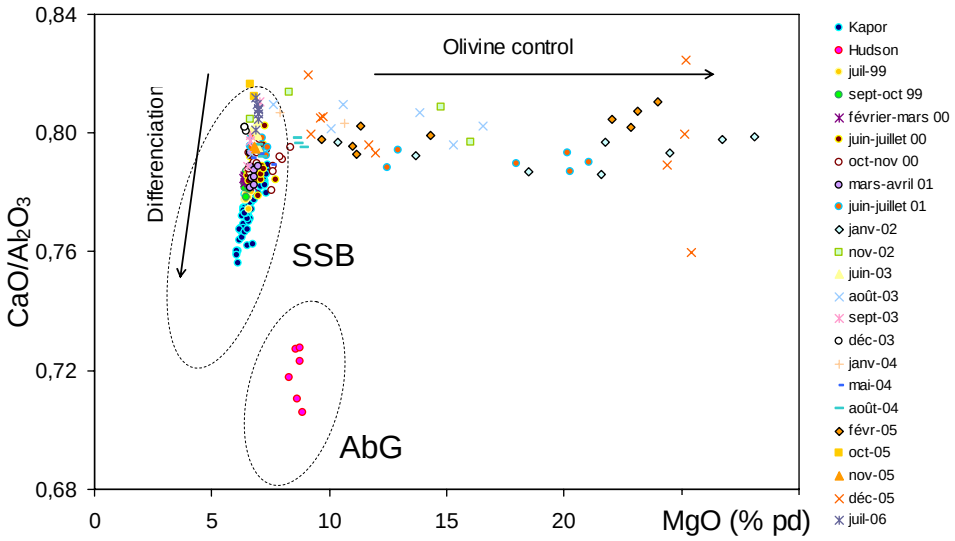


Figure 4.7 : Diagramme CaO/Al_2O_3 vs MgO des basaltes émis par le Piton de La Fournaise depuis 1998.

Les deux tendances déjà mentionnées auparavant se distinguent avec (1) d'un côté un fort regroupement vers des compositions relativement homogènes, pour lesquelles une augmentation du rapport CaO/Al_2O_3 est accompagnée d'une légère augmentation du MgO (2) et de l'autre un étirement des compositions des basaltes à olivines et des océanites vers des termes de plus en plus magnésiens à CaO/Al_2O_3 relativement constant.

L'évolution des teneurs en magnésium sur roche totale présente une corrélation positive avec la proportion en phénocristaux d'olivine (analyse modale), et suit une droite de mélange entre les compositions des basaltes aphyriques et l'olivine (Figure 4.8). L'évolution de la composition en magnésium des océanites est donc essentiellement contrôlée par un apport supplémentaire d'olivines.

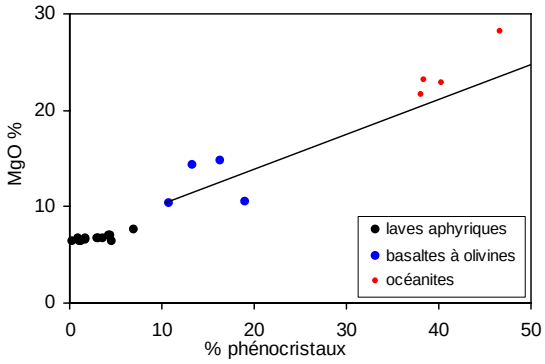


Figure 4.8 : Evolution de la teneur en MgO% en fonction du pourcentage de cristaux de la roche, et droite de mélange calculée. La méthode et les paramètres utilisés pour les calculs de mélange sont reportés en annexe 6.

Au regard de la répartition des compositions des laves émises depuis 1998 dans le diagramme CaO/Al_2O_3 vs MgO, plusieurs points sont à noter (Figure 4.7):

- Les teneurs minimales en magnésium sont bien contraintes aux alentours de 6,4%. A partir de ce seuil, l'olivine ne semble donc plus fractionner significativement.

- L'augmentation du MgO (et donc l'effet des olivines) n'est sensible que pour une certaine gamme de valeur de CaO/Al_2O_3 comprise entre 0,785 et 0,82. Seuls ces magmas semblent pouvoir s'enrichir en olivines. Cet enrichissement, pour une éruption donnée implique des magmas qui au départ ont des pourcentages variables en CaO et Al_2O_3 ou bien un rôle/contrôle du clinopyroxène. A noter que ces laves, présentant des rapports CaO/Al_2O_3 et des teneurs en MgO plus élevés, n'apparaissent, pour la période qui nous concerne, qu'à partir de 2001.
  Inversement, la composition des laves présentant les rapports CaO/Al_2O_3 les plus faibles ne s'étirent pas vers le pôle magnésium. Les derniers stades d'évolution ne permettent donc pas l'intervention d'un processus d'accumulation d'olivine, ou de façon très minoritaire.

Evolution de la composition en éléments majeurs des laves au cours du temps :

L'évolution de la concentration en éléments majeurs sur roche totale des laves émises entre 1998 et 2006 met en évidence deux changements majeurs en 2001 et 2005, auxquels se surimposent de subtiles variations après chaque éruption à océanite (Figures 4.9 et 4.10).
La figure 4.10, présentant l'évolution en éléments majeurs des laves aphyriques, permet de visualiser l'évolution des laves à long terme en s'affranchissant de l'effet lié à l'accumulation éventuelle de l'olivine**.**

- Sur chacune des ces courbes se retrouve la bimodalité des laves émises en 1998 avec au niveau de l'évent Hudson des teneurs en MgO, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O et P_2O_5 plus élevés et des teneurs en SiO_2 plus faibles.

Notons que les teneurs en P_2O_5 des laves de 1998 montrent un décalage important par rapport aux compositions mesurées dans les laves des années suivantes. Cette différence, qui ne se retrouve pas pour d'autres éléments, pourrait être liée à un problème analytique. Ceci n'ayant pu être vérifié dans le cadre de ce travail, les teneurs en P_2O_5 des laves de 1998 ne seront pas utilisées dans notre discussion.

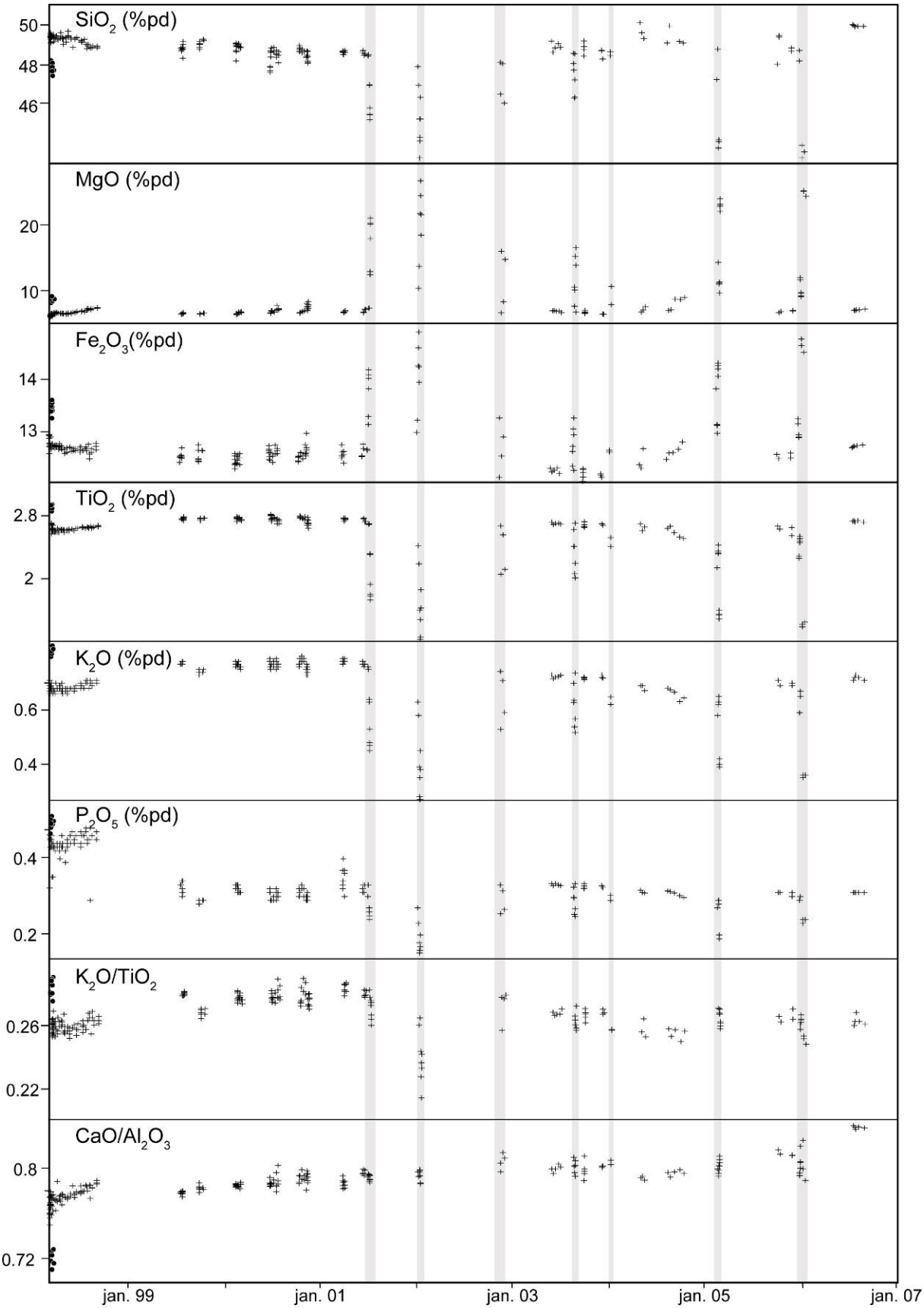


Figure 4.9 : Evolution de la teneur en SiO_2, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, P_2O_5, et des rapports de TiO_2/K_2O et CaO/Al_2O_3 dans les laves du Piton de La Fournaise depuis 1998. Les cercles noirs correspondent aux laves de Hudson (1998). Les colonnes grises représentent les périodes éruptives durant lesquelles des océanites ou des basaltes à olivines ont été émis.

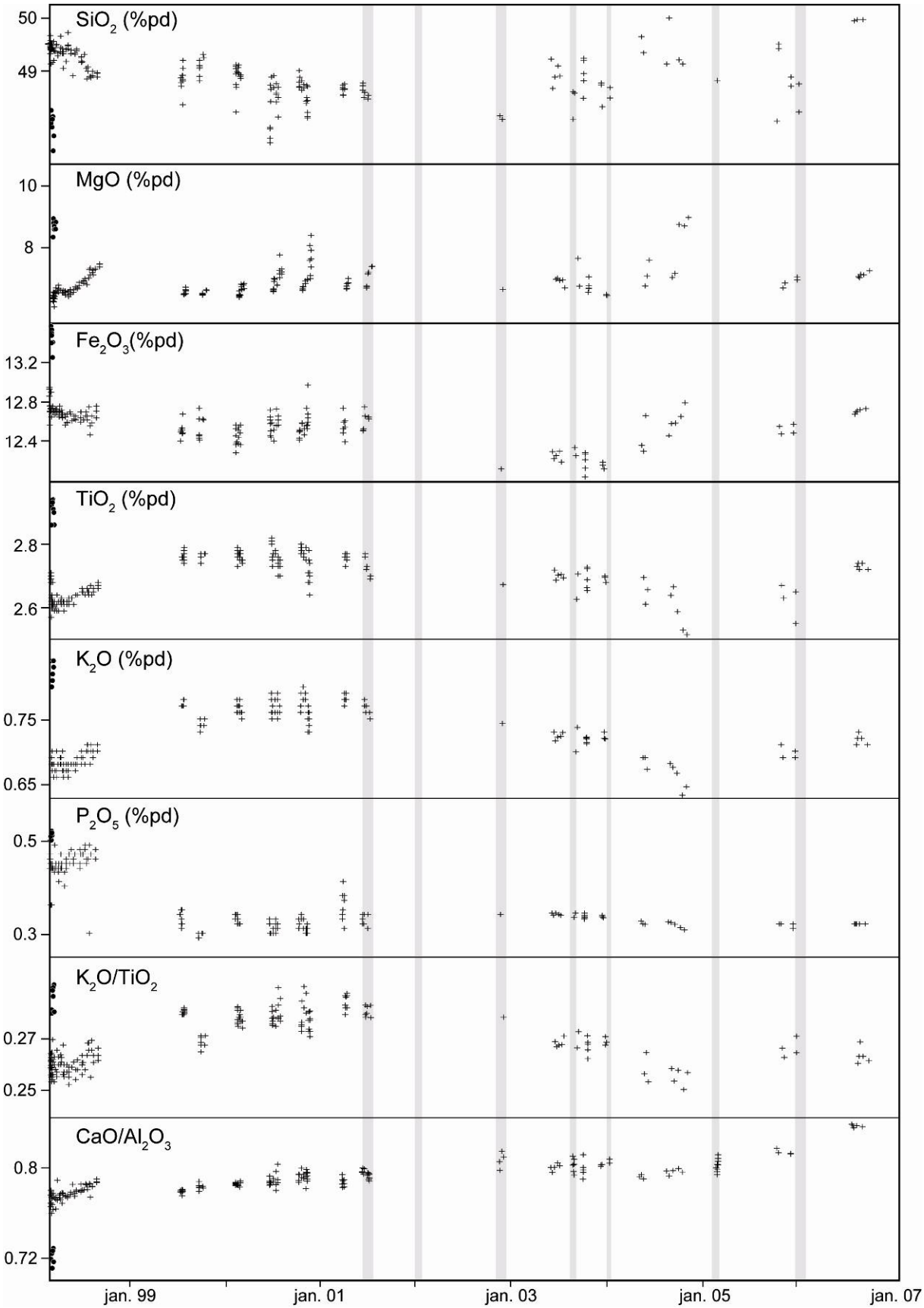


Figure 4.10 : Evolution de la teneur en SiO_2, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, K_2O, P_2O_5, et des rapports de TiO_2/K_2O et CaO/Al_2O_3 dans laves aphyriques du Piton de La Fournaise depuis 1998. Les cercles noirs correspondent aux laves de Hudson (1998). Les colonnes grises représentent les périodes éruptives durant lesquelles des océanites ou des basaltes à olivines ont été émis.

- Le MgO et le Fe_2O_3 montrent des évolutions similaires avec une légère augmentation progressive de 1999 à 2001 alors que la teneur en SiO_2 diminue. Depuis 2002, l'évolution de la teneur en MgO et Fe_2O_3 fluctue. Les larges variations en MgO et Fe_2O_3 reflètent l'arrivée fréquente de laves riches en olivines cumulatives.
Suite aux éruptions à océanites, les teneurs en MgO et Fe_2O_3 se retrouvent à des niveaux relativement bas (typiquement 6,7 à 7) avant d'augmenter progressivement au cours des éruptions aphyriques et ce jusqu'à l'éruption à océanite suivante (Figure 4.9).

- Le SiO_2 montre des tendances inverses à celle de MgO et Fe_2O_3 : après une augmentation début 2003, une diminution est observée entre chaque éruption à océanite.

- Le K_2O et le P_2O_5, qui ne sont piégés dans aucun minéral cristallisant dans les magmas du Piton de La Fournaise, suivent des tendances évolutives similaires.
Les teneurs en K_2O et en P_2O_5 augmentent progressivement de 1999 à 2002 avant de diminuer jusqu'à l'éruption à océanites de février 2005. Les laves émises en octobre 2005 présentent un décalage compositionnel avec des teneurs en K_2O et P_2O_5 plus élevées. Les teneurs en K_2O et P_2O_5 diminuent de nouveau dans les laves émises en novembre et décembre 2005. Suite à l'océanite de décembre 2005, un décalage compositionnel est de nouveau observé avec les laves de juillet 2006.

- Le rapport CaO/Al_2O_3, non affecté pas les effets d'accumulation d'olivines, augmente de 0,77 en 1998 à 0,81 en 2006 (Figure 4.9).

- Les variations du rapport K_2O/TiO_2 sont relativement faibles (< à 0,04) et suivent une tendance parallèle à celles du K_2O et du TiO_2 (Figure 4.9).

Diagramme Diopside-Anorthite-Forstérite :

Afin de suivre, l'évolution des laves basaltiques du Piton de La Fournaise, nous avons calculé leur composition normative (norme CIPW).

La projection des compositions normatives dans le système Di-An-Fo illustre très bien l'homogénéité des laves, qui n'est perturbée que par l'effet cumulatif des olivines déjà noté dans les océanites (et basaltes à olivine), étirant l'alignement des compositions vers le pôle forstérite (Figure 4.11).

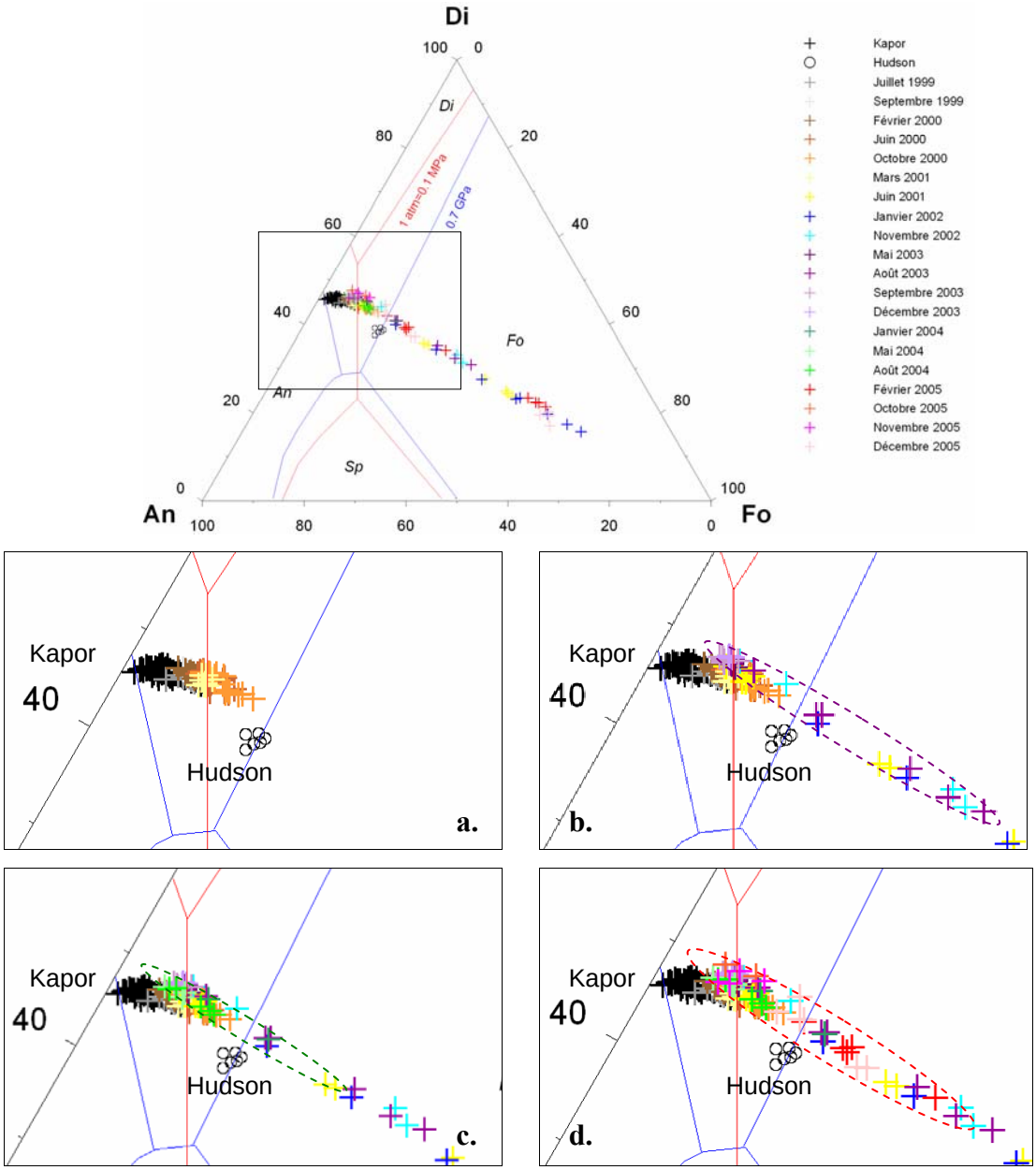


Figure 4.11 : Composition des laves émises au Piton de La Fournaise dans le système Forstérite - Diopside - Anorthite (Lignes cotectiques et pôles calculés d'après Presnall et al., 1978) . Zoom sur les périodes (a) 1998 à 2001, (b) 1998 à 2003, (c) 1998 à 2004, (d) 1998 à 2005.

Avant 2002, aucune éruption à océanite ne s'est produite et les compositions des laves se situent entre deux pôles constitués des laves émises lors de la réalimentation de 1998 que sont les laves de Hudson et de Kapor (Figure 4.11a).
Depuis 2002, les éruptions à océanites (et à basaltes à olivine) deviennent fréquentes et alternent avec des éruptions à laves aphyriques. Malgré une homogénéité apparente, dans le détail des tendances évolutives distinctes semblent se dessiner. Suite aux éruptions à océanites la composition des laves se décale vers l'un ou l'autre des pôles du diagramme ternaire. Ainsi, les laves qui suivent les éruptions à océanites de janvier 2002/novembre 2002, janvier 2004 et février 2005 présentent une composition qui se décale respectivement vers le pôle diopside, anorthite et de nouveau diopside (Figure 4.11b, c, d).

Les compositions des laves récentes se regroupent dans une région proche de l'eutectique estimé pour une pression de 1 atm. L'augmentation de pression se traduit, dans ce diagramme, par un agrandissement du champ de stabilité du diopside au détriment de celui de l'anorthite et de la forstérite et donc par une migration de l'eutectique vers la ligne de base anorthite-forstérite. Si les laves aphyriques récentes relèvent d'une cristallisation cotectique, elles s'équilibrent donc à une pression supérieure à la pression atmosphérique et les variations observées révèlent une légère variation polybarique ; les laves de 2004 étant selon cette hypothèse les plus « profondes » (Figure 4.11c).
La minéralogie des laves aphyriques des éruptions latérales proches (clinopyroxènes et olivines) et sommitales (clinopyroxènes, olivines, plagioclases) révèlerait une évolution (baisse de température) des liquides le long de la ligne cotectique Fo-Di jusqu'à atteindre le point eutectique où cristalliseraient ensemble la forstérite le diopside et l'anorthite.

Les laves émises en 1998 au niveau de l'évent Hudson se situent sur le cotectique diopside-forstérite à 0,7GPa en accord avec un fractionnement wehrlitique et une origine plus profonde de ces laves déjà mentionnée par Bureau et al. (1999) et Bachèlery (1999).

Indice de solidification :

A partir de la composition en éléments majeurs sur roche totale l'indice de solidification (S.I.) a été calculé :

$$S.I. = 100 \times \frac{MgO_{(\%pd)}}{MgO_{(\%pd)} + Fe_{total\,(\%pd)} + Na_2O_{(\%pd)} + K_2O_{(\%pd)}}$$

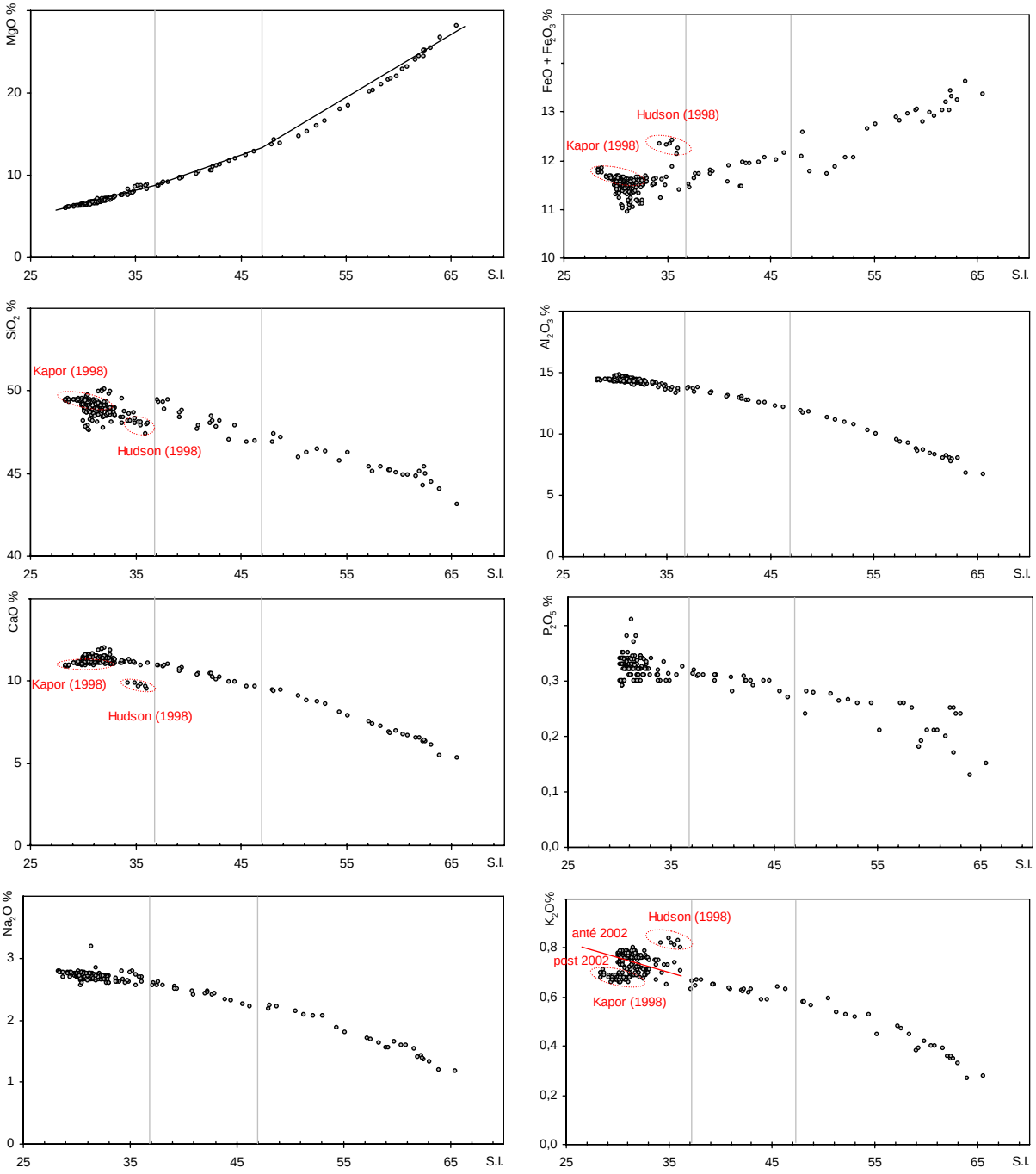


Figure 4.12 : Evolution de la teneur en MgO%, FeO+Fe_2O_3%, SiO_2%, P_2O_5%, Na_2O% et K_2O% des basaltes émis au Piton de La Fournaise entre 1998 et 2005 en fonction du SI

A noter, dans le diagramme K_2O vs SI, la distinction entre les laves anté et post 2002 déjà mentionnée auparavant.

L'évolution de la teneur en éléments majeurs des laves récentes en fonction du S.I. est en adéquation avec l'évolution observée sur les laves plus anciennes (Bachèlery, 1981) : les teneurs en MgO et FeO + Fe_2O_3 augmentent avec le S.I. alors que tous les autres éléments voient leurs teneurs diminuer (Figure 4.12).

Les laves émises en 1998 au niveau des cratères Kapor et Hudson se distinguent nettement et définissent bien deux pôles de composition distincte.

Dans le diagramme MgO vs S.I, trois variations de pente se distinguent et correspondent à celles décrites par Bachèlery (1981) pour les laves antérieures. Pour les S.I supérieurs à 47, les points forment une légère courbure dirigée vers le point représentatif de l'olivine révélant une accumulation d'olivine dans ces laves qui correspondent aux océanites. Entre S.I.= 47 (44 pour Bachèlery (1981)) et S.I.=37, les points représentatifs des échantillons de basaltes à olivines s'alignent suivant un segment de droite, qui dans un processus de cristallisation, traduit le fractionnement de l'olivine (forts coefficients de répartition minéral/liquide pour le MgO). Pour les S.I. inférieurs à 37, les points s'alignent suivant une pente moins forte, traduisant une cristallisation de l'olivine moins importante, et qui peut être associée à d'autres phases minérales. On observe ainsi une augmentation légèrement moins rapide des éléments Al_2O_3, SiO_2, CaO et TiO_2 pour des S.I. de plus en plus faibles, alors que les alcalins ne varient pas de façon notoire. Dans un processus de cristallisation, ce comportement implique une cristallisation de plagioclase (Al_2O_3, SiO_2 et CaO) et de clinopyroxène (CaO et TiO_2) en plus de l'olivine, ce qui est cohérent avec les analyses pétrologiques (Figure 4.13, Tableau 4.1).

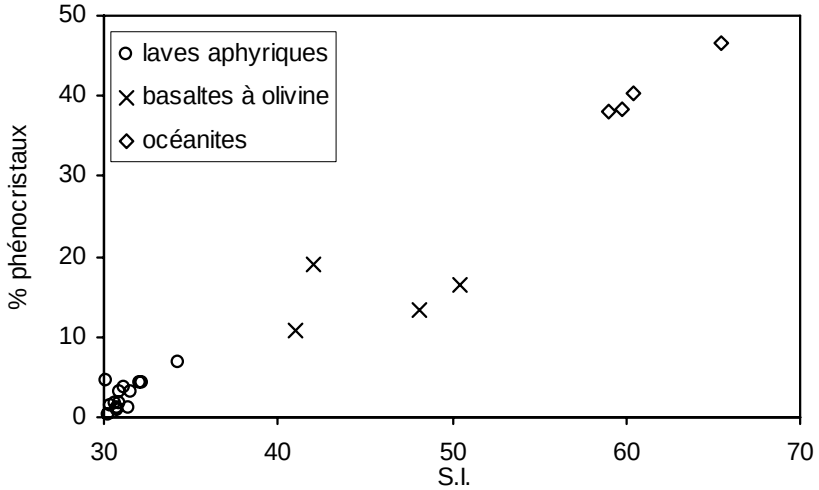


Figure 4.13 : Evolution de la teneur en phénocristaux en fonction du S.I

La variation de pente observée à S.I.=47 correspond à une teneur en MgO d'environ 13%, ce qui est en bon accord avec les teneurs estimés pour le magma parent par Fisk et al. (1988).

4.3.2 Etude géochimique des éléments traces sur roche totale

La présence des cristaux cumulatifs influe sur la composition globale de la roche. Ceci peut être minimisé par l'utilisation des éléments traces (Figure 4.14).

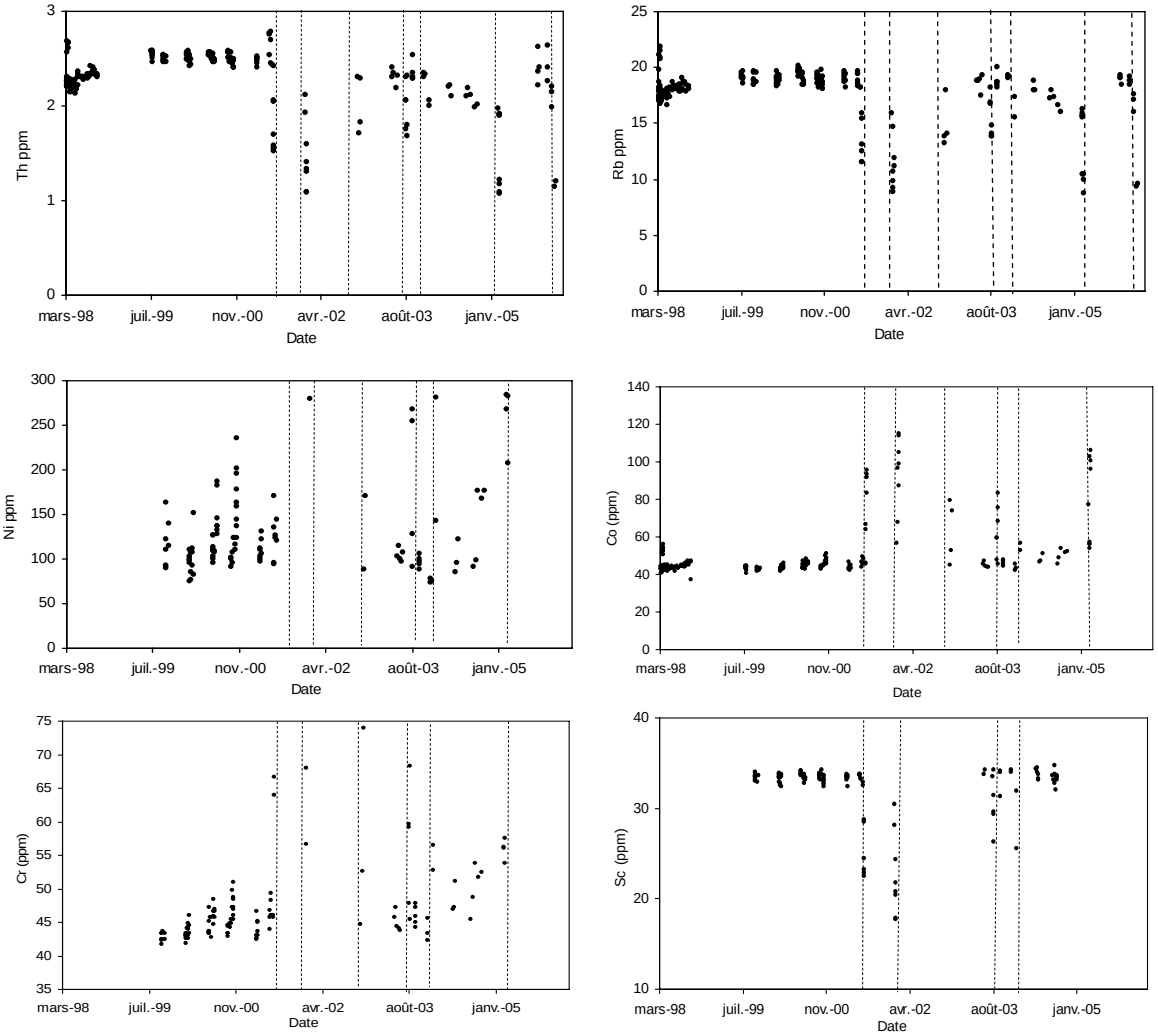


Figure 4.14 : Evolution de la teneur en Th, Rb, Ni, Co, Cr et Sc des laves du Piton de La Fournaise au cours du temps. Les pointillés représentent les éruptions à océanites et à basaltes à olivines. Pour le Ni, Co, Cr et Sc, nous ne disposons pas des données post février 2005.

Les éléments incompatibles, tels que le Th et le Rb, présentent des teneurs relativement stables entre 1998 et 2001. Entre 2003 et 2005, une baisse significative des teneurs en éléments incompatibles se produit. Les teneurs les plus faibles se retrouvent dans les basaltes à olivines et les océanites, traduisant là encore un effet de dilution par l'accumulation d'olivine. Suite à l'éruption de février 2005, un décalage compositionnel vers des teneurs plus élevées se retrouve dans les laves d'octobre 2005. Les teneurs en éléments incompatibles

diminuent de nouveau dans les laves qui suivent jusqu'à l'éruption à océanites de décembre 2005.

Les teneurs en Ni, Co, Cr et Sc, qui sont des éléments fortement compatibles, incorporés dans les phases cristallines telles que l'olivine (Ni et Cr avec le spinelle associé), le clinopyroxène (Sc), sont relativement stables avant 2001. Après 2001, les teneurs en Ni, Co et Cr fluctuent, avec une tendance générale à l'augmentation entre 2003 et 2005.

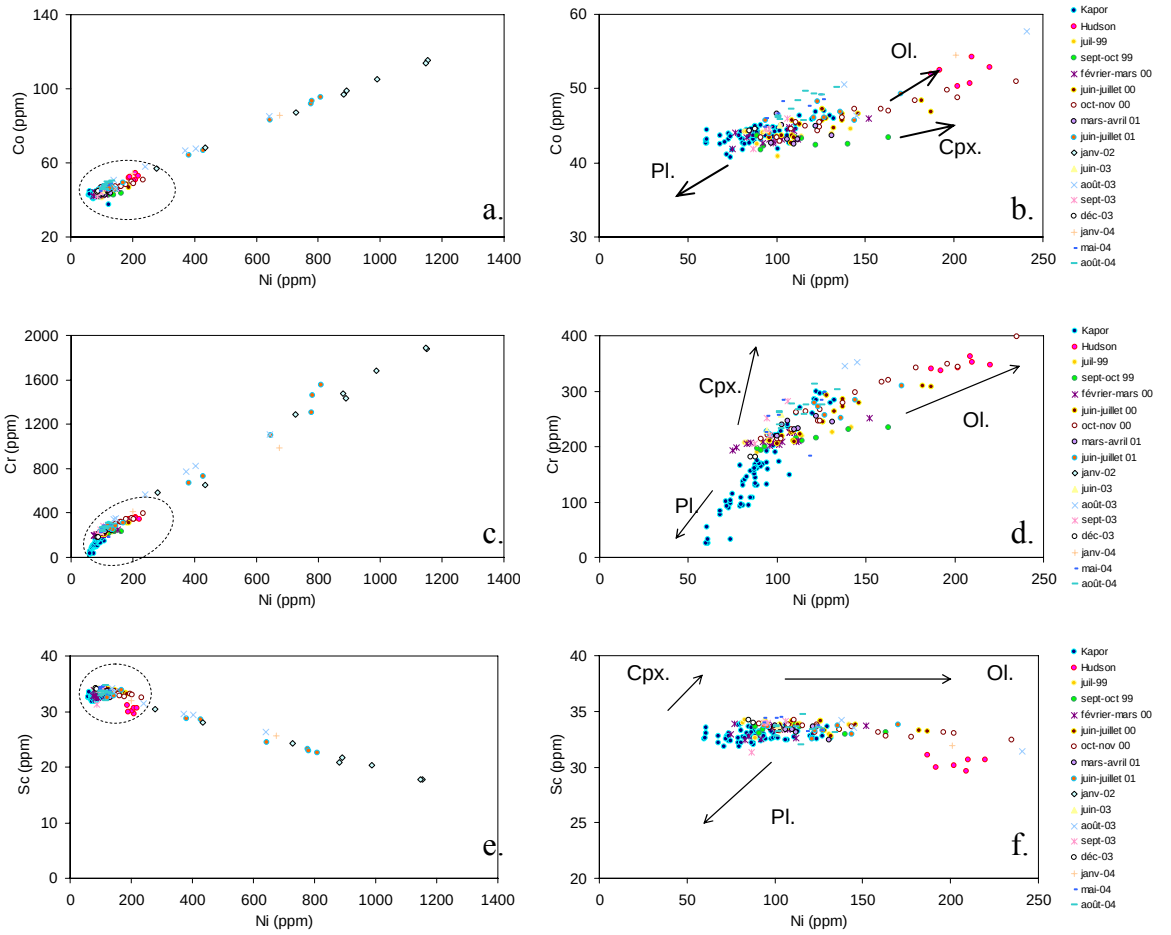


Figure 4.15 : Evolution du Co (a et b) du Cr (c et d) et du Sc (e et f) en fonction du Ni. (b) (d) (f) zoom sur les zones en pointillé. Les flèches indiquent l'évolution des compositions correspondant à une augmentation de la phase minérale considérée.

Les teneurs en Cr, Co et Ni les plus élevées se retrouvent dans les laves à océanites (ou basaltes à olivines) (Figure 4 .14). La corrélation positive entre Co et Ni (Figure 4.15) peut s'expliquer simplement par l'accumulation d'olivines dans le magma. Le processus en cause est bien un mélange liquide / phase cristalline et non un processus de différenciation.

A l'effet de l'olivine peut s'ajouter celui du spinelle chromifère dont la présence est fréquente en inclusions dans les olivines des laves du Piton de La Fournaise, expliquant ainsi la

corrélation positive entre le Cr et le Ni. Deux tendances se dessinent (Figure 4.15d), une évolution, particulièrement bien visible pour les laves de Kapor (1998), avec une augmentation du Cr plus rapide et une deuxième, caractéristique des océanites et des basaltes à olivines, avec une augmentation du Ni plus rapide.
Nous savons que les olivines présentes dans les océanites sont riches en inclusions de spinelle (donc en Cr) alors que celles de Kapor en sont dépourvues. L'augmentation des teneurs en Ni et Cr de la lignée des océanites peut donc être expliquée par l'accumulation de ces phases minéales (olivine + spinelle) à partir des liquides correspondant au basaltes à olivine, voire aux basaltes aphyriques.

En revanche, l'évolution des concentration en Ni et Cr observée pour les laves de Kapor (1998) ne peux relever d'un processus identique (olivines vierges d'inclusions de spinelle). La baisse rapide du Cr par rapport au Ni serait donc plutôt à mettre au compte d'un processus de fractionnement du clinopyroxène dans les laves de Kapor (1998).

Les fluctuations des teneurs en Sc sont surtout sensibles pour les basaltes à olivines et les océanites, avec une diminution de la teneur en Sc lorsque la teneur en Ni augmente. Ceci est à mettre en relation avec un effet de dilution de cet élément par l'accumulation d'olivines. Pour les laves de Kapor, une légère chute des teneurs en Sc pour les laves à plus faibles teneurs en Ni est également sensible. Ceci confirme l'observation faite à partir du Cr impliquant un rôle potentiel du clinopyroxène dans l'évolution des laves de Kapor.

Diagramme ternaire Th-Sc-Ni :

Afin de visualiser l'évolution des laves au cours du temps, nous avons représenté les teneurs en Th (fortement incompatible), Sc et Ni dans un diagramme ternaire (Figure 4.17) ; le Sc, lié à la teneur en pyroxène et le Ni, lié à la teneur en olivine, présentent l'avantage de bien discriminer, les effets relatifs de ces deux phases minérales.

Dans ce diagramme, les deux pôles de 1998 (Kapor et Husdon) se distinguent nettement. Concernant les laves qui suivent, deux tendances en adéquation avec les concentrations en éléments majeurs sont à noter:
- les compositions des laves émises entre 1998 et 2002 sont situées entre les pôles Hudson et Kapor.

- les compositions des laves postérieures à janvier 2002 se rapprochent du pôle Sc, indiquant un appauvrissement relatif en Th et/ou un enrichissement en Sc.

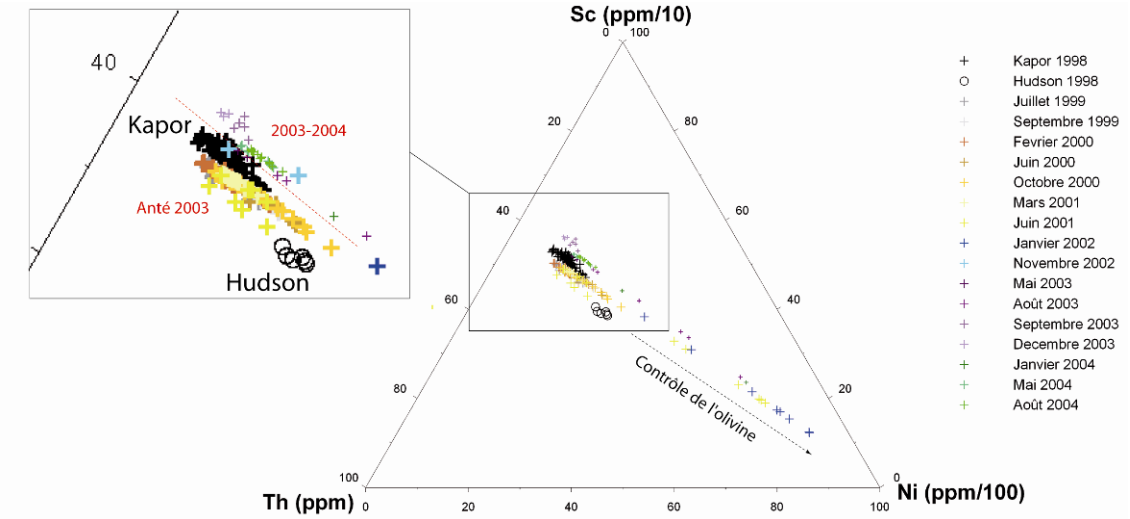


Figure 4.17 : Composition des laves post 1998-2004 (pas de valeur en Sc pour les laves postérieures) émises au Piton de La Fournaise dans le diagramme ternaire Th-Sc-Ni. Les teneurs en Ni et en Sc ont été divisées respectivement par 100 et 10 afin de recentrer les valeurs.

Rapports en éléments incompatibles :

Pour s'affranchir des effets de dilution, nous avons également considéré l'évolution des rapports entre éléments incompatibles qui sont, par nature, insensibles aux effets de cristallisation et de dilution (Figure 4.18).

Les rapports d'éléments fortement incompatibles sur éléments moins incompatibles (tel que La/Yb et La/Sm) montrent des variations temporelles. Les laves émises en 1998 au niveau de l'évent principal présentent les rapports La/Yb et La/Sm les plus faibles. Ces rapports augmentent ensuite de façon continue jusqu'à l'éruption à océanite de janvier 2002. Pour la période post-2002, une variation de pente et un saut compositionnel dans l'évolution de ces rapports se produit après chaque océanite.

Les rapports impliquant deux éléments de compatibilité similaire (tel que Ba/La) sont relativement constants. Seul, les rapports impliquant le Rb au nominateur (tel que Rb/Ba) montrent des variations avec une augmentation de 2002 à 2004 et une diminution par la suite

révélant une assimilation sélective du Rb. Cette assimilation sélective du Rb sera discutée au paragraphe 4.5.2.

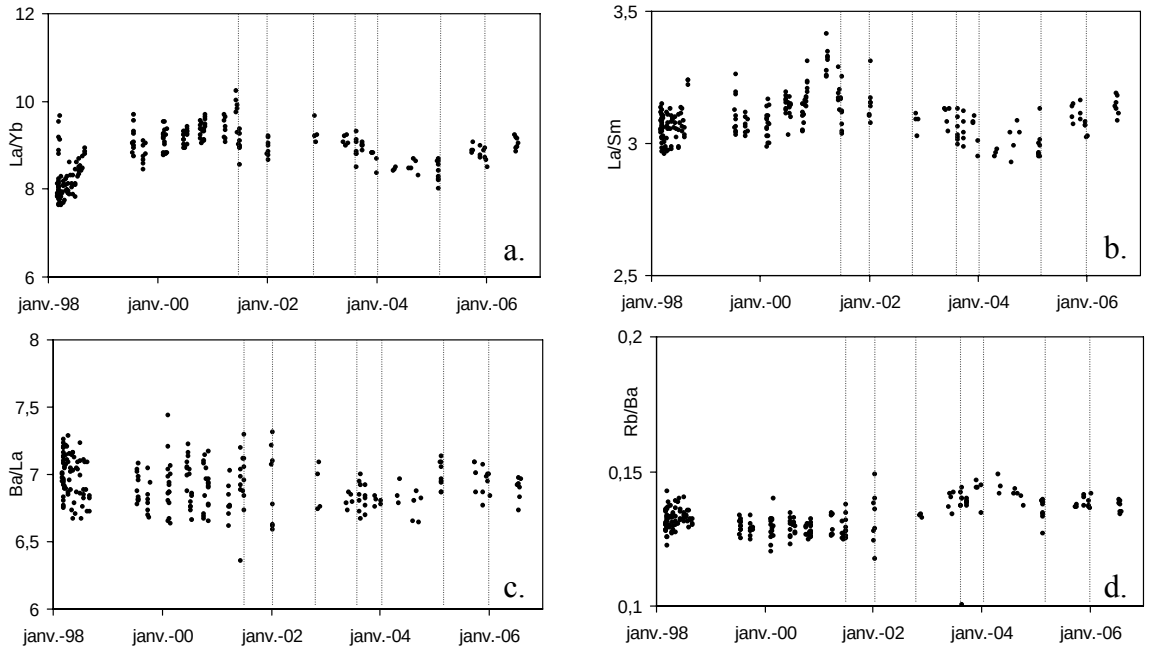


Figure 4.18 : Evolution des rapports (a) La/Yb, (b) La/Sm, (c) Ba/La et (d) Rb/Ba des laves émises au Piton de La Fournaise au cours du temps. Les traits verticaux représentent les éruptions à océanites et à basaltes à olivines.

4.3.3 Etude minéralogique

La présence de différentes associations minéralogiques pour les trois grands types d'éruptions (sommitales, latérales et distales à océanite) suggèrerait l'implication de différents niveaux structuraux de cristallisation. Pour compléter l'analyse pétrographique et géochimique sur roche totale, des compositions minérales ont été mesurées à la microsonde. La discussion sera menée en terme de variations entre les différentes populations de cristaux et au sein des cristaux.

4.3.3.1 Clinopyroxènes

Les analyses ont été menées à la fois sur des phénocristaux et sur des microlites, dont les compositions sont représentées dans le diagramme En-Fs-Wo (Figure 4.19). Les formules structurales ont été calculées, et la nomenclature définie, selon les recommandations de l'I.M.A. (Morimoto, 1988).

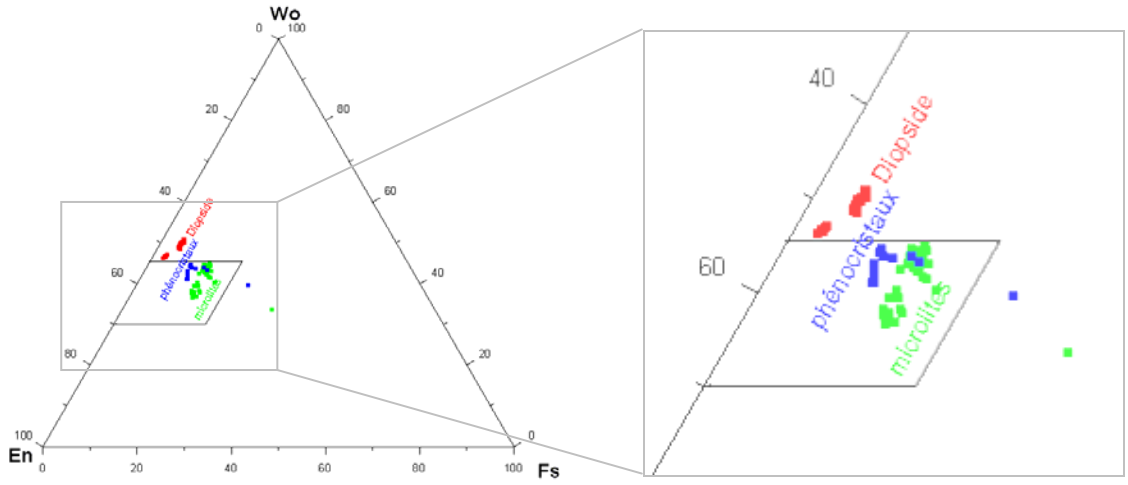


Figure 4.19 : Composition des clinopyroxènes des laves émis au Piton de La Fournaise entre 1999 et 2004 dans le diagramme Enstatite - Ferrosilite - Wollastonite

La composition chimique des pyroxènes permet de distinguer plusieurs populations, deux pour les phénocristaux (diopside et augite) et deux pour les microlites, même si leurs compositions restent assez proches de celles des phénocristaux d'augite (Figure 4.19).
Excepté la population de diopside, ces compositions sont similaires de celles des pyroxènes analysés sur les laves de la période 1977-1992 pour lesquels deux groupes d'augites avaient été définis de composition $En_{49}Fs_{9}Wo_{42}$ et $En_{48}Fs_{12}Wo_{40}$ (Boivin et Bachèlery, communication personnelle).

Les phénocristaux de diopside ne sont présents que dans les laves émises en février 2000, juin 2000, octobre 2000, et juin 2001, alors que les augites sont caractéristiques des laves émises en mai 2003, août 2003, septembre 2003 et décembre 2003 (nous ne disposons pas d'analyse pour les autres éruptions).

La présence du diopside uniquement dans les laves anté 2002 ne peut être expliquée ici. Elle s'accorde mal avec le fait que ces laves présentent des teneurs en CaO équivalentes voir plus faibles que celles des laves post-2002. Ce point mériterait d'être vérifié.

La distinction de deux populations de microlites pourrait correspondre à deux types de cristallisation : une cristallisation lors de la remontée vers la surface et une autre plus tardive lors de l'épanchement en surface. La cristallisation de la majorité des microlites est syn-éruptive comme le prouve la différence de cristallisation entre les échantillons trempés et les échantillons refroidis à l'air libre. Les échantillons refroidis à l'air libre présentent, ainsi, une microcristallinité extrêmement développée par rapport à la proportion de verre résiduel.

4.3.3.2 Olivines

Pour les olivines, une distinction a été faîte entre les microphénocristaux d'olivine présents dans toutes les laves et les phénocristaux d'olivine présents uniquement dans les basaltes à olivines et les océanites. Cette distinction se base sur un critère de taille, les olivines des océanites et des basaltes à olivine présentant en général des tailles supérieures à 2-3mm. Les plus gros phénocristaux sont pour la plupart xénomorphes identifiables par leur macle mécanique et leur morphologie corrodée.

La teneur en forstérite des microlites s'étale de Fo_{67} à Fo_{79}, alors que les microphénocristaux présentent un mode à Fo_{80} et les phénocristaux à Fo_{83} (Figure 4.20a). Ces teneurs sont similaires à celles des olivines des éruptions de 1977 à 1998 qui variaient de Fo_{68} à Fo_{86} avec un mode majeur à Fo_{81} (Boivin et Bachèlery, communication personnelle).

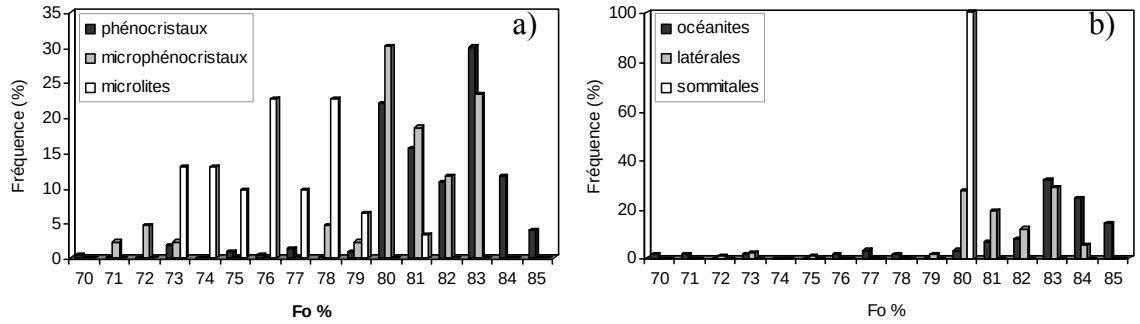


Figure 4.20 : Teneur en forstérite des olivines des basaltes du Piton de La Fournaise émis entre 1999 et 2005. (a) Distinction en fonction de la taille des olivines ; (b) distinction en fonction du type d'éruption à droite.)

Les olivines présentes dans les trois types d'éruptions montrent trois gammes distinctes de valeur en forstérite, avec une augmentation de la teneur en forstérite lorsque l'altitude d'émission diminue (Figure 4.20b):

- Eruptions sommitales : Fo_{80}
- Eruptions latérales proches: Fo_{80-84}
- Eruptions distales: Fo_{81-85}

Pour les éruptions à océanites (et à basaltes à olivine) des analyses ont été réalisées de part en part pour certains xénocristaux d'olivine (Figure 4.21).

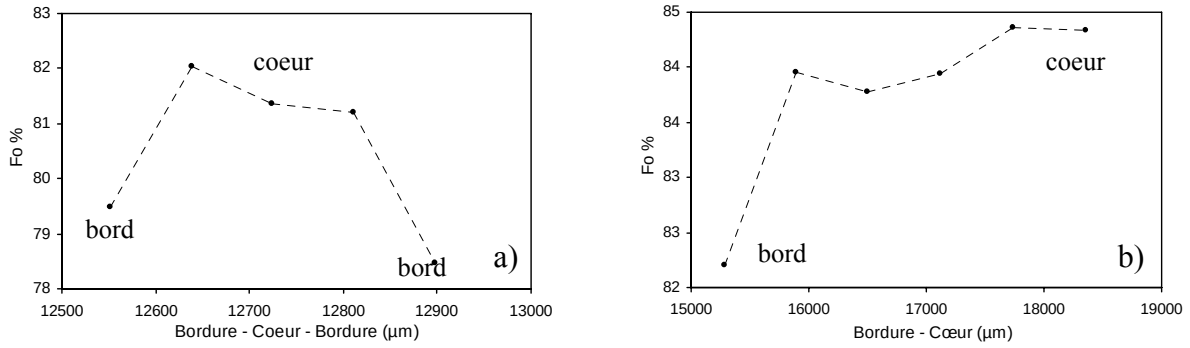


Figure 4.21 : Variation de composition en forstérite de la périphérie au cœur d'une olivine de (a) l'échantillon REU030822_3 et (b) de l'échantillon REU050226.

L'analyse de ces cristaux d'olivine laisse apparaître un zonage avec un caractère beaucoup plus magnésien au cœur (> Fo_{82}). L'analyse des bordures, nous donne accès au dernier stade de cristallisation du minéral et traduit une cristallisation à l'équilibre de la bordure de l'olivine avec le liquide hôte moins riche en magnésium. Pour les laves émises lors de l'éruption de 1998, les verres des laves trempées sont en équilibre avec des olivines Fo_{75-80} représentés par

les bordures des olivines (Salaün, 2006) alors que les cœurs des phénocristaux d'olivines correspondent à des liquides plus riches en MgO.

Ceci confirme la nature xénocristalline de certaines olivines n'ayant pas cristallisé à partir du magma hôte. Ces olivines seraient issues de liquides plus riches en magnésium, plus primitif. Une telle évolution ne se retrouve pas, ou est moins marquée, dans les microphénocristaux des éruptions latérales proches et sommitales.

4.3.3.3 Plagioclases

Le plagioclase se retrouve en phase phénocristalline uniquement dans les laves émises lors des éruptions sommitales et lors de l'éruption latérale proche de septembre 2003. Pour ces échantillons les analyses microsondes ont donc porté à la fois sur les phénocristaux et sur les microlites.

La composition de la majorité des plagioclases analysés est comprise entre An_{63} et An_{75}, la composition moyenne pour les phénocristaux est de l'ordre de An_{67-69} et pour les microlites de An_{65-67} (Figure 4.22). Ces compositions ne diffèrent pas sensiblement de celles de la période 1977-1998 dont le mode se situait à An_{68} (Boivin et Bachèlery, communication personnelle).

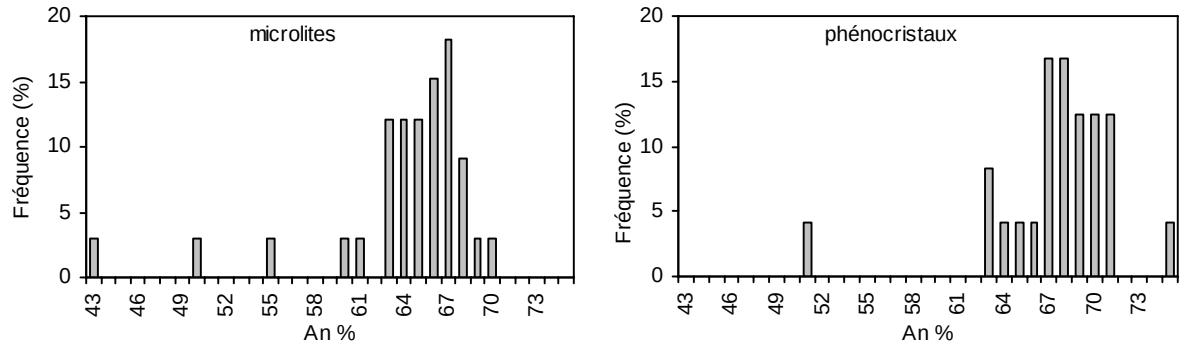


Figure 4.22 : Teneur en Anorthite des microlites (à gauche) et des phénocristaux (à droite) plagioclases des basaltes du Piton de La Fournaise émis depuis 1999.

Les phénocristaux de plagioclase des éruptions sommitales se distinguent des microlites par leur composition plus riche en calcium. Ils appartiennent bien à une population distincte comme le suggère leur taille. Dans une lignée de cristallisation, le plagioclase calcique apparaît à température plus élevée que le plagioclase sodique, ce qui est en accord avec une cristallisation plus précoce des phénocristaux de plagioclase par rapport aux microlites.

4.3.3.4 Verres

L'analyse des verres est délicate, notamment sur les échantillons non trempés qui présentent un taux de cristallisation microlitique élevé. Les minéraux absorbent préférentiellement certains éléments perturbant ponctuellement la nature initiale du verre. Pour éviter tout artefact, lorsque cela fut possible possible, de nombreuses analyses ont été effectuées afin de trouver un résultat statistique.
Entre1998 et 2002, une tendance générale se dessine avec des verres de plus en plus riche en MgO (Figure 4.23).

Les analyses réalisées sur les échantillons non trempés (laves postérieures à 2002) montrent bien l'influence de la cristallisation tardive sur la composition des verres avec des teneurs en MgO plus faible. Du fait de cette abondante cristallisation, ces analyses ne peuvent être considérées comme représentatives de la composition initiale des magmas.

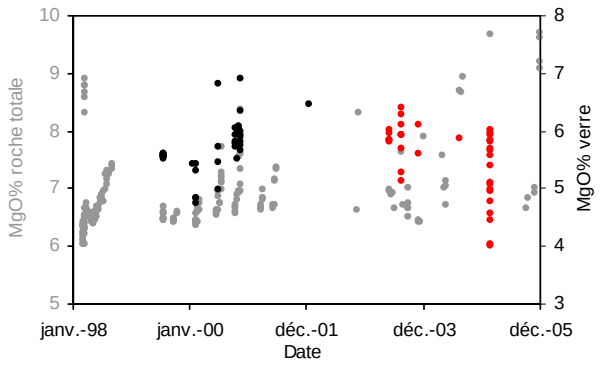


Figure 4.23 : Comparaison entre l'évolution de la teneur en MgO% mesurée sur toche totale (gris) et dans les verres (noir) des basaltes du Piton de La Fournaise depuis 1999 (en rouge les point litigeux, cf. texte).

4.4 Evolution au cours d'un même événement éruptif

4.4.1 Données géochimiques

Au cours d'une même éruption, des évolutions nettes de la composition chimique des laves peuvent être observées. En règle générale, les laves émises au début de chaque éruption présentent les teneurs les plus faibles en MgO. Cette teneur augmente ensuite au cours de l'éruption (Figure 2.24).

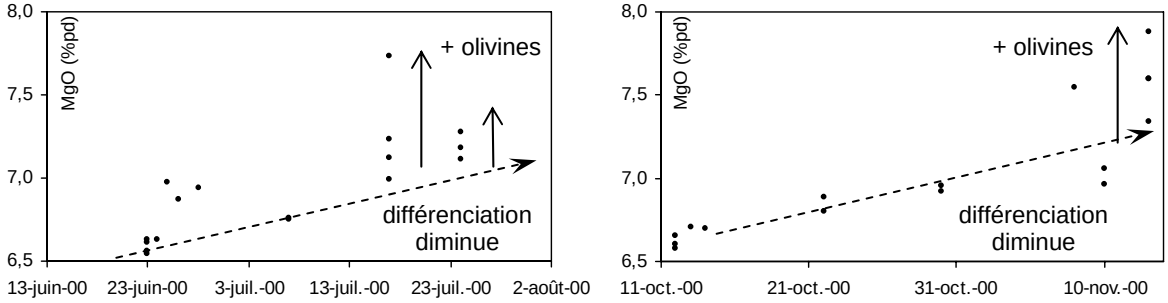


Figure 4.24 : Evolution de la teneur en MgO% sur roche totale avec l'exemple des l'éruptions (a) de juin 2000 et (b) d'octobre 2000

Ces variations, pour les plus importantes, peuvent être intimement corrélées à la variation de la teneur en phénocristaux des laves. D'autres, plus faibles, ne le sont pas et traduiraient un changement de composition du liquide magmatique avec une diminution progressive de la différenciation en fin d'éruption.

Ce caractère se retrouve avec les éléments traces. Au cours d'une même éruption les teneurs en éléments incompatibles, tels que le Th et l'Yb, baissent dans les dernières laves émises, alors que la teneur en élément compatible tel que le Cr augmente (Figure 4.25).

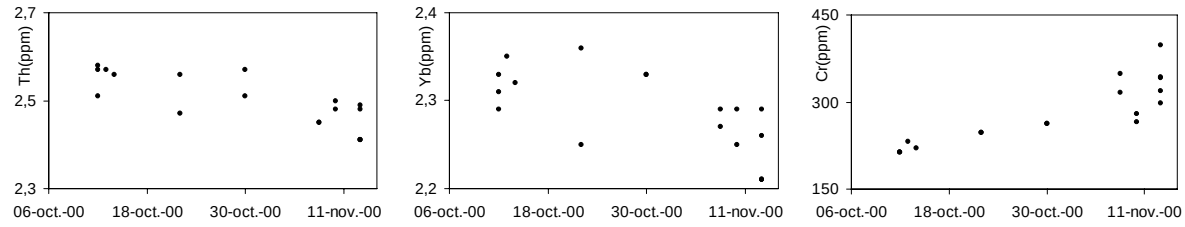


Figure 4.25 : Evolution de la teneur en Th, Yb et Cr au cours de l'éruption d'octobre 2000

L'augmentation du MgO liée à l'accumulation d'olivine est surtout visible dans les laves émises lors des éruptions à océanites (ou les basaltes à olivine) dont la richesse en olivine augmente de façon drastique en fin d'éruption (jusqu'à 40%) (Figure 4.26).

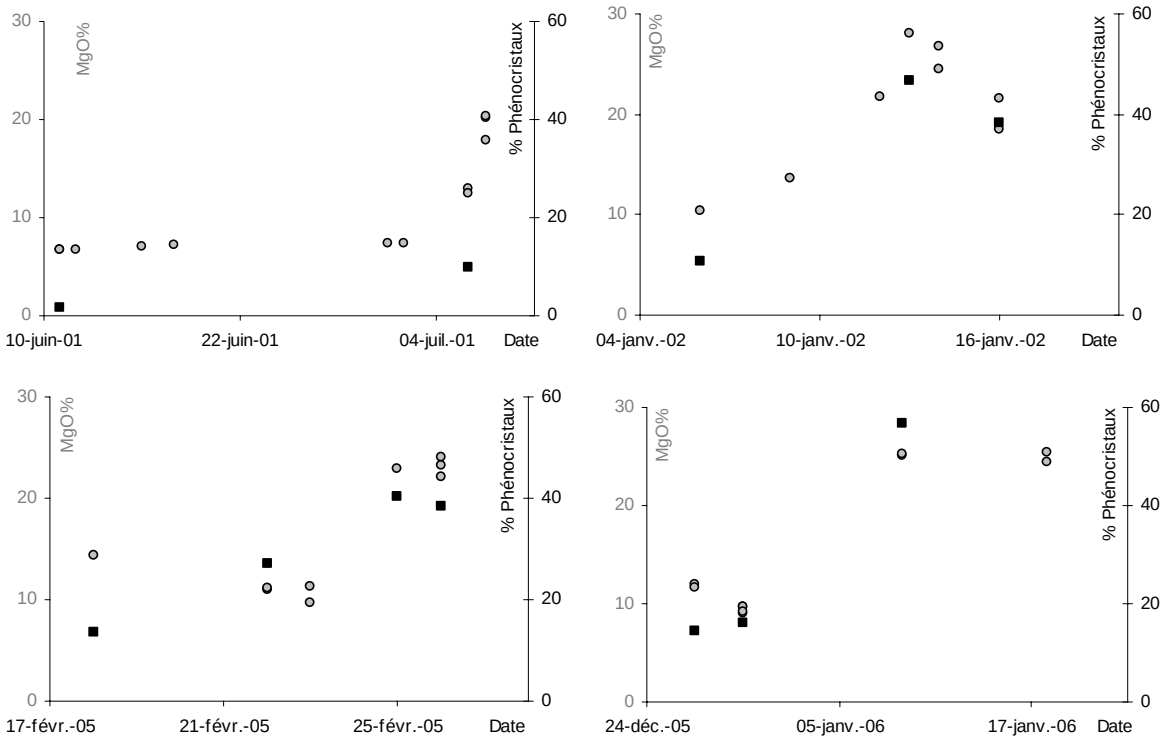


Figure 4.26 : Evolution de la teneur en MgO% (rond gris) et en phénocristaux d'olivine (carré noir) au cours des éruptions à basaltes à olivine de Juin 2001, et à océanite de janvier 2002, février et décembre 2005.

Si l'on considère, par exemple, la teneur en P_2O_5 (Figure 4.9), elle montre une diminution fortement corrélée à l'augmentation en MgO. Ceci peut traduire un caractère plus ou moins primitif des magmas mais également un effet de dilution des teneurs en P_2O_5 par l'accumulation d'olivine.

Afin de visualiser l'influence de l'augmentation de la teneur en cristaux cumulatifs d'olivine au cours des éruptions à océanites sur la composition en MgO et P_2O_5, nous avons calculé des courbes de mélange entre un liquide initial (1ère lave de l'éruption) et l'olivine (composition moyenne, d'après les analyses microsondes, annexes 6 et 9) (Figures 4.27 et 4.28).

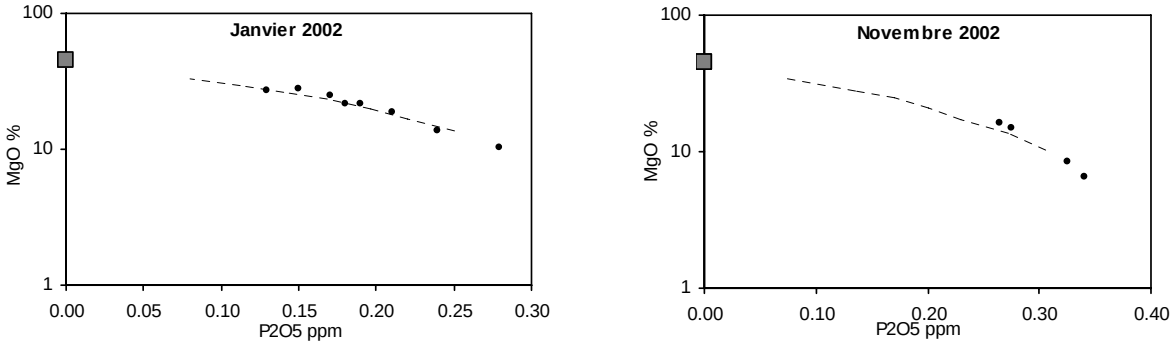


Figure 4.27 : Relation entre la teneur en MgO (%) et P_2O_5 (ppm) des basaltes émis en janvier 2002 (à gauche) et novembre 2002 (à droite). En pointillé les courbes de mélange calculées. La méthode et les paramètres utilisés pour les calculs de mélange sont en annexe 6.

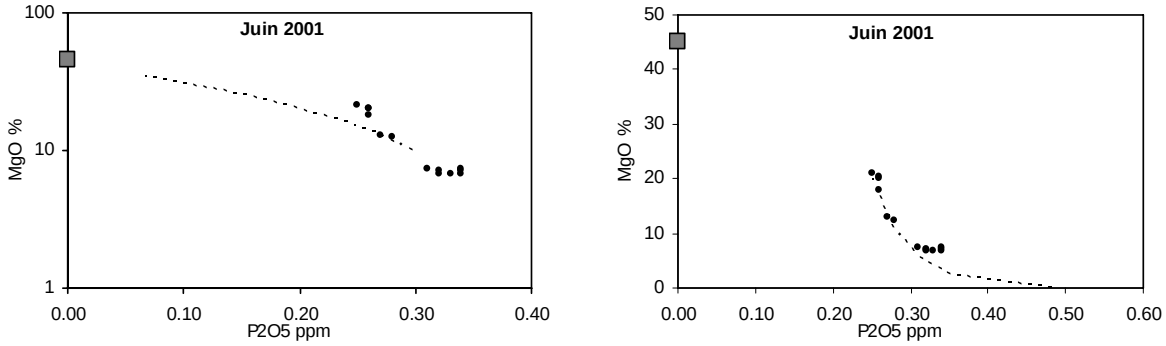


Figure 4.28 : Relation entre la teneur en MgO (%) et P_2O_5 (ppm) des basaltes émis en juin 2001 avec la courbe théorique de mélange à gauche et la lignée d'évolution par cristallisation fractionnée à droite. La méthode et les paramètres utilisés pour les calculs de mélange et de cristallisation fractionnée sont en annexe 6.

Pour les océanites / basaltes à olivines de janvier 2002 et novembre 2002, l'évolution de la teneur en MgO en fonction du P_2O_5 suit les courbes de mélange calculées illustrant ainsi l'effet de dilution liée à la présence des olivines cumulatives dans les océanites (Figure 4.27).

Par contre, l'évolution de la relation MgO-P_2O_5 au cours de l'éruption de juin 2001 ne suit pas exactement le même tracé que les autres éruptions à océanite (Figure 4.28). Cette éruption fait suite à trois ans d'activité sans émission de basaltes à olivine, et la cristallisation fractionnée pourrait donc ici jouer un rôle prépondérant sur l'évolution de la composition des laves de cette éruption, se superposant ou non à un processus de mélange.

Diagramme CaO/Al_2O_3 :

Sur le diagramme CaO/Al_2O_3 vs MgO (Figure 4.29), on distingue un changement de comportement dans les laves émises au cours des éruptions à océanite / basalte à olivine.

Pour des teneurs en MgO inférieures à 15 (émises en début d' éruption), le rapport CaO/Al_2O_3 augmente quand le MgO diminue, alors que la tendance inverse est observée pour des teneurs en MgO supérieures à 15 (laves océanitiques en fin d'éruption). Ce comportement serait à mettre en relation avec une modification progressive, en cours d'éruption, de la zone source des laves émises.

L'augmentation parallèle du MgO et du rapport CaO/Al_2O_3 pour les laves les plus riches en MgO peut révéler un rôle du clinopyroxène (concomitant de celui de l'olivine) sur la composition de ces laves. Dans les océanites, seule l'olivine est présente en phase phénocristalline. Il est donc difficile de suspecter là un processus d'accumulation du clinopyroxène, comme c'est le cas pour l'olivine. Cette variation serait donc plutôt à mettre en relation avec un changement de la composition de la source des magmas alimentant la fin des éruptions (avec un fractionnement moins important du clinopyroxène).

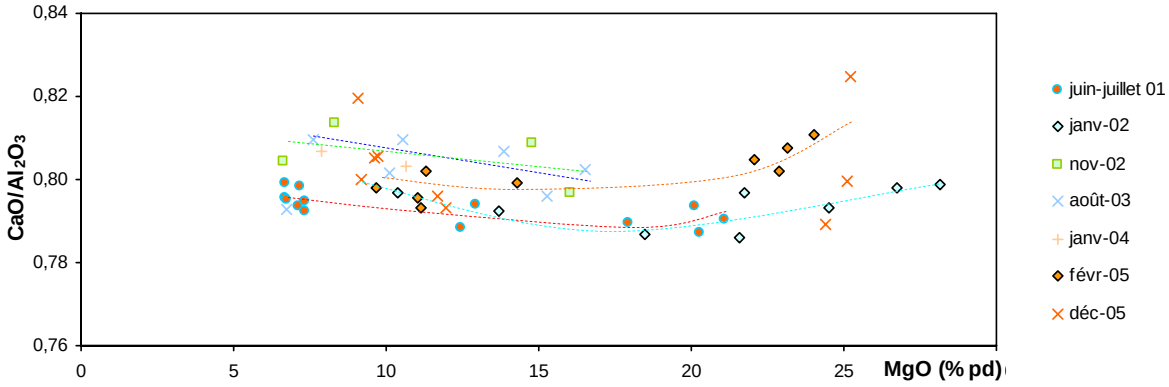


Figure 4.29 : Diagramme CaO/Al_2O_3 vs MgO des basaltes à olivine et océanites émis au Piton de La Fournaise depuis 1998

4.4.2 Etude minéralogique

Les laves émises lors d'une même éruption, lorsque nous disposons d'un large panel d'analyse microsonde, ont pu faire l'objet d'une étude de l'évolution de la composition des cristaux d'olivine (l'olivine étant la seule phase cristalline présente dans chacune des laves émises) :

Février 2000 :

La teneur en forstérite des microlites d'olivines augmente au cours de l'éruption de février 2000 (Figure 4.30). Cette évolution est cohérente avec l'évolution de la teneur en magnésium du verre et de la roche totale, révélant un équilibre entre les microlites et le liquide.

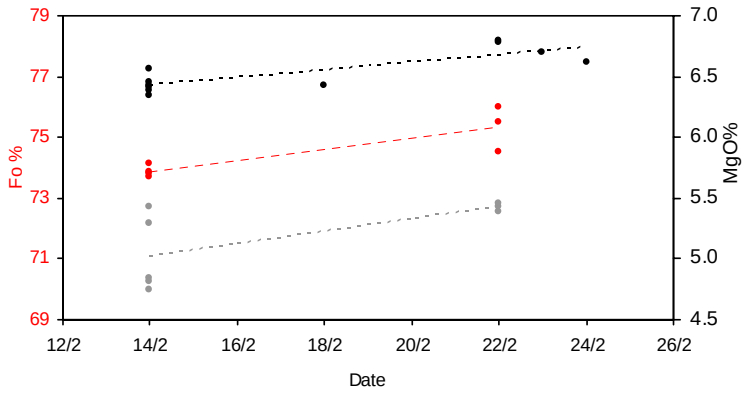


Figure 4.30 : Evolution de la teneur en Forstérite des microlites d'olivine (en rouge) comparée avec l'évolution de la teneur en MgO% mesurée sur roche totale (noir) et la teneur en MgO% du verre (gris) au cours de l'éruption de février 200

Août 2003 : Pour cette éruption, nous disposons de prélèvements effectués le premier jour de l'éruption au niveau de la fissure éruptive sommitale (cratère Bory) ainsi qu'au niveau de la fissure éruptive latérale (à mi-hauteur sur le flanc nord du cône sommital).
Les phénocristaux d'olivine de l'échantillon issus de la deuxième fissure, plus basse sur le flanc, présentent des teneurs en forstérite plus élevées que ceux de l'échantillon prélevé au niveau du cratère Bory (Figure 4.31).

Ces observations pourraient suggérer l'implication de différents niveaux structuraux d'alimentation pour ces deux fissures.

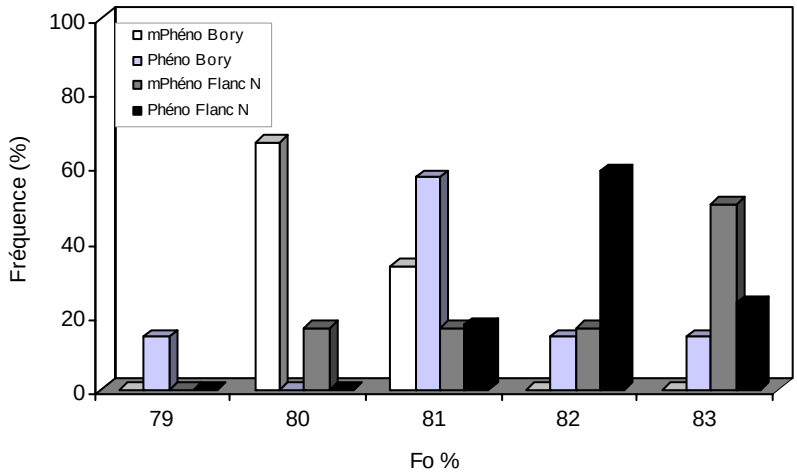


Figure 4.31 : Teneur en Forstérite des olivines émises lors du premier jour de l'éruption de Août 2003. (Distinction en fonction de la taille des olivines et de la localisation de l'échantillon)

Février 2005 :

Dans les laves du 22 février 2005 (basalte à olivine), deux populations d'olivines sont distinguables : les microphénocristaux avec un mode à Fo_{81} et les phénocristaux avec un mode à Fo_{84-85}. Cette distinction ne se retrouve pas dans les laves émises le dernier jour de l'éruption, le 26 février, lorsque la composition devient océanitique, et dans lesquelles une seule population avec un mode à Fo_{85} est présente (Figure 4.32).

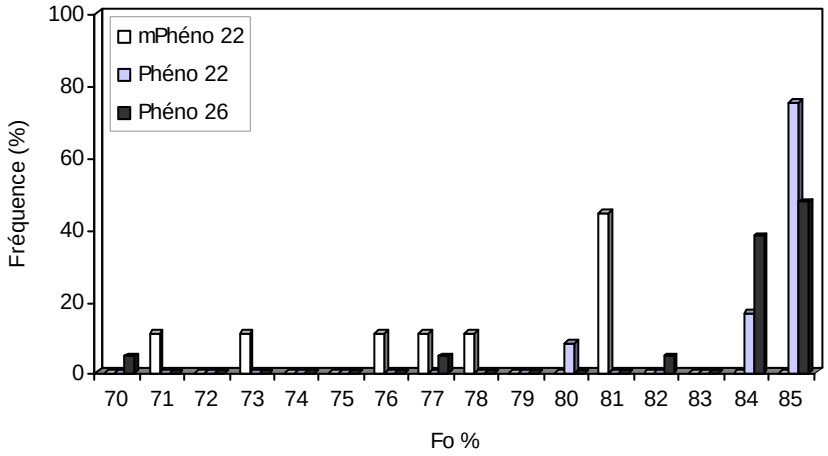


Figure 4.32 : Teneur en forstérite des olivines émises lors de l'éruption de février 2005. (Distinction en fonction de la taille des olivines et du jour de l'échantillonnage)

4.5 Discussion, relation pétrographie – géochimie

4.5.1 Pétrographie des laves récentes

Grâce à l'analyse pétrographique des laves récentes du Piton de La Fournaise, trois types de lave ont pu être distingués en fonction de leurs associations phénocristallines (Tableau 4.2, Figure 4.5) :

- les laves aphyriques à phénocristaux (<5%) d'olivine (Fo_{80}), clinopyroxène et plagioclase émises lors des éruptions sommitales,

- les laves aphyriques à phénocristaux (<5%) d'olivine et clinopyroxène émises lors des éruptions latérales proches se déroulant sur le flanc du cône sommital ou juste à la base du cône,

- les océanites (+ basaltes à olivine) à phénocristaux d'olivine (Fo_{81-85}), émises lors des éruptions distales de grandes ampleurs (altitude d'émission inférieure à 1900m d'altitude).

A noter que les éruptions latérales de juin 2001, novembre 2002 et août 2003 (dont l'évent principal était situé respectivement à 1800m, 1500m et 2150m d'altitude) présentent également, dans leurs derniers stades d'émission, des compositions de basalte à olivine.

Type éruption	Localisation fissures	Pétrographie	MgO (Roche totale)	Fo% Olivine	Niveau de cristallisation
Sommitale	Sommet	aphyrique (ol,cpx,plg)	6.4 - 7.2	Fo_{80}	+
Latérale proche	Flanc et base du cône	aphyrique (ol, cpx) ~~plg~~ (basalte à olivines) ~~plg, cpx~~	6.4 - 8.9 Kapor : 6 - 7.5 Hudson : 8.3 - 8.9	Fo_{80-84}	++
Distale	Extérieur du cône	Océanites (basaltes à olivines) ~~plg, cpx~~	Océanite : 9 - 28.1 β à ol : 7.9 - 16.5	Fo_{81-85}	+++

Tableau 4.2 : Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des laves émises lors des trois types d'éruptions se produisant au Piton de La Fournaise

Une forte corrélation existe donc, pour la période 1998-2007, entre la pétrographie des laves et la position structurale des évents. Il existerait ainsi des trajets d'alimentation distincts entre les différents types d'éruptions.

Laves aphyriques émises lors des éruptions sommitales et latérales proches

Si l'on considère que les magmas ont une composition chimique initiale proche et qu'ils relèvent d'une origine commune (Albarède et al.,1997 ; Bachèlery, 1999 ; Fisk et al., 1988 ; Graham et al., 1990), ces différentes associations phénocristallines traduiraient donc des conditions pression/température légèrement différentes au sein du système d'alimentation, conduisant à des chemins de refroidissement distincts. Le niveau d'évolution le plus superficiel (cristallisation simultanée d'olivine, clinopyroxène et plagioclase) serait à l'origine des éruptions sommitales alors que les éruptions latérales proches seraient alimentées par des magmas ayant évolué à plus grande profondeur (cristallisation simultanée d'olivine et clinopyoxène) La localisation des réservoirs ayant conduit à l'évolution de des magmas à phenocristaux d'olivine et clinopyroxène peut être estimée à plus de 12 km (pression > 400 MPa, Fisk et al., 1988).

Océanites émises lors des éruptions distales (+basaltes à olivine)

Les faciès les plus magnésiens de la période étudiée correspondent aux laves émises lors des éruptions distales à océanites, extérieures au cône sommital. Ces laves se distinguent par la présence d'olivines xénomorphes en déséquilibre avec le magma hôte, relativement primitives (Fo_{84-85}) comparées aux olivines des laves aphyriques émises lors des éruptions sommitales (Fo_{80}) et latérales proches (Fo_{81-84}).
Les études pétrographiques et géochimiques ont montré que l'augmentation de la teneur en MgO de ces laves est positivement corrélé à la teneur en olivine et dépend donc en grande partie de la présence de ces xénocristaux d'olivine.

Deux hypothèses peuvent être avancées quant à leur origine:

- Ces xénocristaux sont arrachés le long de la paroi du conduit d'alimentation lors du cheminement du magma vers le réservoir superficiel. Les études des inclusions fluides contenues dans les cristaux d'olivines des laves de 1998 (Bureau et al., 1998) et de février

2005 (Famin et al., 2005) ont mis en évidence la présence de plusieurs niveaux de cristallisation de ces olivines, situées entre -5 km et +1km par rapport au niveau de la mer. L'ingestion de ces olivines dans un nouveau matériel à haute température provoquerait leur fusion partielle et/ou une rééquilibration chimique de ces xénocristaux.

- Ces xénocristaux sont préexistants dans un réservoir magmatique. Par simple différence de densité entre le liquide et les minéraux cristallisant au sein de la chambre, une séparation des phases minérales peut se produire. Les olivines denses sédimentent et s'accumulent ainsi en base de chambre. Elles se retrouvent alors soumises à des conditions pression/température différentes de leur condition de formation au sein d'un liquide avec lequel elles ne sont plus en équilibre, expliquant la présence de phénomènes de rééquilibration chimique sur certains cristaux.

Cette distinction implique deux hypothèses concernant le mode d'alimentation des éruptions à océanites.

(1) une injection magmatique rapide, d'origine profonde, ayant la capacité de fragmenter et d'incorporer des cristaux d'olivine à partir des complexes dunitiques traversés (dont on connaît par ailleurs l'existence, en particulier à l'ouest de l'enclos Fouqué avec les enclaves des pitons Chisny et Haüy) et de les transporter jusqu'en surface.

(2) une injection d'un dyke s'enracinant dans les niveaux les plus bas d'une chambre magmatique, riches en cristaux cumulatifs sédimentés.

Ces deux hypothèses ne sont pas contradictoires et pourrait souligner l'existence de deux types d'océanite, tel que suggéré par Bachèlery (1981) sur la base de compositions distinctes en uranium. Des travaux complémentaires doivent être réalisés et sont à cours (travaux de thèse Benoît Welsch).

La matrice des océanites présente une cristallisation plus fine que celle des basaltes « cotectiques » aphyriques ou des basaltes à olivines, avec toujours l'apparition d'olivines squelettiques dans les derniers stades de cristallisation de la mésostase. Cette cristallisation fine et rapide est en accord avec une injection provenant d'un niveau structural plus bas, plus chaud et une ascension rapide empêchant le développant d'une mésostase bien cristallisée.

Les phénocristaux de clinopyroxène ou de plagioclase sont absents des océanites révélant un temps de résidence limité ou inexistant dans une chambre superficielle.
Les études réalisées avec les isotopes du plomb confirment cette hypothèse (Vlastélic, 2005, Vlastélic et al., soumis, Annexe 10). L'assimilation de croûte océanique augmente de manière drastique lors des derniers stades des éruptions à océanite, suggérant un temps de résidence assez long dans un niveau de la croûte océanique avant de connaître une ascension rapide à travers l'édifice volcanique limitant les interactions avec les murs du conduit (la signature du plomb requiert peu d'assimilation de matériel constitutif de l'édifice).

4.5.2 Origine de l'évolution de la composition des laves entre 1998 et 2006

Origine des variations géochimiques

Classiquement, les variations de composition géochimique peuvent avoir pour origine des processus superficiels se produisant dans un réservoir magmatique, tels que la cristallisation, la contamination par de la roche de l'encaissant ou l'ajout de cristaux cumulatifs ; ou des processus plus profonds impliquant de la contamination crustale, des changements compositionnels au niveau de la source par des taux de fusion variables ou des mélanges de magmas profonds.

Ainsi, pour l'éruption de mars - septembre 1998, plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les différences de composition entre les laves de Kapor (SSB) et Hudson (AbG) qui ont été émises simultanément au niveau de deux évents localisés respectivement sur le flanc nord et sud :

- processus de contamination profonde (par la croûte océanique) (Vlastélic et al., 2006) et superficielle (par les coulées de laves superficielles) distincts (Vlastélic et al., 2005 ; Salaün, 2006)
- mélange de magmas superficiels et profonds (Bachèlery, 1999),
- remontée directe de magma peu différencié présentant une interaction limitée avec l'encaissant (Bureau et al., 1999) pour l'évent de Hudson.

Pour les variations observées entre 1998 et 2002, Vlastélic et al. (2005) exclue le scénario d'un changement compositionnel au niveau de la source qui forme les magmas. Selon ces auteurs, sur une échelle de temps aussi courte, le panache mantellique ne progresse que de

quelques centimètres et les éventuelles zonations chimiques pré-existantes ont peu de chance d'être préservées dans les liquides prenant source dans ces niveaux profonds. Une autre possibilité, initialement introduite par Sleep (1984), serait que la source contienne des hétérogénéités préférentiellement prélevées par de faibles degrés de fusion. Bien que cette explication ne puisse être totalement rejetée, elle n'est pas en accord avec les relations entre l'évolution des éléments traces et les isotopes du Plomb (Vlastélic et al., 2005). Les hétérogénéités du manteau sont caractérisées par des enrichissements variables en éléments incompatibles qui sont préservés durant un temps suffisamment long pour être enregistrés par les isotopes du plomb (Vlastélic et al., 2005). Ainsi, le prélèvement d'hétérogénéités dans le manteau doit conduire à une corrélation positive entre le rapport La/Yb et le rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$. Excepté les laves de Hudson (1998), la plupart des échantillons ne montrent pas cette tendance (Vlastélic et al., 2005).

Une autre hypothèse avancée par Reiners (2002) pour expliquer les changements compositionnels rapides (5-20 ans) se produisant sur les volcans intraplaques, est l'implication de mélanges binaires de liquides provenant de la fusion progressive de lithologies mantelliques distinctes. Les variations compositionnelles identifiées au Piton de la Fournaise entre 1998 et 2006 sont plus complexes et différentes des tendances proposées par Reiners (2002) qui identifie une diminution de la concentration en éléments incompatibles, des rapports d'éléments fortement incompatibles sur modérément incompatible et du MgO, ainsi qu'une augmentation du SiO_2 et de l'Al_2O_3. Au Piton de La Fournaise, les éléments majeurs ne montrent pas les tendances observées par Reiners (2002).

Les autres scénarios, expliquant la présence de variations compositionnelles, font appel à des processus plus superficiels tels que les processus intervenant au sein de la chambre magmatique (cristallisation fractionnée) ou d'interaction entre le magma et l'encaissant lors de sa remontée. La composition des inclusions fluides piégées dans les olivines suggère une interaction entre le magma et les roches du conduit (Bureau et al., 1998, Famin et al., 2005). Avant d'atteindre la surface, les liquides traversent différents contaminants potentiels que sont la croûte océanique, les anciennes coulées qui constituent la base de l'édifice volcanique et les produits du Piton de La Fournaise. Vlastélic et al. (2005), propose ainsi que les variations isotopiques et géochimiques des laves émises entre 1998 et 2002 résultent d'interactions distinctes entre un liquide homogène et le matériel crustal.

Evolution de la composition géochimique des laves du Piton de La Fournaise entre 1998 et 2006 :

L'étude des compositions sur roche totale (éléments majeurs et traces) et minéralogique des laves émises entre 1998 et 2006 au Piton de La Fournaise révèle la présence d'un changement dans leur évolution en 2001 (Figure 4.34).

	1998	**2001**	**2004**	**2006**
	- Eruptions latérales proches	- Eruptions sommitales - Eruptions latérales proches - Eruptions à océanites		
Majeurs	↑ CaO/Al2O3			
	- Composition relativement homogène comprise entre les pôles Hudson et Kapor - Légère augmentation en incompatibles (K_2O, P_2O_5)	Décalage compositionnel après chaque océanite puis ↓incompatibles ↑ compatibles		
Traces	± Stabilité des concentrations	Décalage compositionnel après chaque océanite puis ↓incompatibles ↑ compatibles		

Figure 4.34 : Synthèse de l'évolution des laves du Piton de La Fournaise entre 1998 et 2006

- **<u>1998 - 2001</u> :**

Durant cette période, les laves émises sont uniquement aphyriques et présentent des compositions chimiques et minéralogiques relativement homogènes.
Leur composition se situe entre les pôles Kapor et Hudson définis par les laves de l'éruption de 1998 qui est considérée comme une phase majeure de réalimentation du système de stockage superficiel (Battaglia et al., 2005). Les rapports entre éléments incompatibles sont relativement constants.

L'augmentation des teneurs en K_2O et P_2O_5, qui sont des éléments incompatibles aux minéraux cristallisant dans les laves du Piton de La Fournaise, pourrait refléter une évolution par cristallisation fractionnée. Or, l'augmentation du magnésium dans les laves (et les verres) émises entre 1998 et 2001 et l'augmentation du rapport CaO/Al_2O_3 (Figure 4.9 et 4.10), exclue cette hypothèse. L'évolution de la composition des laves entre 1998 (Kapor) et 2001

vers les composition du pôle Hudson peut être attribuée à un processus de mélange entre ces deux pôles ou à un processus de contamination (Figures 4.9, 4.10 et 4.11).
Selon Vlastélic et al. (2005), l'évolution de la composition géochimique et des rapports des isotopes du plomb des laves émises durant cette période serait liée à des interactions avec l'encaissant. Ainsi, l'assimilation de matériel constitutif de l'édifice diminuerait entre 1998 et 2001 (Vlastélic et al. 2005), alors que l'assimilation de croûte océanique augmenterait de façon drastique durant les derniers stades de l'éruption de juin 2001 (basaltes à olivine).
L'augmentation du MgO et du Cr dans les dernières laves de juin 2001 est à mettre en relation avec un processus de mélange mécanique par l'ajout d'olivines cumulatives. Suite à cette éruption, les tendances évolutives, que ce soit en éléments majeurs ou traces s'inversent révélant un processus évolutif différent de celui se produisant de 1998 à 2001.

- **<u>2001- 2006</u> :**

Cette période correspond à l'apparition des basaltes à olivines (juin 2001, novembre 2002, août 2003) et des océanites (janvier 2002, janvier 2004, février 2005, décembre 2005, avril 2007) qui alternent avec les éruptions à laves aphyriques. Les larges variations en MgO se produisant depuis 2001 reflètent l'occurrence fréquente de ces éruptions dont les laves sont riches en olivines cumulatives.

Contribution de magma profond

Le comportement du K_2O sur la période 1998-2007 est particulièrement intéressant. Des inversions de tendance se distinguent nettement en 2001 et 2005, en particulier si l'on considère uniquement les laves exemptes de contamination par l'ajout de cristaux cumulatifs (MgO < 7,2) et donc ne subissant pas d'effet de dilution lié à l'influence des olivines cumulatives (Figure 4.35a). Ce comportement se calque sur l'évolution des rapports en éléments incompatibles (Figures 4.18 et 4.35).

La variation de la teneur en K_2O et des rapports entre éléments fortement incompatibles ne peut s'expliquer simplement par des processus de fusion partielle ou de cristallisation fractionnée. Selon Vlastélic et al., (soumis, Annexe 10), l'augmentation entre 2001 et janvier 2004 des rapports faisant intervenir le Rb au nominateur résulterait d'une augmentation de la contribution de la croûte océanique altérée ; le rapport Rb/Ba, étant de deux ordres de grandeur plus important dans l'eau de mer que dans les basaltes.

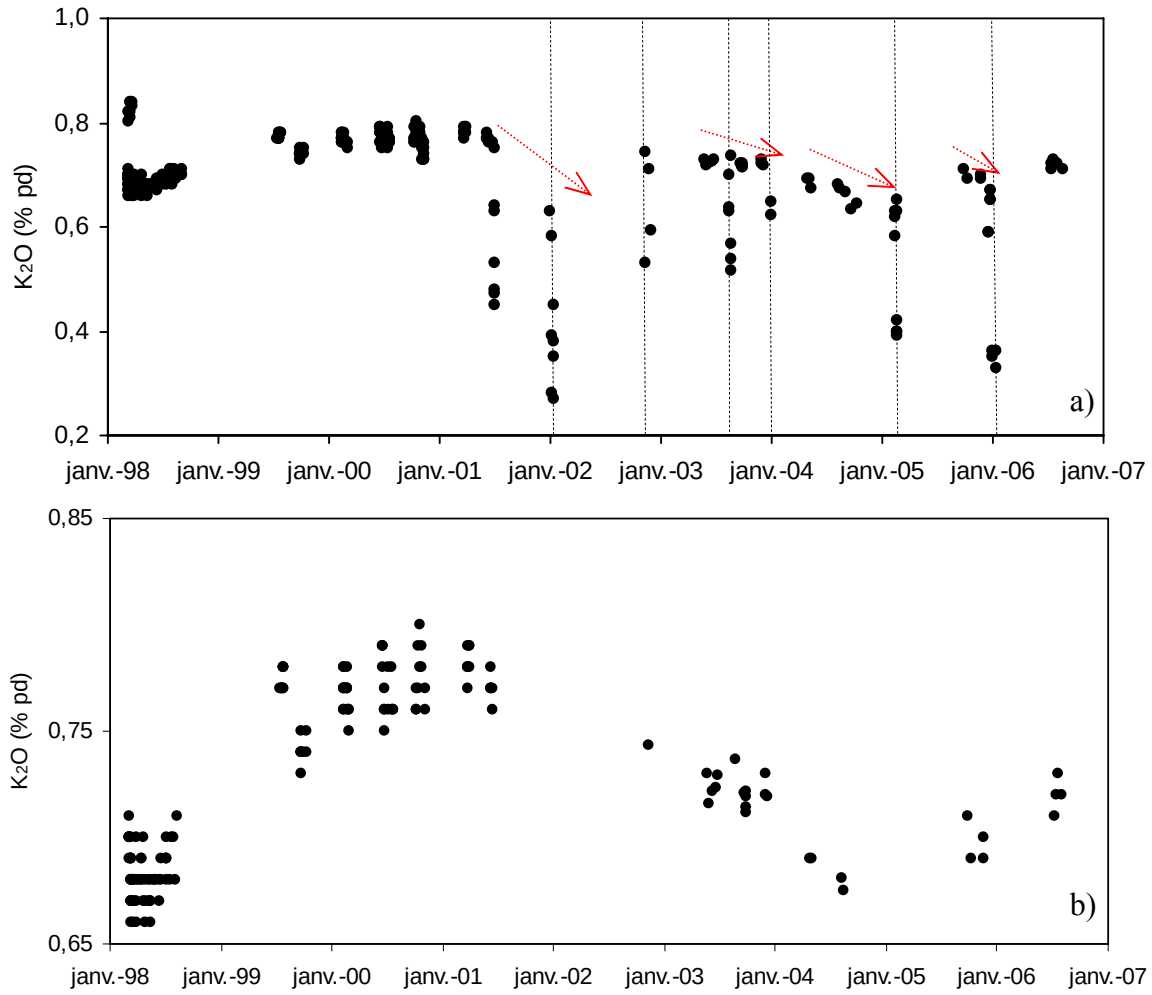


Figure 4.35 : (a) Evolution du K_2O (%pds) en fonction du temps pour l'ensemble des laves émises au Piton de La Fournaise depuis 1998 et (b) pour les laves dont les teneurs en MgO sont inférieures à 7,2. Les pointillés correspondent aux éruptions à océanites et basaltes à olivine.

Les variations géochimiques jusqu'en 2004 pourraient donc s'expliquer par des interactions de plus en plus profondes au sein de l'édifice. Ceci est confirmé par les études des isotopes du plomb qui révèle, entre 2001 et 2004, une vidange progressive d'un « conduit » s'étendant jusqu' à la croûte océanique (environ 10 km), avec des signatures isotopiques de plus en plus profondes (composante croûte océanique altérée de plus en plus marquée) (Vlastélic et al., soumis, Annexe 10).

L'influence d'une contamination de plus en plus profonde en 2004 est cohérente avec les variations polybariques déduites du diagramme ternaire Di-An-Fo où les laves de 2004 apparaissaient comme les plus profondes.

Les teneurs en Sc sont, depuis 2002, légèrement supérieures à celles de la période 1998-2001 révélant un rôle différent du clinopyroxène dans l'évolution de la composition géochimique

des laves. L'analyse modale ne montre pas d'enrichissement en clinopyroxène après 2002, cette évolution serait donc liée à un fractionnement moindre du clinopyroxène (magma plus primitif), à un effet de dilution ou une fusion complète de xénocristaux de clinopyroxène (évolution du Sc cohérente à l'augmentation du rapport CaO/Al_2O_3). L'absence de clinopyroxène corrodé dans les laves et l'existence d'un large domaine stabilité pour ce minéral (Fisk et al., 1988), rend l'hypothèse d'une déstabilisation du clinopyroxène peu probable.

Cycles géochimiques

L'apparition des laves à océanites et l'évolution géochimique des laves depuis 2002 laissent apparaître la présence de cycles géochimiques (Figure 4.35a) débutant par (1) des laves aphyriques émises lors des éruptions sommitales ou latérales, puis (2) finissant par des océanites émises lors des éruptions distales.

Pour chaque cycle ainsi distingué (juin 2001–janvier 2002, mai 2003- janvier 2004, mai 2004–février 2005, octobre–décembre 2005, extrapolation pour juillet 2006 – avril 2007) les caractères géochimiques sont les suivants :

- une évolution à la hausse de la teneur en éléments compatibles (MgO, Fe_2O_3, Cr)
- une évolution à la baisse de la teneur en éléments incompatibles (K_2O, SiO_2, P_2O_5, traces (Th, Yb, La…), avec les teneurs les plus faibles pour les basaltes à olivines et les océanites.

L'ensemble de ces caractéristiques géochimiques révèle ainsi une influence de plus en plus profonde (liquides plus primitifs et accumulation d'olivine), et ce, jusqu'à l'océanite qui clôture le cycle.
De plus, l'analyse minéralogique révèle que la composition des olivines est plus primitive pour les éruptions distales à océanites (Fo_{84-85}) que pour les éruptions sommitales (Fo_{80}). Si les olivines cristallisent et s'accumulent sur une large gamme de profondeur (15km selon Bureau et al., 1998), les olivines les plus profondes, vraisemblablement les plus primitives, peuvent être préférentiellement entraînées lors des éruptions distales à océanites.

La diminution de la teneur en MgO et l'augmentation de la teneur en diopside + plagioclase normatifs confirment l'implication de niveaux structuraux différents (Figure 4.33) suivant le type d'éruption. En deçà de l'altitude 1800m (éruptions distales), une rupture de pente se

dessine suggérant pour les éruptions distales à océanite l'implication de magma issu de niveaux plus bas, moins différenciés, dans le système d'alimentation.

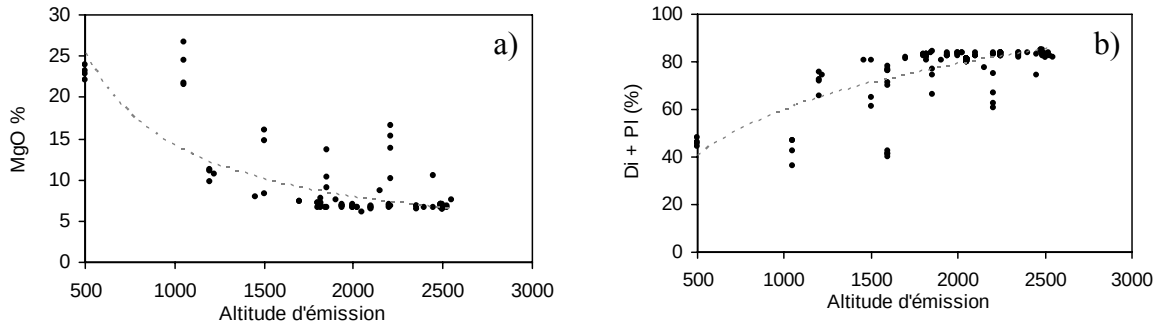


Figure 4.33 : (a) Evolution de la teneur en MgO (%pds) et (b) de la proportion en diopside + plagioclase normatifs en fonction de l'altitude d'émission des basaltes récents du Piton de La Fournaise.

Les laves émises lors des éruptions qui suivent chaque océanite, définissent des lignées de composition (majeurs et traces) légèrement différentes. Chaque décalage compositionnel peut être lié à l'implication d'un magma de composition initiale légèrement différente. Pour la période post-2002, une variation de pente dans l'évolution du rapport La/Yb se produit après chaque océanite (Figure 4.18). Au Kilauea, de telles variations des rapports en éléments traces incompatibles dans les laves historiques sont également observées et résultent de changements à court terme dans la composition du magma parental réalimentant le système d'alimentation (Pietruszka et Garcia, 1999).

L'hypothèse d'une réalimentation du réservoir superficiel est en accord avec les variations isotopiques du plomb qui révèlent une influence de plus en plus profonde entre 2001 et 2004 et une vidange progressive d'un système allant jusqu'à la croûte océanique (Vlastélic et al., soumis, Annexe 10).

Un décalage compositionnel plus important s'est produit suite à l'éruption de février 2005. Vlastélic et al. (soumis, Annexe 10) en se basant sur les isotopes du Plomb l'explique par une réalimentation de l'ensemble du système d'alimentation (depuis le système superficiel jusqu'à l'interface croûte –manteau) et l'implication de magma peu contaminé.

4.5.3 Origine de l'évolution au cours d'une même éruption

Les laves émises en début d'éruption présentent une proportion importante de vacuoles, liée à une forte sursaturation en gaz dans les niveaux supérieurs du réservoir magmatique et à leur exsolution rapide durant la remontée. Cette quantité initiale de gaz expliquerait les importantes projections en fontaine de lave observées les premiers jours d'éruption, et leur diminution par la suite.

L'évolution de la composition des laves au cours d'une même éruption, avec une augmentation des teneurs en éléments compatibles (MgO, Cr…) et une diminution de celles en éléments incompatibles (K_2O, SiO_2, P_2O_5, Th, Yb, La…), est cohérente avec la vidange d'un réservoir magmatique faiblement zoné dont les unités inférieures sont moins différenciées et moins dégazées.

Ces tendances évolutives au cours d'une même éruption sont en accord avec les conclusions déduites de l'étude des isotopes du plomb (Vlastélic et al., 2005) qui révèlent une baisse de la fraction de matériel de l'édifice assimilé au cours de l'éruption. Ainsi, les laves émises en début d'éruption correspondent aux niveaux supérieurs les plus contaminés qui ont résidé un temps plus long dans le réservoir, alors que les dernières laves seraient issues des niveaux inférieurs plus primitifs et moins contaminés.

Pour les éruptions à océanites et à basaltes à olivines de juin 01, janvier 02, novembre 2002, février 2005, et décembre 2005, on note un contrôle de l'olivine sur la composition des laves émises en fin d'éruption. L'augmentation de flux observé en fin d'éruption permet d'entraîner une quantité importante de xénocristaux provenant de l'encaissant sous-jacent et/ou de la base de la chambre (Figure 4.34).

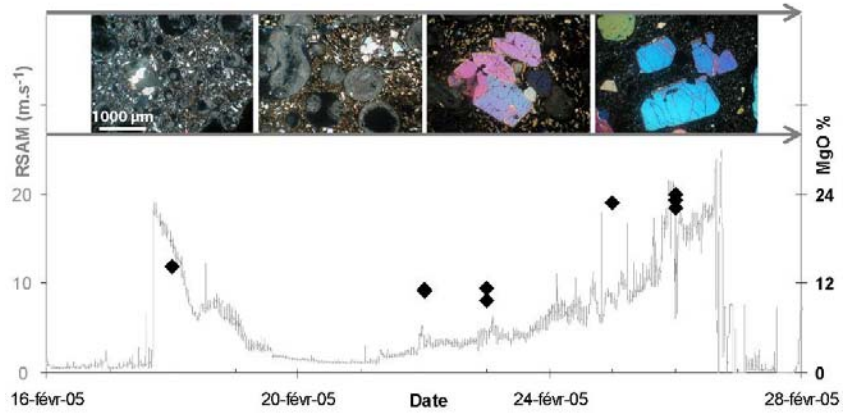


Figure 4.34 : Comparaison entre l'évolution de la courbe de RSAM sur la station sismique NSR (proche du site éruptif de 2005), l'évolution de la teneur en MgO et de la composition minéralogique (photographies) des laves émises lors des éruptions de février 20005.

Chapitre 5

Discussion – Schéma d'alimentation actuel du Piton de La Fournaise

Le suivi des déformations, couplé aux résultats issus des modélisations numériques, et les données géochimiques, nous permettent de proposer un schéma global du système d'alimentation du Piton de La Fournaise pour la période 1998-2007. L'éruption de 1998 est considérée comme une éruption charnière dans l'histoire récente du Piton de la Fournaise, marquant le début d'une période au cours de laquelle le comportement du volcan diffère de celui des années antérieures. Il nous est donc paru important, dans ce dernier chapitre, de compléter la présentation de ce schéma global par une comparaison avec l'activité de la période allant de 1972 à 1992. Ainsi, pourrons nous tenter de retracer l'évolution des transferts magmatiques au Piton de La Fournaise au cours de ces trente dernières années.

5.1 Evolution de l'activité entre 1998 et 2007 et processus associés

Après une période de repos de six ans, une crise sismique profonde débute le 6 mars 1998. Cette sismicité, migrant progressivement de 7,5 km à 2.5 km de profondeur sous le sommet du volcan, fut interprétée comme soulignant la réalimentation d'un réservoir superficiel (Battaglia et al., 2005). A la suite de cette crise sismique, deux fissures éruptives se sont ouvertes, une sur le flanc nord (Kapor) le 9 mars et l'autre sur le flanc ouest (Hudson) le 13 mars (Annexes 1 et 2).

Cette éruption particulièrement longue pour le Piton de La Fournaise (196 jours et 60Mm^3 de laves émises) marque le début d'un regain d'activité du volcan avec une période d'activité qui verra 25 éruptions se dérouler entre 1998 et 2007.

Au regard de l'évolution des déformations de surface, de la sismicité pré éruptive, et de la composition des laves émises, une transition dans le comportement de l'édifice s'est produite fin 2000 - début 2001 (Figure 5.1).

- ✓ **1999 à 2000**

Toutes les éruptions de cette période sont situées sur les flancs du cône sommital ou juste à sa base (éruptions dites « latérales proches »). Les volumes émis sont relativement faibles (1 à 9 Mm^3, Annexe 1) et présentent des compositions de laves aphyriques relativement homogènes, comprises entre les deux pôles géochimiques « Kapor » et « Hudson » émis en 1998, dont la contamination par les roches de l'encaissant augmente au cours de cette période.

Les déformations pré éruptives et la sismicité associées (moins de 20 séismes par jour) sont relativement faibles (Figure 5.1).

- ✓ **2000 à 2007**

La fin de l'année 2000 et le début de l'année 2001 (en particulier l'éruption de juin 2001) marquent un changement dans le comportement pré éruptif et éruptif du Piton de La Fournaise, avec (Figure 5.1):

- une inflation inter-éruptive quasi-continue (seule, une légère déflation est observée suite aux éruptions distales majeures),

- un décalage de la position de la source de pression à l'origine des variations inclinométriques visibles à long terme sous la partie ouest du cratère Dolomieu (Figure 2.32),

- un comportement sismique pré éruptif bien défini avec une augmentation exponentielle de la sismicité pouvant atteindre plus de 100 séismes par jour**,**

- l'apparition d'éruptions sommitales et distales qui alternent avec les éruptions latérales proches,

- l'apparition de laves à composition océanitique lors des éruptions distales et de basaltes à olivines (la première en juin 2001), avec huit éruptions de ce type entre 2001 et 2007 (3 éruptions à basaltes à olivine et 5 océanites).

- un changement de comportement dans l'évolution de la composition des laves et l'apparition de cycles géochimiques.

Cycle éruptif

Ainsi, depuis 2000, des cycles éruptifs se succèdent. Ils sont caractérisés par (Figure 5.1):

- des éruptions de plus en plus basses sur le flanc : chaque cycle débute par une (des) éruption(s) sommitale(s) et/ou latérale(s) proche(s) et se termine par une éruption distale,

- des dykes alimentant ces éruptions s'enracinant à des profondeurs de plus en plus importantes (chapitres 2.4.4 et 3.5),

- des laves de plus en plus magnésiennes et profondes (chapitre 2.5),

- une inflation continue du cône sommital au cours d'un même cycle,

- une faible déflation du cône sommital à la fin de chaque cycle (ou pour le moins une stabilisation des signaux de déformation),

En fonction de ces différents critères, plusieurs cycles ont pu être définis :

- ✓ fin 2000 - janvier 2002 (4 éruptions)
- ✓ mai 2003 – janvier 2004 (4 éruptions et 1 intrusion),
- ✓ mai 2004 - février 2005 (3 éruptions),
- ✓ octobre 2005 – décembre 2005 (3 éruptions),
- ✓ juillet 2006 – avril 2007 (4 éruptions).

Le dernier cycle éruptif défini s'est clôturé en avril 2007 avec une éruption distale à 600m d'altitude sur le flanc sud-est (Annexes 1 et 2) générant un effondrement majeur du cratère Dolomieu du fait d'une vidange rapide du réservoir superficiel (volume et flux estimé à respectivement ~90-110 Mm^3 et $100m^3.s^{-1}$).

Origine de l'inflation continue

Nous avons vu au chapitre 2 que l'inflation pré éruptive à long terme du cône sommital serait imputable au fonctionnement d'un réservoir magmatique superficiel subissant une surpression. Cette surpression peut se faire soit par une réalimentation de ce dernier (Blake, 1981), soit par exsolution de gaz comme conséquence, ou non, de la cristallisation fractionnée de magma pré existant (Tait et al., 1989). Compte tenu de la composition des laves (peu de cristallisation, compositions évoluant vers des termes de moins en moins différenciés), la cristallisation fractionnée peut être a priori écartée. Un flux de chaleur

régulier dans un réservoir magmatique empêche tout processus de différenciation Ceci est en bon accord avec l'hypothèse de réalimentations quasi continues.

Au Piton de la Fournaise, la durée des phases d'inflation pré-éruptives est courte, avec une période de retour des éruptions de 5 mois en moyenne depuis 1998. L'inflation pré éruptive du cône sommital est très inférieure à celle observée sur d'autres volcans basaltiques tels que la Mauna Loa (Hawaii) et le Krafla (Island) où les soulèvements peuvent atteindre un mètre (Dvorak et Dzurisin, 1997). Ceci implique que les contraintes générant une faible inflation sont suffisantes, au Piton de La Fournaise, pour déclencher une intrusion de magma vers la surface. Ceci renforce l'idée d'un couplage entre un réservoir sommital de petite dimension, favorisant les courtes périodes d'inflation (Mériaux, 1996), et un réservoir de plus grande ampleur en profondeur réalimentant ce dernier.

Le déficit dans les bilans de volume (entre les volumes émis lors des éruptions et les variations de volume, corrigées des effets de compressibilité du magma, de la source de pression superficielle à l'origine des phases d'inflation pré éruptive, chapitre 3.5), implique la présence d'une deuxième source de magma. Lors de la réalimentation de mars 1998, aucune déformation significative n'a été détectée par les réseaux de mesure de l'OVPF (Battaglia et Bachèlery, 2003). Un transit de magma réalimentant le système de stockage superficiel via ce conduit, pourrait expliquer l'implication d'une source plus profonde. Ce conduit s'enracinant à 7,5km de profondeur serait relativement étroit pour ne générer aucune déformation de surface se surimposant à l'effet d'une source superficielle.

La quasi-continuité des déformations du cône sommital, telle qu'elles sont enregistrées depuis 2000 - début 2001, révèle l'existence d'un processus de réalimentation continue ou du moins régulier du réservoir superficiel.

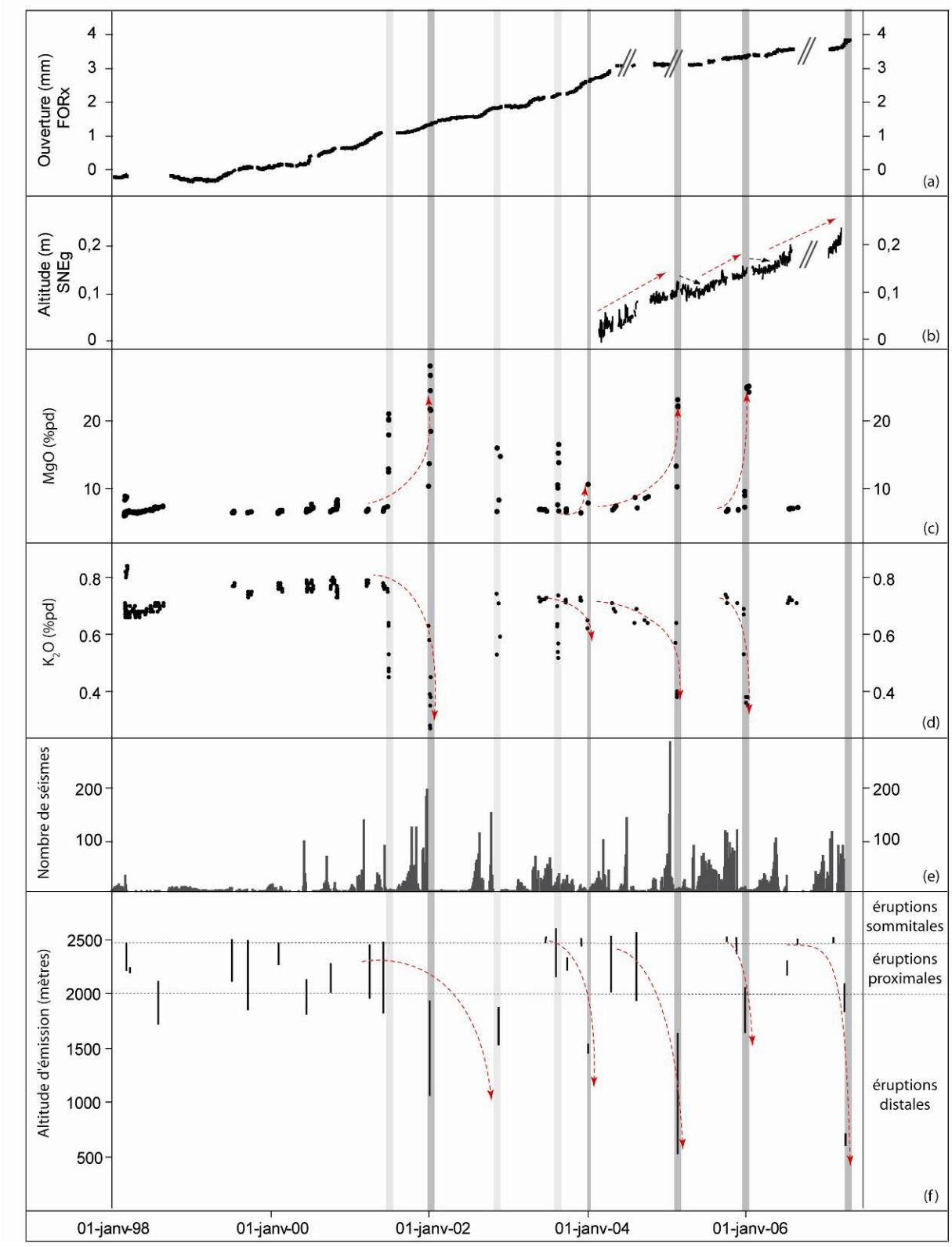


Figure 5.1 : Comparaison entre l'évolution (a) de l'ouverture de la fracture FORx (corrigée « des éruptions ») (b) de l'altitude du point SNEg (corrigée « des éruptions ») (c) de la teneur en MgO (%pds) (d) et K_2O (%pds) des laves émises (e) du nombre de séismes journaliers (f) et de l'altitude des fissures éruptives au cours de la période 1998-2007. Les colonnes en gris foncé représentent les éruptions distales à océanites et les colonnes en gris clair les éruptions à basaltes à olivines. Les flèches représentent les différents cycles définis dans le texte.

Origine de la succession des éruptions au cours d'un même cycle éruptif :

Cycle éruptif

Comme pour l'Etna (Allard et al., 2006), un cycle éruptif débute par une éruption sommitale ou latérale proche caractérisée par de faibles flux de surface et, pour la majorité des cas, de faibles volumes émis (< 3 à Mm^3). La concentration de l'activité dans la zone sommitale et/ou sur les flancs du cône central suggère bien la présence d'un système de stockage magmatique actif sous le sommet.

Au début d'un cycle, le volcan est dans un état de « stabilité » structurale. Dans un système stable, la rupture est favorisée au toit de la chambre magmatique où la pression lithostatique est la plus faible (Mériaux, 1996, Pinel et Jaupart, 2004**).** Les dykes alimentant les éruptions sommitales s'initient à des niveaux plus superficiels (~500-800m au dessus du niveau de la mer) que les éruptions distales (~200m au dessus du niveau de la mer), et pourrait correspondre au sommet du réservoir magmatique.

A la suite de chaque éruption sommitale et latérale proche, l'inflation pré éruptive reprend révélant une poursuite du stockage magmatique sous l'édifice. Allard et al. (2006) suggère pour l'Etna, qu'un tel stockage de magma puisse pressuriser et déstabiliser le flanc est qui est libre vers la mer. Dans un tel régime d'instabilité, une éruption plus loin sur le flanc oriental est favorisée.

Au Piton de La Fournaise, une instabilité gravitationnelle de ce flanc a été mentionnée par de nombreux auteurs pour expliquer les déformations asymétriques de surface observées lors des éruptions récentes (Bachèlery, 1999 ; Battaglia et Bachèlery, 2003; Froger et al., 2004 ; Peltier et al., 2007 ; Sigmundsson et al., 1999 ; Zlotnicki et al., 1990). Cette instabilité gravitationnelle peut s'expliquer par l'accumulation de contraintes sur le flanc est du fait de la répétition des intrusions et de l'accumulation de magma en profondeur ; et/ou par la présence en profondeur d'un plan de faible cohésion (niveau argilisé issu de retombées de pyroclastites ou de hyaloclastites, zone d'altération hydrothermale, ou substrat ancien lié à l'ancien complexe du volcan des Alizées). Une telle instabilité gravitaire devrait se matérialiser par des zones de réactivation de fracture ou de la plasticité diffuse (accumulation de contrainte sans développement de failles ni conséquence sur le champ de déplacement de surface, Fukushima (2005)). La présence de séismes à 4,5-5km de profondeur sous le flanc est lors des

éruptions distales (Figure 2.44), soulignerait une telle réactivation de fracture liée à la déstabilisation du flanc est, facilitant l'occurrence d'une éruption plus basse sur le flanc oriental.

Les éruptions distales, caractérisées par des flux de magma importants (10-20$m^3.s^{-1}$), seraient la marque d'une remontée rapide de magma (accélération des déformations, chapitre 2.3.4) permettant de fragmenter et d'incorporer des cristaux d'olivine, arrachés aux complexes dunitiques traversés, ou sédimentés en base de chambre(s). Cette remontée rapide favoriserait là encore une déstabilisation du flanc est libre vers la mer et une rupture préférentielle à l'est du réservoir superficiel. A noter que lors de ces éruptions, la migration verticale sous les cratères sommitaux est limitée (chapitre 2.4.1.1 et 3.6) du fait d'un contraste de densité plus important entre le magma riche en olivine (et donc plus dense) et la roche encaissante, encourageant ainsi une propagation latérale du magma vers le flanc.

Une autre hypothèse peut être avancée pour expliquer l'apparition des éruptions distales en fin de cycle. Comme déjà suggéré par Lénat et Bachèlery (1990), les dykes alimentant les éruptions sommitales et proximales, peuvent rester connectés au réservoir magmatique superficiel et agir comme un piston hydraulique sur ce dernier, permettant une intrusion de magma plus profonde démarrant à la base du réservoir et permettant une propagation plus loin vers le flanc.

Phases de déflation

Chaque cycle éruptif se clôture par une éruption distale à océanite qui draine efficacement le système d'alimentation superficiel avec l'émission de large volume (13 à 110 Mm^3), générant ainsi une déflation du cône sommital (2 à 3 mois).
L'éruption de janvier 2004 fait exception avec l'émission de 2Mm^3. Le réseau GPS n'étant pas encore opérationnel à cette époque, il est difficile d'estimer si une déflation du cône s'est produite à la suite de cette éruption, mais les stations extensométriques enregistrent une stabilisation de leurs signaux au cours des deux mois suivants.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ces phases de déflation :

- un arrêt temporaire de la réalimentation du fait d'une obstruction de conduit permettant un réajustement de contrainte au sein de l'encaissant et du réservoir vidangé.

- l'implication d'un flux sortant, alimentant ces éruptions, supérieur à celui entrant. Ainsi, suite aux éruptions distales, le réservoir magmatique serait sous-pression et se réajusterait mécaniquement générant ainsi une phase de déflation de l'édifice.

Après les éruptions distales à océanites, le temps de repos est plus long (typiquement 5 à 8 mois), le temps nécessaire que le système se remette en pression. Une légère différenciation peut ainsi se produire permettant l'apparition de l'association phénocristalline plagioclase-olivine-clinopyroxène dans les laves de haut de chambre qui seront émises en début du cycle éruptif suivant.

Suite à ces phases de déflation, l'inflation sommitale reprend quelques mois après, reflétant la préparation d'un nouveau cycle éruptif.

A noter que les phases de déflations ne suivent que les éruptions distales à océanites. Ainsi, après les éruptions latérales proches de mai et août 2004, qui ont vu l'émission de volumes de laves aphyriques équivalent à ceux des éruptions distales à océanites (respectivement 16 et 20 Mm^3), aucune déflation de la zone sommitale n'a été enregistrée. Ce comportement révèle, qu'en dépit de l'émission de larges volumes de magma, la surpression de l'édifice et donc la réalimentation se poursuit (flux sortant équivalent ou inférieur au flux entrant).

De même, après les éruptions qui ont vu l'émission de basaltes à olivines, (juin 2001, novembre 2002, août 2003) englobant, tout comme les océanites, des xénocristaux d'olivine, aucune déflation n'est enregistrée, et le décalage compositionnel dans les laves émises lors des éruptions suivantes est faible. Ceci peut s'expliquer par des volumes impliqués et des flux d'émission plus faibles que lors des éruptions distales à océanites (volume inférieur à $10Mm^3$). La poursuite de la réalimentation dès l'arrêt de ces éruptions se traduirait ainsi directement en surface par une reprise de l'inflation.

5.2 Comparaison avec la période 1972-1992

Comme la période d'activité actuelle, l'éruption de juin 1972 fut précédée par six ans de repos ; 53 éruptions et 5 intrusions se sont ensuite succédées jusque 1992.
Excepté les éruptions de 1977 et 1986, l'activité s'est déroulée essentiellement à l'intérieur de l'Enclos Fouqué, dans le cratère Dolomieu, sur les flancs du cône sommital, ou juste à sa base.

5.2.1 Comportement pré éruptif

Avant l'implantation de l'observatoire en 1980, nous ne disposons d'aucune donnée de déformation ou sismique nous permettant de décrire le comportement pré éruptif du volcan.
Les éruptions de la période 1981-1992 ont fait l'objet de nombreux travaux (Bachèlery et al., 1983; Delorme et al., 1989; Lénat et Bachèlery, 1987 ; Lénat et al., 1989a; Lénat et al., 1989b). Ils montrent, pour cette période, l'existence d'une faible augmentation systématique de la sismicité (5 à 10 séismes par jour) deux à trois semaines avant l'éruption. Excepté le cycle éruptif de 1985-1986, aucune inflation significative du cône n'accompagne cette sismicité pré éruptive (Bachèlery, 1999 ; Lénat et Bachèlery, 1987).
Les déformations de surface précédant les éruptions de 1985-1986 n'affectaient que la zone sommitale du cône. Seules les stations inclinométriques sommitales ont enregistré des variations de pente atteignant 50µrad sur la station située à proximité du cratère Bory, alors qu'aucun signal significatif n'a été enregistré sur les stations situées à la base du cône (Lénat et al., 1989b). Ces déformations pré éruptives furent également accompagnées par un essaim sismique pré éruptif localisé à faible profondeur sous le sommet mais également à 4,5-5 km de profondeur sous le flanc est (Delorme et al., 1989)

Entre 1990 et 1992, les stations inclinométriques TCRi et SFRi révèlent également la présence d'une légère inflation sommitale visible à long terme (10µrad.an^{-1} pour la station TCRi et de 40µrad.an^{-1} pour la station SFRi) (Bachèlery, 1999).

5.2 Pétrologie et géochimie des laves

Excepté les océanites émises en novembre-décembre 1972 et en avril 1977, la composition des laves est relativement homogène (Figure 5.2). Il s'agit pour l'essentiel de compositions aphyriques.

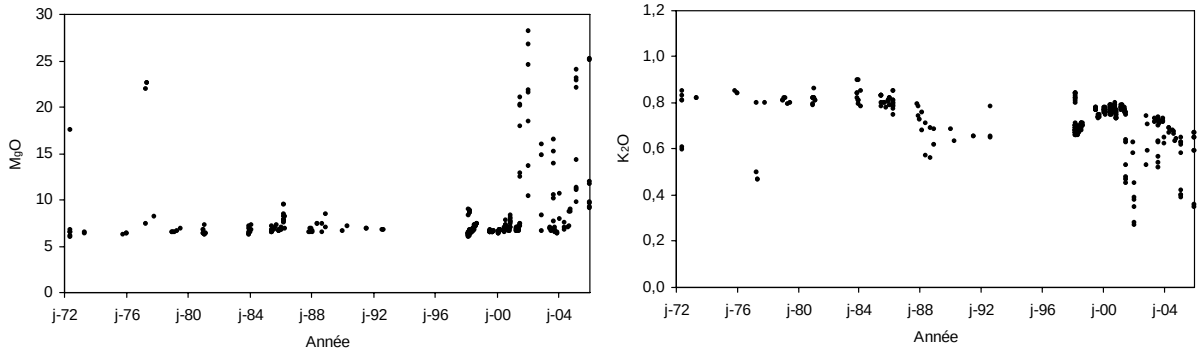


Figure 5.2 : Evolution de la teneur (a) en MgO (%) et (b) K_2O (%) des laves émises entre 1972 et 2006 au Piton de La Fournaise (composition des laves 1972-1992, d'après P. Bachèlery, communication personnelle)

Parmi celles-ci, les laves émises en mars-avril 1986 (basaltes à olivine) diffèrent légèrement de celles de 1979, 1981, 1983-1984 et 1985 principalement par leur forte teneur en MgO (7,8 à 9,5 %pds) et en olivine (jusqu'à 4 %). Cependant, les teneurs en éléments majeurs restent proches de celles des laves aphyriques de 1977 (éruptions de novembre et laves non-océanitiques d'avril).

En 1988, une baisse significative de la teneur en K_2O des laves émises est observée (0,81 % en moyenne entre 1977 et 1987 ; entre 0,6 et 0,7 % pour les laves émises entre 1988 et 1992) (Figure 5.2b). Ces variations sont attribuées à la mobilisation de deux magmas pouvant dériver de taux de fusion variables à partir d'une même source mantellique (Bachèlery, 1999).

5.2.3 Processus pré éruptifs mis en jeu

Comme pour la période actuelle, les éruptions distales à océanite de 1972 et 1977 furent interprétée comme des phases majeures de réalimentation du système de stockage superficiel (Albarède et Tamagnan, 1988 ; Bachèlery, 1999 ; Kieffer et al., 1977).
Suite à l'éruption de 1977, les laves émises entre 1979 et 1985 sont uniquement aphyriques et relativement homogènes en composition chimique et pétrologique. Ces laves ont été interprétées comme dérivant du même magma parental que les laves de 1977, évoluant sous

de faible pression, par cristallisation fractionnée progressive d'un cumulat de composition gabbroïque globalement constitué d'olivine (37%), clinopyroxene (15%) et plagioclase (48%) (Lénat et al., 1989a ; Lénat et al., 1989b). Ainsi, la différence de composition entre les laves émises en février 1984 et juin 1985 peut s'expliquer par le fractionnement d'environ 2% de clinopyroxene et 2% de plagioclase (Lénat et al., 1989b). De même, la composition des laves de mars 1986 dériveraient des laves non océanitiques de 1977 par la cristallisation de 3-6% d'olivine de 6,5–7% plagioclase et de 2-2,5% de spinelle (Delorme et al., 1989).

Le décalage observé pour les teneurs en K_2O en 1988 (Figure 5.2b) peut s'expliquer par l'implication d'un nouveau magma, ayant connu une 'histoire profonde' différente de ceux émis de 1977 à 1987, mais présentant une évolution superficielle similaire à ces derniers par cristallisation fractionnée sous de faibles pressions (Bachèlery, 1999).

Contrairement à la période d'activité actuelle, les éruptions n'étaient précédées que d'une faible sismicité et de déformations de surface faibles ou inexistantes ne s'étendant pas au-delà de la zone sommitale. D'après Lénat (1987), l'absence de phase d'inflation entre les éruptions (excepté avant le cycle éruptif de 1985-1986) ainsi que l'absence de sismicité profonde sous la zone sommitale hors des crises intrusives, révèlerait l'absence de réalimentation entre 1980 et 1992.

L'éruption de 1986 fait exception avec l'ouverture de fissures éruptives basses sur le flanc (jusqu'à 30m au dessus du niveau de la mer) qui furent précédées par un essaim sismique localisé aux alentours de 4,5-5km de profondeur sous le flanc est. Cette éruption distale, dont les laves sont dépourvues de xénocristaux d'olivines, se distingue de celles de la période actuelle.
Plusieurs hypothèses peuvent être avancée:

- une réalimentation favorisant une propagation du dyke loin sur le flanc sud-est. Cette réalimentation serait caractérisée par de faible flux ne favorisant pas la fragmentation et l'incorporation des cristaux d'olivine et expliquant l'apparition d'un décalage compositionnel plus tard en 1988,
- une perturbation d'ordre tectonique, indépendante d'une réalimentation, permettant une ouverture du système et une propagation du magma plus loin sur le flanc sud-est. Suite à cette perturbation, une modification du système superficiel a permis l'occurrence d'éruptions de plus en plus fréquentes jusqu'en 1992, impliquant de

faibles volumes de magmas issus d'un système stockage distinct de celui de 1977-1987.

La réalimentation de 1998 a montré qu'en l'absence de transit magmatique aisé et fréquent entre les niveaux profonds et superficiels, une sismicité importante est générée sur l'ensemble de la colonne intrusive depuis -5km jusqu'au niveau de la mer. Rien de tel ne fut enregistré avant l'éruption de 1986. La sismicité enregistrée juste avant l'éruption, et quelques mois avant (crise de juillet 1985), sous le flanc oriental du volcan, est en accord avec une hypothèse de réajustement tectonique du flanc est du volcan, comme indiqué par Lénat et al. (1989) et Lénat et Bachèlery (1990).

Période éruptive 1972 -1992 : (similaire à 1998-2001)	**Période éruptive 2001- 2006** :
➢ 2 océanites : 1972, 1977	➢ 5 océanites : 2002, 2004, 2005(2x), 2007
➢ pas d'inflation pré éruptive	➢ inflation pré éruptive
➢ sismicité pré-éruptive limitée	➢ sismicité pré éruptive marquée
➢ les laves post 1977 issues d'un même magma évoluant par cristallisation fractionnée	➢ cycles géochimiques

Tableau 5.1 : Comparaison entre la période éruptive 1972-1992 et 2001-2006

Cette différence de comportement de l'édifice par rapport à la période actuelle (Tableau 5.1) impliquerait des processus différent dans le déclenchement des éruptions. Au regard de l'évolution de la composition des laves émises et des signaux précurseurs faibles, la cristallisation fractionnée d'un magma pré existant dans une chambre magmatique superficielle peut expliquer le déclenchement des éruptions (Tait et al., 1989). La fréquence élevée des éruptions et les faibles volumes de laves impliqués sont en accord avec le fait que de faibles surpressions puissent être à l'origine des injections de magmas.

Les processus éruptifs mis en jeu durant la période 1977-1992, qui peuvent se rapprocher de la période 1998-2001, diffèrent donc de ceux de la période actuelle durant laquelle la réalimentation quasi-continue de la chambre magmatique seraient le processus déclenchant les éruptions. Les océanites émises lors des éruptions distales seraient le témoin de ces réalimentations. Au cours du vingtième siècle, ce type d'éruption ne s'est produit que

sept fois en 46 ans, alors que depuis 2002, cinq éruptions de ce type se sont déjà produites, révélant un changement de comportement du volcan.

La réalimentation quasi-continue du système de stockage superficiel expliqueraient ainsi les volumes de lave importants émis depuis 1998 (343 Mm^3 en 10 ans) comparés à ceux émis en 20 ans d'activité lors de la période 1972-1992 (240 Mm^3).

5.2.4 Bilan des transferts magmatiques au cours des trente dernières années

La comparaison entre les deux périodes d'activité 1972-1992 et 1998-actuel, nous a permis de retracer l'évolution des transferts magmatiques au Piton de La Fournaise au cours de ces trente dernières années (Tableau 5.2).

A noter qu'au cours de la période de repos s'étendant de 1992 à 1998, un essaim sismique profond localisé sous la Plaine des sables/Haut de la rivière des remparts s'est produit en septembre 1996 à 15km de profondeur (données OVPF). Cette sismicité pourrait souligner le début d'une réalimentation profonde du système d'alimentation de La Fournaise, préparant ainsi, la période d'activité initiée en 1998.

Bilan des transferts magmatiques au cours de ces trente dernières années	
✓ 1972	réalimentation (???)
✓ Avril 1977	réalimentation du réservoir superficiel
✓ 1977 – 1992	vidange progressive d'un (des) réservoirs superficiels
✓ 1996-1998	réalimentation profonde depuis ~ -15km de profondeur
✓ mars 1998	réalimentation du réservoir superficiel
✓ 1999-2000	vidange du réservoir superficiel
✓ Depuis 2000	réalimentation du réservoir superficiel + réalimentation de l'ensemble du système jusqu'à la croûte océanique (signature isotope du Pb)

Tableau 5.2 : Bilan des transferts magmatiques au Piton de La Fournaise au cours de ces trente dernières années

5.3 Géométrie du système d'alimentation

L'image du système d'alimentation que nous présentons s'appuie sur les synthèses partielles déduites de l'analyse des données de déformations, sismiques, géochimiques couplées à l'analyse structurale (Figures 5.3 et 5.4).

Trajet superficiel d'alimentation :

La première phase du cheminement des dykes alimentant les éruptions est souvent commune aux diverses éruptions étudiées avec un transit par la zone sommitale et la présence de deux trajets préférentiels (Figure 5.3):
- les injections magmatiques alimentant les éruptions latérales proches transitent par la partie ouest de la zone sommitale
- et les éruptions distales par la partie est

Les parois du Dolomieu, mises à l'affleurement par l'effondrement d'avril 2007, révèlent une concentration préférentielle de dykes subverticaux dans la partie ouest du cratère Dolomieu (Figure 5.3a, photo 1) ainsi que sous le pit-crater « Soufrière » dans le rempart nord-nord ouest (Figure 5.3a, photo 2), confirmant un transit préférentiel du magma dans la partie ouest du Dolomieu.

Injection verticale

L'étude des données inclinométriques et GPS révèle, pour les éruptions latérales, un transit systématique par la zone sommitale avec une première phase de migration verticale suivie d'une phase de migration latérale vers le flanc (Peltier et al., 2005). Ces deux phases d'injection correspondraient aux deux dykes modélisés par Battaglia et Bachèlery (2003) pour l'éruption de 1998. Pour expliquer les déplacements de surface enregistrés lors de l'injection magmatique de 1998, ces auteurs supposent la présence d'un dyke subvertical sous les cratères sommitaux (légèrement décentré vers le nord ouest) s'enracinant à environ 1km au dessus du niveau de la mer, ainsi qu'un dyke latéral alimentant les fissures éruptives. Selon Battaglia et Bachèlery (2003), le premier dyke se serait mis en place lors des quinze premières minutes de l'injection magmatique superficielle soit à une vitesse de l'ordre de 0.9 $m.s^{-1}$, en

accord avec les vitesses de propagation estimées pour les migrations verticales des éruptions les plus récentes (1.1 à 1.3 $m.s^{-1}$, Peltier et al., 2005 ; Peltier et al., 2007).
De même pour l'éruption de septembre 1999, Fukushima (2005), à l'aide d'interférogrammes calculés à partir de données radar InSAR, modélise et explique les déformations liées à cette éruption par l'implication de deux dykes, l'un vertical s'enracinant à 1.7 km au dessus du niveau de la mer à l'ouest du cratère Dolomieu et l'autre plus superficiel dans la continuité de ce dernier et s'étirant vers le flanc sud.

Injection latérale

Les modélisations numériques permettent de montrer que l'injection latérale du dyke est relativement superficielle (1500 à 2000m au dessus du niveau de la mer pour les éruptions latérales proches et aux alentours de 500-1000m pour les éruptions distales).
L'évolution de la migration du magma (qui se fait parallèlement à σ_1) peut s'expliquer par la répartition des contraintes au sein de l'édifice, qui est déterminée en grande partie par la charge de l'édifice. En profondeur, $\sigma 1$ est vertical (Van Wyk de Vries et Matela, 1998), favorisant une migration verticale centrée sous les cratères sommitaux, alors qu'à l'approche de la surface σ_1 devient horizontal, parallèle à la topographie, et guide ainsi la migration latérale.

De tels changements de direction de propagation (de vertical à horizontal) sont le plus souvent associés à un changement de lithologie et en particulier à une variation de densité liée à la présence de fractures ouvertes ou d'une plus grande porosité à l'approche de la surface (Ryan, 1994). En première approximation, nous pouvons avancer que la capacité ascensionnelle d'un magma est fonction du contraste de densité existant entre l'encaissant rocheux et le magma. A l'approche de la surface, les formations deviennent de plus en plus fracturées (existence de fissures ouvertes) et de moins en moins compactées, contribuant à faire globalement baisser la densité du milieu encaissant. Dans le même temps, la présence de ces fractures ouvertes favorise le dégazage du magma au cours de son ascension. Dès lors, à partir d'un certain seuil, celui-ci voit sa densité augmenter en réponse à la perte de ses volatils. Ainsi, le contraste de densité peut se réduire rapidement lors de l'arrivée de l'injection dans un milieu très fracturé.
Au cours de l'injection, le flux de magma diminue, en réponse à la baisse de surpression dans le réservoir et à l'augmentation de densité du magma. Le poids de l'édifice créé alors un champ de contrainte compressif empêchant l'ascension du magma vers le sommet et

favorisant sa propagation sur le flanc (Dieterich, 1988; Lister et Kerr, 1991; Pinel et Jaupart, 2004 ; Rubin et Pollard, 1987).

La migration latérale sur le flanc peut également être favorisée par une « capture » passive du magma le long de la fracturation pré existante guidant l'injection vers les rifts zones. Il existerait ainsi une influence importante de la fracturation pré existante dans la capture des dykes. Sur le pourtour du Dolomieu, cette fracturation, liée aux anciennes structures d'effondrement du cratère, est particulièrement bien marquée (Figure 5.3a) expliquant ainsi des trajets préférentiels en bordure est et ouest du Dolomieu (Peltier et al., 2005 ; Peltier et al., 2007). Une faille pré existante, devenant verticale en surface, peut ainsi agir, pour un dyke ascendant, comme un conduit. Des exemples de ce type sont connus au niveau de la rift zone du nord de l'Islande où des fractures en tension existantes et des failles normales sont utilisées comme des conduits acheminant le magma vers la surface (Gudmundsson, 1995).

Aux effets de la fracturation sommitale, s'ajoutent les déviations liées à la topographie qui peut orienter le dyke lors de son cheminement. En particulier, au sein du cône sommital, l'injection à tendance à prendre une orientation radiale par rapport au sommet qui n'existe pas nécessairement à plus grande profondeur où les effets liés à la morphologie deviennent négligeables.

Le départ de l'injection latérale du dyke est relativement superficiel. En fait, il correspond à la profondeur du système hydrothermal sous les cratères sommitaux (~500-800m), identifié par des études géoélectriques (Lénat et al., 2000). Ceci peut déterminer un rôle potentiel de ce dernier dans la propagation des dykes, du fait de la présence de discontinuités géologiques et de niveaux de plus faible résistance.

Comme nous l'avons vu, le départ des dykes est souligné par une sismicité distincte d'une éruption à l'autre (Figure 2.50), révélant une rupture préférentielle d'un côté ou de l'autre d'un réservoir unique ou la présence de plusieurs systèmes de stockage comme suggéré par Lénat et Bachèlery (1990).

Réservoir superficiel :

Localisation de la chambre magmatique superficielle :

La modélisation des phases pré éruptives révèle la présence d'une source de pression proche du niveau de la mer.

Le niveau de la mer correspondrait, dans le cas du Piton de La Fournaise, à un horizon de neutralité gravitaire où la densité du magma est égale à celle du milieu environnant et où la présence d'une discontinuité géologique (Battaglia et al., 2005) favoriserait le piégeage de magma (Ryan, 1987). Cet horizon de neutralité gravitaire se situe aux alentours de 3 km sous la surface dans le cas des volcans basaltiques (Tilling et Dvorak, 1993) et correspond à la profondeur du toit des réservoirs sommitaux mis en évidence au Kilauea, Mauna Loa et Krafla (Tryggvason, 1984).

Les études sismiques montrent l'absence de large structure de stockage magmatique à faible profondeur au Piton de La Fournaise, mais la présence d'un corps de faible vélocité sous le niveau de la mer compatible avec la présence de magma (Nercessian et al., 1996 ; Sapin et al., 1996).

Nercessian et al. (1996) suggèrent que le corps à forte vitesse, s'étendant du niveau de la mer à la surface, corresponde à un complexe intrusif solidifié qui soit suffisamment rigide et cohésif pour qu'une rupture sismique se produise en réponse à une sollicitation sous-jacente (surpression dans une chambre magmatique sous jacente ou intrusion de magma) expliquant la localisation de l'essaim sismique pré éruptif entre 500 et 2500m de profondeur.

Les travaux précédents de Lénat et Bachèlery (1990) décrivent le système de stockage, alimentant les éruptions anté 1990, comme un complexe de sills et de dykes avec une limite supérieure située à 1-2 km sous le sommet. La présence de sismicité jusqu'à ce niveau suppose que les sills et dykes soient bien individualisés et l'encaissant relativement froid pour qu'une rupture fragile puisse se produire.

De plus, la présence du corps à forte vitesse vient à l'encontre de l'existence d'un système de stockage à une profondeur de 1km sous le sommet. Un tel système de stockage superficiel non solidifié générerait un ralentissement des ondes sismiques. Les essaims sismiques pré éruptifs débutent typiquement à 200-800 mètres sous le niveau de la mer et suggèrent que la limite supérieure du réservoir soit localisée au-dessus du niveau de la mer à une profondeur minimale de l'ordre de 2km sous le cratère Dolomieu.

Géométrie du réservoir superficiel

L'hypothèse avancée par Lénat et Bachèlery (1990) d'un réservoir superficiel formé par un complexe de sills et de dykes ne semble pas s'accorder avec les données recueillies pour la période actuelle. Les données de déformation, sismique et géochimique seraient plus en accord avec la présence d'un réservoir unique :

- la répartition des déplacements de surface et de la sismicité est similaire d'une phase pré éruptive à l'autre.
- aucune migration de la source des déformations pré éruptives n'est observée ; reflétant l'absence de mouvement de magma d'une poche à l'autre comme suggéré pour la phase pré éruptive de 1985-1986 (Lénat et al., 1989b).

- l'évolution de la composition des laves émises entre 1998 et 2007 requiert la présence d'un réservoir magmatique simple ou d'un réservoir compartimenté dans lequel les différentes poches magmatiques seraient bien connectées. La géométrie du réservoir serait relativement simple, afin de pouvoir transmettre les variations progressives dans la composition du magma parental observée ces dernières années.
Selon Pietruszka et Garcia (1999), dans un réservoir magmatique géométriquement complexe (tel un essaim de dykes et de sills), la signature géochimique d'une lave dépend de plusieurs facteurs, incluant la portion du réservoir impliqué dans l'éruption, la durée de stockage dans ce réservoir avant l'éruption et le degré d'interaction entre les magmas dans les différentes poches magmatiques. Un changement dans l'un de ces paramètres entre différentes éruptions pourrait détruire les variations temporelles systématiques de la composition du magma parental.

Compte tenu de la précision et du nombre limité de données de déformation dont nous disposons, nous ne pouvons totalement exclure l'hypothèse avancée par Lénat et Bachèlery (1990) de la présence d'un réseau de dyke et sills, étant donné qu'un tel sous-ensemble bien interconnecté peut inter agir comme une unité unique.

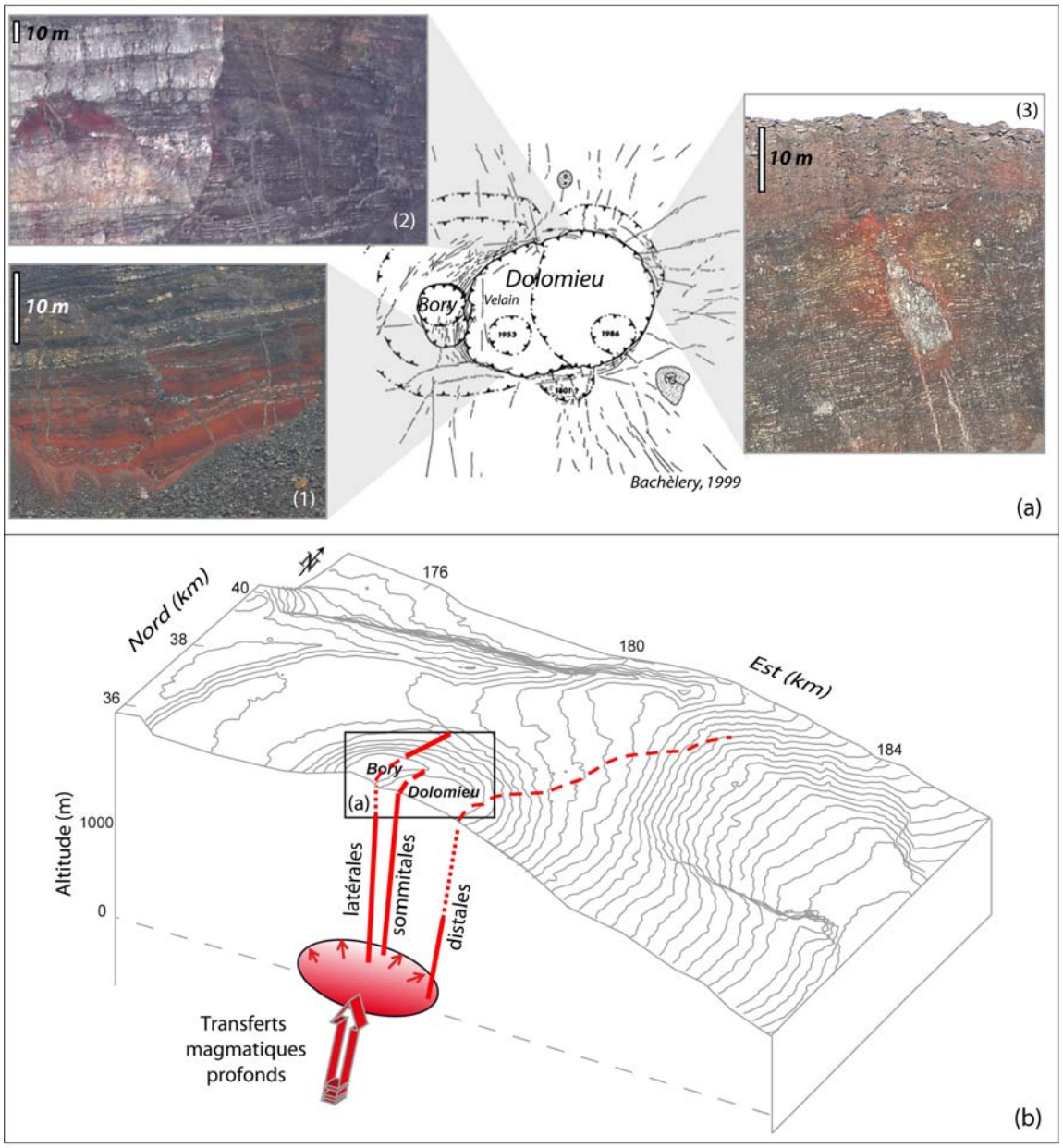


Figure 5.3 : (a) Cartographie des fractures et limites cratériques de la zone sommitale du Piton de la Fournaise (d'après Bachèlery, 1999) et photographies des remparts. (b) Système d'alimentation superficiel du Piton de La Fournaise.

Volume du réservoir superficiel

Le volume de ce réservoir, déduit des modélisations numériques (0,30 km^3, Peltier et al., 2007), est en accord avec le volume estimé par Sigmarsson et al. (2005) (0,35km^3) en analysant les temps de résidence des magmas de la période historique et récente à partir des déséquilibres radioactifs de la chaîne de l'Uranium, ainsi qu'avec le volume estimé par Albarède (1993) (0,1 à 0,3 km^3) en utilisant le taux de magma produit en moyenne entre 1930 et 1986.

Les dimensions du réservoir superficiel sont également en accord avec la surface (surface du cratère du Dolomieu) et le volume (estimé à 150 Mm^3) de l'effondrement ayant affecté le sommet du cône en avril 2007.

Les pit-craters de plus petites ampleurs comme ceux de mars 1986 (150m de diamètre et 80m de profondeur, Delorme et al., 1989) et novembre 2002 (200m de diamètre, 25m de profondeur pour un volume estimé à 0,8Mm^3, Longpré et al., 2006) correspondraient à des effondrements mineurs à l'aplomb de petites colonnes magmatiques ou d'intrusions mises en place haut dans l'édifice. Ces effondrements font suite à des éruptions ayant émis des volumes relativement importants (14Mm^3 et 8Mm^3 de coulées émises respectivement en mars 1986 et novembre 2002). Lorsque le magma migre vers la surface, il peut se faire piéger au niveau d'interfaces lithologiques ou tectoniques. Ce sont ces petites structures qui pourraient se vidanger en fin d'éruption et créer des cavités superficielles responsables de la formation de pit-craters comme en 2002 et 1986 (Longpré et al., 2006 ; Hirn et al., 1991). Delorme et al. (1989) ont ainsi estimé en utilisant un modèle de point source une profondeur de 0,1-0,4km pour la source de déflation précédant la formation du pit-crater de 1986. Des telles poches magmatiques de petites tailles (une vingtaine de mètres en coupe) ont été mises à l'affleurement sur les parois du Dolomieu suite à son effondrement en avril 2007 (Figure 5.3a, photo 3).

Ce réservoir superficiel serait en connexion avec un (des) réservoir(s) plus profond(s) qui viendrait régulièrement le réalimenter.

Réservoirs profonds

Concernant les structures plus profondes du système d'alimentation du Piton de La Fournaise, l'étude des déformations n'apporte pas d'information. En effet, la remontée de magma depuis des niveaux profonds, inférieurs au niveau de la mer, n'engendre pas de déformation de surface significative, détectable par les divers appareils de mesure installés sur le volcan ou par les techniques d'imagerie spatiale (Fukushima, 2005 ; Sigmundsson et al., 1999).

La distribution spatiale des séismes, en revanche, permet de mettre en évidence ces structures. Ainsi, au moins deux niveaux de stockage supplémentaires, situés entre la source magmatique asthénosphérique du point chaud et la surface, peuvent être distingués :

- l'un vers 7,5km de profondeur mis en évidence par Battaglia et al. (2005) avec l'étude de l'essaim sismique pré éruptif de 1998 qui s'enracinait à -7,5km sous le cratère Bory**.** Cet enracinement pourrait correspondre au toit d'un réservoir magmatique. La présence d'essaims sismiques à 7,5km de profondeur sous le cratère Bory en avril 2005 et avril 2007 confirmerait la présence d'une structure de stockage magmatique à ce niveau.
Cette profondeur est en accord avec les niveaux de cristallisation déduits de l'étude des inclusions fluides contenues dans les cristaux d'olivines des laves de 1998 (Bureau et al., 1998) et de février 2005 (Famin et al., 2005) révélant une population d'olivine cristallisant à 7,5km de profondeur.

- et l'autre aux alentours de 15km de profondeur localisé à l'ouest du cône sommital.
La localisation d'un essaim sismique sous la Plaine des sables/Haut de la rivière des remparts en 1996 à 15km de profondeur (données OVPF) pourrait souligner la présence d'un complexe magmatique actif dans cette zone qui serait venu alimenter la zone centrale de La Fournaise durant cette période.
Un stockage de magma au niveau de la croûte océanique est en accord avec les signatures en Pb des laves récentes (Vlastélic et al., 2005, Vlastélic et al., soumis, Annexe 10) , révélant une contamination avec de la croûte océanique altérée et un stockage assez long à ce niveau particulièrement bien marqué dans les océanites.

Ces deux niveaux de stockage se sont développés au niveau d'interfaces géologiques favorisant l'accumulation de magma.
Ainsi à 7,5km de profondeur se situe l'interface édifice volcanique - plancher océanique, et aux alentours de 15km de profondeur l'interface croûte océanique – manteau supérieur (Battaglia et al., 2005 ; Driad, 1997 ; Gallard et al., 1999).

Une couche de vitesse sismique de 7.7km.s^{-1} en moyenne, a été mise en évidence entre la croûte océanique et le manteau supérieur principalement dans le sud-ouest de l'île. Driad (1997) interprète ce niveau comme un plaquage sous crustal lié à l'accumulation d'intrusions magmatiques. Ce niveau pourrait se prolonger jusque sous la Plaine des Sables et correspondre à un réservoir magmatique de grande ampleur, d'où une injection se serait initiée en 1996 pour venir réalimenter le système superficiel.

Conduit d'alimentation entre les différents niveaux de stockage

La connexion (conduit) entre le réservoir superficiel et celui situé aux alentours de 7,5km a pu être soulignée par la sismicité pré éruptive précédant l'éruption de 1998. L'essaim sismique s'enracinait à 7,5km de profondeur à l'ouest du cratère Bory et se courbait en direction de l'est (Battaglia et al, 2005) (Figure 5.4).

L'extension latérale de l'essaim sismique fut relativement limitée par rapport à son extension verticale, suggérant une structure cylindrique ou un dyke étroit plutôt qu'un dyke planaire (Battaglia et al., 2005). Rubin et Gillard (1998) ont montré que les séismes liés à une injection magmatique ne reflétaient pas son extension, mais résulterait de réajustement de contrainte le long de fracturation pré existante autour du dyke. Ceci pourrait expliquer, en partie, l'extension spatiale latérale limitée de la sismicité associée à l'injection de 1998.

Suite à cette éruption, ce conduit serait relativement bien ouvert et chaud favorisant un drainage asismique du magma. Des séismes n'ont été enregistrés à 7,5km de profondeur, sous le cratère Bory, qu'en avril 2005 et en avril 2007, signifiant une augmentation de contrainte à ce niveau lors de ces deux périodes.

Les réalimentations du réservoir superficiel, via ce conduit, expliqueraient le déplacement, en 2001, de la source de pression à l'origine des déformations visibles à long terme plus à l'ouest du Dolomieu (chapitre 2.3.2.2, Figure 2.32).

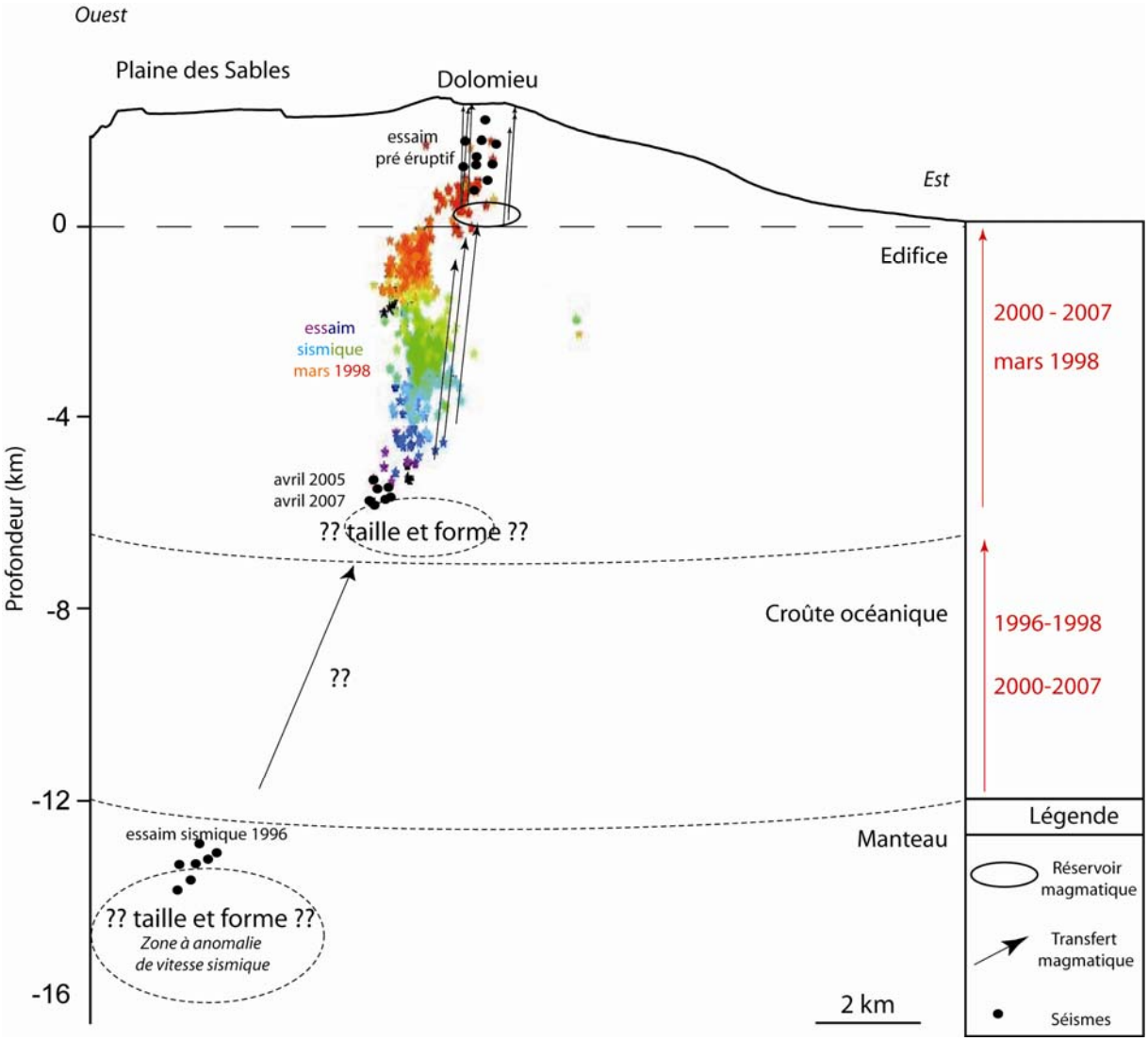


Figure 5.4 : Système d'alimentation actuel du Piton de La Fournaise. Localisation de la sismicité pré éruptive de mars 1998 d'après Battaglia et al (2005).

Comme suggéré par Aki et Ferrazzini (2001), les faibles magnitudes (<2.5) des séismes ainsi que la faible sismicité profonde peuvent s'expliquer par la simplicité du système d'alimentation entre le manteau et le réservoir superficiel. Contrairement aux volcans hawaiiens, les rifts zones du Piton de La Fournaise sont peu développées et ne présentent pas de stockage magmatique sous-jacent. Ainsi, la concentration des contraintes se fait essentiellement sous la zone sommitale, où la plupart des séismes sont enregistrés confirmant le rôle extrêmement important de cette zone dans le transit des magmas vers la surface.

Le développement du cône central d'une hauteur de 500m depuis la base de l'enclos Fouqué, s'expliquerait en partie par l'injection répétée de dykes transitant par la zone sommitale et conduisant aux éruptions sommitales et latérales proches.

Références bibliographiques

A

Aki, K., M. Fehler, S. Das, 1977, Source mechanism of volcanic tremor: fluid driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 2, 259-287.

Aki, K., P.G. Richards, 1980, Quantitative Seismology: Theory and Methods, vol. I, 557 pp., W.H. Freeman, New York.

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

Aki, K., V. Ferrazzini , 2001, Comparison of Mount Etna, Kilauea, and Piton de la Fournaise by a quantitative modeling of their eruption histories." J. Geophys. Res. 106, n° B3: 4091-4102.

Albarède, F., V. Tamagnan, 1988, Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de La Fournaise volcano, Reunion Island, 1931-1986, *J. Petrol.* 29, part.5: 997-1030.

Albarède, F., 1993. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 57, 615-621.

Albarède, F., B. Luais, G. Fitton, M. Semet, E. Kaminski, B.G.J. Upton, P. Bachèlery, J.L. Cheminée , 1997, The geochemical regimes of Piton de La Fournaise volcano (Reunion) during the last 530000 years, *J. Petrol.* 38, n°2: 171-201.

Allard, P., B. Behncke, S. D'Amico, M. Neri, S. Gambino, 2006, Mount Etna 1993-2005: Anatomy of an evolving erptive cycle, *Earth Science Reviews*, 78, 85–114

Alparone, S., D. Andronico, D. Lodato, T. Sgroi, 2003, Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast Crater eruption on Mount Etna in early 2000*, J. Geophys. Res.*108 (B5).

Aloisi, M., A. Bonaccorso, S. Gambino, 2006, Imaging composite dike propagation (Etna, 2002 case), *J. Geophys. Res.* vol. 111, B06404, doi: 10.1029/2005JB003908.

Arnadottir, T., F. Sigmundsson, P.T. Delaney, 1998, Sources of crustal deformation associated with the Krafla, Iceland, eruption of September 1984*, Geophys. Res. Lett.* 25(7): 1043-1046.

Ayling, M. R., P. G. Meredith, S. A.F. Murrell, 1995, Microcracking during triaxial deformation of porous rocks monitored by changes in rock physical properties, I. Elastic-wave propagation measurements on dry rocks, *Tectonophysics* 245: 205-221.

B

Bachèlery, P., 1981, Le Piton de la Fournaise (Ile de la R´eunion): Etude volcanologique, structurale et pétrologique, Thèse de doctorat, Université Clermont-Ferrand II.

Bachèlery, P., 1999, Le Fonctionnement des volcans boucliers, Mémoire HDR, Université de La Réunion.

Bachèlery, P., P.A. Blum, J. L. Cheminée, L. Chevallier, R. Gaulon, N. Girardin, C. Jaupart, F. Lalanne, J. L. Le Mouel, J. C. Ruegg, P. Vincent, 1982, Eruption at Le Piton de La Fournaise volcano on 3 February 1981, *Nature,* vol. 297, n°5865: 395-397.

Bachèlery P, Chevallier L., Gratier J.P., 1983. Caractères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (Océan Indien). *C.R. Acad Sciences Paris,* 296**,** pp 1345-1350.

Bachèlery, P., P. Mairine, 1990, Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis ,53 M.a., in *Le volcanisme de la Réunion, Monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp. 213–242.

Battaglia, J., K. Aki, Montager, 2000, Tilt signals derived from a GEOSCOPE VBB station on the Piton de La Fournaise volcano, *Geophys. Res. Lett.* 27, n°5: 605-608.

Battaglia, J., P. Bachèlery, 2003, Dynamic dyke propagation deduced from tilt variations preceding the March 9, 1998, eruption of the Piton de la Fournaise volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *120*, 289–310.

Battaglia, J., V. Ferrazzini, T. Staudacher, K. Aki, and J.-L. Cheminée, 2005, Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophys. J. Int.*, *161*, 549–558.

Beauducel, F., F.-H. Cornet, 1999, Collection and three-dimensional modeling of GPS and tilt data at Merapi volcano, Java, *J. Geophys. Res.*, *104*, 725–736.

Birch, F., 1966, The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Part 2. *J. Geophys. Res.*, 66, 2199-2224.

Blake, S., 1981, Volcanism and the dynamics of open magma chambers, Nature, 289, 783-785

Blum, P.A., 1963, Contribution à l'étude des variations de la verticale en un lieu, *Ann. Géophys*., 19, 215-243.

Bonaccorso, A., P.M., Davis, 1999, Models of ground deformation from vertical volcanic conduits with application to eruptions of Mount St. Helens and Mount Etna, *J. Geophys. Res.* vol.104, n°B5: 10531-10542.

Bonaccorso, A., P. M. Davis, 1993, Dislocation modelling of the 1989 dike intrusion into the flank of Mount Etna, Sicily, *J. Geophys. Res.*, 98(B3), 4261–4268.

Bonneville, A., 1990, Structure de la lithosphère in *Le volcanisme de la Réunion,monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp 1-18.

Brandsdottir, B., P. Einarsson, 1992, Volcanic tremor and low-frequency earthquakes in Iceland. In: Gasparani, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), *Volcanic Seismology*. Springer-Verlag, pp. 212-222.

Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, A. Nercessian, O. Coutant, Z. Duputel, 2007a, Seismic imaging and monitoring of the Piton de la Fournaise volcano from ambient seismic noise correlations, Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 01326.

Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, A. Nercessian V. Ferrazzini, 2007b, 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations*, Geophys. Res. Lett*., 34, L02305, doi:10.1029/2006GL028586.

Briole, P., P. Bachèlery, B. Mc Guire, J. Moss, J.C. Ruegg, Ph. Sabourault, 1998, Deformation of Piton de La Fournaise : evolution of the monitoring techniques and knowledge acquired in the last five years, in The European Laboratory Volcanoes. *Second Workshop Santorini.* Greece, Casale, R. et al. (eds.).

Boivin, P., Bachèlery, P., 2003, The behavior of the shallow plumbing system at La Fournaise volcano (Reunion Island). A petrological approach. EGS, Geophysical Research Abstracts 5, 11455.

Bureau, H., N. Métrich, F. Pineau, M.P. Semet, 1998, Magma-conduit interaction at Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study, *J. Volc. Geotherm. Res.* 84: 39-60.

Bureau, H., N. Métrich, M. Semet, T. Staudacher, 1999, Fluid magma decoupling in a hot-spot volcano, *Geophys. Res. Letter* vol 26, n°23: 3501-3504.

C

Carter, A., B. van Wyk de Vries, K. Kelfoun, P. Bachèlery, P. Briole, 2006, "Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de La Fournaise, *Bull. Volcanol.* doi 10.1007/s00445-006-0103-4.

Cayol, V., 1996, Analyse élastostatique tridimensionnelle du champ de déformations des édifices volcaniques par éléments frontières mixtes, Thèse de doctorat, Université de Paris VII.

Cayol, V., and F. H. Cornet, 1997, 3D mixed boundary elements for elastostatic deformation fields analysis, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, *34*, 275–287.

Cayol, V., F.H. Cornet, 1998a, Three-dimensional modelling of the 1983-1984 eruption at Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, *J. Geophys. Res*., vol. 103, n°B8: 18025-18037.

Cayol, V., F. H. Cornet, 1998b, Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes - Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1979–1982.

Cayol, V., J. H. Dieterich, A. T. Okamura, A. Miklius, 2000, High magma storage rates before the1983 eruption of Kilauea, Hawaii, *Science* 288: 2343–2346.

Cervelli, P., P. Segall, F. Amelung, H. Garbeil, C. Meertens, S. Owen, A. Mikilius, M. Lisowski, 2002, The 12 September 1999 upper East rift zone dike intrusion at Kilauea volcano, Hawaii*, J. Geophys. Res.* vol. 107, n°B7, doi:10.1029/2001JB000602, 2150.

Charvis, P., A. Laesanpura, J. Gallard, A. Hirn, J-C. Lépine, B. de Voogt, T. A. Minshull, Y. Hello, B. Pontoise, 1999, Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Réunion, from wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.* vol. 104, n°B2: 2875-2893.

Chouet, B., 1992, A seismic model for the source of long period events and harmonic tremor. In: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), Volcanic Seismology. Springer-Verlag, pp. 133-156.

Clocchiatti, R., Havette, A., Nativel, P.-E., 1979, Relations pétrogénétiques entre les basaltes ransitionnels et les océanites du Piton de la Fournaise (île de la Réunion, océan Indien) à partir de la composition chimique des inclusions vitreuses des olivines et des spinelles, *Bull. Minéral.* 102, 511-525.

Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.-J. Jaeger, H. Cappetta, 1986, Deccan flood basalts at the Cretaceous-Tertiary boundary?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *80*, 361–374.

Crouch, S.L., 1976, Solution of plane elasticity problems by the displacement discontinuity method. Int. J. Numer. Meth. Engng., 10, 3001-3433.

Curran, J.H., B.T.Corkum, S. Shah, 1994, COMPUTE^{3D} BEM, Version 2.23. *Rock Engineering Group*, Department of Civil Engineering, University of Toronto.

D

Davis, P. M., L.M. Hastie, F.D. Stacey, 1974, Stresses within an active volcanon - with particular reference to Kilauea, *Tectonophysics* 22: 355-362.

Davis, P. M.,1986, Surface deformation due to inflation of an arbitrarily oriented triaxial ellipsoidal cavity in an elastic half-space, with reference to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.* 91(B7): 7429-7438.

Delaney, P. T., D.F. Mc Tigue, 1994, Volume of magma accumulation or withdrawal estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano, *Bull. Volcanol.* 56: 417-424.

Delorme, H., P. Bachèlery, P.A. Blum, J-L. Cheminée, J-F Delarue, J-C Delmond, A. Hirn, J-C Lepine, P-M. Vincent, J. Zlotnicki, 1989, March 1986 eruptive episodes at Piton de La Fournaise volcano (Réunion Island), *J. Volc. Geotherm. Res.* 36: 199-208.

Delorme, H. , 1994, Apport des déformations à la compréhension des mécanismes éruptifs : le Piton de La Fournaise, Thèse d'état, Université de Paris VII.

De Voogd, B., S. Pou Palomé, A. Hirn, P. Charvis, J. Gallard, D. Rousset, J. Dañobeitia, H. Perroud, 1999, Vertical movements and material transport during hotspot activity : seismic reflection profiling offshore La Réunion, *J. Geophys. Res.* vol. 104, n°B2: 2855-2874.

Dieterich, J. H., 1988, Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones, *J. Geophys. Res.*, *93*, 4258–4270.

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

Driad, L., 1997, Structure profonde de l'édifice volcanique de La Réunion (océan Indien) par sismique réfraction et grand angle, Thèse de doctorat, Université de Paris VII.

Dvorak, J. J., D. Dzurisin, 1997, Volcano Geodesy: The Search for Magma Reservoirs and the Formation of Eruptive Vents, *Rev. Geophys.* 35(3), doi:10.1029/97RG00070.

Dzurisin, D., R.Y. Koyanagi, T.T. English, 1984, Magma supply and storage at Kilauea volcano, Hawaii, 1956-1983, *J. Volc. Geotherm. Res.* 21: 177-206.

E

Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M., Handler, M.R., 1997, A simple method for the precise determination of ≥40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. *Chemical Geology*, 134, 311-326.

Ereditato, D., G. Luongo, 1994, Volcanic tremor wave field during quiescent and eruptive activity at Mount Etna (Sicily), *J. Volcanol. Geotherm. Res*., 61, 239-251.

F

Famin, V., S. Okumura, A. Peltier, S. Nakashima, P. Bachèlery, E. Delcher, 2006, Two degassing paths in magmas from Reunion hotspot: constraints from melt and fluid inclusions, Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 00612.

Ferrazzini, V., K. Aki, 1992, Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs. In: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), Volcanic Seismology. Springer-Verlag, pp. 168-189.

Fisk, M. R., Upton, B. G. J., Ford, C. E., White, W. M., 1988, Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean, *J. Geophys. Res*. 93, 4933-4950.

Froger, J.-L., Y. Fukushima, P. Briole, T. Staudacher, T. Souriot, N. Villeneuve, 2004, The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L14601, doi:10.1029/2004GL020479.

Fukushima, Y., 2005, Transferts de magma au volcan du Piton de La Fournaise déterminés par la modélisation 3D de données d'interférométrie radar entre 1998 et 2000, Thèse de doctorat, Université de Clermont Ferrand.

Fukushima, Y., V. Cayol, P. Durand, 2005, Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise, *J. Geophys.Res.*, *110*, B03206, doi:10.1029/2004JB003268.

G

Gallard, J., L. Driad, P. Charvis, M. Sapin, A. Hirn, J. Diaz, B. de Voogd, M. Sachpazi, 1999, Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect, *J. Geophys. Res.* vol. 104, n°B2: 2895-2908.

Gérard, A., A. Lesquer, J.C. Lachaud, P. Louis, C. Mennechet, 1980, Etude gravimétrique de la moitié Sud-Est de l'île de La Réunion. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 290, B, 139-142.

Gillot, P.Y., P. Nativel, Eruption history of the Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, Indian Ocean*, J. Volcanol. Geotherm. Res*., 36, 53-55.

Gordeev, E.I., V.A. Saltykov, V.I. Sinitsyn, V.N. Chebrov, 1990, Temporal and spatial characteristics of volcanic tremor wave fields, *J. Volcanol. Geotherm. Res*., 40, 89-101.

Graham, D., Lupton, J., Albar_ede, F. & Condomines, M., 1990, Extreme temporal homogeneity of helium isotopes at Piton de la Fournaise, Réunion Island, *Nature* 347, 545–548.

Grasso, J. R., P. Bachèlery, 1995, Hierarchical organization as diagnostic approach to volcano mechanics: validation on Piton de la Fournaise volcano, *Geophys. Res. Lett.* vol 22, n°21: 2897-2900.

Gudmundsson, A., 1995, Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland." J. Volc. Geotherm. Res. 64, 1-22.

Gudmundsson, A., 2000, Fracture dimensions, displacements and fluid transport, *J. Struct. Geol.* 22: 1221-1231.

Gudmundsson, A., 2002, Emplacement and arrest of dykes in central volcanoes, *J. Volc. Geotherm. Res.* 255: 279-298.

Gudmundsson, A., I.F. Loetveit, 2005, Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone, *J. Volc. Geotherm. Res.* 144: 311-327.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dykes injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth-Sciences Reviews* 79, 1-31.

H

Hill, D. P., J. J. Zucca, 1987, Geophysical constrains on the structure of Kilauea and Mauna Loa volcanoes and some implications for seismomagmatic processes, in *Volcanism in Hawaii,* R. W. Decker, T. L. Wright and P. H. Stauffer (Editors), *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.1350,* 903–917.

Hirn, A., J-C. Lépine, M. Sapin, H. Delorme, 1991, Episodes of pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise, *J. Volc. Geotherm. Res*. 47 :89-104

Houlié, N., 2005, Mesure et modélisation de données GPS de volcans. Applications à des études de déformation à diverses échelles et à la tomographie des panaches atmosphériques, Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris.

I

Imbo, G., 1935, Agitazione armonica vesuviana annali del reale, 163 pp., Osservatorio Vesuviano, Naples, Italy.

J

Julien, P., J.R. Bonneton, 1984, Etude structurale et mesures et mesures de déformations à la Soufrière de Guadeloupe, Bull. PIRPSEV, 91.

K

Kieffer, G., B. Tricot, P.M. Vincent, 1977, Une eruption inhabituelle (Avril 1977) du Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion) : ses enseignements volcanologiques et structuraux. C.R. Acad. Sc. Paris, 285, D- 957-960

Kornprobst, J., P. Boivin, J.F. Lénat, P. Bachèlery, A. Bonneville, P. Dupont, J. Lecointre, J.L. Seidel, P.Thomas, P. Vincent, 1984, Le Piton de La Fournaise, île de La Réunion. In : Prévision et Surveillance des éruptions volcaniques. Proceedings, Clermont-Ferrand, 75-82.

L

Labazuy P., G. Saracco, J-F. Lénat, S. Charbonnier, G. Mauri G., 2004, EM tomography and modeling of the hydrothermal system of Piton de la Fournaise, Reunion Island. IAVCEI 2004 General Assembly, Pucón, Chile, s08e_pf_142.

Lacroix A., 1936. Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses Produits. Paris, Gauthier et Villard ed., 297p.

Lénat J.-F., M. Aubert, 1982. Structure of the Piton de la Fouransie Volcano (Réunion Island, Indian Ocean) from magmatique investigations. An illustration of analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volc.Geotherm. Res.,* 12, 361-392.

Lénat, J.F., 1987, Structure et dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique; le Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion), Thèse de doctorat d'état, Université de Clermont-Ferrand II.

Lénat, J.F., P. Bachèlery, 1987, Dynamics of Magma Transfer at Piton de La Fournaise Volcano (Réunion Island, Indian Ocean), *Earth Evolution Sciences*, Special Issue "Modeling of Volcanic Processes", Chi-Yu and Scarpa (Eds.), pp. 57-72, Friedr. Vieweg and Sohn, Brauschweig/Wiesbaden

Lénat, J.-F., P. Bachèlery, A. Bonneville, P. Tarits, J-L Cheminée, H. Delorme, 1989a, The December 4, 1983 to February 18, 1984 eruption of Piton de La Fournaise (La Reunion, Indian ocean) : description and interpretation, *J. Volc. Geotherm. Res.* 36: 87-112.

Lénat, J.-F., P. Bachèlery, A. Bonneville, A. Hirn, 1989b, The beginning of the 1985-1987 eruptive cycle at Piton de La Fournaise (La Reunion); new insights in the magmatic and volcano-tectonic systems, *J. Volc. Geotherm. Res.*36: 209-232.

Lénat, J.-F., P. Vincent, P. Bachèlery, 1989c, The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de La Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean); structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping, *J. Volc. Geotherm. Res.* 36: 1-36.

Lénat, J.-F., P. Bachèlery, 1990, Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de la Fournaise, in *Le volcanisme de la Réunion, Monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp. 257–296.

Lénat, J.-F., D. Fitterman, et D. B. Jackson , 2000, Geoelectrical structure of the central zone of Piton de la Fournaise volcano (Réunion), *Bull.Volcanol*., 62, 75–89

Lépine, J-C., 1987, Répartition de la sismicité dans la zone d'extension de Djibouti (1972-1986). Relation entre activité sismique et éruptions volcaniques au Piton de La Fournaise (Réunion, 1985-1986). Thèse de doctorat, Université de Paris VI.

Lesquer, A., 1990, Structure profonde de l'île de La Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. In *Le volcanisme de la Réunion, Monographie*, edited by J.-F. Lénat, pp. 19–28.

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

Longpré, M. A., T. Staudacher, et al., 2006, The November 2002 eruption at Piton de La Fournaise volcano, La Reunion Island: ground deformation, seismicity, and pit crater collapse, *Bull. Volcanol*. doi 10.1007/s00445-006-0087-0.

Ludden, J. N., 1978, Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Réunion island, *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 4, 171-198.

Lytwyn, J.N. and Burke, K., 1995, Short hectic life, sudden death and burial of the Deccan Trap Source Mantle Plume (DTSMP). *American Geophysical Union Abstracts and Program*, vol. 76, p. F571.

M

Malengreau, B., 1995, Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques, Thèse de doctorat, Université de Clermont Ferrand - France.

Malengreau, B., J.F. Lénat, J.L. Froger, 1999, Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *J. Volc. Geotherm. Res.* 88: 131-146.

Mériaux, C., 1996, Transport de magma dans les filons, Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris – Université de Paris 7.

Mc Nutt, S.R., 1987, Volcanic tremor at Pavlov volcano, Alaska, October 1973-April 1986, *Pure Appl. Geophys*., 125, 1051-1077.

Michel, S., J. Zlotnicki, 1998, Self-potential and magnetic surveying of La Fournaise volcano (Reunion Island): Correlations with faulting, fluid circulation, and eruption, *J. Geophys.Res.*, *103*, 17,845–17,857.

Michon, L., F. Saint-Ange, P. Bachelery, N. Villeneuve, T. Staudacher, 2007, Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island), *J. Geophys. Res.*, 112, B04205, doi:10.1029/2006JB004598.

Mogi, K., 1958, Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo* 36: 99-134.

Morgan, W.J., 1981, Hotspots tracks and opening of the Atlantic and Indian oceans. In *c. Emiliani ed, The Sea, 7, The oceanic lithosphere*, 443-487.

Morimoto, N., 1988, Nomenclature of pyroxenes, *Bull. Mineral*., 111, 535-550

N

Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lepine, M. Sapin, 1996, Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *J. Volcanol. Geotherm.Res.*, *70*, 123–143.

O

Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75: 1135-1154.

P

Peltier, A., V. Ferrazzini, T. Staudacher, and P. Bachèlery, 2005, Imaging the dynamics of dyke propagation prior to the 2000-2003 flank eruptions at Piton de La Fournaise, Reunion Island, *Geophys. Res. Lett.* 32, L22302, doi:10.1029/2005GL023720.

Peltier, A., T. Staudacher, P. Catherine, L.-P. Ricard, P. Kowalski, and P. Bachèlery, 2006, Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de la Fournaise detected by extensometers, *Geophys. Res. Lett.* 33, L06315, doi:10.1029/2005GL025495.

Peltier, A., T. Staudacher, P. Bachèlery, 2007, Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, *J. Geophys. Res*, 112, B03207, doi:10.1029/2006JB004379.

Pietruszka, A. J., M.O Garcia, 1999, The size and shape of Kilauea volcano s summit magma storage reservoir: a geochemical probe, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 167: 311-320.

Pinel, V., C. Jaupart, 2004, Magma storage and horizontal dyke injection beneath a volcanic edifice, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *221*, 245–262.

Pollard, D. D., 1987, Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes, in mafic dyke swarms, in *Mafic Dyke Swarms*, edited by H. C. Halls and W. F. Fahrig, pp. 5–24, Geological Association of Canada Special Paper 34.

Presnall, D.C., S.A. Dixon, J.R. Dixon, T.H. O'Donnell, N.L. Brenner, R.L. Schrock, P.W. Dycus, 1978, Liquidus Phase Relations on the Join Diopside. Forsterite-Anorthite form 1 athm to 20 kbar: Their bearing on the Generation and Crystallisation of Basaltic magma. *Cont. Mineralogy and Petrology*, vol. 66 n°2, pp. 203-220.

R

Reiners, P. W., 2002, Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: Implications for mantle heterogeneity and melting processes, *Geochem. Geophys. Geosyst.* vol.3, n°2, 10.1029/2001GC000250.

Rizzo, F.J., 1967, An integral equation approach to boundary value problems of classical elastostatics. *Quart. Appl. Math*, 25, 83-95.

Rousset, D., A. Lesquer, A. Bonneville, J.F. Lénat, 1989, Complete gravity study of Piton de La Fournaise volcano, Réunion island, *J. Volcano. Geotherm. Res.* 36, 37-52.

Rubin, A. M., 1995, Propagation of magma-filled cracks, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *23*, 287–336.

Rubin, A. M., D. D. Pollard, 1987, Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones, *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, *1350*, 1449–1470.

Rubin, A.M, D. Gillard, 1998, Dike induced seismicity: theoretical considerations, *J. Geophys. Res.*, 103, 10 017 – 10 030

Ryan, M.P., 1994, Neutral-buoyancy controlled magma transport and storage in mid-ocean ridge magma reservoirs and their sheeted-dyke complex: A summary of basics relationships, Magmatic systems, Academic Press, New-York

Ryan, M. P., J.Y.K. Blevins, A.T. Okamura, R.Y. Koyanagi, 1983, Magma reservoir subsidence mechanics: theorical summary and application to Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.* 88(B5): 4147-4181.

S

Salaun, A., 2006, L'éruption de 1998 au Piton de la Fournaise - Evolution pétro-géochimique et transfert des magmas, mémoire de DEA, Institut de Physique du Globe de Paris

Saleh, B., 1986, Développement d'une nouvelle instrumentation pour les mesures de déformations - Applications au génie civil, Thèse de Doctorat, Université P. & M. Curie Paris VI

Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - i. searching a parameter space, *Geophys. J. Int.*, *138*, 479–494.

Sambridge, M., 1999b, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - ii. appraising the ensemble, *Geophys. J. Int.*, *138*, 727–746.

Sapin, M., A. Hirn, J-C. Lépine, A. Nercessian, 1996, Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de La Fournaise volcano, *J. Volc. Geotherm. Res.* 70: 145-167.

Sigmarsson, O., M. Condomines, P. Bachèlery, 2005, Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *234*, 223–234.

Sigmundsson, F., P. Durand, D. Massonnet, 1999, Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 533–536.

Sleep, N., 1984, Tapping of magma from ubiquitous mantle heterogeneities: an alternative to mantle plumes? *J. Geophys. Res.,* 89, 10029–10041.

Staudacher, T., Ph. Sarda, C.J. Allègre, 1990, Noble gas systematics of Réunion Island, Indian Ocean*, Chem. Geol*., 89, 1-17.

Staudacher, T., C.J. Allègre, 1993, Ages of the second caldera of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) determined by cosmic ray produced ^{3}He and ^{21}Ne, *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 395-404.

T

Tait, S., C. Jaupart , S. Vergniolle, 1989, Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallizing magma chamber, *Earth Planet. Sci. Lett.* 92: 107-123.

Tarantola, A., 1987, Inverse Problem Theory, Elsevier, New-York

Tibaldi, A., 2003, Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy, *J. Volc. Geotherm. Res.* 126: 79-95.

Tilling, R.I., J. Dvorak, 1993, Anatomy of a basaltic volcano, Nature, 363, 125-133

Toutain, J.-P., P. Bachelery, P-A. Blum, J. L. Cheminee, H. Delorme, L. Fontaine, P. Kowalski, P. Taochy , 1992, Real time monitoring of vertical ground deformations during eruptions at Piton de la Fournaise, *Geophys. Res. Lett.* 19(6).

Tryggvason, E., 1984, Widening of the Krafla fissure swarm during the 1975-1981 volcano tectonic episode, *Bull. Volcanol.,* 47, 47-69

U

Upton, B. G. J., Wadsworth, W. J., 1972, Aspects of magmatic evolution on Réunion island, *Philos. Trans. R. Soc. London* A271, 105-130.

V

Van Wyk de Vries, B., R. Matela, 1998, Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion, *J. Volc. Geotherm. Res.* 81: 1-18.

Vlastélic, I., T. Staudacher, M. Semet, 2005, Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: Evidence for variable crustal contamination, *J. Petrol.*, *46*, 79–107.

Vlastélic, I., E. Lewin, T. Staudacher, 2006, Th/U and other geochemical evidence for the Réunion plume sampling a less differentiated mantle domain, *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 364-378.

W

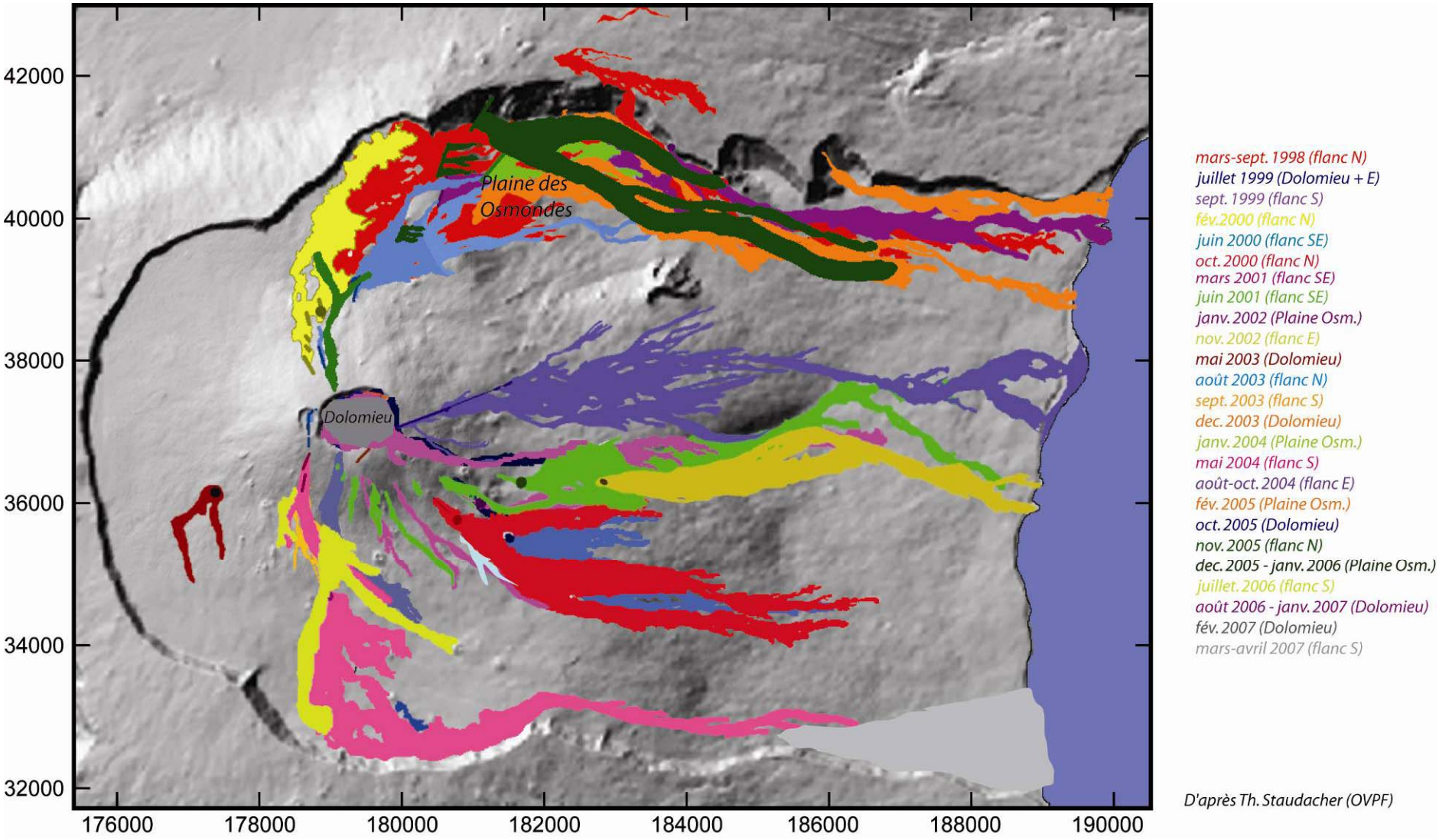
Wolfe, J.E., E. Berg, G.H. Sutton, 1981, The change in strain comes mainly from the rain: Kipapa, Oahu, *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, 71, 1625-1635.

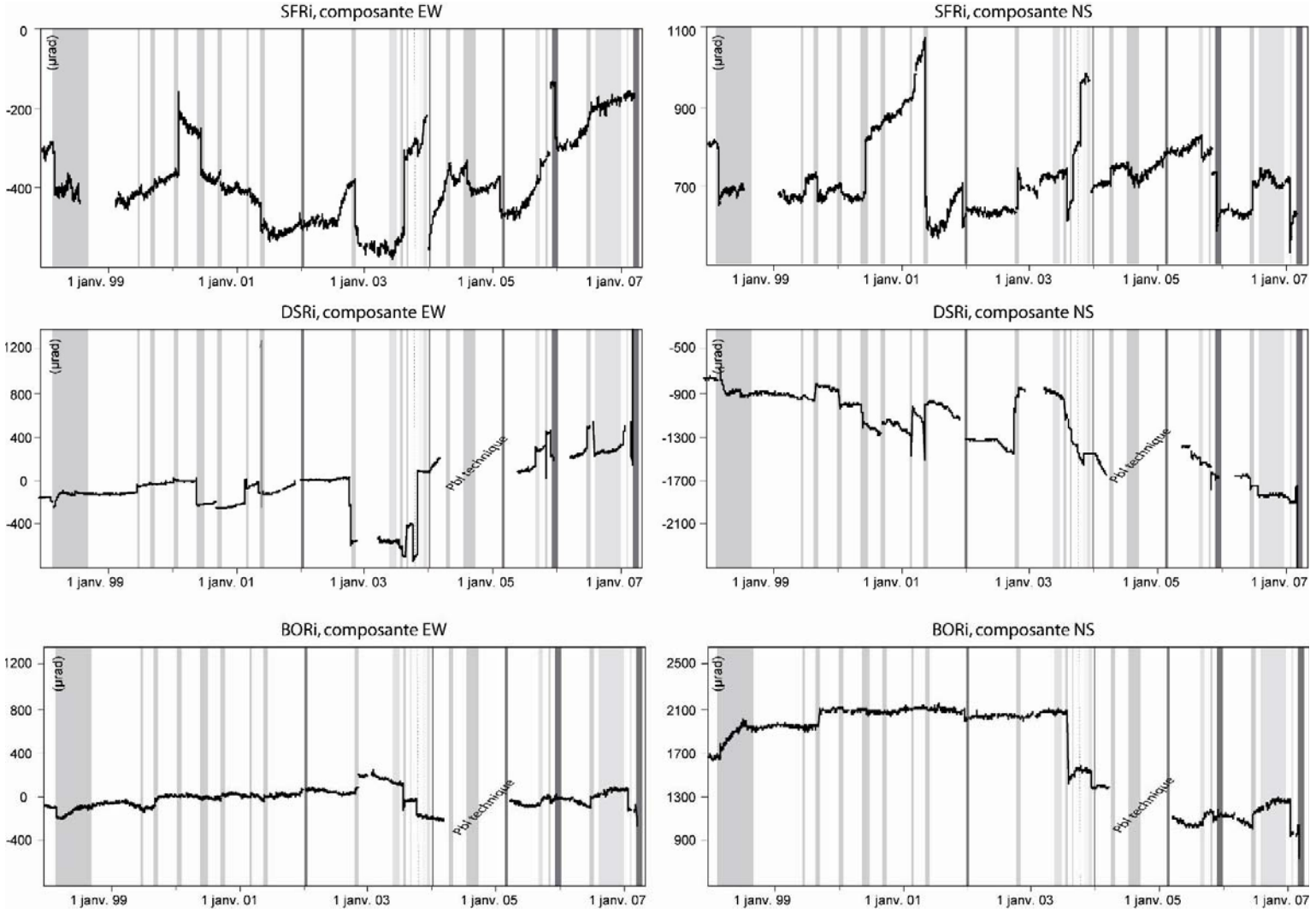
Z

Zlotnicki J., Ruegg J.C., Bachèlery P., Blum P.A., 1990. Eruptive mechanisms on Pitonde la Fournaise volcano associed with the December 4, 1983, and January 18, 1984, eruptions from ground deformation monitoring and photogrammetric surveys. *J. Volcanol. Res.,* vol 40, pp.197 – 217.

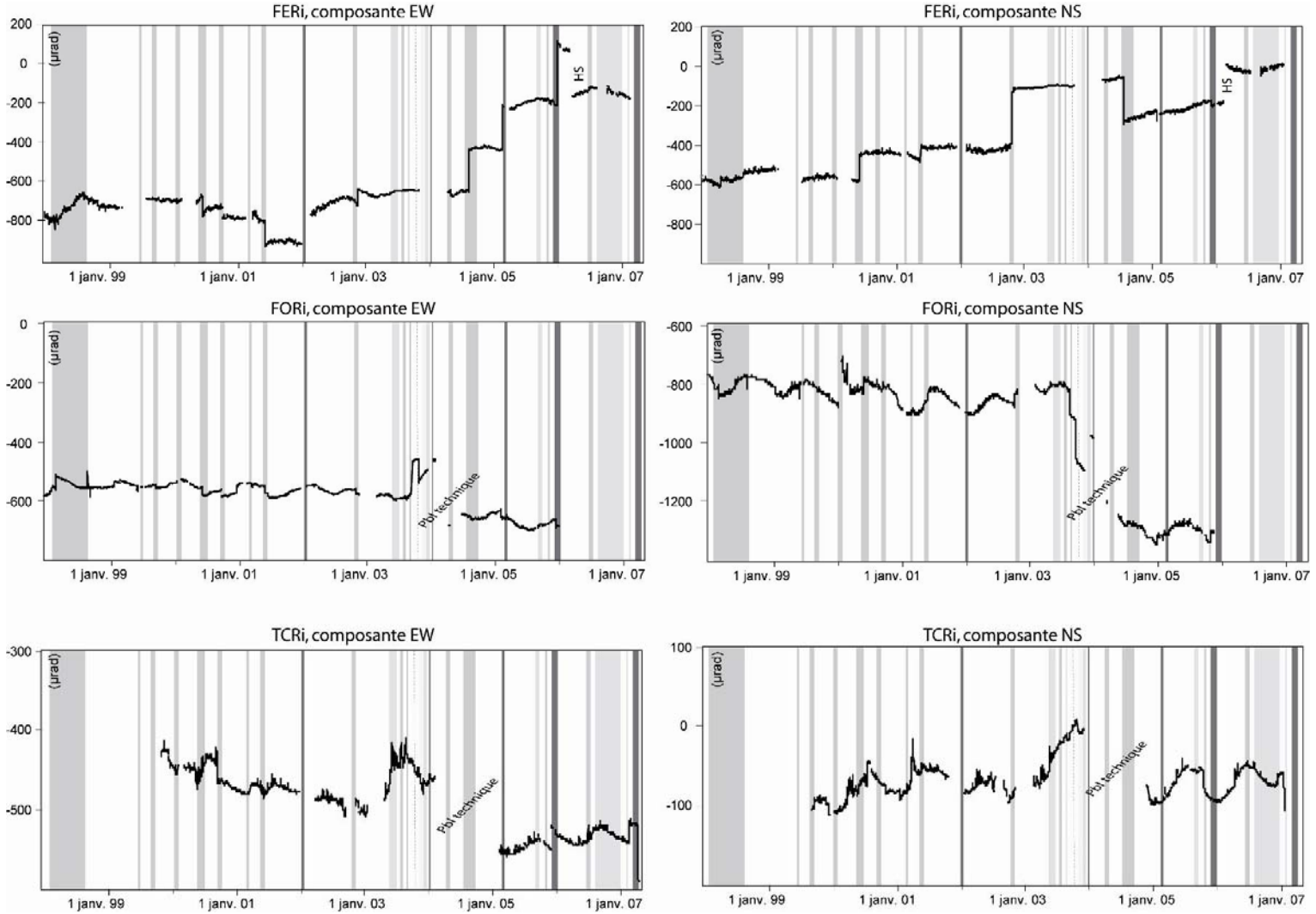
Annexes

Début Eruption	Fin Eruption	Heure début (UTM)	Durée de l'éruption (jours)	Durée inter éruptive (jours)	Surface couverte (m^2)	Volume émis (10^6 m^3)	Taux d'émission moyen ($m^3.s^{-1}$)	Site de l'éruption	Altitude (m)	Durée crise sismique (min)	Durée Injection verticale (min)	Durée Injection latérale (min)
09-mars-98	21-sept-98	11h05	196	1993	8,5	60	3,5	Flanc Nord	2450-2050	2100		
11-mars-98	01-avr-98	22h56	21	-	0,4	<1	?	Flanc Ouest	2200	-	-	-
08-août-98	15-sept-98	22h00	38	-		<1	?	Nord "hors enclos"	1700	-	-	-
19-juil-99	31-juil-99	14h56	12	301	0,65	1,8	1,7	Dolomieu +Flanc Est	2500-2100	39	28	7
28-sept-99	23-oct-99	07h58	25	59	0,94	1,5	0,7	Dolomieu + Flanc Sud	2500-1850	81	41	27
13-févr-00	03-mars-00	20h18	19	113	1,4	4,1	2,5	Flanc Nord	2450-2250	64	22	39
23-juin-00	30-juil-00	14h00	37	112	2,1	6	1,9	Flanc Est Sud-Est	2100-1820	72	23	43
12-oct-00	13-nov-00	01h05	32	74	3,4	9	3,3	Flanc Sud-Est	2260-2000	57	15	34
27-mars-01	04-avr-01	9h20	8	134	1,5	4,8	6,9	Flanc Sud Sud-Est	2450-1940	26	7	13
11-juin-01	07-juil-01	9h50	26	68	3,3	9,5	4,2	Flanc Sud-Est	2450-1800	32	10	20
05-janv-02	16-janv-02	19h00	12	182	2,9	13	12,5	Flanc Nord-Est + Plaine des Osmondes	1910-1070	383	32	346
16-nov-02	03-déc-02	00h33	18	304	3	8	5,1	Flanc Est	1850-1500	296	35	253
30-mai-03	30-mai-03	07h55	1	178	0,07	0,14	1,6	Dolomieu (WSW)	2490	17	-	-
04-juin-03	09-juin-03	08h20	5	5	0,18	0,37	0,9	Dolomieu (WSW)	2490	-	-	-
12-juin-03	15-juin-03	23h08	3	3	0,23	0,41	1,6	Dolomieu (WSW)	2490	-	-	-
22-juin-03	07-juil-03	19h30	15	7	0,19	0,36	0,3	Dolomieu (WSW)	2490	-	-	-
22-août-03	27-août-03	17h20	6	46	1,6	6,2	12,0	Bory + Flanc Nord	2590-2140	152	20	125
30-sept-03	01-oct-03	19h30	0,5	34	0,33	1	23,1	Flanc Ouest Sud-Ouest	2330-2195	65	13	42
06-nov-03	06-nov-03	02h02	Intrusion	36	Intrusion	Intrusion	Intrusion	Flanc SSE	Intrusion	~ 60		
07-déc-03	25-déc-03	11h25	18,2	31	0,24	1,2	0,8	Dolomieu (ESE)	2475	56	56	-
08-janv-04	10-janv-04	22h45	1,4	14	0,5	1,9	15,7	Plaine des Osmondes	1500	2455	54	2394
02-mai-04	18-mai-04	15h35	16	113	3,9	16	12,2	Bory, Flanc Sud	2525-2000	31	13	6
12-août-04	16-oct-04	22h40	64	86	4,9	20	3,6	Dolomieu + Flanc Est	2540-1900	25	14	8
17-févr-05	26-févr-05	16h35	8	124	4.6	18-20	23,1	Plaine des Osmondes / Trou de Sable	1650-500	170	28	142
04-oct-05	17-oct-05	10h26	14	220	0.36	1.5	1,7	Dolomieu (WSW)	2490	54	25	31
29-nov-05	29-nov-05	02h25	1	43	?	1	11,6	Dolomieu + Flanc Nord	2490-2350	25	12	18
26-déc-05	18-janv-06	13h00	23	27	3.4	15-20	10,1	Flanc Nord + Plaine des Osmondes	2025-1600	130	10	120
20-juil-06	14-août-06	00h00	25	183	1	2.5-3	0,9	Flanc Sud	2300-2150	102	15	71
30-août-06	01-janv-07	07h35	124	16	1.3	20	1,9	Dolomieu (ESE)	2500	-	35	-
18-févr-07	19-févr-07	12h38	0,38	48	<0.5	<1	?	Dolomieu	2500	27	27	-
30-mars-07	31-mars-07	19h00	0,38	39	?	<1	?	Flanc Sud	1950-1810	144	11	129
02-avr-07	29-avril-07	6h00	29		3.6	90-110	45	Flanc Sud	600-550	2760	-	-


42000
40000
38000
36000
34000
32000
176000
178000
180000
182000
184000
186000
188000
190000
Plaine des Osmondes
Dolomieu
mars-sept. 1998 (flanc N)
juillet 1999 (Dolomieu + E)
sept. 1999 (flanc S)
fév.2000 (flanc N)
juin 2000 (flanc SE)
oct. 2000 (flanc N)
mars 2001 (flanc SE)
juin 2001 (flanc SE)
janv. 2002 (Plaine Osm.)
nov. 2002 (flanc E)
mai 2003 (Dolomieu)
août 2003 (flanc N)
sept. 2003 (flanc S)
dec. 2003 (Dolomieu)
janv. 2004 (Plaine Osm.)
mai 2004 (flanc S)
août-oct. 2004 (flanc E)
fév. 2005 (Plaine Osm.)
oct. 2005 (Dolomieu)
nov. 2005 (flanc N)
dec. 2005 - janv. 2006 (Plaine Osm.)
juillet. 2006 (flanc S)
août 2006 - janv. 2007 (Dolomieu)
fév. 2007 (Dolomieu)
mars-avril 2007 (flanc S)
D'après Th. Staudacher (OVPF)



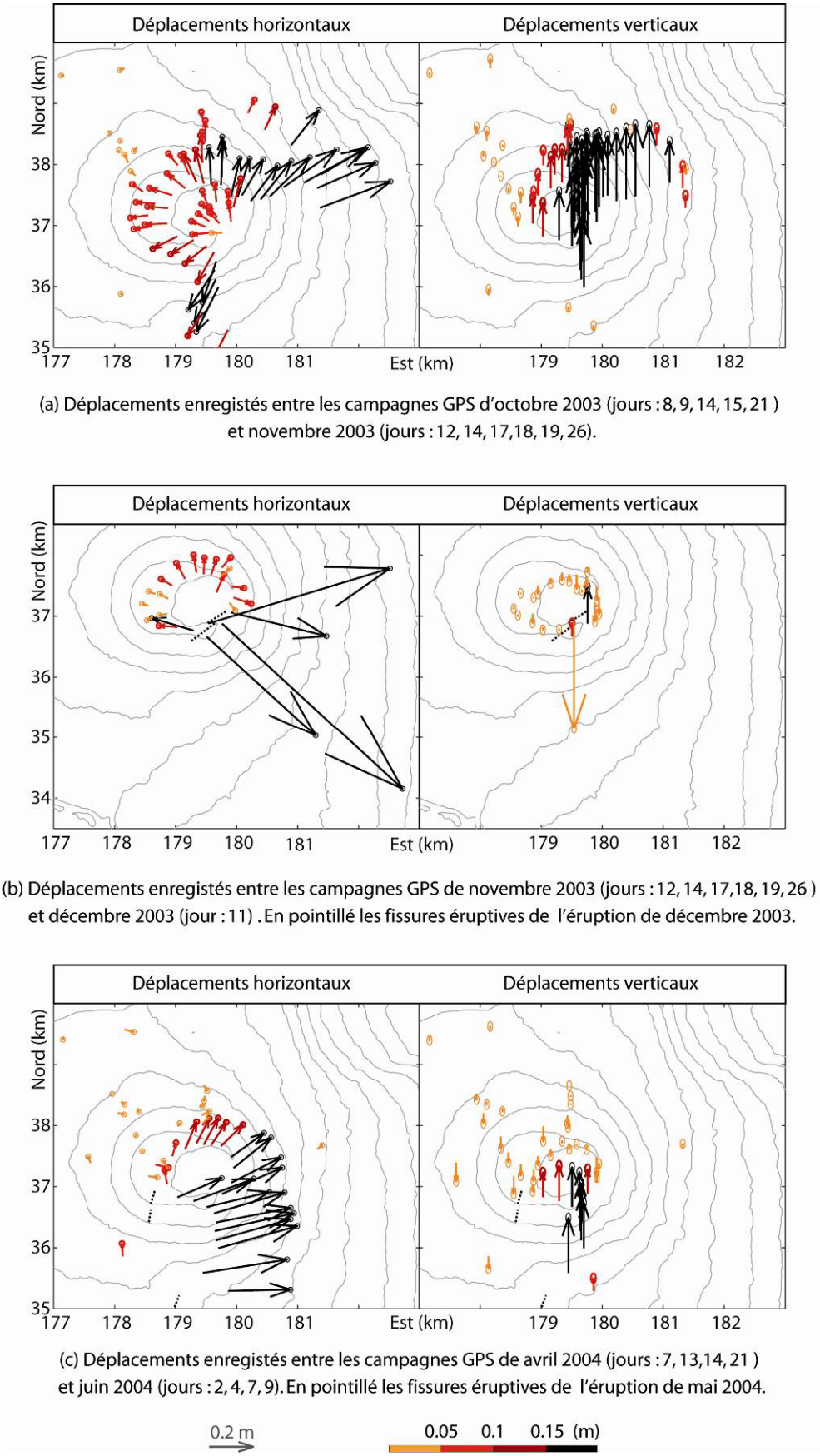
Données inclinométriques recalculées selon les axes EW et NS des stations sommitales entre 1998 et 2007.
Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est adaptée à chaque inclinomètre. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales, en pointillé l'intrusion de novembre 2003).



Données inclinométriques recalculées selon les axes EW et NS des stations basales entre 1998 et 2007.
Pour une meilleure lisibilité, l'échelle est adaptée à chaque inclinomètre. Les colonnes grises représentent les périodes éruptives (gris clair : éruptions sommitales, gris : éruptions proximales et gris foncé : éruptions distales, en pointillé l'intrusion de novembre 2003).

Annexe 4 : Déplacements associés aux éruptions de 2003-2006

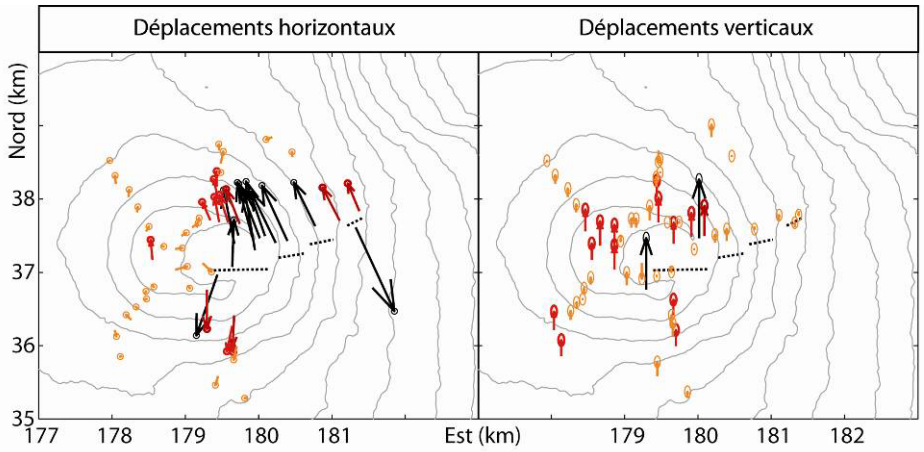
(Complément au chapitre 2.4.2)



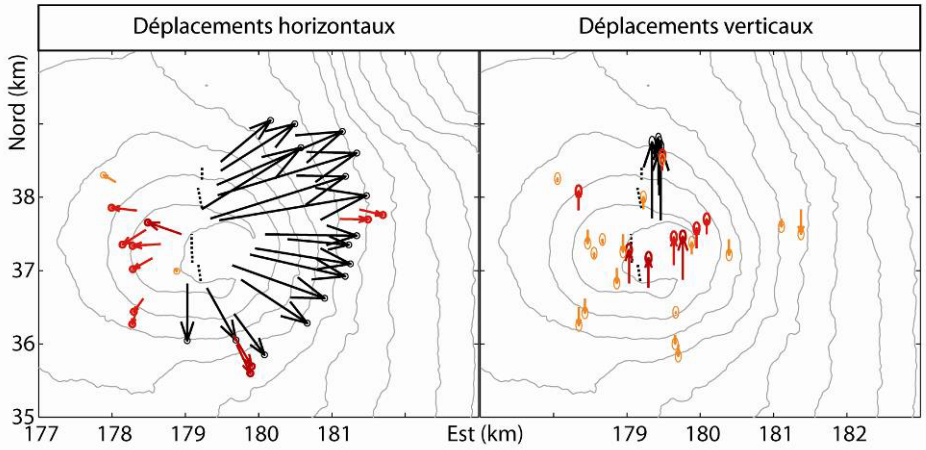
(a) Déplacements enregistés entre les campagnes GPS d'octobre 2003 (jours : 8, 9, 14, 15, 21) et novembre 2003 (jours : 12, 14, 17,18, 19, 26).

(b) Déplacements enregistés entre les campagnes GPS de novembre 2003 (jours : 12, 14, 17,18, 19, 26) et décembre 2003 (jour : 11) . En pointillé les fissures éruptives de l'éruption de décembre 2003.

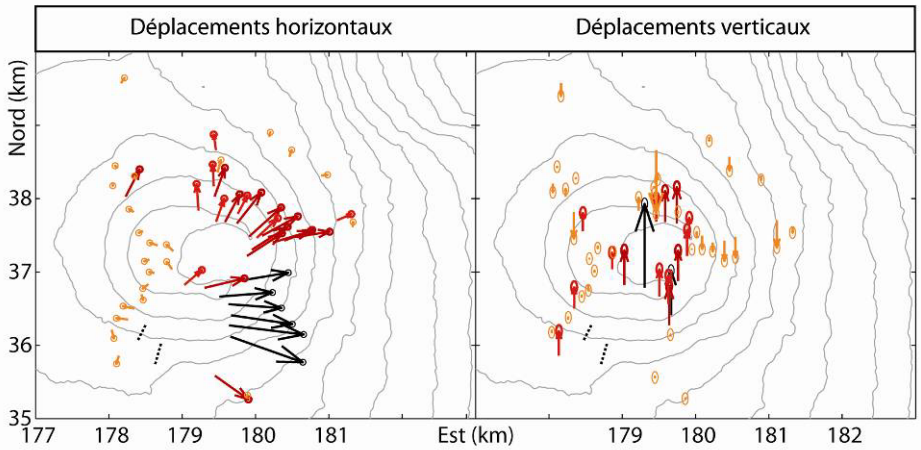
(c) Déplacements enregistés entre les campagnes GPS de avril 2004 (jours : 7, 13,14, 21) et juin 2004 (jours : 2, 4, 7, 9). En pointillé les fissures éruptives de l'éruption de mai 2004.



(d) Déplacements enregistés entre les campagnes GPS de juillet 2004 (jours : 22, 30) / août 2004 (jours : 4, 5) et septembre 2004 (jours : 9, 28, 29) / octobre 2004 (jours : 4, 22). En pointillé les fissures éruptions de l'éruption de août 2004.



(e) Déplacements enregistés entre les campagnes GPS de mars 2005 (jours: 11, 15) / avril 2005 (jours : 1, 12, 19) et décembre 2005 (jours : 4, 8). En pointillé les fissures éruptives des éruptions de octobre et novembre 2005.



(f) Déplacements enregistés entre les campagnes GPS de janvier 2005 (jours: 21, 27) / février 2006 (jours : 3) / mars 2006 (jours : 2, 13, 15) et juillet 2006 (jours : 24, 26, 27) / août 2006 (jour : 2). En pointillé les fissures éruptives de l'éruption de juillet 2006

Annexe 5 : Principe de la méthode mixte d'éléments frontières (MBEM)

Cette méthode se base sur la combinaison de deux méthodes d'éléments frontières : la méthode Directe (Rizzo, 1967) et la méthode des Discontinuités de Déplacements (DDs) (Crouch, 1976). La méthode MBEM a été développée par Cayol et Cornet en 1997 à partir d'un code pré existant COMPUTE^{3D} (Curran et al., 1994) basé uniquement sur la méthode directe.

La méthode directe

La formulation de la méthode directe dérive du problème de Kelvin qui calcul des déplacements dans un milieu élastique infini, induit par une charge unitaire en un point. Cette formulation utilise le théorème de réciprocité de Betti : $\int_\Gamma (\mathbf{u}^1\mathbf{p}^2-\mathbf{u}^2\mathbf{p}^1)d\Gamma=0$

où u et p sont les vecteurs de déplacements et de contraintes sur une surface fermée Γ ; les exposants (1) et (2) correspondent respectivement au problème cherché et au problème de Kelvin.

La surface Γ est maillée en N_L nœuds, qui forment N éléments triangulaires. En appliquant successivement la force unitaire sur chacun des nœuds, et étant donné que le vecteur déplacement est unique pour un nœud donné, on obtient : $\mathbf{HU=F}$

où H est la matrice des coefficients d'influences $3N_L \times N_L$, U est le vecteur des $3N_L$ déplacements inconnus, et F est le vecteur des forces appliquées ($3N_L$ composantes).

Les déplacements aux autres points du milieu sont alors calculés par l'identité de Somigliana, et les contraintes sont obtenues par différentiation (donnant les déformations), puis en appliquant la loi de Hooke.

La méthode des Discontinuités de Déplacements (DD)

La formulation de la méthode des discontinuités de déplacements est basée sur la solution analytique du problème d'un élément plan dans un espace infini, qui se déplace symétriquement de part et d'autre de sa position initiale :

$\mathbf{d}^e = \mathbf{u}^{e+}-\mathbf{u}^{e-}$

$\mathbf{p}^{e+}=-\mathbf{p}^{e-}$

où d^e est la DD, u^{e+}, u^{e-} les déplacements et p^{e+} ,p^{e-} les contraintes sur chacune des faces de l'élément *e*.

La surface considérée Γ, de géométrie quelconque, est discrétisée en N_F éléments constants dont les centroïdes sont représentatifs de la DD. On exprime les déplacements et les contraintes en un point Ψ de l'espace en utilisant le principe de superposition de l'élasticité linéaire (intégrale sur la surface Γ). Les amplitudes de chaque DD sont alors ajustées pour que les contraintes soient égales aux conditions aux frontières du problème.

On résout le système : **P = BD**

où P est le vecteur des $3N_F$ contraintes, B est la matrice des coefficients d'influence et D est le vecteur des $3N_F$ DD. Enfin, les déplacements et les contraintes sont recalculés en injectant les valeurs des amplitudes de chaque DD.

Association de la méthode directe et des DD

La méthode Directe est bien adaptée aux structures massives (surfaces fermées), alors que la méthode des DDs est plus performante pour les discontinuités telles que des fractures, car il n'est pas nécessaire de discrétiser les deux cotés de celles-ci. La combinaison des deux méthodes a été réalisée en intégrant les conditions aux frontières de la méthode des DDs aux équations de la méthode Directe.

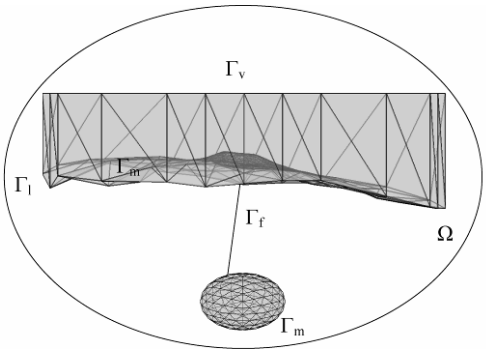


Figure A1.5: Représentation des frontières intervenants dans la méthode MBEM, d'après Cayol et Cornet (1997). Γ_l : frontière lointaine, Γ_m : frontière des structures massives : topographie et chambre magmatique, Γ_v : frontière de la surface virtuelle Γ_f : frontière de la fracture, Ω : milieu élastique

Le modèle considère un milieu élastique Ω de frontière lointaines Γ_l, des structures massives de surfaces Γ_m discrétisées en N_M éléments linéaires comprenant N_L noeuds, et des fractures Γ_f discrétisées en N_F éléments constants (Figure A1.5). Si une fracture présente une intersection avec une structure massive, tous les éléments de la structure massive adjacents à la fracture sont considérés constants. En outre, la surface du sol est complétée par une surface virtuelle Γ_v de façon à la rendre fermée. On résout alors le système d'équations suivant

L X = R

où L est la matrice des coefficients d'influence, $X = \{u_1..u_{NL}\ d1..d_{NF}\}^T$ représente les $3(N_L + N_F)$ inconnues (déplacements et DDs) aux frontières, et R est le vecteur des conditions aux frontières.

Les déplacements et les contraintes en un point du domaine peuvent ensuite être calculés comme pour la méthode Directe.

Annexe 6 : Modélisation des processus de mélange et de cristallisation fractionnée

✓ **Mélange cristaux-liquide** :

Afin de visualiser l'effet de l'accumulation d'olivines sur l'évolution de la composition géochimique des laves émises au cours des éruptions à océanites (Figures 4.27 et 4.28) des courbes de mélange liquide – olivine ont été calculées.
Les calculs ont été réalisés en utilisant une équation de mélange membre à membre entre un pôle olivine, dont la composition correspond à une valeur moyenne tirée des analyses microsondes de l'éruption considérée (Annexe 9), et un pôle liquide dont la composition correspond aux basaltes émis lors du début de l'éruption considérée (les moins contaminées par l'ajout d'olivines, Annexe 7).

Pour la Figure 4.8, représentant l'évolution de la teneur en MgO en fonction de la teneur en phénocristaux d'olivines des laves de la période étudiée, nous avons considéré deux pôles moyens issus de nos analyses : l'échantillon *REU010702_1* pour le pôle liquide (basalte aphyrique présentant une composition peu différenciée) et une composition moyenne d'olivine (tableau ci-dessous).

✓ **Cristallisation fractionnée :**

Pour l'éruption de juin 2001, nous avons testé l'implication d'un processus de cristallisation fractionnée pour expliquer l'évolution géochimique de la composition des laves émises au cours de l'éruption (Figure 4.28). L'évolution des liquides lors d'un processus de cristallisation fractionnée parfait a été calculée suivant la loi de Rayleigh :

$$C_i^{Liq} = C_{0i}^{Liq} \times f^{(D-1)}$$

Où C_i^{Liq} représente la concentration instantanée de l'élément i considérée dans le liquide ; C_{0i}^{Liq} la concentration initiale de l'élément i considérée dans le liquide, f le degré de fractionnement : la fraction de la masse du liquide par rapport à la masse totale initiale, et D le coefficient de partage de l'élément i considéré.

Les laves émises à la fin de chaque éruption apparaissent les moins différenciés, nous avons donc considéré la composition de l'échantillon *REU010702_1*, qui est un basalte aphyrique (composition non perturbée par l'accumulation d'olivine) présentant la composition la plus primitive, comme représentative de la composition initiale du liquide parental de cette éruption.

Les différents coefficients globaux de distribution ainsi que la concentration dans le liquide initial des éléments considérés dans les calculs sont regroupés dans le tableau ci-dessous, les coefficients globaux de distribution sont issus de Bachèlery (1981).

	P_2O_5	**MgO**
C_{0i}^{Liq} *dans l'échantillon REU010702_1*	**0,34**	**7,36**
D (coefficients globaux)	**0,05**	**6,6**

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total	
RUE 983-9F1	09/03/1998	49,56	14,43	12,93	0,17	6,12	10,91	2,76	0,71	2,69	0,44	-0,77	99,95	Semet/Joron
RUE 983-9F3	09/03/1998	49,31	14,38	12,86	0,17	6,10	10,93	2,69	0,70	2,68	0,47	-0,33	99,96	Semet/Joron
RUE 983-9F4	09/03/1998	49,44	14,35	12,95	0,17	6,17	10,96	2,77	0,69	2,70	0,47	-0,74	99,93	Semet/Joron
RUE 983-9F6	09/03/1998	49,46	14,37	12,93	0,17	6,05	10,91	2,79	0,70	2,70	0,45	-0,58	99,95	Semet/Joron
RUE 983 093	09/03/1998	49,40	14,39	12,86	0,17	6,05	10,94	2,79	0,70	2,68	0,49	-0,51	99,96	Semet/Joron
RUE 983 105	10/03/1998	49,46	14,42	12,76	0,17	6,22	11,06	2,77	0,69	2,63	0,44	-0,70	99,92	Semet/Joron
RUE 983 109	10/03/1998	49,52	14,48	12,57	0,17	6,35	11,21	2,74	0,67	2,57	0,44	-0,81	99,91	Semet/Joron
RUE 983 112	11/03/1998	49,42	14,34	12,76	0,16	6,35	11,11	2,74	0,69	2,62	0,44	-0,69	99,94	Semet/Joron
RUE 983 113	11/03/1998	49,42	14,40	12,71	0,17	6,23	11,06	2,70	0,66	2,61	0,44	-0,47	99,93	Semet/Joron
RUE 983 116	11/03/1998	49,38	14,34	12,70	0,17	6,33	11,03	2,73	0,67	2,63	0,45	-0,48	99,95	Semet/Joron
RUE 983 115	11/03/1998	49,11	14,24	12,70	0,17	6,42	10,92	2,73	0,68	2,60	0,45	-0,55	99,47	Semet/Joron
RUE 983 125	12/03/1998	49,39	14,35	12,76	0,18	6,53	11,12	2,75	0,69	2,61	0,44	-0,88	99,94	Semet/Joron
RUE 983 123	12/03/1998	49,52	14,38	12,71	0,17	6,33	11,04	2,75	0,67	2,62	0,46	-0,71	99,94	Semet/Joron
RUE 983 126	12/03/1998	49,41	14,41	12,77	0,18	6,31	11,02	2,76	0,68	2,64	0,47	-0,83	99,82	Semet/Joron
RUE 983 132	13/03/1998	49,39	14,31	12,73	0,17	6,41	11,15	2,72	0,69	2,61	0,44	-0,67	99,95	Semet/Joron
RUE 983 133	13/03/1998	49,43	14,42	12,74	0,17	6,21	11,07	2,75	0,68	2,63	0,44	-0,56	99,98	Semet/Joron
RUE 983 154	15/03/1998	49,41	14,33	12,71	0,16	6,52	11,08	2,73	0,70	2,60	0,46	-0,77	99,93	Semet/Joron
RUE 983 158	15/03/1998	49,49	14,42	12,90	0,17	6,05	10,94	2,77	0,68	2,68	0,47	-0,64	99,93	Semet/Joron
RUE 983 163	16/03/1998	49,47	14,33	12,73	0,17	6,50	11,12	2,74	0,68	2,61	0,45	-0,85	99,95	Semet/Joron
RUE 983 162	16/03/1998	49,42	14,42	12,71	0,17	6,31	11,13	2,76	0,67	2,62	0,44	-0,69	99,96	Semet/Joron
RUE 983 173	17/03/1998	49,14	14,34	12,65	0,17	6,39	10,99	2,73	0,68	2,60	0,45	-0,16	99,98	Semet/Joron
RUE 983 213	21/03/1998	49,55	14,37	12,76	0,17	6,54	10,95	2,74	0,66	2,61	0,44	-0,84	99,95	Semet/Joron
RUE 983-221	22/03/1998	49,37	14,41	12,70	0,17	6,48	11,14	2,73	0,68	2,62	0,45	-0,80	99,95	Semet/Joron
RUE 983-222	22/03/1998	49,18	14,23	12,74	0,17	6,67	11,05	2,72	0,68	2,59	0,44	-0,19	100,28	Semet/Joron
RUE 983 263	26/03/1998	49,35	14,35	12,71	0,17	6,58	11,08	2,74	0,67	2,60	0,44	-0,85	99,84	Semet/Joron
RUE 983 312	31/03/1998	49,47	14,32	12,72	0,16	6,75	10,92	2,72	0,66	2,59	0,43	-0,79	99,95	Semet/Joron
RUE 983 313	31/03/1998	49,43	14,36	12,67	0,16	6,51	11,10	2,72	0,67	2,61	0,44	-0,74	99,93	Semet/Joron
RUE 984-011	01/04/1998	49,49	14,47	12,73	0,17	6,65	11,16	2,77	0,70	2,64	0,49	-0,79	100,48	Semet/Joron
RUE 984-061	06/04/1998	49,27	14,37	12,69	0,17	6,60	11,07	2,75	0,68	2,62	0,45	-0,72	99,95	Semet/Joron
RUE 984-063	06/04/1998	49,32	14,25	12,73	0,17	6,60	11,23	2,68	0,68	2,59	0,44	-0,73	99,96	Semet/Joron
RUE 984-151	15/04/1998	49,35	14,40	12,70	0,17	6,51	11,16	2,74	0,69	2,62	0,43	-0,83	99,94	Semet/Joron
RUE 984-154	15/04/1998	49,34	14,37	12,65	0,17	6,50	11,10	2,74	0,68	2,62	0,44	-0,77	99,84	Semet/Joron
RUE 984-171	17/04/1998	49,43	14,36	12,71	0,17	6,51	11,07	2,74	0,68	2,61	0,41	-0,76	99,93	Semet/Joron
RUE 984-172	17/04/1998	49,65	14,43	12,76	0,18	6,58	11,20	2,76	0,69	2,63	0,45	-0,87	100,46	Semet/Joron
RUE 984-242	24/04/1998	49,41	14,42	12,72	0,17	6,52	11,07	2,78	0,70	2,62	0,44	-0,77	100,08	Semet/Joron
RUE 984-243	24/04/1998	49,31	14,35	12,67	0,17	6,56	11,15	2,73	0,67	2,62	0,47	-0,76	99,94	Semet/Joron
RUE 984-271	27/04/1998	49,35	14,34	12,69	0,16	6,56	11,13	2,71	0,67	2,61	0,44	-0,72	99,94	Semet/Joron
RUE 984-272	27/04/1998	49,31	14,43	12,65	0,17	6,43	11,18	2,74	0,68	2,62	0,45	-0,72	99,94	Semet/Joron

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total	
RUE 984-273	27/04/1998	49,03	14,25	12,64	0,17	6,46	11,07	2,72	0,66	2,59	0,44	-0,09	99,94	Semet/Joron
RUE 985-081	08/05/1998	49,39	14,37	12,65	0,17	6,54	11,12	2,74	0,68	2,62	0,43	-0,77	99,94	Semet/Joron
RUE 985-084	08/05/1998	49,16	14,25	12,57	0,17	6,38	11,03	2,74	0,67	2,61	0,40	-0,68	99,30	Semet/Joron
RUE 985-151	15/05/1998	49,72	14,45	12,68	0,17	6,59	11,19	2,76	0,68	2,63	0,46	-0,85	100,48	Semet/Joron
RUE 985-152	15/05/1998	49,46	14,34	12,59	0,17	6,61	11,10	2,73	0,67	2,61	0,46	-0,85	99,89	Semet/Joron
RUE 985-153	15/05/1998	49,48	14,39	12,60	0,17	6,49	11,12	2,74	0,66	2,62	0,44	-0,75	99,96	Semet/Joron
RUE 985-154	15/05/1998	49,40	14,43	12,60	0,17	6,44	11,15	2,75	0,67	2,63	0,45	-0,74	99,95	Semet/Joron
RUE 985-262	26/05/1998	49,31	14,35	12,70	0,17	6,60	11,13	2,74	0,68	2,63	0,47	-0,83	99,95	Semet/Joron
RUE 985-272	27/05/1998	49,38	14,34	12,68	0,17	6,52	11,15	2,74	0,68	2,63	0,45	-0,77	99,97	Semet/Joron
RUE 986-031	03/06/1998	48,88	14,15	12,61	0,17	6,70	11,10	2,68	0,68	2,61	0,48	-0,12	99,94	Semet/Joron
RUE 986-112	11/06/1998	49,30	14,34	12,63	0,17	6,67	11,10	2,74	0,67	2,64	0,46	-0,76	99,96	Semet/Joron
RUE 986-114	11/06/1998	49,32	14,36	12,66	0,16	6,63	11,15	2,75	0,68	2,64	0,45	-0,84	99,96	Semet/Joron
RUE 986-171	17/06/1998	49,40	14,28	12,62	0,17	6,74	11,11	2,73	0,68	2,64	0,47	-0,90	99,94	Semet/Joron
RUE 986-172	17/06/1998	49,37	14,28	12,66	0,17	6,84	11,13	2,73	0,69	2,64	0,47	-0,81	100,17	Semet/Joron
RUE 987-052	05/07/1998	49,25	14,20	12,60	0,17	6,88	11,14	2,72	0,69	2,65	0,48	-0,56	100,22	Semet/Joron
RUE 987-053	05/07/1998	49,17	14,27	12,70	0,16	6,82	11,11	2,74	0,68	2,66	0,44	-0,80	99,95	Semet/Joron
RUE 987-054	05/07/1998	49,23	14,29	12,64	0,16	6,81	11,11	2,74	0,70	2,66	0,45	-0,83	99,96	Semet/Joron
RUE 987-055	05/07/1998	49,14	14,25	12,70	0,16	6,90	11,10	2,74	0,69	2,66	0,48	-0,86	99,96	Semet/Joron
RUE 987-090	09/07/1998	49,15	14,21	12,70	0,16	6,96	11,08	2,73	0,69	2,65	0,47	-0,85	99,95	Semet/Joron
RUE 987-174	17/07/1998	49,30	14,29	12,62	0,16	6,77	11,14	2,73	0,68	2,64	0,47	-0,86	99,94	Semet/Joron
RUE 987-242	24/07/1998	49,03	14,14	12,66	0,17	6,98	11,10	2,72	0,70	2,66	0,48	-0,58	100,06	Semet/Joron
RUE 987-262	26/07/1998	48,82	14,07	12,70	0,17	7,26	11,03	2,69	0,71	2,65	0,49	-0,64	99,95	Semet/Joron
RUE 987-301	30/07/1998	48,97	14,13	12,66	0,16	7,31	11,02	2,71	0,71	2,65	0,45	-0,82	99,95	Semet/Joron
RUE 987-302	30/07/1998	49,05	14,13	12,62	0,16	7,08	11,05	2,72	0,70	2,64	0,46	-0,66	99,95	Semet/Joron
RUE 988-061	06/08/1998	48,87	14,11	12,75	0,17	7,16	11,08	2,72	0,68	2,67	0,46	-0,72	99,95	Semet/Joron
RUE 988-101	10/08/1998	48,84	14,04	12,56	0,16	7,24	11,02	2,67	0,70	2,64	0,49	-0,40	99,96	Semet/Joron
RUE 988-171	17/08/1998	48,88	14,04	12,59	0,16	7,26	10,99	2,70	0,69	2,65	0,47	-0,47	99,96	Semet/Joron
RUE 988-172	17/08/1998	48,97	14,11	12,66	0,16	7,29	11,04	2,72	0,70	2,66	0,47	-0,82	99,96	Semet/Joron
RUE 989-031	03/09/1998	48,94	14,07	12,71	0,17	7,44	11,07	2,71	0,71	2,67	0,48	-0,86	100,11	Semet/Joron
RUE 989-033	03/09/1998	48,93	14,06	12,64	0,16	7,34	11,05	2,71	0,70	2,66	0,46	-0,78	99,93	Semet/Joron
RUE 989-034	03/09/1998	48,86	13,99	12,76	0,16	7,41	11,04	2,70	0,70	2,68	0,48	-0,82	99,96	Semet/Joron
RUE 983 12W	12/03/1998	48,20	13,78	13,50	0,17	8,31	9,89	2,79	0,82	2,92	0,48	-0,92	99,94	Semet/Joron
RUE 983 135	13/03/1998	47,96	13,46	13,39	0,18	8,90	9,50	2,70	0,80	2,86	0,50	-0,81	99,44	Semet/Joron
RUE 983 174	17/03/1998	48,09	13,64	13,49	0,17	8,67	9,69	2,78	0,82	2,93	0,50	-0,83	99,95	Semet/Joron
RUE 983 18W1	18/03/1998	48,04	13,60	13,48	0,17	8,57	9,89	2,77	0,84	2,94	0,52	-0,87	99,95	Semet/Joron
RUE 983 211	21/03/1998	47,42	13,33	13,25	0,18	8,78	9,70	2,70	0,83	2,86	0,51	-0,92	98,64	Semet/Joron
RUE 986-115	16/03/1998	47,88	13,58	13,56	0,17	8,78	9,82	2,73	0,81	2,94	0,51	-0,82	99,96	Semet/Joron

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total	
RUE 997-191	19/07/1999	48,84	14,59	12,40	0,17	6,45	11,35	2,70	0,77	2,76	0,34	-0,75	99,62	Semet/Joron
RUE 997-211	21/07/1999	48,68	14,56	12,52	0,17	6,44	11,32	2,55	0,77	2,76	0,34	0,22	100,33	Semet/Joron
RUE 997-254	25/07/1999	48,89	14,60	12,54	0,16	6,48	11,38	2,69	0,77	2,76	0,35	-0,69	99,93	Semet/Joron
RUE 997-271	27/07/1999	49,18	14,70	12,49	0,17	6,56	11,46	2,70	0,78	2,79	0,32	-0,74	100,41	Semet/Joron
RUE 997-272	27/07/1999	49,03	14,66	12,68	0,17	6,58	11,41	2,70	0,78	2,79	0,35	-0,70	100,45	Semet/Joron
RUE 997-273	20/07/1999	48,75	14,59	12,50	0,16	6,48	11,37	2,69	0,77	2,75	0,34	-0,46	99,94	Semet/Joron
RUE 997-XO1	26/07/1999	48,32	14,41	12,52	0,17	6,61	11,16	2,66	0,77	2,74	0,32	-0,50	99,18	Semet/Joron
RUE 997-XO2	26/07/1999	48,89	14,59	12,49	0,17	6,47	11,37	2,63	0,78	2,78	0,32	-0,33	100,16	Semet/Joron
RUE 997-XO3	26/07/1999	48,78	14,50	12,49	0,17	6,69	11,31	2,67	0,77	2,75	0,31	-0,63	99,81	Semet/Joron
RUE 997-XO4	26/07/1999	48,81	14,59	12,48	0,17	6,48	11,34	2,66	0,78	2,77	0,33	-0,43	99,98	Semet/Joron
RUE 999-281	28/09/1999	49,08	14,59	12,43	0,16	6,43	11,43	2,70	0,75	2,77	0,30	-0,71	99,93	Semet/Joron
RUE 999-282	28/09/1999	49,03	14,61	12,46	0,16	6,43	11,44	2,69	0,74	2,77	0,29	-0,70	99,92	Semet/Joron
RUE 999-283	28/09/1999	49,18	14,67	12,74	0,17	6,49	11,47	2,70	0,74	2,76	0,30	-0,72	100,50	Semet/Joron
RUE 999-291	28/09/1999	48,87	14,55	12,63	0,16	6,46	11,45	2,69	0,74	2,74	0,30	-0,65	99,94	Semet/Joron
RUE 999-292	29/09/1999	49,05	14,59	12,41	0,16	6,44	11,40	2,71	0,74	2,74	0,29	-0,61	99,92	Semet/Joron
RUE 999-293	28/09/1999	48,79	14,57	12,47	0,16	6,47	11,34	2,73	0,73	2,76	0,29	-0,36	99,95	Semet/Joron
RUE 9910-122	12/10/1999	49,30	14,64	12,63	0,17	6,60	11,46	2,71	0,74	2,77	0,30	-0,86	100,46	Semet/Joron
RUE 9910-141	14/10/1999	49,23	14,67	12,62	0,17	6,58	11,46	2,72	0,75	2,77	0,30	-0,78	100,49	Semet/Joron
RUE002-141	14/02/2000	48,92	14,60	12,53	0,16	6,43	11,46	2,70	0,78	2,77	0,34	-0,81	99,88	Semet/Joron
RUE002-142	14/02/2000	48,18	14,45	12,36	0,17	6,35	11,34	2,69	0,77	2,73	0,33	-0,81	98,56	Semet/Joron
RUE002-143	14/02/2000	49,02	14,67	12,53	0,17	6,45	11,50	2,71	0,78	2,78	0,34	-0,76	100,19	Semet/Joron
RUE002-145	14/02/2000	48,71	14,61	12,46	0,16	6,41	11,48	2,70	0,77	2,78	0,33	-0,54	99,87	Semet/Joron
RUE002-181	14/02/2000	49,07	14,58	12,28	0,16	6,39	11,42	2,69	0,76	2,76	0,33	-0,57	99,87	Semet/Joron
RUE002-182	18/02/2000	48,96	14,65	12,39	0,16	6,43	11,49	2,69	0,77	2,77	0,34	-0,78	99,87	Semet/Joron
RUE002-183	14/02/2000	49,10	14,65	12,57	0,17	6,56	11,52	2,71	0,77	2,79	0,34	-0,68	100,50	Semet/Joron
RUE002-221	22/02/2000	48,94	14,51	12,52	0,17	6,79	11,40	2,68	0,77	2,76	0,33	-0,78	100,09	Semet/Joron
RUE002-222	22/02/2000	49,04	14,58	12,52	0,17	6,78	11,43	2,68	0,77	2,77	0,32	-0,63	100,43	Semet/Joron
RUE002-231	23/02/2000	48,94	14,52	12,37	0,17	6,70	11,38	2,66	0,76	2,75	0,34	-0,56	100,03	Semet/Joron
RUE002-241	24/02/2000	48,92	14,59	12,44	0,16	6,62	11,43	2,69	0,77	2,77	0,33	-0,84	99,88	Semet/Joron
RUE002-242	24/02/2000	49,09	14,60	12,55	0,17	6,60	11,44	2,70	0,78	2,78	0,32	-0,55	100,48	Semet/Joron
RUE003-081	15/02/2000	48,66	14,53	12,38	0,17	6,45	11,41	2,68	0,76	2,77	0,33	-0,65	99,49	Semet/Joron
RUE003-082	01/03/2000	48,87	14,54	12,49	0,16	6,76	11,37	2,67	0,76	2,75	0,32	-0,82	99,87	Semet/Joron
RUE003-083	03/03/2000	48,90	14,43	12,36	0,17	6,64	11,34	2,65	0,76	2,75	0,32	-0,30	100,02	Semet/Joron
RUE003-085	03/03/2000	48,83	14,44	12,57	0,16	6,81	11,37	2,65	0,75	2,74	0,32	-0,76	99,88	Semet/Joron

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total	
RUE 006-241	24/06/2000	48,70	14,46	12,46	0,17	6,63	11,37	2,69	0,76	2,76	0,32	-0,55	99,77	Semet/Joron
RUE 006-251	25/06/2000	48,38	14,32	12,51	0,17	6,97	11,23	2,68	0,75	2,73	0,30	-0,42	99,62	Semet/Joron
RUE 006-261	26/06/2000	48,62	14,38	12,44	0,17	6,87	11,30	2,69	0,76	2,75	0,30	-0,46	99,82	Semet/Joron
RUE 006-281	28/06/2000	48,86	14,41	12,59	0,17	6,94	11,33	2,68	0,77	2,77	0,30	-0,62	100,20	Semet/Joron
RUE 007-071	07/07/2000	48,65	14,33	12,40	0,17	6,76	11,28	2,68	0,76	2,77	0,30	-0,50	99,60	Semet/Joron
RUE 007-073	07/07/2000	48,88	14,40	12,52	0,17	6,75	11,37	2,70	0,78	2,78	0,31	-0,49	100,17	Semet/Joron
RUE 007-171	17/07/2000	48,55	14,31	12,56	0,17	7,12	11,22	2,65	0,76	2,74	0,31	-0,68	99,71	Semet/Joron
RUE 007-172	17/07/2000	48,52	14,26	12,57	0,16	7,23	11,35	2,65	0,79	2,73	0,33	-0,70	99,89	Semet/Joron
RUE 007-173	17/07/2000	48,73	14,19	12,73	0,17	7,73	11,13	2,62	0,75	2,70	0,30	-0,58	100,47	Semet/Joron
RUE 007-174	17/07/2000	48,37	14,30	12,57	0,16	6,99	11,14	2,65	0,78	2,76	0,32	-0,15	99,89	Semet/Joron
RUE 007-241	24/07/2000	48,66	14,29	12,62	0,17	7,18	11,27	2,66	0,76	2,75	0,31	-0,51	100,16	Semet/Joron
RUE 007-243	24/07/2000	48,46	14,25	12,57	0,17	7,11	11,20	2,66	0,76	2,73	0,31	-0,63	99,59	Semet/Joron
RUE 007-244	24/07/2000	48,08	14,01	12,66	0,16	7,28	11,24	2,59	0,77	2,70	0,32	0,08	99,89	Semet/Joron
RUE 008-301	23/06/2000	47,58	14,60	12,62	0,17	6,63	11,56	2,72	0,78	2,81	0,32	-0,70	99,09	Semet/Joron
RUE 008-302	23/06/2000	47,67	14,66	12,58	0,17	6,54	11,52	2,60	0,79	2,80	0,33	-0,76	98,90	Semet/Joron
RUE 008-304	23/06/2000	47,88	14,80	12,65	0,17	6,61	11,60	2,73	0,79	2,82	0,32	-0,75	99,62	Semet/Joron
RUE 008-305	23/06/2000	47,85	14,70	12,72	0,17	6,56	11,57	2,71	0,79	2,82	0,33	-0,78	99,44	Semet/Joron
RUE 0010-121	12/10/2000	48,76	14,60	12,41	0,16	6,65	11,48	2,71	0,76	2,79	0,31	-0,73	99,90	Semet/Joron
RUE 0010-122	12/10/2000	48,98	14,66	12,50	0,17	6,60	11,55	2,73	0,77	2,80	0,33	-0,71	100,38	Semet/Joron
RUE 0010-123	12/10/2000	48,66	14,52	12,43	0,16	6,58	11,52	2,70	0,76	2,77	0,33	-0,56	99,87	Semet/Joron
RUE 0010-131	13/10/2000	48,67	14,50	12,52	0,16	6,71	11,50	2,70	0,77	2,79	0,31	-0,75	99,88	Semet/Joron
RUE 0010-141	14/10/2000	48,85	14,55	12,51	0,17	6,70	11,54	2,71	0,79	2,78	0,32	-0,55	100,37	Semet/Joron
RUE 0010-221	22/10/2000	48,60	14,36	12,59	0,16	6,89	11,47	2,67	0,80	2,76	0,33	-0,74	99,89	Semet/Joron
RUE 0010-222	22/10/2000	48,79	14,50	12,58	0,17	6,80	11,46	2,68	0,78	2,77	0,34	-0,68	100,19	Semet/Joron
RUE 0010-301	30/10/2000	48,71	14,50	12,53	0,17	6,95	11,45	2,70	0,78	2,79	0,33	-0,74	100,17	Semet/Joron
RUE 0010-302	30/10/2000	48,64	14,42	12,47	0,16	6,92	11,44	2,68	0,79	2,75	0,31	-0,68	99,90	Semet/Joron
RUE 0011-081	08/11/2000	48,39	14,22	12,56	0,16	7,55	11,10	2,65	0,75	2,71	0,31	-0,51	99,89	Semet/Joron
RUE 0011-082	08/11/2000	48,35	13,98	12,74	0,17	8,04	11,06	2,62	0,73	2,68	0,30	-0,42	100,25	Semet/Joron
RUE 0011-101	10/11/2000	48,70	14,34	12,53	0,16	6,96	11,40	2,67	0,76	2,78	0,31	-0,71	99,90	Semet/Joron
RUE 0011-102	10/11/2000	48,46	14,29	12,57	0,16	7,06	11,40	2,68	0,77	2,75	0,30	-0,55	99,89	Semet/Joron
RUE 0011-161	13/11/2000	48,17	14,05	12,68	0,16	7,88	11,13	2,60	0,73	2,70	0,30	-0,51	99,89	Semet/Joron
RUE 0011-162	13/11/2000	48,40	14,17	12,60	0,17	7,60	11,18	2,62	0,75	2,71	0,31	-0,50	100,01	Semet/Joron
RUE 0011-164	13/11/2000	48,67	14,35	12,64	0,17	7,34	11,40	2,65	0,76	2,74	0,32	-0,74	100,30	Semet/Joron
RUE 0011-165	13/11/2000	48,09	13,77	12,97	0,16	8,36	10,95	2,56	0,74	2,64	0,31	-0,63	99,92	Semet/Joron
RUE 0011-166	13/11/2000	48,06	14,05	12,68	0,16	7,60	11,06	2,61	0,73	2,68	0,30	-0,04	99,89	Semet/Joron

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total	
RUE 0103-271	27/03/2001	48,62	14,44	12,74	0,16	6,72	11,33	2,68	0,78	2,76	0,38	-0,74	99,87	Semet/Joron
RUE 0103-272	27/03/2001	48,65	14,55	12,49	0,16	6,63	11,54	2,67	0,77	2,76	0,34	-0,70	99,86	Semet/Joron
RUE 0103-273	27/03/2001	48,70	14,53	12,53	0,16	6,65	11,46	2,70	0,79	2,76	0,33	-0,74	99,87	Semet/Joron
RUE 0103-281	28/03/2001	48,51	14,66	12,53	0,16	6,65	11,46	2,69	0,78	2,77	0,35	-0,67	99,89	Semet/Joron
RUE 0103-291	29/03/2001	48,50	14,55	12,60	0,16	6,80	11,46	2,67	0,78	2,73	0,41	-0,78	99,88	Semet/Joron
RUE 0104-031	03/04/2001	48,72	14,56	12,55	0,17	6,83	11,43	2,68	0,79	2,76	0,37	-0,64	100,22	Semet/Joron
RUE 0104-032	03/04/2001	48,63	14,56	12,39	0,17	6,82	11,39	2,65	0,79	2,75	0,38	-0,76	99,77	Semet/Joron
RUE 0104-033	03/04/2001	48,62	14,38	12,61	0,17	6,97	11,34	2,67	0,78	2,77	0,31	-0,60	100,02	Semet/Joron
REU 010611-1	11/06/2001	48,69	14,43	12,51	0,16	6,66	11,48	2,66	0,77	2,76	0,33	-0,56	99,89	Semet/Joron
REU 010612-1	12/06/2001	48,74	14,43	12,53	0,16	6,71	11,53	2,64	0,77	2,77	0,34	-0,74	99,88	Semet/Joron
REU 010616-1	16/06/2001	48,46	14,34	12,75	0,17	7,12	11,38	2,65	0,76	2,72	0,32	-0,71	99,96	Semet/Joron
REU 010616-2	11/06/2001	48,60	14,44	12,52	0,17	6,72	11,48	2,71	0,78	2,76	0,32	-0,51	99,99	Semet/Joron
REU 010618-1	18/06/2001	48,56	14,33	12,66	0,17	7,17	11,44	2,69	0,77	2,73	0,34	-0,49	100,37	Semet/Joron
REU 010701-1	01/07/2001	48,43	14,25	12,65	0,16	7,35	11,29	2,60	0,76	2,69	0,31	-0,60	99,89	Semet/Joron
REU 010702-1	02/07/2001	48,50	14,24	12,63	0,16	7,36	11,32	2,60	0,75	2,70	0,34	-0,71	99,89	Semet/Joron
REU 010707-1	06/07/2001	46,94	12,14	13,29	0,18	12,92	9,64	2,21	0,63	2,31	0,27	-0,76	99,77	Semet/Joron
REU 010709-1	06/07/2001	46,91	12,29	13,14	0,17	12,46	9,69	2,25	0,64	2,32	0,28	-0,70	99,45	Semet/Joron
REU 010709-4	07/07/2001	45,41	9,49	14,08	0,18	20,13	7,53	1,71	0,48	1,80	0,26	-0,83	100,24	Semet/Joron
REU 010709-6	07/07/2001	45,75	10,27	13,82	0,17	17,95	8,11	1,87	0,53	1,93	0,26	-0,68	99,98	Semet/Joron
REU 010713-2	07/07/2001	45,13	9,35	14,02	0,18	20,28	7,36	1,68	0,47	1,78	0,26	-0,87	99,64	Semet/Joron
REU 010713-3	07/07/2001	45,38	9,20	14,18	0,18	21,06	7,27	1,63	0,45	1,73	0,25	-0,87	100,46	Semet/Joron
REU 020106-2	06/01/2002	47,88	13,09	12,99	0,17	10,36	10,43	2,41	0,63	2,42	0,28	-0,73	99,93	Semet/Joron
REU 020116-1	16/01/2002	46,29	10,04	13,94	0,18	18,47	7,90	1,80	0,45	1,86	0,21	-0,76	100,38	Semet/Joron
REU 020109-2	09/01/2002	46,92	11,90	13,22	0,17	13,70	9,43	2,18	0,58	2,19	0,24	-0,59	99,94	Semet/Joron
REU 020113-1	13/01/2002	43,15	6,66	14,60	0,18	28,13	5,32	1,18	0,28	1,23	0,15	-0,83	100,05	Semet/Joron
REU 020114-4	14/01/2002	44,03	6,83	14,90	0,18	26,73	5,45	1,20	0,27	1,26	0,13	-0,92	100,06	Semet/Joron
REU 020114-1	14/01/2002	44,23	7,98	14,24	0,18	24,49	6,33	1,42	0,35	1,48	0,17	-0,82	100,05	Semet/Joron
REU 020205-2	16/01/2002	45,17	8,79	14,24	0,18	21,57	6,91	1,55	0,38	1,63	0,18	-0,79	99,81	Semet/Joron
REU 020114-3	12/01/2002	45,17	8,61	14,26	0,18	21,76	6,86	1,56	0,39	1,60	0,19	-0,72	99,86	Semet/Joron
REU 0211-161	16/11/2002	48,10	14,22	12,12	0,17	6,62	11,44	2,71	0,74	2,67	0,34	-0,51	98,64	Vlastélic
REU 0211-171	17/11/2002	46,46	10,96	13,27	0,18	16,01	8,73	2,06	0,53	2,06	0,27	-0,97	99,54	Vlastélic
REU 0211-254	25/11/2002	48,04	13,67	12,52	0,18	8,32	11,12	2,61	0,71	2,56	0,33	-0,59	99,46	Vlastélic
REU 0212-031	2/12/2002	45,99	11,30	12,90	0,18	14,76	9,14	2,15	0,59	2,12	0,28	-0,71	98,69	Vlastélic

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total	
REU 030530-2	30/5/2003	49,21	14,40	12,29	0,17	6,94	11,51	2,75	0,73	2,72	0,34	-0,98	100,09	Vlastélic
REU 030605-1	5/6/2003	48,64	14,25	12,22	0,17	6,98	11,34	2,72	0,72	2,69	0,34	-0,74	99,31	Vlastélic
REU 030613-1	13/6/2003	48,86	14,33	12,25	0,17	6,90	11,46	2,72	0,72	2,70	0,34	-0,39	100,07	Vlastélic
REU 030625-1	25/6/2003	49,07	14,33	12,30	0,17	6,92	11,52	2,73	0,72	2,71	0,34	-0,94	99,87	Vlastélic
REU 030703-2	3/7/2003	48,88	14,42	12,19	0,17	6,67	11,55	2,75	0,73	2,69	0,34	-1,01	99,37	Vlastélic
REU 030822-1	22/8/2003	48,57	14,00	12,33	0,17	7,62	11,33	2,65	0,70	2,63	0,33	-0,80	99,54	Vlastélic
REU 030822-3	22/8/2003	48,04	12,91	12,61	0,18	10,57	10,45	2,43	0,63	2,41	0,31	-0,96	99,57	Vlastélic
REU 030823-1	23/8/2003	47,70	12,98	12,71	0,18	10,10	10,40	2,46	0,64	2,41	0,31	-0,72	99,16	Vlastélic
REU 030825-1	25/8/2003	46,25	11,09	13,06	0,18	15,26	8,83	2,08	0,54	2,07	0,26	-0,83	98,77	Vlastélic
REU 030827-1	27/8/2003	46,30	10,75	13,26	0,18	16,53	8,62	2,06	0,52	2,01	0,26	-0,87	99,63	Vlastélic
REU 030827-4	27/8/2003	47,20	11,76	12,94	0,18	13,85	9,49	2,22	0,57	2,20	0,28	-0,51	100,18	Vlastélic
REU 030827-5	27/8/2003	48,55	14,26	12,25	0,17	6,72	11,30	2,73	0,74	2,71	0,34	-0,70	99,06	Vlastélic
REU 031001-5	30/9/2003	48,45	14,31	12,04	0,17	6,52	11,29	2,75	0,72	2,66	0,33	-0,67	98,56	Vlastélic
REU 031001-1	1/10/2003	49,22	14,44	12,27	0,17	6,64	11,55	2,74	0,71	2,73	0,34	-0,37	100,46	Vlastélic
REU 031001-2	1/10/2003	49,18	14,45	12,28	0,17	6,65	11,52	2,75	0,72	2,72	0,34	-0,57	100,23	Vlastélic
REU 031001-3	1/10/2003	48,79	14,31	12,13	0,17	6,73	11,38	2,72	0,72	2,69	0,34	-0,44	99,53	Vlastélic
REU 031001-4	1/10/2003	48,92	14,31	12,21	0,17	7,02	11,60	2,70	0,71	2,65	0,33	-0,67	99,97	Vlastélic
													0,00	
REU 0312-071	7/12/2003	48,74	14,45	12,19	0,17	6,42	11,59	2,77	0,73	2,70	0,34	-0,77	99,32	Vlastélic
REU 0312-073	7/12/2003	48,71	14,43	12,16	0,17	6,46	11,55	2,77	0,72	2,70	0,34	-0,85	99,14	Vlastélic
REU 0312-111	11/12/2003	48,28	14,31	12,12	0,17	6,42	11,48	2,75	0,72	2,68	0,33	-0,83	98,43	Vlastélic
REU 040109-1	9/1/2004	48,65	13,82	12,63	0,18	7,89	11,15	2,64	0,65	2,53	0,31	-0,94	99,52	Vlastélic
REU 040109-4	9/1/2004	48,45	13,03	12,60	0,18	10,64	10,46	2,47	0,62	2,41	0,30	-0,80	100,36	Vlastélic
REU 0405-021	2/5/2004	50,16	14,28	12,22	0,16	6,87	11,57	2,66	0,71	2,68	0,32		101,774	
REU 0405-092	9/5/2004	49,64	14,02	12,26	0,16	7,11	11,40	2,65	0,69	2,64	0,30		101,022	
REU 0405-171	17/5/2004	49,33	13,81	12,36	0,16	7,44	11,25	2,62	0,68	2,60	0,29		100,694	
REU 0408-132	13/8/2004	49,11	13,29	12,84	0,17	8,70	10,93	2,51	0,64	2,52	0,28		101,157	
REU 0408-231	23/8/2004	50,00	14,11	12,38	0,16	7,17	11,46	2,76	0,69	2,63	0,32		101,82	
REU 0409-292	28/9/2004	49,19	13,39	12,80	0,17	8,59	10,95	2,69	0,65	2,52	0,28		101,39	
REU 0410-133	13/10/2004	49,11	13,27	12,83	0,17	8,83	10,91	2,51	0,64	2,51	0,28		101,228	

Ech.#	Date	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Pf	Total
REU 0502-181	18/2/2005	47,21	11,32	14,23	0,19	13,33	9,51	2,27	0,57	2,21	0,24		101,312
REU 0502-221	22/2/2005	48,79	12,83	13,19	0,17	10,29	10,49	2,44	0,64	2,43	0,29		101,749
REU 0502-222	25/2/2005	43,66	8,13	15,30	0,20	23,13	6,49	1,61	0,38	1,55	0,18		100,976
REU 0502-231	25/2/2005	43,68	8,06	15,36	0,20	23,13	6,50	1,72	0,39	1,55	0,18		101,099
REU 0502-232	26/2/2005	44,09	8,41	15,14	0,19	22,06	6,82	1,71	0,40	1,62	0,19		100,955
REU 0502-251	26/2/2005	44,00	8,48	15,11	0,19	22,23	6,75	1,66	0,40	1,59	0,19		100,919
REU 051007-1	07/10/2005	48,00	14,33	12,15	0,16	6,62	11,45	2,82	0,74	2,63	0,32		99,342
REU 051014	14/10/2005	49,41	14,21	12,07	0,16	6,82	11,29	2,91	0,73	2,62	0,32		100,676
REU 051014	14/10/2005	49,50	14,22	12,03	0,16	6,95	11,41	2,94	0,71	2,59	0,32		100,962
REU 051130-2	30/11/2005	48,68	14,40	12,02	0,16	6,92	11,15	2,74	0,71	2,58	0,31		99,805
REU 051130-1	30/11/2005	48,86	14,42	12,04	0,16	6,84	11,19	2,79	0,71	2,59	0,31		100,041
REU 0512301	27/12/2005	48,18	13,24	12,71	0,17	9,59	10,50	2,74	0,67	2,45	0,30		100,707
REU 0512303bis	30/12/2005	48,72	13,30	12,68	0,17	8,99	10,77	2,62	0,69	2,49	0,30		100,889
REU 060109bis	30/12/2005	43,80	7,29	15,91	0,20	25,02	6,18	1,64	0,38	1,47	0,18		102,427
REU 060109	30/12/2005	43,15	7,36	15,71	0,20	24,80	6,07	1,53	0,36	1,45	0,17		101,167
REU 060118_1	30/12/2005	42,37	7,53	15,53	0,20	25,13	5,86	1,58	0,35	1,41	0,17		100,492
REU 060118_2	09/01/2006	43,47	7,82	15,46	0,20	24,26	6,29	1,60	0,38	1,50	0,18		101,508
REU 060720-1	20/07/2006	50,06	14,30	12,68	0,17	7,03	11,98	2,69	0,71	2,73	0,32		101,52
REU 060724-1	24/07/2006	50,03	14,29	12,70	0,17	6,99	11,95	2,71	0,72	2,74	0,32		101,45
REU 060728	28/07/2006	49,95	14,26	12,71	0,17	7,10	11,90	3,19	0,73	2,72	0,32		101,91
REU 060808-1	08/08/2006	49,97	14,25	12,72	0,17	7,08	11,92	2,84	0,72	2,74	0,32		101,58
REU 060830	30/08/2006	49,97	14,23	12,73	0,17	7,22	11,89	2,65	0,71	2,72	0,32		101,47

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
RUE 983-9F1	0,57	2,28	195,00	4,87	1,70	140,00	346,00	0,27	18,70	0,10	26	42,70	61	33,00	19,85	44,70	6,33	2,22	0,94	2,50	0,71	102,00	22,30	S/J
RUE 983-9F3	0,59	2,29	193,00	4,90	1,72	137,00	345,00	0,27	17,90	0,09	26	44,40	61	33,00	19,56	44,90	6,41	2,15	0,94	2,48	0,72	100,00	21,40	S/J
RUE 983-9F4	0,56	2,21	170,00	4,70	1,66	133,00	330,00	0,26	18,00	0,08	32	40,70	74	32,30	19,15	43,90	6,21	2,14	0,91	2,45	0,73	99,00	24,40	S/J
RUE 983-9F6	0,57	2,25	180,00	4,80	1,68	134,00	338,00	0,27	18,20	0,08	26	42,60	60	32,50	19,13	44,60	6,26	2,24	0,92	2,44	0,63	98,00	24,20	S/J
RUE 983 093	0,63	2,31	184,00	5,03	1,70	137,00	338,00	0,26	17,80	0,07	55	43,00	61	32,60	19,65	44,80	6,43	2,29	0,92	2,42	0,73	118,00	22,30	S/J
RUE 983 105	0,56	2,26	191,00	4,97	1,68	135,00	346,00	0,25	17,30	0,08	77	43,70	68	32,80	19,39	44,50	6,22	2,28	0,91	2,36	0,54	145,00	24,40	S/J
RUE 983 109	0,56	2,20	175,00	4,85	1,63	133,00	331,00	0,24	17,30	0,07	93	43,10	73	32,80	18,58	43,20	6,11	2,20	0,90	2,33	0,69	116,00	25,50	S/J
RUE 983 112	0,57	2,25	184,00	4,97	1,68	129,00	340,00	0,25	17,40	0,07	89	43,90	73	32,70	19,05	44,30	6,17	2,26	0,90	2,36	0,83	131,00		S/J
RUE 983 113	0,52	2,21	173,00	4,83	1,64	133,00	333,00	0,24	17,00	0,23	83	42,50	68	32,20	18,73	43,00	6,11	2,26	0,89	2,31	0,79	142,00	22,90	S/J
RUE 983 116	0,58	2,27	181,00	4,93	1,66	135,00	334,00	0,25	17,30	0,08	94	43,50	84	33,00	18,77	44,60	6,15	2,22	0,91	2,36	0,86	118,00	23,50	S/J
RUE 983 115	0,55	2,21	179,00	4,86	1,63	132,00	331,00	0,25	17,30	0,08	92	43,60	79	32,20	18,34	43,90	6,11	2,28	0,89	2,36	0,77	116,00	23,60	S/J
RUE 983 125	0,57	2,23	182,00	4,90	1,65	136,00	337,00	0,25	17,10	0,06	108	44,60	86	32,70	18,80	43,60	6,17	2,30	0,91	2,34	0,84	127,00	22,20	S/J
RUE 983 123	0,54	2,26	185,00	4,93	1,67	137,00	341,00	0,25	17,20	0,07	97	43,70	74	33,00	19,02	44,20	6,21	2,23	0,91	2,41	0,77	119,00	24,90	S/J
RUE 983 126	0,56	2,22	188,00	4,85	1,64	133,00	329,00	0,24	17,50	0,07	94	43,10	81	32,20	18,66	43,40	6,17	2,13	0,89	2,29	1,26	114,00	27,10	S/J
RUE 983 132	0,59	2,25	161,00	4,66	1,62	130,00	331,00	0,25	17,20	0,07	101	42,80	71	31,80	18,35	42,60	6,18	2,26	0,89	2,35	0,71	113,00	22,20	S/J
RUE 983 133	0,63	2,30	165,00	4,87	1,67	135,00	343,00	0,25	18,00	0,07	93	41,10	72	32,50	18,92	44,10	6,34	2,21	0,91	2,47	0,80	113,00	27,40	S/J
RUE 983 154	0,54	2,22	164,00	4,78	1,65	133,00	332,00	0,24	17,20	0,08	95	44,20	80	33,80	19,46	45,40	6,29	2,31	0,92	2,41	0,62	114,00	25,70	S/J
RUE 983 158	0,61	2,29	154,00	4,92	1,69	135,00	337,00	0,25	17,80	0,07	32	43,10	61	33,50	19,98	46,40	6,47	2,30	0,93	2,49	0,57	109,00	28,00	S/J
RUE 983 163	0,58	2,26	164,00	4,70	1,64	137,00	334,00	0,25	16,80	0,07	115	41,70	75	32,30	18,87	43,90	6,24	2,20	0,90	2,47	0,76	161,00	25,00	S/J
RUE 983 162	0,58	2,24	182,00	4,94	1,66	134,00	335,00	0,26	17,80	0,07	102	43,50	74	32,80	19,30	43,80	6,27	2,28	0,90	2,36	0,76	118,00	21,80	S/J
RUE 983 173	0,57	2,25	155,00	4,62	1,63	132,00	339,00	0,25	17,10	0,08	107	43,30	80	31,80	19,02	42,70	6,30	2,25	0,90	2,39	0,59	112,00	16,30	S/J
RUE 983 213	0,57	2,22	154,00	4,72	1,65	132,00	334,00	0,25	18,30	0,08	107	44,20	85	33,60	19,16	44,50	6,35	2,27	0,93	2,49	0,80	479,00	22,30	S/J
RUE 983-221	0,60	2,25	200,00	4,86	1,70	135,20	354,00	0,26	18,00	0,08	137	42,60	81	33,90	19,17	44,70	6,33	2,26	0,93	2,47	0,50	101,00	21,40	S/J
RUE 983-222	0,54	2,15	176,00	4,57	1,60	127,80	331,00	0,24	17,00	0,09	149	42,70	107	32,40	18,53	42,80	6,06	2,11	0,89	2,37	0,40	93,00	22,30	S/J
RUE 983 263	0,60	2,28	187,00	4,98	1,68	136,00	338,00	0,24	17,70	0,06	130	44,90	88	33,40	19,74	44,20	6,36	2,23	0,90	2,38	0,62	117,00	22,50	S/J
RUE 983 312	0,60	2,26	165,00	4,72	1,63	132,00	332,00	0,24	17,50	0,07	159	44,80	95	32,50	18,48	43,10	6,21	2,19	0,89	2,42	0,63	118,00	23,80	S/J
RUE 983 313	0,64	2,27	170,00	4,76	1,64	134,00	339,00	0,24	17,30	0,08	141	42,50	82	32,70	18,58	43,80	6,28	2,20	0,91	2,38	0,61	112,00	24,40	S/J
RUE 984-011	0,60	2,22	173,00	4,73	1,65	134,30	341,00	0,25	17,40	0,07	168	44,10	88	32,70	19,00	43,50	6,32	2,10	0,88	2,40	0,87	102,00	21,50	S/J
RUE 984-061	0,54	2,18	187,00	4,67	1,63	133,00	342,00	0,25	17,70	0,07	130	43,60	89	32,80	18,45	43,30	6,20	2,08	0,90	2,33	0,67	101,00	20,20	S/J
RUE 984-063	0,53	2,14	191,00	4,58	1,60	129,00	334,00	0,25	17,70	0,07	133	43,40	88	32,20	18,14	42,10	6,07	2,02	0,90	2,30	0,58	96,00	23,40	S/J
RUE 984-151	0,59	2,23	182,00	4,76	1,67	133,50	345,00	0,26	17,50	0,08	161	44,50	89	33,00	19,50	43,60	6,26	2,19	0,89	2,41	0,55	101,00	25,50	S/J
RUE 984-154	0,59	2,26	165,00	4,76	1,68	138,00	338,00	0,25	17,50	0,07	130	41,70	81	33,30	18,94	43,40	6,28	2,17	0,92	2,35	0,70	168,00	26,20	S/J
RUE 984-171	0,59	2,25	178,00	4,84	1,68	136,00	342,00	0,26	17,30	0,08	169	45,10	91	33,20	19,80	44,70	6,46	2,15	0,91	2,42	0,64	102,00	24,00	S/J
RUE 984-172	0,57	2,24	170,00	4,82	1,68	134,00	346,00	0,25	17,80	0,08	162	44,90	88	33,20	18,90	44,30	6,37	2,14	0,90	2,46	0,60	96,00	20,10	S/J
RUE 984-242	0,56	2,13	182,00	4,59	1,60	128,00	327,00	0,23	16,60	0,07	144	42,80	88	32,00	17,89	42,10	6,02	2,07	0,88	2,31	0,49	105,00	20,60	S/J
RUE 984-243	0,58	2,19	181,00	4,69	1,64	134,00	335,00	0,25	18,00	0,07	155	42,60	85	32,80	19,27	43,50	6,20	2,08	0,90	2,38	0,56	99,00	26,10	S/J
RUE 984-271	0,59	2,19	168,00	4,67	1,63	134,00	333,00	0,25	17,20	0,08	167	43,60	92	32,30	19,10	43,00	6,21	2,11	0,87	2,32	0,48	94,00	27,00	S/J
RUE 984-272	0,58	2,21	180,00	4,75	1,66	132,20	340,00	0,25	17,60	0,07	166	43,60	79	32,60	19,20	43,50	6,29	2,17	0,89	2,41	0,70	95,00	23,60	S/J

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
RUE 984-273	0,58	2,27	171,00	4,71	1,66	135,00	337,00	0,24	18,10	0,07	132	43,60	94	32,90	19,16	43,40	6,26	2,12	0,91	2,37	0,52	99,00	20,40	S/J
RUE 985-081	0,58	2,20	192,00	4,71	1,65	132,00	342,00	0,25	18,00	0,07	150	43,30	87	33,10	19,60	43,90	6,26	2,15	0,91	2,37	0,49	104,00	23,40	S/J
RUE 985-084	0,56	2,18	186,00	4,67	1,64	134,00	339,00	0,24	17,60	0,07	145	44,40	83	32,60	18,77	43,20	6,15	2,07	0,90	2,35	0,71	96,00	25,40	S/J
RUE 985-151	0,57	2,36	215,00	4,86	1,73	142,00	345,00	0,26	18,10	0,07	171	44,00	94	33,70	19,83	43,00	6,44	2,20	0,93	2,49	0,48	113,00	32,80	S/J
RUE 985-152	0,58	2,22	171,00	4,49	1,63	130,00	330,00	0,26	17,30	0,05	158	43,10	87	32,20	18,50	43,10	6,21	2,21	0,90	2,34	0,73	112,00	35,30	S/J
RUE 985-153	0,64	2,34	183,00	4,82	1,69	140,00	351,00	0,26	18,20	0,06	160	43,60	87	33,50	19,56	44,60	6,55	2,32	0,93	2,48	0,60	105,00		S/J
RUE 985-154	0,58	2,31	223,00	4,61	1,68	130,00	340,00	0,25	18,10	0,07	164	43,10	91	33,10	19,49	42,90	6,28	1,99	0,91	2,40	0,58	109,00	21,80	S/J
RUE 985-262	0,58	2,30	180,00	4,71	1,68	138,00	342,00	0,26	18,00	0,07	169	44,10	90	32,70	19,37	43,20	6,27	2,19	0,90	2,46	0,46	132,00	26,40	S/J
RUE 985-272	0,61	2,31	166,00	4,79	1,70	135,00	336,00	0,26	18,70	0,07	173	41,90	101	33,40	19,90	44,60	6,43	2,20	0,92	2,31	0,81	105,00	33,00	S/J
RUE 986-031	0,57	2,31	173,00	4,66	1,67	131,00	342,00	0,27	18,30	0,07	174	44,00	89	32,80	19,53	44,10	6,39	2,13	0,91	2,35	0,28	101,00	19,50	S/J
RUE 986-112	0,59	2,29	174,00	4,86	1,71	139,00	341,00	0,25	18,30	0,07	190	44,70	99	33,00	19,72	44,30	6,41	2,14	0,92	2,45	0,65	112,00	34,10	S/J
RUE 986-114	0,58	2,30	179,00	4,67	1,68	133,00	328,00	0,26	18,10	0,07	193	43,70	94	32,80	19,37	44,40	6,25	2,10	0,89	2,39	0,37	114,00	26,60	S/J
RUE 986-171	0,63	2,28	174,00	4,69	1,67	137,00	338,00	0,24	18,10	0,06	191	43,60	94	32,80	19,46	44,20	6,37	2,21	0,91	2,34	0,70	116,00	23,20	S/J
RUE 986-172	0,60	2,29	205,00	4,68	1,69	134,00	344,00	0,25	18,10	0,07	203	43,50	98	32,50	18,89	43,80	6,25	2,16	0,92	2,40	0,51	108,00	28,40	S/J
RUE 987-052	0,58	2,31	175,00	4,67	1,67	140,00	337,00	0,23	18,40	0,07	221	44,20	99	32,60	19,35	44,80	6,49	2,19	0,91	2,38	1,05	99,00	26,40	S/J
RUE 987-053	0,62	2,33	197,00	4,80	1,71	137,00	347,00	0,26	18,20	0,08	231	45,20	111	33,40	19,98	45,70	6,43	2,09	0,91	2,37	0,68	107,00	40,30	S/J
RUE 987-054	0,59	2,33	173,00	4,68	1,72	137,00	346,00	0,25	18,40	0,07	223	44,70	101	32,70	19,60	44,40	6,43	2,18	0,91	2,42	0,58	119,00	22,80	S/J
RUE 987-055	0,56	2,31	189,00	4,67	1,69	134,00	337,00	0,25	17,90	0,07	227	44,30	102	32,60	18,87	44,00	6,32	2,17	0,91	2,41	0,78	156,00	25,00	S/J
RUE 987-090	0,58	2,29	186,00	4,69	1,68	131,00	341,00	0,25	18,40	0,07	236	44,40	106	32,40	19,65	43,50	6,39	2,16	0,90	2,28	0,44	100,00	17,20	S/J
RUE 987-174	0,59	2,30	195,00	4,76	1,69	134,00	339,00	0,28	17,80	0,06	202	44,80	98	33,20	19,82	44,10	6,32	2,13	0,90	2,39		110,00	28,50	S/J
RUE 987-242	0,60	2,42	197,00	4,96	1,77	143,00	360,00	0,27	19,10	0,06	239	43,70	106	33,80	20,77	46,80	6,67	2,24	0,95	2,39	0,44	102,00	22,00	S/J
RUE 987-262	0,57	2,34	156,00	4,77	1,73	136,00	345,00	0,26	18,10	0,08	260	45,80	120	32,80	19,94	45,60	6,37	2,14	0,91	2,39	0,76	108,00	23,30	S/J
RUE 987-301	0,59	2,33	193,00	4,87	1,73	138,00	356,00	0,26	18,70	0,09	284	45,90	132	32,60	19,42	45,30	6,38	2,18	0,89	2,31	0,61	110,00	26,70	S/J
RUE 987-302	0,62	2,35	202,00	4,84	1,73	137,00	334,00	0,26	18,00	0,05	260	44,60	111	32,70	20,00	44,80	6,53	2,27	0,92	2,35	0,71	102,00	27,00	S/J
RUE 988-061	0,62	2,40	199,00	4,90	1,76	144,00	343,00	0,28	18,60	0,07	279	46,30	130	33,60	20,30	47,10	6,58	2,12	0,92	2,38	0,39	109,00	22,10	S/J
RUE 988-101	0,64	2,38	178,00	4,88	1,75	138,00	351,00	0,24	18,70	0,07	270	46,30	113	33,20	20,04	46,40	6,61	2,31	0,93	2,38	0,64	104,00	23,60	S/J
RUE 988-171	0,61	2,38	186,00	4,86	1,73	140,00	350,00	0,24	18,50	0,07	286	45,90	121	32,70	19,74	46,40	6,53	2,21	0,92	2,33	0,71	107,00	24,50	S/J
RUE 988-172	0,64	2,34	189,00	4,89	1,73	135,00	356,00	0,26	17,80	0,07	283	45,00	122	32,90	20,08	46,10	6,57	2,23	0,91	2,30	0,40	108,00	29,50	S/J
RUE 989-031	0,58	2,32	194,00	5,01	1,73	140,00	350,00	0,26	18,30	0,08	300	46,80	122	32,60	20,47	45,70	6,32	2,36	0,90	2,31	0,60	104,00	23,30	S/J
RUE 989-033	0,68	2,30	188,00	5,01	1,72	137,00	349,00	0,25	18,10	0,08	295	37,30	124	32,50	20,38	45,40	6,29	2,37	0,89	2,28	0,58	100,00	22,40	S/J
RUE 989-034	0,63	2,34	190,00	5,07	1,74	139,00	351,00	0,26	18,10	0,08	295	47,00	127	32,80	20,39	46,40	6,33	2,35	0,90	2,32	0,56	104,00	25,40	S/J
RUE 983 12W	0,68	2,69	225,00	5,75	1,99	155,00	352,00	0,29	21,10	0,08	340	51,90	187	31,10	22,39	52,80	7,16	2,53	0,97	2,44	0,91	126,00	24,60	S/J
RUE 983 135	0,66	2,56	180,00	5,29	1,88	148,00	345,00	0,27	19,80	0,09	362	50,70	209	29,60	21,75	49,90	6,91	2,39	0,92	2,45	0,81	153,00	26,90	S/J
RUE 983 174	0,73	2,67	197,00	5,57	1,98	153,00	364,00	0,30	20,80	0,09	342	50,30	202	30,10	21,99	51,80	7,20	2,47	0,95	2,50	0,81	122,00	23,40	S/J
RUE 983 18W1	0,67	2,67	194,00	5,50	1,94	157,00	369,00	0,31	20,90	0,09	337	52,50	192	30,00	22,28	52,80	7,17	2,48	0,95	2,44	0,99	120,00	27,80	S/J
RUE 983 211	0,70	2,61	228,00	5,78	1,97	157,00	364,00	0,30	21,50	0,08	352	54,20	210	30,60	22,73	52,40	7,34	2,40	0,95	2,35	0,40	126,00	34,40	S/J
RUE 986-115	0,71	2,67	226,00	5,48	2,00	153,00	371,00	0,28	21,80	0,08	347	52,80	220	30,60	22,66	53,70	7,29	2,45	0,98	2,38	0,77	112,00	38,70	S/J

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
RUE 997-191	0,67	2,58	203,00	5,33	1,86	151,00	381,00	0,28	19,10	0,10	210	44,30	95	34,10	21,51	50,40	7,03	2,38	0,95	2,38	0,74	103,00	23,50	S/J
RUE 997-211	0,62	2,56	196,00	5,08	1,85	146,00	368,00	0,27	19,50	0,21	208	44,00	92	33,90	21,24	50,20	6,98	2,39	0,94	2,41	0,49	126,00	28,80	S/J
RUE 997-254	0,66	2,56	204,00	5,28	1,85	149,00	371,00	0,26	19,60	0,09	209	43,30	96	33,60	21,18	49,70	6,82	2,35	0,93	2,37	0,71	101,00	29,70	S/J
RUE 997-271	0,67	2,58	202,00	5,31	1,86	148,00	373,00	0,28	19,00	0,10	207	44,20	82	34,00	21,66	50,10	7,07	2,39	0,95	2,41	0,82	101,00	26,20	S/J
RUE 997-272	0,60	2,56	201,00	5,25	1,85	146,00	369,00	0,27	19,10	0,12	235	44,50	142	33,80	21,00	49,70	6,93	2,43	0,94	2,40	0,69	102,00	25,90	S/J
RUE 997-273	0,67	2,56	191,00	5,22	1,85	147,00	370,00	0,28	19,30	0,12	218	43,50	114	33,90	21,70	50,10	6,94	2,42	0,92	2,40	0,89	102,00	28,80	S/J
RUE 997-XO1	0,65	2,54	199,00	5,19	1,82	146,00	362,00	0,27	18,90	0,13	225	43,90	131	32,90	20,90	49,60	6,76	2,20	0,92	2,19	0,90	96,00	24,20	S/J
RUE 997-XO2	0,65	2,54	192,00	5,15	1,80	145,00	359,00	0,26	18,60	0,39	190	42,50	89	32,60	21,30	48,90	6,69	2,12	0,92	2,20	0,82	96,00	24,00	S/J
RUE 997-XO3	0,63	2,47	201,00	5,34	1,83	145,20	367,00	0,27	19,20	0,08	218	43,50	103	33,20	21,30	49,00	6,67	2,37	0,94	2,30	0,90	99,00	27,10	S/J
RUE 997-XO4	0,62	2,51	216,00	5,34	1,85	146,50	372,00	0,28	19,00	0,10	207	40,80	101	33,40	21,50	49,30	6,59	2,36	0,95	2,31		101,00	25,70	S/J
RUE 997-271	0,67	2,58	210,00	5,33	1,87	152,00	374,00	0,27	19,00	0,09	207	44,20	83	34,20	21,48	50,50	7,06	2,34	0,95	2,37	0,78	105,00	28,50	S/J
RUE 83-18W1	0,71	2,70	224,00	5,56	1,98	153,00	359,00	0,29	21,20	0,09	347	53,60	195	30,40	22,91	52,80	7,38	2,44	0,96	2,40	1,01	116,00	26,40	S/J
RUE 83-211	0,69	2,77	222,00	5,69	2,00	158,00	368,00	0,29	21,20	0,09	367	56,10	214	31,00	23,01	54,10	7,46	2,36	0,98	2,44	0,94	117,00	27,90	S/J
RUE 88-101	0,68	2,40	166,00	5,05	1,73	143,00	349,00	0,32	18,20	0,07	267	47,20	111	33,00	20,30	46,10	6,63	2,38	0,92	2,29	0,55	105,00	25,60	S/J
RUE 88-9F6	0,64	2,44	187,00	5,00	1,74	142,00	341,00	0,26	18,40	0,08	52	44,70	61	33,10	20,18	46,40	6,70	2,24	0,95	2,42	0,95	107,00	26,10	S/J
RUE 988-171	0,64	2,37	195,00	4,94	1,71	137,00	349,00	0,25	17,60	0,08	285	46,80	120	32,60	19,75	45,90	6,54	2,15	0,89	2,33	0,61	104,00	24,40	S/J
RUE 999-281	0,70	2,50	199,00	5,24	1,85	147,00	367,00	0,28	18,90	0,08	194	41,70	91	33,00	21,67	48,10	7,07	2,28	0,93	2,50	0,69	104,00	33,60	S/J
RUE 999-282	0,69	2,52	196,00	5,23	1,86	151,00	378,00	0,28	18,80	0,10	200	42,30	93	33,40	22,04	49,10	7,11	2,30	0,94	2,42	0,74	106,00	33,90	S/J
RUE 999-283	0,66	2,47	182,00	5,17	1,80	144,00	371,00	0,27	18,40	0,01	234	43,40	163	33,10	21,49	48,40	6,89	2,28	0,92	2,39	0,71	103,00	31,40	S/J
RUE 999-291	0,66	2,48	189,00	5,20	1,82	146,00	369,00	0,26	18,40	0,03	216	42,40	122	33,50	21,70	48,80	7,06	2,34	0,92	2,48	0,74	104,00	24,50	S/J
RUE 999-292	0,69	2,54	205,00	5,25	1,86	146,00	371,00	0,30	19,50	0,11	197	43,70	89	33,60	21,43	49,40	7,08	2,35	0,94	2,54	0,90	108,00	31,40	S/J
RUE 999-293	0,69	2,54	221,00	5,26	1,86	150,00	378,00	0,26	19,60	0,11	215	43,40	111	34,00	21,29	49,90	7,00	2,42	0,95	2,48	0,78	105,00	31,50	S/J
RUE 9910-122	0,64	2,47	208,00	5,17	1,82	145,00	371,00	0,27	18,70	0,11	231	42,50	140	32,90	21,70	48,40	7,02	2,30	0,91	2,47	1,00	102,00	21,20	S/J
RUE 9910-141	0,69	2,52	194,00	5,24	1,87	152,00	378,00	0,27	19,50	0,10	211	43,30	114	33,60	21,91	50,10	7,19	2,40	0,94	2,42	0,96	107,00	25,00	S/J
RUE002-141	0,66	2,55	200,00	5,15	1,85	146,00	370,00	0,27	19,00	0,11	206	42,90	98	33,70	21,30	49,90	6,96	2,35	0,92	2,31	0,82	109,00	28,30	S/J
RUE002-142	0,68	2,54	211,00	5,19	1,83	152,00	371,00	0,27	18,60	0,15	209	43,30	111	33,50	21,10	50,00	6,97	2,35	0,91	2,30	0,58	110,00	21,30	S/J
RUE002-143	0,64	2,53	211,00	5,16	1,83	156,00	372,00	0,26	19,60	0,11	208	43,20	103	33,40	20,98	48,20	7,02	2,24	0,92	2,29	0,84	110,00	20,00	S/J
RUE002-145	0,67	2,56	184,00	5,22	1,83	152,00	371,00	0,28	18,30	0,11	203	43,00	101	33,40	21,78	49,50	7,02	2,40	0,92	2,35	0,82	107,00	32,40	S/J
RUE002-181	0,66	2,49	195,00	5,13	1,82	142,00	358,00	0,27	18,80	0,10	194	41,90	75	32,90	21,36	48,30	6,99	2,33	0,92	2,24	0,78	107,00	22,80	S/J
RUE002-182	0,67	2,58	201,00	5,28	1,87	147,00	374,00	0,28	19,30	0,10	198	44,10	77	33,90	22,04	50,50	7,12	2,37	0,94	2,31	0,91	110,00	19,00	S/J
RUE002-183	0,66	2,50	182,00	4,98	1,84	145,00	373,00	0,28	19,20	0,13	207	42,60	98	33,50	21,30	49,00	6,89	2,23	0,93	2,43	0,88	95,00	23,80	S/J
RUE002-221	0,66	2,53	192,00	5,18	1,84	148,00	366,00	0,27	18,90	0,10	225	44,80	107	33,40	21,38	49,90	6,89	2,39	0,91	2,36	0,77	108,00	24,60	S/J
RUE002-222	0,65	2,56	207,00	5,10	1,86	146,00	370,00	0,27	18,40	0,11	226	44,30	110	33,60	21,27	50,30	7,03	2,27	0,92	2,36	0,74	111,00	18,00	S/J
RUE002-231	0,70	2,50	186,00	5,19	1,80	145,00	354,00	0,28	19,10	0,09	207	43,90	85	32,80	21,37	48,20	6,95	2,24	0,90	2,29	0,63	105,00	29,60	S/J
RUE002-241	0,65	2,47	188,00	5,04	1,79	142,00	365,00	0,26	18,80	0,10	208	42,60	92	32,50	20,69	48,10	6,90	2,35	0,90	2,24	0,85	106,00	32,30	S/J
RUE002-242	0,64	2,42	214,00	4,95	1,81	146,00	364,00	0,24	18,80	0,10	210	43,10	112	32,60	21,04	47,80	6,64	2,12	0,91	2,39	0,88	95,00	28,50	S/J

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
RUE003-081	0,64	2,49	171,00	5,05	1,83	149,00	380,00	0,27	19,00	0,09	202	43,10	96	33,80	21,18	50,30	6,75	2,26	0,94	2,40	0,76	93,00	25,00	S/J
RUE003-082	0,64	2,53	209,00	5,13	1,85	149,00	366,00	0,26	18,80	0,11	225	44,50	107	33,50	21,11	49,40	6,87	2,36	0,92	2,39	0,62	109,00	27,00	S/J
RUE003-083	0,69	2,44	191,00	5,10	1,78	136,00	348,00	0,27	19,00	0,10	205	43,40	83	32,40	20,50	47,80	6,83	2,19	0,89	2,19	0,91	108,00		S/J
RUE003-085	0,62	2,50	191,00	5,05	1,84	149,00	379,00	0,28	19,30	0,13	252	46,00	152	33,70	21,29	49,60	6,77	2,18	0,93	2,41	0,88	96,00	25,50	S/J
RUE 006-241	0,72	2,52	204,00	5,31	1,84	150,90	376,00	0,29	19,70	0,24	210	43,40	96	33,80	21,58	50,20	6,89	2,39	0,94	2,34	0,75	102,00	26,40	S/J
RUE 006-251	0,67	2,55	193,00	5,39	1,89	155,50	383,00	0,29	19,50	0,20	245	47,20	126	34,10	21,79	50,90	7,00	2,39	0,95	2,34	0,73	106,00	26,40	S/J
RUE 006-261	0,69	2,53	189,00	5,37	1,86	156,00	378,00	0,29	19,20	0,30	223	45,20	113	33,80	21,61	50,50	6,82	2,33	0,94	2,37	0,72	105,00	27,50	S/J
RUE 006-281	0,67	2,56	213,00	5,31	1,89	158,00	386,00	0,31	19,90	0,46	245	45,70	126	34,10	22,06	51,00	7,06	2,48	0,95	2,37	0,97	111,00	20,60	S/J
RUE 007-071	0,67	2,51	186,00	5,27	1,85	147,70	367,00	0,27	19,30	0,12	225	42,70	108	33,60	21,10	49,80	6,96	2,37	0,94	2,36	0,70	105,00	21,00	S/J
RUE 007-073	0,70	2,50	207,00	5,22	1,84	150,10	365,00	0,28	19,50	0,12	228	45,70	109	33,50	21,33	49,30	6,76	2,26	0,93	2,37	0,77	104,00	28,90	S/J
RUE 007-171	0,71	2,51	191,00	5,35	1,85	149,10	373,00	0,27	19,50	0,13	279	46,60	146	33,80	21,95	50,30	6,91	2,31	0,94	2,36	0,63	106,00	21,30	S/J
RUE 007-172	0,68	2,51	196,00	5,23	1,83	146,00	367,00	0,26	19,40	0,10	292	45,90	128	33,30	21,59	49,50	6,89	2,28	0,93	2,34	0,65	105,00	28,80	S/J
RUE 007-173	0,64	2,46	200,00	5,16	1,82	142,40	368,00	0,26	18,50	0,15	310	48,40	182	33,30	21,06	48,90	6,77	2,24	0,93	2,26	0,46	103,00	27,50	S/J
RUE 007-174	0,67	2,55	201,00	5,31	1,85	146,00	365,00	0,27	19,10	0,11	263	44,70	132	32,80	21,68	49,50	6,90	2,28	0,93	2,34	0,76	104,00	23,00	S/J
RUE 007-241	0,63	2,46	167,00	5,21	1,83	144,60	369,00	0,27	18,40	0,13	286	45,70	137	33,40	21,09	49,30	6,81	2,33	0,93	2,34	0,65	100,00	24,20	S/J
RUE 007-243	0,67	2,48	207,00	5,25	1,84	143,70	374,00	0,27	18,60	0,12	272	46,60	137	33,40	21,56	49,30	6,85	2,33	0,94	2,29	0,77	105,00	27,50	S/J
RUE 007-244	0,62	2,49	209,00	5,25	1,83	148,10	368,00	0,27	18,80	0,14	308	46,90	187	33,20	21,65	49,40	6,89	2,37	0,92	2,31	0,51	104,00	21,00	S/J
RUE 008-301	0,63	2,54	204,00	5,20	1,88	152,00	381,00	0,29	20,20	0,11	218	43,70	103	33,80	21,45	49,40	6,80	2,29	0,93	2,35	0,67	103,00	25,80	S/J
RUE 008-302	0,65	2,54	218,00	5,26	1,87	150,00	374,00	0,27	19,70	0,10	205	43,50	100	33,60	21,29	49,90	6,69	2,30	0,93	2,38	0,82	98,00	25,00	S/J
RUE 008-304	0,65	2,53	206,00	5,29	1,88	148,00	375,00	0,26	19,90	0,10	211	43,60	109	33,90	21,53	49,70	6,74	2,36	0,94	2,33	1,03	98,00	25,10	S/J
RUE 008-305	0,67	2,57	224,00	5,36	1,90	153,00	382,00	0,28	19,60	0,11	209	43,40	110	34,10	21,70	50,30	6,86	2,32	0,95	2,41	0,74	100,00	26,20	S/J
RUE 0010-121	0,68	2,57	199,00	5,36	1,88	151,00	376,00	0,27	19,10	0,10	213	43,40	91	33,90	21,34	50,80	7,01	2,28	0,94	2,33	0,84	105,00	20,40	S/J
RUE 0010-122	0,67	2,58	187,00	5,31	1,86	146,00	374,00	0,27	18,90	0,11	213	43,40	100	33,50	21,84	50,30	7,01	2,28	0,94	2,31	0,75	106,00	22,70	S/J
RUE 0010-123	0,63	2,51	194,00	5,27	1,83	144,00	370,00	0,27	18,60	0,10	214	42,90	102	33,30	21,48	49,70	6,92	2,24	0,92	2,29	0,72	101,00	30,80	S/J
RUE 0010-131	0,66	2,57	205,00	5,38	1,88	154,00	380,00	0,27	19,50	0,10	231	44,60	108	33,80	21,69	50,90	7,11	2,24	0,94	2,35	0,65	105,00	20,70	S/J
RUE 0010-141	0,71	2,56	217,00	5,36	1,87	148,00	369,00	0,27	19,30	0,11	221	44,40	95	33,70	22,18	49,90	7,04	2,27	0,94	2,32	0,78	103,00	30,70	S/J
RUE 0010-221	0,66	2,47	179,00	5,26	1,82	146,00	368,00	0,27	18,20	0,10	247	44,30	123	33,10	21,35	49,60	6,94	2,25	0,91	2,25	0,83	103,00		S/J
RUE 0010-301	0,67	2,57	212,00	5,28	1,87	151,00	389,00	0,27	19,10	0,09	262	45,40	111	34,20	21,69	51,10	6,86	2,47	0,96	2,33	0,93	137,00	31,60	S/J
RUE 0010-302	0,65	2,51	196,00	5,21	1,85	149,10	372,00	0,26	19,00	0,10	263	44,90	116	33,70	21,16	49,70	6,73	2,35	0,94	2,33	0,84	104,00	29,40	S/J
RUE 0011-081	0,63	2,45	203,00	5,03	1,81	143,20	368,00	0,26	18,60	0,12	316	47,20	159	33,10	20,66	48,50	6,58	2,33	0,92	2,27	0,53	105,00	29,80	S/J
RUE 0011-082	0,65	2,45	205,00	5,08	1,80	144,30	362,00	0,26	19,10	0,10	348	49,80	196	33,10	20,91	48,50	6,58	2,27	0,92	2,29	0,99	107,00	28,20	S/J
RUE 0011-101	0,66	2,50	198,00	5,21	1,86	148,60	378,00	0,28	18,90	0,11	266	45,50	124	33,60	21,34	50,00	6,73	2,25	0,94	2,29	0,60	110,00	23,60	S/J
RUE 0011-102	0,65	2,48	206,00	5,14	1,85	151,10	376,00	0,28	19,80	0,10	279	46,10	137	33,40	21,08	50,90	6,68	2,20	0,92	2,25	0,68	106,00	29,50	S/J
RUE 0011-161	0,61	2,41	194,00	5,06	1,79	144,20	364,00	0,24	18,10	0,10	342	48,40	178	32,70	20,79	48,70	6,51	2,20	0,90	2,21	0,59	105,00	28,60	S/J
RUE 0011-162	0,63	2,41	182,00	5,04	1,78	144,30	374,00	0,26	18,70	0,11	319	47,00	163	32,80	21,30	48,70	6,64	2,22	0,92	2,21	0,64	104,00	26,10	S/J
RUE 0011-164	0,63	2,49	209,00	5,15	1,83	150,00	373,00	0,27	19,20	0,10	298	47,20	144	33,60	21,71	49,70	6,72	2,27	0,93	2,29	0,80	106,00	26,40	S/J
RUE 0011-165	0,61	2,41	203,00	4,97	1,77	142,60	353,00	0,26	18,10	0,12	398	51,00	235	32,40	21,45	47,70	6,48	2,17	0,89	2,21	0,71	108,00	25,00	S/J

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
RUE 0103-271	0,62	2,45	198,00	5,25	1,83	142,80	368,00	0,26	19,20	0,11	233	43,10	112	33,10	21,30	49,10	6,24	2,44	0,93	2,32	0,79	102,00	25,10	S/J
RUE 0103-272	0,64	2,51	226,00	5,37	1,84	149,90	379,00	0,26	18,90	0,10	219	42,60	97	33,50	21,70	49,40	6,66	2,34	0,94	2,27	0,69	100,00	27,10	S/J
RUE 0103-273	0,61	2,51	249,00	5,28	1,86	146,90	376,00	0,26	19,60	0,09	219	46,60	100	33,70	22,20	50,00	6,78	2,31	0,95	2,29	0,75	101,00	34,70	S/J
RUE 0103-281	0,69	2,48	228,00	5,34	1,83	145,30	372,00	0,26	19,40	0,11	231	42,50	110	33,40	21,50	49,90	6,61	2,24	0,93	2,28	0,95	100,00	28,90	S/J
RUE 0103-291	0,67	2,51	215,00	5,36	1,86	148,00	371,00	0,26	18,70	0,11	240	45,10	103	33,50	21,60	49,70	6,50	2,38	0,94	2,31	0,96	100,00	28,50	S/J
RUE 0104-031	0,64	2,41	210,00	5,17	1,78	142,00	358,00	0,26	18,20	0,11	244	43,60	131	32,40	21,00	47,80	6,33	2,36	0,91	2,18	0,51	97,00	28,80	S/J
RUE 0104-032	0,63	2,49	216,00	5,35	1,84	148,90	369,00	0,27	18,80	0,09	246	43,10	106	33,40	21,20	50,00	6,37	2,41	0,94	2,34	0,83	100,00	25,50	S/J
RUE 0104-033	0,63	2,52	217,00	5,37	1,86	144,80	379,00	0,25	19,40	0,10	255	45,00	122	33,60	21,40	50,00	6,39	2,41	0,94	2,34	0,67	106,00	29,90	S/J
REU 010611-1	0,69	2,54	217,00	5,09	1,80	143,30	376,00	0,27	18,80	0,10	222	43,90	96	33,60	22,53	48,70	6,85	2,27	0,89	2,20	0,96	104,00	24,30	S/J
REU 010612-1	0,66	2,75	205,00	5,45	1,90	157,60	383,00	0,28	19,70	0,11	228	45,70	94	33,70	21,91	53,00	6,91	2,21	0,94	2,19	0,78	102,00	23,20	S/J
REU 010616-1	0,67	2,78	206,00	5,50	1,89	153,00	401,00	0,27	19,40	0,19	310	49,30	170	33,80	21,92	54,20	6,87	2,19	0,94	2,23	0,74	86,00	25,30	S/J
REU 010616-2	0,67	2,77	196,00	5,44	1,88	153,10	395,00	0,27	19,40	0,13	251	46,80	136	33,70	21,76	52,50	6,88	2,30	0,93	2,23	0,92	82,00	22,70	S/J
REU 010618-1	0,68	2,70	191,00	5,26	1,84	148,10	378,00	0,27	18,60	0,12	271	48,30	123	33,30	21,51	51,30	6,88	2,20	1,05	2,17	0,87	92,00	23,80	S/J
REU 010701-1	0,61	2,44	215,00	5,30	1,78	140,70	360,00	0,26	18,20	0,10	283	45,70	144	32,90	20,47	48,60	6,46	2,12	0,89	2,27	0,85	108,00	28,70	S/J
REU 010702-1	0,64	2,42	193,00	5,33	1,76	145,50	359,00	0,27	18,20	0,09	279	46,10	121	32,50	20,45	47,70	6,45	2,10	0,89	2,21	0,83	151,00	21,00	S/J
REU 010707-1	0,54	2,04	178,00	4,53	1,51	120,50	304,00	0,21	15,40	0,09	733	66,70	429	28,50	17,62	40,60	5,42	1,81	0,76	1,88	0,67	110,00	19,30	S/J
REU 010709-1	0,52	2,06	188,00	4,61	1,51	120,40	312,00	0,23	15,90	0,09	670	63,90	381	28,70	17,08	40,90	5,47	1,68	0,76	1,90	0,58	103,00	25,80	S/J
REU 010709-4	0,39	1,58	137,00	3,55	1,15	93,00	249,00	0,17	12,50	0,07	1301	91,80	777	23,20	12,75	31,70	4,20	1,42	0,59	1,49	0,54	110,00	20,70	S/J
REU 010709-6	0,43	1,69	134,00	3,83	1,24	95,30	261,00	0,17	13,10	0,06	1098	83,30	645	24,40	14,15	34,00	4,65	1,51	0,64	1,58	0,62	110,00	15,50	S/J
REU 010713-2	0,38	1,55	135,00	3,47	1,14	91,30	245,00	0,17	11,50	0,06	1459	93,50	781	22,90	13,13	31,20	4,21	1,42	0,58	1,47	0,43	114,00	20,00	S/J
REU 010713-3	0,37	1,52	128,00	3,38	1,11	90,00	227,00	0,17	11,50	0,06	1551	95,50	809	22,50	12,65	30,50	4,12	1,35	0,56	1,39	0,46	109,00	18,50	S/J
REU 0106-181	0,61	2,45	204,00	5,55	1,81	146,60	373,00	0,26	18,30	0,11	257	46,10	127	33,30	21,19	48,60	6,62	2,24	0,91	2,28	0,87	110,00	28,20	S/J
REU 020106-2	0,59	2,12	169,00	4,50	1,55	128,20	333,00	0,22	15,90	0,14	586	56,70	279	30,50	17,76	42,00	5,71	2,02	0,81	2,02	0,75	113,00	27,70	S/J
REU 020116-1	0,48	1,59	124,00	3,50	1,17	101,20	253,00	0,16	11,90	0,07	1291	87,40	727	24,30	13,84	32,00	4,39	1,44	0,61	1,53	0,59	117,00	13,10	S/J
REU 020109-2	0,50	1,93	136,00	4,05	1,41	115,20	299,00	0,20	14,70	0,18	649	68,00	435	28,10	16,29	38,30	5,25	1,84	0,74	1,84	0,63	110,00	14,40	S/J
REU 020113-1	0,30	1,09	89,00	2,28	0,79	65,70	178,00	0,10	9,20	0,07	1876	115,20	1152	17,70	9,26	21,70	2,95	1,03	0,42	1,07	0,34	115,00	11,20	S/J
REU 020114-4	0,31	1,09	86,00	2,29	0,79	59,80	176,00	0,10	8,90	0,04	1889	113,80	1147	17,80	9,04	21,50	2,94	1,03	0,42	1,03		114,00		S/J
REU 020114-1	0,35	1,31	103,00	2,69	0,96	76,10	210,00	0,13	9,80	0,06	1683	105,10	989	20,40	11,55	26,80	3,49	1,27	0,50	1,26	0,46	125,00	12,70	S/J
REU 020205-2	0,37	1,41	106,00	3,00	1,03	82,30	213,00	0,15	11,20	0,08	1433	98,80	890	21,70	12,15	27,80	3,83	1,33	0,54	1,32	0,30	112,00		S/J
REU 020114-3	0,35	1,33	99,00	2,84	0,97	77,50	211,00	0,14	10,70	0,06	1475	96,80	881	20,80	11,70	26,60	3,71	1,12	0,51	1,30	0,32	112,00	11,90	S/J
REU 0211-161	0,60	2,30	219,92	4,82	1,46	139,71	327,18		13,85						19,96	46,61	6,41	2,12	0,97	2,06			26,44	V
REU 0211-171	0,43	1,72	162,71	3,54	1,06	98,98	283,68		13,24						14,68	33,60	4,75	1,54	0,74	1,60			19,30	V
REU 0211-254	0,56	2,29	211,29	4,66	1,41	133,71	375,29		17,90						18,87	44,67	6,23	2,05	0,98	2,08			25,39	V
REU 0212-031	0,45	1,83	168,20	3,73	1,15	105,61	295,34		14,02						15,63	36,79	5,06	1,63	0,78	1,69			20,80	V

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
REU 030530-2	0,57	2,40	218,22	4,84	1,49	137,62	396,18		18,79						20,27	46,16	6,47	2,11	0,99	2,23			26,71	V
REU 030605-1	0,59	2,30	211,07	4,65	1,42	132,57	382,43		18,81						19,69	46,04	6,29	2,07	0,98	2,14			26,33	V
REU 030613-1	0,57	2,34	214,98	4,77	1,46	134,74	387,03		18,92						19,62	45,84	6,37	2,09	0,99	2,18			25,84	V
REU 030625-1	0,59	2,20	201,00	4,96	1,69	138,00	357,00	0,26	17,30		258	45,10	102	33,70	19,52	45,80	6,27	2,12	0,90	2,26				J
REU 030625-1	0,54	2,19	205,87	4,63	1,40	130,08	366,43		17,43						19,01	43,23	6,24	1,97	0,95	2,06			25,25	V
REU 030703-2	0,57	2,32	218,37	4,62	1,43	135,83	389,32		19,29						19,98	46,51	6,39	2,04	1,01	2,21			26,76	V
REU 030703-2	0,58	2,23	197,00	5,03	1,70	140,00	381,00	0,24	18,10		229	44,40	94	34,20	20,16	46,60	6,46	2,15	0,91	2,30				J
REU 030821-4	0,53	2,13	181,00	4,90	1,65	132,00	357,00	0,25	17,00		352	46,30	145	33,50	18,49	44,40	6,17	2,16	0,88	2,23				J
REU 030822-1	0,58	2,31	205,38	4,75	1,45	132,50	374,68		18,19						19,70	44,34	6,36	2,04	1,00	2,16			26,14	V
REU 030822-2	0,54	2,19	186,00	4,97	1,66	139,00	364,00	0,28	18,00		346	50,60	138	34,20	18,96	44,10	6,30	2,22	0,90	2,30				J
REU 030822-3	0,51	2,06	193,90	4,18	1,29	118,00	344,88		16,79						17,35	40,35	5,72	1,83	0,89	1,96			23,57	V
REU 030823-1	0,51	2,06	196,98	4,34	1,27	122,44	355,91		16,81						17,63	41,11	5,75	1,87	0,90	1,94			23,47	V
REU 030823-1	0,57	1,94	172,00	4,45	1,48	119,00	331,00	0,23	15,70		567	57,70	241	31,40	17,19	41,10	5,80	1,93	0,82	2,09				J
REU 030824	0,47	1,80	149,00	4,20	1,38	111,00	305,00	0,21	14,10		774	66,70	371	29,60	16,14	38,30	5,41	1,83	0,76	1,94				J
REU 030825-1	0,43	1,76	164,63	3,65	1,09	98,67	288,76		13,79						14,41	34,67	4,81	1,57	0,77	1,64			20,11	V
REU 030825-1	0,48	1,78	157,00	4,17	1,38	111,00	301,00	0,24	14,90		825	67,50	403	29,40	16,38	36,90	5,37	1,87	0,77	1,96				J
REU 030827-1	0,43	1,68	160,04	3,59	1,04	98,06	304,47		14,12						14,18	33,39	4,70	1,55	0,74	1,67			19,31	V
REU 030827-1	0,39	1,56	130,00	3,66	1,19	96,00	270,00	0,20	12,80		1104	84,90	642	26,30	14,09	32,50	4,70	1,65	0,66	1,71				J
REU 030827-4	0,45	1,80	172,49	3,86	1,16	106,14	305,75		14,84						15,91	37,07	5,08	1,67	0,82	1,81			21,00	V
REU 030827-5	0,60	2,32	218,42	4,87	1,51	137,43	334,02		13,81						19,63	45,21	6,49	2,07	1,00	2,11			26,13	V
REU 031001-1	0,56	2,18	202,00	4,90	1,68	140,00	377,00	0,27	17,60		220	44,50	96	34,00	19,33	45,60	6,28	2,20	0,91	2,38				J
REU 031001-1	0,63	2,53	235,34	5,29	1,57	146,54	416,27		20,08						21,64	50,37	6,93	2,26	1,09	2,41			28,60	V
REU 031001-2	0,57	2,29	216,44	4,86	1,44	134,85	394,97		18,66						19,49	45,50	6,53	2,09	1,00	2,20			26,62	V
REU 031001-3	0,56	2,30	205,54	4,78	1,44	131,19	368,24		18,26						19,60	45,46	6,45	2,08	0,99	2,16			26,83	V
REU 031001-3	0,60	2,05	183,00	4,65	1,57	127,00	330,00	0,24	16,20		205	41,90	87	31,30	19,49	40,70	6,49	2,11	0,84	2,15				J
REU 031001-4	0,56	2,30	212,32	4,74	1,43	133,03	391,93		18,40						19,51	44,82	6,33	2,07	1,00	2,17			25,72	V
REU 031001-4	0,57	2,15	174,00	4,94	1,65	135,00	360,00	0,24	17,00		282	45,90	106	34,10	19,28	45,00	6,32	2,14	0,89	2,33				J
REU 031001-5	0,58	2,35	213,89	4,87	1,46	133,99	389,60		18,74						19,60	45,44	6,50	2,08	0,98	2,18			26,18	V
REU 031001-5	0,59	2,18	194,00	5,02	1,67	138,00	367,00	0,26	17,70		252	44,50	94	34,00	19,45	45,40	6,35	2,08	0,91	2,35				J
REU 0312-071	0,55	2,35	211,66	4,82	1,44	131,39	380,94		19,28						19,45	45,13	6,31	2,08	1,02	2,21			26,48	V
REU 031207-1	0,56	2,20	204,00	5,11	1,69	138,00	367,00	0,23	16,90		182	44,30	85	34,20	19,19	46,10	6,44	2,14	0,92	2,40				J
REU 0312072	0,60	2,20	191,00	5,08	1,67	136,00	363,00	0,24	17,80		182	44,50	88	34,00	19,91	45,60	6,44	2,26	0,92	2,33				J
REU 0312-073	0,55	2,30	218,71	4,82	1,45	132,79	387,61		19,09						19,40	45,43	6,30	2,09	1,00	2,20			26,51	V
REU 0312-111	0,58	2,34	214,74	4,81	1,48	132,84	377,83		19,12						19,50	45,22	6,29	2,10	0,99	2,21			26,31	V

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
REU 040109-1	0,56	2,03	167,00	4,58	1,50	120,00	320,00	0,22	15,00		412	54,50	201	31,90	17,42	41,30	5,96	2,07	0,83	2,12				J
REU 040109-1	0,51	2,06	203,54	4,43	1,30	119,38	362,70		17,32						17,62	40,88	5,97	1,95	0,95	2,11			24,06	V
REU 040109-2	0,33	1,54	138,00	3,60	1,15	91,20	253,00	0,16	12,00		987	85,80	674	25,60	12,28	32,00	4,49	1,58	0,64	1,73				J
REU 040109-4	0,49	2,01	186,72	4,19	1,24	115,69	325,49		15,55						17,00	39,02	5,65	1,86	0,89	1,96			23,05	V
REU 0405-021	0,54	2,20	212,21	4,67	1,39	126,35	381,12		18,83						18,47	43,52	6,26	2,06	0,98	2,19			25,57	V
REU 0405-021	0,55	2,20	206,00	4,90	1,62	129,80	367,00	0,25	17,30		254	46,00	94	34,40	19,01	44,70	6,41	2,02	0,92	2,35				J
REU 0405-023	0,59	2,19	196,00	5,01	1,61	127,60	357,00	0,25	16,90		257	46,60	100	34,40	18,79	44,90	6,47	2,35	0,90	2,31				J
REU 0405-092	0,56	2,22	209,03	4,65	1,39	126,52	371,97		17,92						18,65	43,17	6,29	2,05	0,97	2,21			25,36	V
REU 0405-092	0,55	2,20	184,00	5,05	1,61	134,50	359,00	0,25	17,50		284	48,20	103	34,50	18,84	45,10	6,51	2,42	0,91	2,35				J
REU 0405-171	0,56	2,10	173,00	4,83	1,54	123,50	346,00	0,22	16,40		297	48,50	126	33,30	18,23	42,40	6,25	2,13	0,87	2,23				J
REU 0405-171	0,53	2,10	210,11	4,51	1,33	124,60	374,26		18,00						17,89	42,32	6,00	1,96	0,99	2,11			25,12	V
REU 0405-172	0,54	2,07	171,00	4,82	1,54	125,00	336,00	0,24	16,00		183	47,60	118	33,20	18,05	42,90	6,07	2,13	0,85	2,27				J
REU 0405-081	0,56	2,16	181,00	4,88	1,62	130,00	354,00	0,26	17,40		225	44,80	93	34,00	17,84	43,70	6,55	2,34	0,90	2,35				J
REU 0405-172	0,58	2,11	193,00	4,75	1,56	131,00	349,00	0,28	17,00		283	49,20	124	33,70	17,70	43,10	6,42	2,32	0,89	2,35				J
REU 0408-132	0,60	2,11	174,00	4,80	1,58	130,00	346,00	0,27	16,60		240	46,40	101	33,60	17,80	42,80	6,44	2,30	0,89	2,30				J
REU 0408-132	0,52	2,10	203,49	4,50	1,35	122,03	361,55		17,28						18,36	42,73	6,03	1,98	0,98	2,17			25,37	V
REU 0408-183	0,58	2,09	173,00	4,85	1,55	125,00	338,00	0,23	16,30		233	45,80	102	33,20	17,24	43,30	6,15	2,09	0,86	2,27				J
REU 0408-211	0,57	2,19	196,00	4,99	1,59	128,70	359,00	0,24	17,00		275	49,60	116	34,70	18,59	44,40	6,53	2,25	0,91	2,32				J
REU 0408-212	0,54	2,11	181,00	4,80	1,54	125,50	344,00	0,23	16,30		262	46,20	101	33,70	17,74	43,20	6,26	2,21	0,89	2,28				J
REU 040823	0,55	2,05	183,00	4,75	1,52	120,10	329,00	0,23	16,00		263	46,10	101	32,80	18,01	42,40	6,15	2,08	0,85	2,22				J
REU 0408-231	0,54	2,18	209,85	4,57	1,35	124,95	370,29		17,92						18,37	41,96	6,27	1,98	0,97	2,17			25,05	V
REU 0408-311	0,54	2,00	181,00	4,58	1,51	123,00	334,00	0,24	16,00		258	45,70	115	32,00	16,92	40,30	6,26	2,13	0,85	2,18				J
REU 0409-031	0,49	2,09	169,00	4,77	1,52	123,50	344,00	0,21	16,20		313	49,30	121	33,40	17,41	42,60	6,20	2,28	0,87	2,26				J
REU 0409-032	0,48	2,10	181,00	4,89	1,55	126,00	341,00	0,23	16,20		275	49,20	125	33,50	17,69	43,00	6,18	2,18	0,87	2,33				J
REU 0409-032	0,59	2,10	195,00	4,77	1,53	121,90	346,00	0,23	16,20		277	47,20	108	33,50	18,26	43,90	6,28	2,22	0,88	2,27				J
REU 0409-035	0,57	2,09	165,00	4,91	1,54	125,00	350,00	0,22	16,30		267	48,40	112	33,60	17,57	43,10	6,17	2,11	0,88	2,35				J
REU 040907	0,53	2,05	166,00	4,78	1,52	127,00	337,00	0,26	16,00		302	50,20	134	33,10	17,42	42,30	6,04	2,06	0,85	2,31				J
REU 0409-071	0,52	2,11	201,86	4,45	1,31	122,81	357,36		17,40						17,86	41,35	5,97	1,93	0,94	2,06			24,24	V
REU 0409-292	0,48	1,99	194,01	4,32	1,27	117,97	342,43		16,61						17,76	41,22	5,75	1,92	0,93	2,06			23,94	V
REU 0410-133	0,50	2,02	192,58	4,35	1,25	117,04	337,47		16,05						17,16	40,37	5,64	1,89	0,93	2,07			23,70	V
REU 0502-181	0,47	1,96	185,86	4,14	1,22	116,65	334,69		16,21						16,46	38,41	5,55	1,86	0,89	1,91			22,48	V
REU 0502-221	0,45	1,92	182,22	4,08	1,21	112,44	329,18		15,69						16,15	37,86	5,46	1,86	0,87	1,92			22,08	V
REU 0502-222	0,46	1,90	180,42	4,05	1,21	112,80	323,79		15,63						16,43	38,50	5,48	1,88	0,87	1,90			21,89	V
REU 0502-231	0,46	1,89	179,63	4,09	1,24	112,25	319,87		15,54						16,35	38,40	5,52	1,85	0,90	1,98			22,59	V
REU 0502-232	0,44	1,91	187,65	4,23	1,26	119,06	328,37		15,84						17,15	39,67	5,81	1,90	0,93	2,00			23,33	V
REU 0502-251	0,28	1,22	121,59	2,76	0,87	81,69	211,69		10,38						11,45	26,32	3,66	1,29	0,63	1,32			14,87	V

Ech.#	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Sb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Br	Zn	Nd	
REU 0502-261	0,25	1,09	121,39	2,79	0,85	77,78	213,78		10,44						10,97	25,45	3,72	1,31	0,64	1,32			14,95	V
REU 0502-262	0,29	1,17	116,34	2,65	0,81	74,14	203,19		9,97						10,52	24,55	3,49	1,23	0,63	1,28			14,49	V
REU 0502-263	0,26	1,07	101,05	2,29	0,70	63,31	178,56		8,72						9,12	21,59	3,05	1,09	0,54	1,14			12,48	V
REU 0510-041	0,57	2,36	212,00	4,70	1,42	139,00	385,00		19,00						19,60	46,00	6,32	2,04	1,02	2,22			26,60	V
REU 0510-061	0,56	2,22	215,00	4,72	1,44	139,00	380,00		19,00						19,60	46,00	6,24	2,04	0,98	2,21			26,00	V
REU 0510-101	0,57	2,62	216,00	4,84	1,45	140,00	371,00		19,30						20,40	46,40	6,48	2,08	1,01	2,25			26,40	V
REU 0510-141	0,59	2,41	211,50	4,64	1,23	135,00	374,50		18,45						19,25	45,10	6,27	2,00	0,97	2,17			25,60	V
REU 0511-291	0,59	2,41	207,00	4,73	1,31	134,00	373,00		18,80						19,80	45,30	6,36	2,05	1,01	2,20			25,90	V
REU 0511-292	0,53	2,64	211,00	4,63	1,39	136,00	373,00		19,20						19,80	45,20	6,26	2,07	0,99	2,27			25,70	V
REU 0511-295	0,56	2,26	211,00	4,62	1,39	135,00	370,00		18,50						19,10	45,30	6,18	2,03	0,98	2,18			25,30	V
REU 0512-271	0,50	1,98	182,00	3,99	1,22	117,00	325,50		16,00						16,75	38,95	5,44	1,78	0,85	1,89			22,25	V
REU 0512-301	0,55	2,20	197,50	4,47	1,34	128,50	349,00		17,65						18,35	42,75	5,98	1,95	0,93	2,11			24,40	V
REU 0512-303	0,53	2,15	196,00	4,17	1,30	123,00	346,00		17,10						17,70	41,70	5,77	1,87	0,90	1,98			24,00	V
REU 0601-091	0,30	1,15	109,00	2,33	0,73	68,60	190,00		9,36						9,80	22,90	3,24	1,05	0,51	1,13			13,30	V
REU 0601-181	0,29	1,20	109,00	2,37	0,75	67,90	191,00		9,63						9,93	23,30	3,28	1,06	0,50	1,17			13,50	V
REU 0607-201	0,55	2,30	216,00	4,76	1,46	139,50	396,00		19,25						20,15	47,00	6,42	2,08	0,99	2,19			26,20	V
REU 0607-241	0,57	2,34	209,00	4,77	1,43	134,00	389,00		18,70						19,90	46,10	6,36	2,06	0,98	2,23			26,10	V
REU 0607-271	0,56	2,27	210,00	4,71	1,47	138,50	385,00		18,70						20,00	46,10	6,34	2,03	0,98	2,26			26,15	V
REU 0607-281	0,55	2,29	209,00	4,62	1,43	138,00	377,00		18,50						19,80	46,80	6,21	2,02	0,97	2,16			26,10	V
REU 0607-311	0,55	2,29	209,00	4,66	1,41	136,00	379,00		18,70						19,70	45,40	6,38	2,03	0,96	2,15			25,80	V
REU 0608-021	0,57	2,27	212,00	4,81	1,46	139,00	389,50		19,35						20,35	46,75	6,40	2,09	1,00	2,27			26,55	V
REU 0608-081	0,58	2,25	217,00	4,84	1,47	140,00	386,00		18,90						20,10	46,00	6,46	2,05	0,98	2,22			26,00	V

V= Vlastélic J/S = Joron / Semet

Les données sont issues cette étude pour les échantillons post 2002. Les analyses des échantillons précédant résultent d'une compilation des données de M. Semet et J-L. Joron.

Composition des clinopyroxènes

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
13/2/98		0,33	13,58	4,43	48,09	0,00	20,27	2,14	0,29	0,19	9,25	0,04	-	-	98,60
13/2/98		0,20	15,61	1,89	50,88	0,00	17,87	1,40	0,11	0,23	10,80	0,00	-	-	98,98
13/2/98		0,31	13,69	4,86	47,93	0,00	19,64	2,47	0,61	0,18	8,93	0,00	-	-	98,62
13/2/98		0,20	16,62	1,86	50,19	0,01	17,88	1,22	0,33	0,23	9,45	0,00	-	-	97,98
19/7/99	microlite	0,20	17,19	2,37	52,59	0,00	18,50	1,04	0,33	0,20	8,18	0,03	-	-	100,63
19/7/99	microlite	0,33	14,22	4,99	48,59	0,00	20,65	1,98	0,63	0,15	7,65	0,03	-	-	99,21
19/7/99	microlite	0,19	17,39	2,49	52,46	0,00	18,41	0,98	0,41	0,19	7,99	0,03	-	-	100,52
19/7/99	microlite	0,31	14,91	4,72	50,03	0,00	19,98	1,92	0,66	0,16	7,83	0,02	-	-	100,54
19/7/99	microlite	0,35	14,16	5,86	48,11	0,01	20,86	2,34	0,60	0,14	7,76	0,03	-	-	100,22
14/2/00		0,23	16,75	0,59	54,16	0,00	24,71	0,24	0,23	0,12	2,71	0,00	-	-	99,72
14/2/00		0,20	16,93	0,59	54,45	0,00	24,50	0,22	0,22	0,09	2,82	0,00	-	-	100,00
14/2/00		0,20	16,81	0,60	54,08	0,01	24,47	0,25	0,24	0,04	2,79	0,00	-	-	99,48
14/2/00		0,22	16,71	0,66	53,54	0,01	24,56	0,31	0,24	0,03	2,87	0,00	-	-	99,15
14/2/00		0,21	16,75	0,59	53,71	0,01	24,39	0,24	0,24	0,04	2,79	0,01	-	-	98,98
14/2/00		0,20	16,78	0,59	53,96	0,00	24,36	0,26	0,25	0,06	3,15	0,02	-	-	99,62
14/2/00	microlite	0,35	14,46	5,81	47,30	0,01	20,25	2,26	0,57	0,19	7,60	0,00	-	-	98,79
14/2/00	microlite	0,21	17,26	3,18	50,32	0,00	17,81	1,39	0,37	0,19	8,29	0,09	-	-	99,10
14/2/00	microlite	0,34	13,90	6,56	45,79	0,01	20,26	2,80	0,55	0,15	7,78	0,09	-	-	98,23
14/2/00	microlite	0,19	17,29	2,29	49,92	0,01	17,63	1,01	0,29	0,17	8,32	0,00	-	-	97,12
14/2/00	microlite	0,31	14,55	6,28	47,07	0,02	19,92	2,56	0,55	0,21	7,93	0,00	-	-	99,40
14/2/00	microlite	0,20	17,19	2,41	51,23	0,00	18,62	1,02	0,34	0,17	7,74	0,01	-	-	98,92
14/2/00	microlite	0,22	16,14	3,12	45,77	0,01	19,23	1,37	0,39	0,10	7,71	0,05	-	-	94,11
14/2/00	microlite	0,31	14,75	5,17	48,64	0,00	20,68	1,88	0,53	0,13	7,42	0,05	-	-	99,56
14/2/00	microlite	0,35	14,94	5,18	48,49	0,01	19,82	2,02	0,30	0,20	8,10	0,00	-	-	99,41
14/2/00	microlite	0,31	14,23	5,23	46,03	0,01	20,23	2,37	0,40	0,19	7,87	0,06	-	-	96,92
14/2/00	microlite	0,33	14,45	5,32	47,84	0,02	20,60	2,02	0,82	0,18	7,01	0,01	-	-	98,60
14/2/00	microlite	0,31	14,39	5,95	46,18	0,00	19,73	2,33	0,75	0,13	7,69	0,06	-	-	97,52
14/2/00		0,47	13,65	6,22	49,21	0,13	18,10	2,26	0,59	0,22	8,58	0,06	-	-	99,47
14/2/00	microlite	0,34	14,24	5,65	48,62	0,07	18,73	2,36	0,51	0,15	8,55	0,02	-	-	99,25
14/2/00	microlite	0,38	13,81	6,31	47,99	0,13	17,77	2,59	0,30	0,16	9,25	0,01	-	-	98,69
14/2/00		0,37	14,04	6,62	47,38	0,05	18,70	2,83	0,35	0,17	8,54	0,06	-	-	99,10
14/2/00		0,31	14,61	5,76	47,54	0,00	19,03	2,54	0,53	0,16	7,99	0,00	-	-	98,46
14/2/00		0,30	14,77	5,27	49,01	0,00	20,43	1,99	0,72	0,18	7,01	0,02	-	-	99,70
22/2/00		0,21	16,22	0,60	52,20	0,00	24,55	0,25	0,25	0,04	2,91	0,04	-	-	97,27
22/2/00		0,24	16,18	0,59	51,33	0,00	24,53	0,25	0,24	0,12	2,66	0,00	-	-	96,14
22/2/00		0,29	16,07	0,52	52,27	0,00	24,91	0,27	0,23	0,10	3,17	0,00	-	-	97,81
22/2/00		0,18	16,51	0,58	51,59	0,00	24,55	0,24	0,24	0,00	2,79	0,13	-	-	96,81
22/2/00	microlite	0,39	14,99	4,46	48,85	0,01	19,75	1,94	0,08	0,23	8,78	0,00	-	-	99,48
22/2/00	microlite	0,24	16,24	3,36	49,19	0,01	17,82	1,62	0,31	0,17	8,70	0,02	-	-	97,67
24/6/00		1,29	16,45	1,94	55,05	0,01	20,56	0,00	1,19	0,06	1,33	0,01	-	-	97,89
24/6/00		1,32	16,29	1,91	53,79	0,01	21,20	0,01	1,21	0,03	1,59	0,00	-	-	97,37
24/6/00		1,29	16,30	1,86	54,18	0,02	21,29	0,00	1,21	0,12	1,58	0,01	-	-	97,86
24/6/00		1,42	16,47	1,93	54,68	0,01	20,98	0,04	1,32	0,06	1,46	0,03	-	-	98,40
24/6/00		0,28	13,62	5,21	47,67	0,03	21,34	2,23	0,36	0,13	7,75	0,00	-	-	98,62
24/6/00		0,31	13,85	5,67	47,42	0,00	20,15	2,36	0,41	0,16	7,81	0,09	-	-	98,22
24/6/00		0,23	15,82	2,92	50,07	0,00	18,03	1,42	0,15	0,20	9,06	0,04	-	-	97,94
24/6/00		0,28	14,22	4,98	48,03	0,00	20,20	1,90	0,73	0,15	6,91	0,01	-	-	97,42
24/6/00		0,20	16,54	2,42	51,55	0,00	19,07	1,15	0,29	0,21	7,73	0,00	-	-	99,16

Composition des clinopyroxènes

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
24/6/00		0,30	13,94	5,30	47,80	0,00	20,86	2,20	0,39	0,13	7,93	0,00	-	-	98,84
24/6/00		0,19	16,27	2,45	50,46	0,00	19,34	1,07	0,38	0,16	7,36	0,03	-	-	97,73
24/6/00		0,20	16,46	2,87	50,66	0,01	19,52	1,19	0,23	0,17	7,59	0,07	-	-	98,97
22/10/00	microlite	0,37	15,66	4,80	49,71	0,06	18,12	1,77	0,62	0,16	7,77	0,04	-	-	99,07
22/10/00	microlite	0,30	15,35	5,33	49,08	0,00	19,86	1,98	0,87	0,14	7,09	0,00	-	-	100,00
22/10/00		1,31	16,66	1,91	54,90	0,00	21,13	0,02	-	0,07	1,60	-	-	-	97,59
22/10/00		1,36	16,41	1,93	54,40	0,00	21,24	0,03	-	0,04	1,62	-	-	-	97,02
22/10/00		1,35	16,64	1,88	54,71	0,00	21,55	0,01	-	0,06	1,66	-	-	-	97,86
22/10/00		0,36	13,18	6,77	45,96	0,01	20,86	3,17	-	0,11	8,28	-	-	-	98,70
13/7/01		0,24	16,27	0,60	53,87	0,01	24,70	0,23	0,23	0,05	2,82	0,00	-	-	99,00
13/7/01		0,25	16,37	0,58	54,18	0,00	24,91	0,25	0,22	0,06	2,79	0,02	-	-	99,62
13/7/01		0,26	15,65	0,56	51,47	0,01	24,50	0,23	0,23	0,06	2,78	0,00	-	-	95,76
13/7/01		0,24	15,57	0,57	51,23	0,00	24,58	0,24	0,22	0,08	2,73	0,02	-	-	95,46
13/7/01		0,25	15,49	0,58	50,89	0,00	24,64	0,25	0,22	0,02	2,77	0,00	-	-	95,11
13/7/01		0,24	16,40	0,60	53,84	0,00	24,74	0,25	0,22	0,06	2,69	0,00	-	-	99,04
13/7/01		0,24	16,31	0,58	53,59	0,02	24,74	0,24	0,25	0,07	2,70	0,00	-	-	98,74
13/7/01		0,23	16,00	0,62	53,61	0,00	24,50	0,27	0,23	0,11	2,78	0,00	-	-	98,34
14/1/02		1,35	16,53	1,94	54,85	0,00	21,62	0,01	1,48	0,06	1,61	0,04	-	-	99,49
14/1/02		1,39	16,58	1,96	54,89	0,00	21,49	0,02	1,47	0,06	1,63	0,08	-	-	99,56
30/5/03	Pheno	2,49	8,45	12,71	50,32	0,56	12,70	2,24	0,23	0,04	9,72	-	0,32	0,02	99,78
30/5/03	Pheno	0,17	17,04	2,30	52,85	0,02	20,65	0,86	0,43	0,03	6,06	-	0,05	0,01	100,47
22/8/03	microlite	0,33	14,65	5,49	49,03	0,00	20,19	1,86	0,58	0,19	7,10	-	0,07	0,02	99,53
22/8/03	mPheno	0,30	16,11	3,55	51,16	0,05	21,57	1,09	1,03	0,10	5,57	-	0,08	0,00	100,62
22/8/03	mPheno	0,25	16,48	2,94	51,81	0,00	21,70	0,85	0,96	0,14	5,75	-	0,01	0,00	100,89
22/8/03	Pheno	0,31	14,60	5,85	47,37	0,01	20,29	1,95	0,75	0,20	7,25	-	0,06	0,00	98,65
22/8/03	Pheno	0,38	16,36	2,41	51,57	0,00	20,54	0,71	0,70	0,09	5,62	-	0,01	0,00	98,41
1/10/03	microlite	0,36	14,88	6,21	48,20	0,02	20,22	2,42	0,83	0,11	7,61	-	0,04	0,00	100,90
1/10/03	mPheno	0,29	16,55	3,03	52,22	0,03	21,62	0,91	0,81	0,12	6,08	-	0,08	0,03	101,76
1/10/03	Pheno	0,34	15,42	4,96	49,63	0,00	20,54	1,60	0,76	0,17	6,41	-	0,04	0,00	99,88
1/10/03	Pheno	0,21	17,42	2,26	53,03	0,00	20,29	0,76	0,32	0,24	6,29	-	0,00	0,00	100,83
7/12/03	microlite	0,27	16,61	2,37	52,69	0,00	20,36	0,83	0,61	0,09	5,91	-	0,04	0,00	99,79
7/12/03	microlite	0,35	14,20	6,17	47,65	0,02	19,96	2,39	0,47	0,17	8,42	-	0,06	0,00	99,88
7/12/03	microlite	0,34	14,88	5,07	49,68	0,02	20,03	2,26	0,34	0,27	8,29	-	0,10	0,02	101,29
7/12/03	microlite	0,34	15,17	4,65	50,42	0,01	20,36	1,66	0,51	0,11	7,44	-	0,05	0,01	100,73
7/12/03	Pheno	0,24	17,06	2,26	52,64	0,02	20,03	1,06	0,72	0,12	6,36	-	0,05	0,03	100,58
9/1/04	microlite	0,22	17,00	2,24	52,78	0,04	19,39	1,04	0,22	0,06	7,81	-	0,05	0,01	100,86
9/1/04	microlite	0,13	17,50	1,59	53,40	0,01	18,31	0,94	0,10	0,27	8,96	-	0,05	0,01	101,29
2/5/04	microlite	0,24	14,42	6,17	47,78	0,01	20,15	2,53	0,37	0,23	7,79	-	0,12	0,00	99,82
2/5/04	microlite	0,20	16,62	2,77	51,73	0,00	18,54	1,31	0,14	0,18	8,64	-	0,03	0,03	100,18
2/5/04	mPheno	0,42	14,88	5,45	49,33	0,00	20,62	2,11	0,38	0,00	8,05	-	0,07	0,00	101,30

Composition des plagioclases

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
13/03/98		3,36	0,31	27,30	51,87	0,18	13,48	0,15	0,01	0,03	0,73	0,00	-	-	97,41
13/03/98		3,53	0,19	27,18	52,10	0,20	13,26	0,17	0,00	0,00	0,89	0,00	-	-	97,52
13/03/98		3,89	0,18	26,31	53,09	0,25	12,56	0,16	0,00	0,00	0,85	0,02	-	-	97,30
19/07/99		3,81	0,24	29,30	52,71	0,23	13,19	0,16	0,00	0,00	0,85	0,00	-	-	100,50
19/07/99		3,43	0,25	30,23	51,64	0,18	14,03	0,13	0,00	0,02	0,92	0,00	-	-	100,82
19/07/99	microlite	3,53	0,23	29,77	51,70	0,17	13,73	0,14	0,00	0,02	0,94	0,00	-	-	100,23
19/07/99	microlite	3,68	0,88	27,88	52,94	0,28	13,19	0,61	0,00	0,04	2,50	0,01	-	-	102,01
19/07/99	microlite	3,26	0,23	29,91	50,50	0,13	14,17	0,13	0,00	0,00	0,88	0,00	-	-	99,22
14/02/00	microlite	4,00	0,27	29,75	51,84	0,17	13,43	0,16	0,01	0,04	0,90	0,00	-	-	100,56
14/02/00	microlite	4,00	0,25	29,72	51,84	0,19	13,23	0,16	0,00	0,00	0,88	0,00	-	-	100,28
14/02/00	microlite	4,34	0,29	28,40	50,15	0,29	12,64	0,22	0,00	0,00	1,03	0,00	-	-	97,35
14/02/00	microlite	3,55	0,27	29,24	51,68	0,15	13,54	0,15	0,00	0,00	1,01	0,04	-	-	99,65
14/02/00		3,54	0,22	29,47	51,87	0,19	13,54	0,16	0,00	0,04	0,83	0,00	-	-	99,86
14/02/00		3,91	0,39	28,43	53,18	0,30	12,69	0,35	0,00	0,00	1,30	0,00	-	-	100,55
22/02/00	microlite	4,04	0,30	29,81	52,44	0,21	13,23	0,20	0,00	0,00	0,95	0,00	-	-	101,17
24/06/00		3,34	0,24	29,86	51,08	0,11	13,36	0,11	0,00	0,00	0,79	0,00	-	-	98,88
24/06/00		3,61	0,19	29,52	51,38	0,18	13,79	0,14	0,02	0,00	0,79	0,00	-	-	99,62
24/06/00		3,47	0,22	29,81	50,41	0,19	13,35	0,10	0,00	0,01	1,04	0,00	-	-	98,60
24/06/00		3,41	0,23	29,91	51,22	0,17	13,51	0,10	0,00	0,01	0,93	0,00	-	-	99,49
30/05/03	microlite	3,75	0,59	52,66	29,03	0,15	13,20	0,35	0,00	0,00	1,71	-	0,06	0,00	101,49
30/05/03	microlite	3,60	0,24	52,37	30,39	0,09	14,17	0,15	0,00	0,03	0,69	-	0,00	0,00	101,72
30/05/03	Pheno	3,46	0,20	50,91	31,79	0,11	14,71	0,15	0,00	0,00	0,55	-	0,02	0,04	101,94
30/05/03	Pheno	3,41	0,23	51,25	31,55	0,12	14,63	0,13	0,00	0,02	0,73	-	0,03	0,04	102,13
30/05/03	Pheno	3,18	0,21	50,91	31,41	0,13	13,99	0,24	0,04	0,00	0,54	-	0,01	0,02	100,68
30/05/03	Pheno	3,20	0,22	50,36	31,60	0,17	14,78	0,16	0,04	0,00	0,56	-	0,03	0,02	101,15
22/08/03	microlite	3,60	0,22	51,94	30,90	0,16	13,76	0,22	0,00	0,04	0,76	-	0,05	0,01	101,65
22/08/03	microlite	3,61	0,23	49,99	30,53	0,11	13,35	0,20	0,00	0,00	0,86	-	0,03	0,00	98,92
22/08/03	microlite	3,67	0,20	51,73	30,49	0,13	13,56	0,13	0,02	0,01	0,66	-	0,00	0,00	100,62
22/08/03	microlite	4,03	0,25	52,09	30,35	0,13	13,40	0,27	0,00	0,07	0,82	-	0,00	0,00	101,41
22/08/03	microlite	3,60	0,26	52,14	30,85	0,16	13,76	0,30	0,00	0,01	0,90	-	0,00	0,02	101,98
22/08/03	microlite	3,62	7,07	50,51	16,75	0,73	9,31	2,04	0,05	0,20	9,69	-	0,32	0,03	100,31
22/08/03	microlite	3,40	0,25	51,49	30,56	0,25	13,77	0,09	0,00	0,08	0,88	-	0,05	0,00	100,81
22/08/03	mPheno	4,02	0,20	51,91	30,66	0,18	13,66	0,00	0,00	0,07	0,79	-	0,05	0,02	101,56
22/08/03	mPheno	3,76	0,21	52,46	30,30	0,21	13,73	0,09	0,02	0,04	0,73	-	0,01	0,00	101,58
22/08/03	mPheno	3,46	0,20	51,81	30,63	0,16	14,00	0,16	0,00	0,05	0,64	-	0,00	0,00	101,10
22/08/03	mPheno	3,83	0,26	52,13	30,31	0,18	13,63	0,10	0,00	0,05	0,88	-	0,01	0,01	101,41
22/08/03	mPheno	2,68	7,12	50,48	16,56	0,15	15,35	1,81	0,00	0,06	5,68	-	0,09	0,00	99,98
22/08/03	mPheno	5,22	0,32	53,40	25,28	0,58	9,62	1,37	0,00	0,03	3,61	-	0,19	0,02	99,63
22/08/03	mPheno	2,11	8,89	50,60	8,15	0,93	12,51	3,73	0,04	0,24	12,91	-	0,62	0,04	100,77
01/10/03	microlite	3,71	0,22	51,85	30,52	0,19	13,38	0,07	0,05	0,00	0,95	-	0,00	0,00	100,94
01/10/03	microlite	3,78	0,66	52,03	29,12	0,35	13,26	0,35	0,00	0,04	1,67	-	0,13	0,03	101,42
01/10/03	Pheno	3,52	0,23	51,40	31,74	0,18	14,44	0,23	0,01	0,01	0,54	-	0,00	0,01	102,31
01/10/03	Pheno	3,16	0,26	49,34	30,45	0,09	14,26	0,08	0,02	0,01	0,60	-	0,00	0,03	98,31
01/10/03	Pheno	3,31	0,22	51,20	31,28	0,07	14,36	0,16	0,03	0,00	0,55	-	0,03	0,01	101,23
07/12/03	microlite	3,60	0,19	52,59	30,89	0,19	13,55	0,11	0,02	0,00	0,79	-	0,02	0,00	101,93
07/12/03	microlite	3,99	0,28	52,15	30,11	0,18	13,57	0,00	0,02	0,09	0,99	-	0,03	0,00	101,42
07/12/03	microlite	4,10	0,26	52,96	29,60	0,16	13,06	0,23	0,00	0,00	0,93	-	0,04	0,00	101,34
07/12/03	microlite	3,54	2,06	52,49	26,94	0,20	13,85	0,52	0,06	0,00	1,93	-	0,06	0,03	101,68
07/12/03	Pheno	3,44	0,23	49,95	30,87	0,11	14,24	0,09	0,00	0,07	0,61	-	0,00	0,00	99,61
07/12/03	Pheno	3,30	0,20	49,98	31,30	0,11	14,37	0,04	0,04	0,00	0,65	-	0,00	0,00	99,99
07/12/03	Pheno	3,16	0,24	49,98	31,65	0,07	14,63	0,00	0,00	0,00	0,65	-	0,05	0,00	100,44
07/12/03	Pheno	2,78	0,28	48,59	31,73	0,11	15,51	0,04	0,00	0,00	0,71	-	0,01	0,00	99,76
09/01/04	microlite	3,72	0,24	51,91	30,33	0,20	13,64	0,00	0,06	0,00	0,85	-	0,04	0,00	100,99

Composition des plagioclases

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
09/01/04	microlite	3,65	0,16	51,49	30,49	0,19	13,58	0,16	0,07	0,04	0,81	-	0,00	0,00	100,64
02/05/04	microlite	3,56	0,22	51,95	30,84	0,15	13,58	0,11	0,00	0,06	0,78	-	0,00	0,03	101,28
02/05/04	microlite	4,36	0,24	53,10	29,93	0,23	13,00	0,20	0,05	0,03	0,61	-	0,01	0,00	101,76
12/08/04	microlite	4,08	0,24	51,80	29,94	0,16	13,11	0,08	0,00	0,13	0,74	-	0,03	0,00	100,32
12/08/04	Pheno	3,81	0,26	52,36	30,70	0,19	13,58	0,13	0,01	0,00	0,51	-	0,03	0,00	101,58
22/02/05	microlite	3,73	0,58	52,69	29,30	0,18	13,46	0,33	0,04	0,00	1,31	-	0,03	0,02	101,68
22/02/05	microlite	2,62	6,04	49,77	14,46	0,77	12,38	3,08	0,03	0,20	10,77	-	0,44	0,00	100,54
22/02/05	microlite	2,23	7,33	49,39	12,69	0,98	12,09	3,20	0,00	0,15	9,76	-	0,44	0,03	98,30
22/02/05	mPheno	2,12	18,62	46,40	9,86	0,73	5,73	1,64	0,04	0,18	15,61	-	0,33	0,00	101,26
22/02/05	mPheno	0,06	41,68	39,68	0,00	0,00	0,35	0,15	0,05	0,27	18,81	-	0,08	0,00	101,13
26/02/05	microlite	4,12	0,76	58,76	19,06	1,49	7,19	2,50	0,00	0,12	5,18	-	0,71	0,07	99,95
26/02/05	microlite	4,12	0,74	53,72	23,35	0,96	8,69	2,65	0,00	0,07	5,23	-	0,44	0,04	100,01
26/02/05	microlite	0,38	14,58	49,94	4,21	0,00	18,55	1,97	0,17	0,17	10,06	-	0,07	0,00	100,09
26/02/05		4,41	0,45	52,89	23,93	0,96	9,56	3,29	0,00	0,06	5,45	-	0,29	0,03	101,32

Composition des olivines

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
19/07/99	microlite	0,03	38,04	0,08	38,61	0,01	0,44	0,11	0,02	0,27	21,80	0,14	-	-	99,56
19/07/99	microlite	0,04	40,58	0,03	39,81	0,00	0,34	0,05	0,04	0,26	19,63	0,15	-	-	100,92
19/07/99	microlite	0,03	40,83	0,04	39,68	0,00	0,35	0,04	0,05	0,25	19,09	0,19	-	-	100,54
19/07/99	microlite	0,00	40,60	0,03	39,52	0,00	0,32	0,04	0,03	0,27	19,74	0,16	-	-	100,71
14/02/00	microlite	0,06	37,20	0,36	38,13	0,02	0,52	0,13	0,00	0,35	23,54	0,15	-	-	100,46
14/02/00	microlite	0,09	37,48	0,27	38,01	0,01	0,51	0,15	0,02	0,25	23,27	0,11	-	-	100,15
14/02/00	microlite	0,01	36,88	0,05	37,61	0,01	0,48	0,11	0,00	0,39	23,23	0,13	-	-	98,90
14/02/00	microlite	0,02	37,07	0,05	37,59	0,00	0,54	0,11	0,02	0,37	23,57	0,09	-	-	99,41
22/02/00	microlite	0,03	38,88	0,05	38,63	0,00	0,42	0,11	0,03	0,21	21,86	0,13	-	-	100,33
22/02/00	microlite	0,03	38,63	0,04	38,51	0,00	0,47	0,09	0,01	0,29	22,31	0,16	-	-	100,52
22/02/00	microlite	0,01	37,36	0,04	37,22	0,02	0,53	0,09	0,04	0,34	22,78	0,17	-	-	98,59
22/02/00	mPheno	0,01	39,73	0,03	38,58	0,00	0,34	0,04	0,06	0,29	21,27	0,19	-	-	100,55
22/02/00	Pheno	0,00	42,31	0,03	39,31	0,01	0,26	0,05	0,02	0,24	18,31	0,16	-	-	100,70
22/02/00	Pheno	0,01	42,22	0,03	39,43	0,01	0,28	0,04	0,03	0,27	18,75	0,20	-	-	101,27
22/02/00	Pheno	0,00	42,22	0,01	39,54	0,00	0,30	0,01	0,03	0,28	18,23	0,19	-	-	100,81
22/02/00	Pheno	0,01	42,33	0,03	39,44	0,00	0,29	0,05	0,03	0,29	17,95	0,17	-	-	100,58
22/02/00	Pheno	0,00	42,26	0,01	39,00	0,00	0,30	0,03	0,04	0,25	17,98	0,19	-	-	100,06
22/02/00	Pheno	0,01	42,23	0,03	39,01	0,00	0,31	0,04	0,04	0,24	18,20	0,17	-	-	100,29
22/02/00	Pheno	0,01	42,18	0,02	38,54	0,00	0,31	0,03	0,04	0,27	18,51	0,25	-	-	100,17
22/02/00	Pheno	0,00	42,16	0,03	38,79	0,00	0,31	0,01	0,04	0,24	18,35	0,17	-	-	100,10
22/02/00	Pheno	0,01	42,29	0,03	38,88	0,00	0,32	0,01	0,04	0,29	18,09	0,22	-	-	100,16
22/02/00	Pheno	0,02	42,19	0,02	38,79	0,00	0,31	0,03	0,04	0,30	18,34	0,17	-	-	100,21
22/02/00	Pheno	0,00	42,08	0,01	38,75	0,00	0,28	0,00	0,04	0,23	18,23	0,15	-	-	99,76
22/02/00	Pheno	0,01	42,24	0,03	39,02	0,00	0,30	0,01	0,03	0,26	18,24	0,17	-	-	100,30
22/02/00	Pheno	0,01	42,13	0,04	38,93	0,01	0,30	0,05	0,04	0,25	17,86	0,18	-	-	99,77
22/02/00	Pheno	0,01	42,25	0,03	38,77	0,00	0,31	0,01	0,03	0,27	18,37	0,22	-	-	100,26
22/02/00	Pheno	0,00	42,10	0,03	38,84	0,00	0,34	0,04	0,02	0,25	18,21	0,19	-	-	100,03
22/02/00	Pheno	0,00	42,26	0,03	39,05	0,00	0,32	0,01	0,02	0,24	18,15	0,20	-	-	100,29
22/02/00	Pheno	0,02	42,23	0,03	38,83	0,00	0,32	0,05	0,03	0,29	18,54	0,18	-	-	100,51
22/02/00	Pheno	0,01	42,22	0,03	38,88	0,00	0,29	0,04	0,04	0,22	18,09	0,16	-	-	99,98
22/02/00	Pheno	0,01	42,31	0,02	39,05	0,00	0,29	0,04	0,04	0,31	18,21	0,13	-	-	100,41
22/02/00	Pheno	0,00	42,21	0,03	38,73	0,00	0,31	0,03	0,03	0,28	18,12	0,16	-	-	99,89
22/02/00	Pheno	0,00	42,22	0,03	38,68	0,00	0,30	0,02	0,01	0,25	18,16	0,15	-	-	99,82
22/02/00	Pheno	0,01	41,95	0,02	38,32	0,01	0,31	0,02	0,02	0,22	18,15	0,17	-	-	99,19
22/02/00	Pheno	0,00	42,26	0,03	38,90	0,00	0,31	0,02	0,04	0,22	18,37	0,22	-	-	100,37
22/02/00	Pheno	0,01	42,33	0,03	38,85	0,00	0,32	0,02	0,02	0,20	18,28	0,23	-	-	100,28
22/02/00	Pheno	0,01	42,33	0,03	38,76	0,01	0,32	0,03	0,04	0,18	18,07	0,22	-	-	99,99
22/02/00	Pheno	0,01	42,09	0,02	38,74	0,01	0,31	0,00	0,04	0,29	18,26	0,15	-	-	99,91
22/02/00	Pheno	0,00	42,15	0,03	38,77	0,00	0,30	0,04	0,02	0,26	18,11	0,17	-	-	99,84
22/02/00	Pheno	0,02	42,31	0,03	39,05	0,00	0,32	0,04	0,02	0,24	18,10	0,17	-	-	100,29
22/02/00	Pheno	0,00	42,14	0,02	38,66	0,00	0,30	0,03	0,04	0,22	18,46	0,12	-	-	99,99
22/02/00	Pheno	0,00	42,20	0,04	38,45	0,00	0,33	0,04	0,03	0,23	18,01	0,21	-	-	99,55
22/02/00	Pheno	0,02	38,50	0,06	38,19	0,00	0,38	0,09	0,03	0,30	22,37	0,11	-	-	100,04
22/02/00	Pheno	0,03	38,50	0,06	38,59	0,01	0,39	0,08	0,03	0,31	22,45	0,15	-	-	100,60
22/02/00	Pheno	0,02	42,13	0,02	39,24	0,00	0,30	0,02	0,02	0,28	18,29	0,17	-	-	100,47
22/02/00	Pheno	0,00	42,28	0,03	39,27	0,00	0,33	0,02	0,03	0,26	18,42	0,24	-	-	100,88
22/02/00	Pheno	0,01	42,49	0,03	39,39	0,00	0,28	0,01	0,02	0,23	18,52	0,23	-	-	101,21
22/02/00	Pheno	0,01	42,29	0,01	39,46	0,00	0,35	0,03	0,01	0,22	18,21	0,21	-	-	100,80
22/02/00	Pheno	0,00	39,58	0,04	39,09	0,00	0,34	0,07	0,03	0,28	20,82	0,17	-	-	100,42
22/02/00	Pheno	0,03	37,07	0,05	37,93	0,01	0,49	0,11	0,01	0,27	24,32	0,12	-	-	100,40
22/02/00	Pheno	0,02	36,70	0,18	38,13	0,03	0,68	0,18	0,02	0,35	23,57	0,17	-	-	100,04
22/02/00	Pheno	0,02	36,90	0,06	37,88	0,01	0,52	0,11	0,01	0,30	24,30	0,09	-	-	100,20
24/06/00	Pheno	0,01	41,67	0,02	39,72	0,00	0,28	0,01	0,00	0,23	14,33	0,25	-	-	100,62

Composition des olivines

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
24/06/00	Pheno	0,01	42,04	0,03	39,75	0,02	0,28	0,03	0,04	0,24	14,07	0,30	-	-	99,59
24/06/00	Pheno	0,01	40,10	0,03	39,25	0,03	0,31	0,04	0,03	0,28	15,67	0,21	-	-	99,88
24/06/00	Pheno	0,01	41,96	0,01	38,76	0,00	0,26	0,07	0,03	0,28	16,66	0,17	-	-	98,16
24/06/00	Pheno	0,00	41,75	0,01	39,06	0,01	0,27	0,04	0,03	0,14	16,84	0,20	-	-	97,42
24/06/00	Pheno	0,01	41,51	0,02	38,78	0,00	0,25	0,02	0,00	0,23	16,95	0,19	-	-	101,26
24/06/00	Pheno	0,01	41,47	0,04	38,73	0,01	0,31	0,02	0,03	0,22	17,12	0,35	-	-	99,33
24/06/00	Pheno	0,02	41,18	0,01	38,92	0,00	0,31	0,01	0,04	0,22	17,44	0,30	-	-	98,45
24/06/00	Pheno	0,02	41,48	0,00	38,98	0,00	0,30	0,03	0,02	0,25	17,31	0,24	-	-	98,62
24/06/00	Pheno	0,03	41,77	0,03	39,36	0,00	0,28	0,06	0,06	0,25	17,41	0,21	-	-	99,47
24/06/00	Pheno	0,02	41,33	0,03	38,20	0,01	0,30	0,09	0,03	0,25	17,35	0,19	-	-	97,79
24/06/00	Pheno	0,01	41,64	0,02	39,01	0,03	0,35	0,03	0,02	0,31	17,19	0,28	-	-	98,88
24/06/00	Pheno	0,02	41,85	0,04	39,21	0,02	0,30	0,05	0,01	0,24	17,43	0,36	-	-	99,53
24/06/00	Pheno	0,08	41,82	0,02	39,49	0,01	0,31	0,02	0,01	0,17	16,99	0,26	-	-	99,16
24/06/00	Pheno	0,01	41,77	0,02	39,18	0,00	0,24	0,03	0,01	0,22	17,25	0,23	-	-	98,95
24/06/00	Pheno	0,03	42,61	0,01	39,01	0,02	0,26	0,00	0,01	0,25	17,21	0,26	-	-	99,66
24/06/00	Pheno	0,01	41,78	0,04	39,03	0,00	0,23	0,00	0,03	0,26	17,36	0,37	-	-	99,10
24/06/00	Pheno	0,04	41,68	0,01	39,45	0,00	0,27	0,05	0,00	0,19	17,17	0,26	-	-	99,11
24/06/00	Pheno	0,03	41,24	0,01	38,38	0,00	0,25	0,04	0,03	0,18	17,17	0,26	-	-	97,58
24/06/00	Pheno	0,03	41,75	0,01	39,26	0,02	0,28	0,00	0,07	0,30	16,82	0,29	-	-	98,83
24/06/00	Pheno	0,02	41,74	0,02	38,98	0,02	0,28	0,06	0,08	0,24	17,09	0,23	-	-	98,75
24/06/00	Pheno	0,03	42,03	0,03	38,95	0,00	0,24	0,04	0,04	0,26	16,73	0,34	-	-	98,68
24/06/00	Pheno	0,05	42,71	0,06	39,03	0,00	0,31	0,02	0,03	0,23	16,50	0,32	-	-	99,25
24/06/00	Pheno	0,03	42,34	0,03	39,03	0,00	0,28	0,00	0,04	0,21	16,12	0,27	-	-	98,34
24/06/00	Pheno	0,05	42,62	0,02	39,29	0,00	0,27	0,00	0,02	0,18	16,16	0,33	-	-	98,93
24/06/00	Pheno	0,03	41,46	0,01	38,99	0,00	0,28	0,03	0,04	0,25	17,13	0,23	-	-	98,42
24/06/00	Pheno	0,03	38,12	0,06	36,71	0,02	0,26	0,01	0,04	0,28	20,71	0,14	-	-	96,38
28/06/00	Pheno	0,01	42,11	0,02	38,63	0,00	0,31	0,03	0,01	0,20	16,38	0,24	-	-	98,23
11/10/00	mPheno	0,00	42,18	0,02	37,56	0,00	0,30	0,00	-	0,27	16,69	-	-	-	97,03
11/10/00	mPheno	0,05	42,62	0,02	38,83	0,00	0,30	0,01	-	0,25	17,20	-	-	-	99,27
11/10/00	mPheno	0,01	42,90	0,02	38,96	0,00	0,34	0,01	-	0,19	17,36	-	-	-	99,78
22/10/00	microlite	0,01	40,71	0,03	38,94	0,00	0,46	0,04	0,04	0,24	20,53	0,15	-	-	101,15
22/10/00	mPheno	0,01	44,00	0,03	39,19	0,00	0,32	0,05	-	0,23	16,01	-	-	-	99,83
22/10/00	mPheno	0,02	43,96	0,02	39,44	0,00	0,29	0,02	-	0,24	15,99	-	-	-	99,98
22/10/00	mPheno	0,02	44,08	0,03	39,57	0,00	0,31	0,04	-	0,23	15,77	-	-	-	100,03
22/10/00	mPheno	0,02	44,03	0,03	39,07	0,00	0,30	0,02	-	0,21	15,60	-	-	-	99,29
22/10/00	mPheno	0,03	43,73	0,02	39,49	0,01	0,28	0,04	-	0,23	15,65	-	-	-	99,48
22/10/00	mPheno	0,00	42,94	0,03	39,84	0,00	0,31	0,02	-	0,21	15,47	-	-	-	98,80
22/10/00	mPheno	0,00	42,84	0,01	39,54	0,00	0,31	0,01	-	0,21	15,61	-	-	-	98,53
22/10/00	mPheno	0,02	42,72	0,02	39,80	0,00	0,31	0,00	-	0,19	16,24	-	-	-	99,30
22/10/00	mPheno	0,00	42,61	0,02	39,31	0,00	0,30	0,03	-	0,22	15,85	-	-	-	98,34
22/10/00	Pheno	0,01	44,84	0,02	38,68	0,00	0,26	0,00	0,09	0,16	15,38	0,28	-	-	99,72
22/10/00	Pheno	0,00	45,30	0,01	39,64	0,00	0,28	0,00	0,07	0,19	15,09	0,34	-	-	100,91
22/10/00	Pheno	0,00	44,33	0,02	39,84	0,00	0,25	0,00	0,07	0,24	15,05	0,27	-	-	100,07
22/10/00	Pheno	0,02	44,28	0,02	39,86	0,00	0,22	0,00	0,02	0,22	15,38	0,29	-	-	100,30
22/10/00	Pheno	0,01	44,27	0,02	39,72	0,00	0,22	0,02	0,04	0,19	14,99	0,28	-	-	99,76
22/10/00	Pheno	0,00	44,36	0,01	39,78	0,00	0,24	0,00	0,07	0,20	15,14	0,31	-	-	100,12
22/10/00	Pheno	0,02	44,63	0,01	39,93	0,01	0,23	0,00	0,05	0,15	15,29	0,31	-	-	100,62
22/10/00	Pheno	0,05	44,35	0,02	39,61	0,01	0,26	0,01	0,03	0,19	14,82	0,24	-	-	99,59
22/10/00	Pheno	0,04	44,45	0,02	39,75	0,00	0,25	0,00	0,09	0,25	14,75	0,27	-	-	99,88
22/10/00	Pheno	0,04	44,18	0,02	39,14	0,00	0,24	0,00	0,05	0,19	14,88	0,29	-	-	99,04
22/10/00	Pheno	0,09	44,17	0,02	39,48	0,01	0,29	0,01	0,02	0,20	15,09	0,31	-	-	99,68
22/10/00	Pheno	0,06	44,81	0,03	39,52	0,00	0,26	0,00	0,08	0,18	15,05	0,34	-	-	100,32
22/10/00	Pheno	0,05	43,51	0,01	39,41	0,00	0,28	0,00	0,08	0,22	15,91	0,21	-	-	99,68

Composition des olivines

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
22/10/00	Pheno	0,05	43,96	0,01	39,18	0,00	0,28	0,00	0,06	0,21	15,59	0,28	-	-	99,62
22/10/00	Pheno	0,05	41,40	0,03	38,71	0,01	0,28	0,00	0,04	0,25	17,27	0,20	-	-	98,23
30/10/00	mPheno	0,03	40,70	0,06	38,57	0,02	0,36	0,05	-	0,26	19,54	-	-	-	99,59
30/10/00	mPheno	0,03	41,90	0,04	39,04	0,00	0,30	0,08	-	0,30	17,86	-	-	-	99,55
08/11/00	mPheno	0,02	43,07	0,03	40,14	0,01	0,25	0,01	-	0,21	15,42	-	-	-	99,16
08/11/00	mPheno	0,00	43,10	0,02	40,09	0,00	0,23	0,04	-	0,22	15,85	-	-	-	99,55
08/11/00	mPheno	0,02	43,00	0,03	39,88	0,00	0,23	0,01	-	0,26	15,39	-	-	-	98,82
08/11/00	mPheno	0,01	43,26	0,02	39,65	0,00	0,29	0,01	-	0,21	15,90	-	-	-	99,34
08/11/00	mPheno	0,00	43,25	0,03	40,02	0,00	0,29	0,04	-	0,21	15,76	-	-	-	99,59
13/07/01	Pheno	0,01	43,51	0,04	39,70	0,00	0,27	0,02	0,04	0,16	15,16	0,22	-	-	99,13
13/07/01	Pheno	0,00	43,47	0,04	39,72	0,00	0,27	0,02	0,04	0,18	15,12	0,23	-	-	99,10
13/07/01	Pheno	0,01	43,53	0,02	39,71	0,00	0,27	0,01	0,06	0,20	15,01	0,24	-	-	99,06
13/07/01	Pheno	0,01	43,37	0,03	39,70	0,00	0,28	0,03	0,06	0,21	14,90	0,24	-	-	98,84
13/07/01	Pheno	0,00	43,54	0,04	39,85	0,00	0,26	0,02	0,05	0,18	15,23	0,27	-	-	99,44
13/07/01	Pheno	0,01	43,36	0,02	39,71	0,00	0,28	0,02	0,03	0,21	15,05	0,28	-	-	98,97
13/07/01	Pheno	0,02	43,47	0,03	39,82	0,00	0,26	0,03	0,03	0,14	15,05	0,31	-	-	99,14
13/07/01	Pheno	0,00	43,35	0,01	39,60	0,00	0,25	0,04	0,02	0,22	15,09	0,29	-	-	98,87
13/07/01	Pheno	0,00	43,17	0,01	39,47	0,01	0,25	0,03	0,05	0,17	15,14	0,25	-	-	98,56
13/07/01	Pheno	0,01	43,18	0,02	39,56	0,00	0,27	0,02	0,03	0,14	15,14	0,23	-	-	98,59
13/07/01	Pheno	0,01	43,11	0,01	39,66	0,00	0,27	0,02	0,05	0,20	14,92	0,22	-	-	98,46
13/07/01	Pheno	0,00	42,96	0,01	39,57	0,00	0,25	0,02	0,03	0,14	14,73	0,26	-	-	97,97
13/07/01	Pheno	0,02	43,18	0,02	39,68	0,01	0,26	0,03	0,04	0,23	15,09	0,28	-	-	98,84
13/07/01	Pheno	0,01	43,22	0,01	39,72	0,01	0,24	0,04	0,05	0,21	14,81	0,26	-	-	98,59
13/07/01	Pheno	0,01	43,08	0,04	39,48	0,02	0,25	0,02	0,05	0,17	15,23	0,25	-	-	98,60
13/07/01	Pheno	0,01	43,25	0,02	39,62	0,01	0,26	0,03	0,04	0,24	15,18	0,24	-	-	98,89
13/07/01	Pheno	0,00	43,02	0,03	39,54	0,01	0,26	0,03	0,06	0,16	15,06	0,25	-	-	98,40
13/07/01	Pheno	0,02	43,02	0,02	39,68	0,03	0,26	0,03	0,04	0,23	14,85	0,22	-	-	98,38
13/07/01	Pheno	0,01	42,71	0,02	39,35	0,00	0,26	0,01	0,05	0,21	15,05	0,29	-	-	97,94
13/07/01	Pheno	0,01	42,37	0,02	39,30	0,00	0,26	0,02	0,03	0,17	15,23	0,30	-	-	97,72
13/07/01	Pheno	0,01	42,61	0,02	39,45	0,00	0,25	0,02	0,04	0,22	15,11	0,26	-	-	97,97
13/07/01	Pheno	0,01	42,71	0,03	39,30	0,00	0,27	0,01	0,06	0,26	14,70	0,26	-	-	97,60
13/07/01	Pheno	0,01	42,94	0,02	39,54	0,00	0,29	0,03	0,37	0,19	14,94	0,29	-	-	98,62
13/07/01	Pheno	0,01	42,71	0,03	39,49	0,00	0,28	0,02	0,10	0,24	14,74	0,29	-	-	97,88
13/07/01	Pheno	0,01	42,73	0,03	39,51	0,01	0,26	0,04	0,05	0,19	15,14	0,30	-	-	98,25
13/07/01	Pheno	0,00	42,53	0,03	39,13	0,00	0,26	0,04	0,05	0,17	14,62	0,29	-	-	97,12
13/07/01	Pheno	0,00	42,90	0,03	39,56	0,00	0,27	0,02	0,06	0,21	14,41	0,31	-	-	97,77
13/07/01	Pheno	0,00	42,85	0,04	39,19	0,00	0,29	0,02	0,04	0,22	14,70	0,27	-	-	97,61
13/07/01	Pheno	0,02	41,95	0,03	38,99	0,00	0,30	0,04	0,05	0,20	15,40	0,29	-	-	97,27
13/07/01	Pheno	0,01	42,65	0,03	37,48	0,00	0,30	0,02	0,03	0,23	15,29	0,27	-	-	96,31
13/07/01	Pheno	0,00	43,26	0,03	39,58	0,01	0,30	0,01	0,06	0,24	15,11	0,26	-	-	98,86
13/07/01	Pheno	0,02	43,43	0,03	39,61	0,00	0,30	0,03	0,04	0,20	15,04	0,24	-	-	98,94
13/07/01	Pheno	0,01	43,55	0,02	39,49	0,01	0,28	0,03	0,04	0,16	14,72	0,30	-	-	98,60
13/07/01	Pheno	0,01	43,43	0,03	39,68	0,00	0,29	0,03	0,04	0,19	15,01	0,29	-	-	98,98
13/07/01	Pheno	0,01	43,54	0,04	39,58	0,01	0,28	0,02	0,06	0,20	14,91	0,23	-	-	98,88
14/01/02	Pheno	0,01	43,98	0,02	40,02	0,00	0,28	0,03	0,05	0,22	15,81	0,28	-	-	100,71
14/01/02	Pheno	0,01	44,12	0,03	40,25	0,00	0,32	0,02	0,05	0,21	16,00	0,27	-	-	101,27
14/01/02	Pheno	0,01	43,62	0,03	40,21	0,00	0,30	0,02	0,04	0,23	16,77	0,25	-	-	101,47
14/01/02	Pheno	0,00	43,57	0,03	40,08	0,00	0,30	0,03	0,04	0,23	16,45	0,27	-	-	100,99
14/01/02	Pheno	0,01	43,44	0,02	39,93	0,00	0,29	0,02	0,04	0,23	16,02	0,27	-	-	100,27
14/01/02	Pheno	0,00	43,88	0,02	40,25	0,00	0,31	0,02	0,05	0,23	15,90	0,28	-	-	100,92
14/01/02	Pheno	0,00	43,99	0,03	39,58	0,00	0,28	0,02	0,04	0,22	15,76	0,27	-	-	100,18
14/01/02	Pheno	0,00	44,10	0,02	39,58	0,00	0,27	0,01	0,05	0,20	15,57	0,28	-	-	100,08
14/01/02	Pheno	0,02	43,10	0,02	39,25	0,00	0,30	0,02	0,05	0,20	15,72	0,27	-	-	98,95

Composition des olivines

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
14/01/02	Pheno	0,01	43,93	0,02	40,20	0,00	0,30	0,02	0,04	0,21	15,58	0,28	-	-	100,59
14/01/02	Pheno	0,00	43,39	0,03	39,35	0,00	0,30	0,03	0,05	0,20	15,38	0,27	-	-	98,98
30/05/03	microlite	0,02	39,24	0,00	38,90	0,00	0,42	0,11	0,05	0,34	21,85	-	0,15	0,04	101,12
30/05/03	mPheno	0,02	42,32	0,00	39,75	0,00	0,31	0,44	0,07	0,21	18,12	-	0,00	0,00	101,23
30/05/03	mPheno	0,03	41,61	0,03	39,37	0,04	0,33	0,04	0,00	0,15	17,82	-	0,13	0,04	99,59
30/05/03	mPheno	0,02	42,07	0,01	39,81	0,00	0,40	0,00	0,11	0,24	18,20	-	0,07	0,00	100,94
30/05/03	mPheno	0,02	41,43	0,01	39,70	0,00	0,42	0,13	0,03	0,23	18,30	-	0,03	0,01	100,32
30/05/03	Pheno	0,00	42,63	0,02	39,83	0,02	0,35	0,12	0,11	0,29	18,34	-	0,04	0,00	101,74
30/05/03	Pheno	0,00	41,89	0,06	39,92	0,00	0,33	0,01	0,04	0,26	17,64	-	0,06	0,03	100,23
22/08/03	microlite	0,00	42,72	0,07	39,62	0,00	0,32	0,04	0,07	0,31	17,77	-	0,03	0,00	100,95
22/08/03	microlite	0,00	40,38	0,07	38,89	0,03	0,38	0,11	0,01	0,24	20,52	-	0,13	0,00	100,77
22/08/03	mPheno	0,02	42,55	0,06	40,13	0,00	0,31	0,00	0,03	0,22	18,62	-	0,09	0,00	102,04
22/08/03	mPheno	0,00	42,62	0,03	40,41	0,00	0,33	0,00	0,07	0,31	18,30	-	0,13	0,01	102,20
22/08/03	mPheno	0,06	43,31	0,04	40,10	0,01	0,30	0,00	0,10	0,25	18,19	-	0,02	0,00	102,38
22/08/03	mPheno	0,01	42,67	0,04	40,32	0,00	0,30	0,06	0,00	0,21	18,12	-	0,04	0,01	101,80
22/08/03	mPheno	0,01	42,27	0,05	38,72	0,01	0,25	0,09	0,10	0,21	17,31	-	0,02	0,00	99,05
22/08/03	mPheno	0,01	42,78	0,05	40,07	0,00	0,32	0,05	0,09	0,28	18,18	-	0,05	0,01	101,88
22/08/03	mPheno	0,02	43,56	0,01	39,67	0,00	0,32	0,00	0,03	0,22	18,56	-	0,00	0,00	102,40
22/08/03	Pheno	0,00	43,41	0,03	40,16	0,00	0,26	0,05	0,06	0,14	16,68	-	0,07	0,01	100,88
22/08/03	Pheno	0,02	43,74	0,02	40,23	0,00	0,33	0,05	0,04	0,33	16,43	-	0,00	0,02	101,20
22/08/03	Pheno	0,03	43,31	0,01	39,79	0,00	0,28	0,00	0,02	0,22	15,88	-	0,06	0,00	99,62
22/08/03	Pheno	0,05	43,22	0,01	39,72	0,01	0,32	0,04	0,06	0,24	16,22	-	0,06	0,01	99,95
22/08/03	Pheno	0,00	43,08	0,02	39,69	0,03	0,28	0,00	0,13	0,16	17,06	-	0,00	0,00	100,46
22/08/03	Pheno	0,00	43,98	0,05	40,64	0,01	0,27	0,00	0,05	0,06	15,54	-	0,03	0,00	100,63
22/08/03	Pheno	0,04	44,05	0,02	40,29	0,00	0,31	0,02	0,15	0,19	15,45	-	0,01	0,00	100,53
22/08/03	Pheno	0,03	41,36	1,97	35,51	0,01	0,19	0,38	4,74	0,35	17,18	-	0,00	0,05	101,77
22/08/03	Pheno	0,02	44,48	0,01	40,52	0,00	0,27	0,00	0,13	0,21	15,98	-	0,04	0,00	101,65
22/08/03	Pheno	0,00	43,95	0,00	40,24	0,01	0,27	0,13	0,03	0,13	16,33	-	0,00	0,03	101,12
22/08/03	Pheno	0,00	43,83	0,00	39,56	0,00	0,36	0,04	0,00	0,31	16,32	-	0,00	0,00	100,42
22/08/03	Pheno	0,02	38,52	0,00	41,21	0,00	0,29	0,00	0,04	0,15	17,72	-	0,00	0,00	97,97
22/08/03	Pheno	0,04	43,08	0,00	40,32	0,00	0,33	0,04	0,03	0,29	17,79	-	0,05	0,00	101,95
22/08/03	Pheno	0,02	42,76	0,02	40,00	0,02	0,31	0,00	0,06	0,28	17,84	-	0,04	0,01	101,35
22/08/03	Pheno	0,00	42,86	0,04	39,96	0,00	0,29	0,04	0,09	0,21	16,53	-	0,01	0,01	100,05
22/08/03	Pheno	0,03	44,08	0,09	40,65	0,00	0,25	0,00	0,08	0,21	15,86	-	0,00	0,00	101,26
22/08/03	Pheno	0,08	43,19	0,04	40,85	0,00	0,33	0,04	0,29	0,20	17,05	-	0,02	0,03	102,12
22/08/03	Pheno	0,01	42,85	0,02	39,53	0,00	0,32	0,06	0,05	0,25	17,80	-	0,00	0,01	100,92
22/08/03	Pheno	0,13	43,60	0,06	40,75	0,01	0,30	0,00	0,01	0,14	16,91	-	0,00	0,00	101,91
22/08/03	Pheno	0,02	43,39	0,02	39,90	0,00	0,30	0,00	0,06	0,19	16,77	-	0,02	0,00	100,67
22/08/03	Pheno	0,04	43,66	0,04	40,31	0,01	0,19	0,00	0,00	0,26	16,67	-	0,00	0,00	101,20
22/08/03	Pheno	0,07	45,42	0,00	35,76	0,03	0,32	0,00	0,01	0,19	15,68	-	0,01	0,03	97,51
22/08/03	Pheno	0,08	42,85	0,01	41,04	0,00	0,33	0,02	0,00	0,15	17,21	-	0,00	0,00	101,70
22/08/03	Pheno	0,00	43,76	0,11	39,81	0,00	0,30	0,05	0,01	0,34	16,59	-	0,04	0,00	101,02
22/08/03	Pheno	0,00	43,36	0,00	39,50	0,01	0,31	0,04	0,07	0,22	16,27	-	0,00	0,01	99,80
22/08/03	Pheno	0,00	41,35	0,00	37,54	0,02	0,35	0,05	0,00	0,12	17,20	-	0,01	0,01	96,65
22/08/03	Pheno	0,00	43,95	0,01	40,87	0,00	0,36	0,00	0,10	0,12	15,24	-	0,00	0,00	100,65
22/08/03	Pheno	0,01	44,22	0,02	40,21	0,01	0,32	0,14	0,12	0,18	16,47	-	0,07	0,00	101,77
22/08/03	Pheno	0,00	43,97	0,00	39,80	0,01	0,35	0,10	0,09	0,19	15,37	-	0,01	0,00	99,89
22/08/03	Pheno	0,02	42,83	0,16	39,69	0,04	0,34	0,00	0,10	0,32	17,17	-	0,00	0,01	100,68
22/08/03	Pheno	0,00	41,52	0,03	39,37	0,00	0,30	0,11	0,07	0,18	17,51	-	0,02	0,00	99,11
22/08/03	Pheno	0,03	42,66	0,02	39,71	0,01	0,31	0,09	0,09	0,26	17,48	-	0,02	0,00	100,67
22/08/03	Pheno	0,05	40,06	0,32	39,10	0,01	0,45	0,11	0,06	0,20	20,60	-	0,06	0,00	101,03
22/08/03	Pheno	0,00	43,22	0,01	39,76	0,00	0,27	0,02	0,14	0,22	15,33	-	0,01	0,02	98,99
01/10/03	microlite	0,00	39,62	0,00	38,70	0,02	0,36	0,00	0,00	0,26	21,61	-	0,24	0,00	100,81

Composition des olivines

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
01/10/03	microlite	0,40	35,79	2,41	41,46	0,10	1,71	0,52	0,02	0,30	18,32	-	0,21	0,02	101,28
01/10/03	microlite	0,00	40,67	0,04	38,91	0,00	0,29	0,14	0,03	0,24	19,74	-	0,30	0,01	100,37
01/10/03	mPheno	0,06	42,40	0,03	40,04	0,00	0,32	0,00	0,06	0,21	18,88	-	0,02	0,00	102,03
01/10/03	Pheno	0,18	42,21	0,00	39,69	0,01	0,40	0,09	0,05	0,16	18,02	-	0,04	0,03	100,87
01/10/03	Pheno	0,00	43,08	0,03	39,96	0,02	0,24	0,21	0,06	0,31	17,84	-	0,00	0,04	101,79
01/10/03	Pheno	0,04	42,56	0,08	39,95	0,00	0,29	0,00	0,04	0,24	18,05	-	0,05	0,01	101,31
01/10/03	Pheno	0,00	42,36	0,03	39,99	0,00	0,26	0,17	0,11	0,23	17,86	-	0,00	0,00	101,01
01/10/03	Pheno	0,01	43,12	0,00	39,79	0,00	0,38	0,04	0,05	0,24	18,95	-	0,02	0,00	102,60
07/12/03	microlite	0,00	38,31	0,09	38,98	0,02	0,50	0,04	0,00	0,25	23,10	-	0,18	0,00	101,47
07/12/03	microlite	0,03	39,14	0,05	38,44	0,01	0,37	0,09	0,00	0,12	23,01	-	0,16	0,03	101,46
07/12/03	microlite	0,01	38,31	0,05	38,36	0,02	0,43	0,12	0,05	0,41	22,98	-	0,22	0,01	100,96
07/12/03	microlite	0,05	39,52	0,03	38,48	0,01	0,41	0,00	0,06	0,23	21,87	-	0,25	0,01	100,91
07/12/03	Pheno	0,02	42,92	0,07	38,78	0,04	0,31	0,00	0,01	0,23	18,86	-	0,03	0,03	101,29
09/01/04	mPheno	0,00	44,52	0,00	39,36	0,00	0,25	0,04	0,05	0,19	16,58	-	0,03	0,00	101,02
09/01/04	Pheno	0,19	45,40	0,04	39,26	0,04	0,27	0,01	0,05	0,26	15,41	-	0,00	0,01	100,94
09/01/04	Pheno	0,00	45,54	0,06	38,31	0,00	0,34	0,00	0,02	0,28	15,52	-	0,01	0,00	100,08
09/01/04	Pheno	0,00	45,01	0,03	39,26	0,00	0,26	0,00	0,08	0,20	15,96	-	0,05	0,00	100,85
09/01/04	Pheno	0,05	44,66	0,00	39,64	0,02	0,32	0,00	0,06	0,10	14,61	-	0,02	0,03	99,51
09/01/04	Pheno	0,00	45,15	0,07	40,54	0,00	0,25	0,02	0,06	0,18	15,06	-	0,04	0,00	101,35
09/01/04	Pheno	0,01	44,92	0,02	40,32	0,00	0,31	0,00	0,07	0,21	15,15	-	0,01	0,00	101,01
09/01/04	Pheno	0,00	44,25	0,00	39,36	0,02	0,33	0,04	0,08	0,11	15,40	-	0,02	0,00	99,61
09/01/04	Pheno	0,01	44,40	0,04	39,74	0,01	0,35	0,10	0,01	0,24	15,81	-	0,00	0,00	100,72
09/01/04	Pheno	0,06	41,25	0,07	38,38	0,05	0,39	0,00	0,04	0,13	17,39	-	0,09	0,00	97,84
02/05/04	microlite	0,04	41,78	0,01	39,49	0,00	0,39	0,26	0,09	0,31	19,86	-	0,11	0,00	102,32
02/05/04	microlite	0,00	41,15	0,07	39,02	0,00	0,33	0,05	0,01	0,20	19,85	-	0,09	0,00	100,77
02/05/04	microlite	0,02	41,47	0,01	38,78	0,03	0,37	0,11	0,10	0,35	19,93	-	0,16	0,00	101,32
02/05/04	microlite	0,00	37,22	0,06	38,27	0,00	0,47	0,03	0,00	0,29	23,88	-	0,08	0,00	100,31
02/05/04	mPheno	0,01	41,85	0,06	39,90	0,03	0,37	0,07	0,04	0,28	19,01	-	0,05	0,02	101,69
02/05/04	Pheno	0,00	42,55	0,09	40,27	0,00	0,32	0,06	0,09	0,12	18,98	-	0,00	0,02	102,51
02/05/04	Pheno	0,03	42,10	0,07	40,47	0,00	0,32	0,04	0,08	0,24	17,34	-	0,00	0,00	100,69
02/05/04	Pheno	0,00	42,82	0,00	39,97	0,01	0,30	0,02	0,01	0,24	17,78	-	0,03	0,01	101,18
02/05/04	Pheno	0,00	42,74	0,04	39,77	0,00	0,38	0,06	0,07	0,30	18,27	-	0,03	0,02	101,68
12/08/04	microlite	0,05	41,79	0,00	40,12	0,00	0,28	0,00	0,00	0,26	20,29	-	0,12	0,00	102,92
12/08/04	microlite	0,02	41,70	0,07	39,84	0,01	0,33	0,02	0,06	0,29	19,30	-	0,13	0,00	101,78
12/08/04	microlite	1,03	30,61	5,21	43,09	0,34	4,22	1,00	0,02	0,26	16,51	-	0,30	0,03	102,60
12/08/04	mPheno	0,00	42,97	0,05	39,73	0,01	0,32	0,10	0,02	0,23	18,43	-	0,06	0,02	101,94
12/08/04	Pheno	0,00	42,39	0,01	40,64	0,01	0,30	0,11	0,08	0,23	17,80	-	0,00	0,00	101,58
12/08/04	Pheno	0,05	42,37	0,09	39,68	0,02	0,33	0,04	0,08	0,19	17,83	-	0,02	0,03	100,72
12/08/04	Pheno	0,02	42,87	0,00	40,01	0,00	0,34	0,00	0,02	0,20	17,86	-	0,03	0,02	101,38
12/08/04	Pheno	0,02	43,52	0,08	39,40	0,00	0,24	0,12	0,11	0,29	17,62	-	0,08	0,00	101,48
12/08/04	Pheno	0,00	42,82	0,00	39,29	0,00	0,32	0,05	0,02	0,10	17,41	-	0,01	0,01	100,03
22/02/05	microlite	0,06	39,10	0,00	38,07	0,00	0,53	0,07	0,11	0,21	21,46	-	0,25	0,01	99,87
22/02/05	microlite	0,15	37,94	0,71	39,12	0,04	1,07	0,18	0,06	0,16	20,73	-	0,09	0,00	100,24
22/02/05	mPheno	0,00	42,68	0,01	39,90	0,07	0,29	0,15	0,05	0,11	16,77	-	0,02	0,00	100,06
22/02/05	mPheno	0,17	39,09	0,43	39,45	0,04	0,49	0,00	0,01	0,28	21,66	-	0,06	0,00	101,69
22/02/05	mPheno	0,00	43,33	0,00	39,61	0,00	0,32	0,00	0,07	0,30	17,51	-	0,01	0,00	101,15
22/02/05	mPheno	0,08	43,49	0,00	39,96	0,01	0,26	0,07	0,00	0,23	18,09	-	0,00	0,00	102,20
22/02/05	mPheno	0,04	43,33	0,03	40,11	0,01	0,28	0,03	0,08	0,26	17,12	-	0,07	0,00	101,35
22/02/05	mPheno	1,64	22,72	8,14	45,37	0,57	5,23	1,76	0,08	0,22	15,77	-	0,19	0,02	101,71
22/02/05	mPheno	0,00	40,64	0,04	38,25	0,00	0,33	0,08	0,00	0,19	19,49	-	0,26	0,00	99,28
22/02/05	mPheno	0,00	38,95	0,01	38,77	0,00	0,36	0,06	0,04	0,28	20,08	-	0,02	0,00	98,57
22/02/05	Pheno	0,03	42,43	0,00	39,34	0,00	0,35	0,04	0,09	0,23	17,95	-	0,00	0,00	100,47
22/02/05	Pheno	0,01	44,86	0,05	40,98	0,01	0,27	0,00	0,07	0,24	13,80	0,20	-	-	100,49

Composition des olivines

	Nature	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
22/02/05	Pheno	0,00	44,75	0,03	41,35	0,01	0,28	0,01	0,04	0,22	14,04	0,25	-	-	101,21
22/02/05	Pheno	0,02	44,64	0,04	41,29	0,02	0,27	0,03	0,08	0,18	14,00	0,29	-	-	100,87
22/02/05	Pheno	0,03	44,40	0,03	41,49	0,02	0,27	0,01	0,05	0,17	14,09	0,33	-	-	100,89
22/02/05	Pheno	0,02	43,58	0,06	41,07	0,01	0,27	0,01	0,06	0,22	13,61	0,33	-	-	99,24
22/02/05	Pheno	0,08	37,48	0,06	38,92	0,07	0,43	0,00	0,03	0,34	23,67	-	0,32	0,00	101,40
26/02/05	Pheno	0,00	45,22	0,06	39,77	0,00	0,22	0,01	0,07	0,26	14,63	-	0,04	0,01	100,29
26/02/05	Pheno	0,00	44,56	0,08	39,95	0,05	0,28	0,10	0,08	0,12	14,52	-	0,04	0,00	99,77
26/02/05	Pheno	0,02	44,66	0,05	40,08	0,00	0,21	0,01	0,04	0,26	14,38	-	0,00	0,00	99,70
26/02/05	Pheno	0,00	40,49	0,04	38,51	0,01	0,27	0,11	0,02	0,21	20,80	-	0,00	0,00	100,48
26/02/05	Pheno	0,00	44,41	0,08	40,79	0,00	0,25	0,00	0,06	0,18	15,77	-	0,04	0,00	101,59
26/02/05	Pheno	0,03	43,94	0,04	40,49	0,05	0,25	0,01	0,00	0,32	15,98	-	0,04	0,00	101,15
26/02/05	Pheno	0,02	44,46	0,08	40,11	0,00	0,28	0,00	0,00	0,25	15,95	-	0,03	0,00	101,18
26/02/05	Pheno	0,00	44,52	0,00	39,83	0,00	0,24	0,00	0,05	0,13	15,70	-	0,04	0,00	100,53
26/02/05	Pheno	0,00	44,85	0,00	40,21	0,00	0,28	0,13	0,00	0,46	14,94	-	0,00	0,00	100,87
26/02/05	Pheno	0,03	44,45	0,05	39,59	0,00	0,22	0,00	0,16	0,18	17,16	-	0,02	0,00	101,87
26/02/05	Pheno	0,05	45,09	0,06	39,69	0,00	0,31	0,09	0,07	0,31	15,36	-	0,03	0,00	101,05
26/02/05	Pheno	0,03	45,07	0,03	40,29	0,02	0,29	0,00	0,07	0,26	15,56	-	0,00	0,00	101,62
26/02/05	Pheno	0,09	45,30	0,07	40,38	0,00	0,27	0,04	0,12	0,10	15,45	-	0,00	0,02	101,83
26/02/05	Pheno	0,01	45,29	0,01	40,15	0,00	0,24	0,00	0,12	0,13	14,97	-	0,00	0,00	100,92
26/02/05	Pheno	0,01	45,94	0,00	39,85	0,01	0,32	0,00	0,08	0,27	15,22	-	0,04	0,00	101,73
26/02/05	Pheno	0,01	45,38	0,10	40,11	0,01	0,29	0,06	0,04	0,32	14,85	-	0,01	0,01	101,19
26/02/05	Pheno	0,02	45,61	0,07	40,39	0,00	0,26	0,00	0,15	0,21	15,00	-	0,00	0,00	101,71
26/02/05	Pheno	0,00	45,04	0,03	40,67	0,01	0,26	0,00	0,15	0,04	15,04	-	0,01	0,03	101,28
26/02/05	Pheno	0,03	43,66	0,05	40,42	0,00	0,30	0,12	0,07	0,08	15,04	-	0,03	0,00	99,80
26/02/05	Pheno	0,03	45,09	0,05	40,69	0,03	0,29	0,02	0,04	0,09	14,81	-	0,03	0,03	101,19

Composition des verres

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
19/07/99	2,83	5,59	13,18	49,36	0,95	10,82	3,41	0,01	0,18	12,55	0,02	-	-	98,89
19/07/99	2,82	5,53	12,99	48,99	0,91	10,68	3,40	0,01	0,20	12,47	0,02	-	-	98,02
19/07/99	2,83	5,52	13,09	48,91	0,94	10,73	3,41	0,01	0,20	12,64	0,00	-	-	98,28
19/07/99	2,82	5,59	13,23	49,59	0,95	10,78	3,44	0,01	0,20	12,62	0,01	-	-	99,24
19/07/99	2,84	5,61	13,15	49,21	0,94	10,76	3,39	0,02	0,19	12,75	0,01	-	-	98,86
19/07/99	2,84	5,59	13,18	49,04	0,98	10,74	3,40	0,02	0,19	12,62	0,01	-	-	98,61
19/07/99	2,83	5,56	13,17	49,08	0,93	10,76	3,42	0,02	0,20	12,66	0,00	-	-	98,62
19/07/99	2,86	5,53	13,11	48,60	0,95	10,71	3,44	0,01	0,19	12,77	0,00	-	-	98,18
19/07/99	2,82	5,55	13,17	48,12	0,95	10,77	3,37	0,02	0,20	12,53	0,01	-	-	97,49
19/07/99	2,84	5,58	13,10	48,98	0,96	10,76	3,43	0,01	0,19	12,61	0,01	-	-	98,47
19/07/99	2,95	5,58	13,13	49,29	0,97	10,73	3,45	0,01	0,18	12,60	0,01	-	-	98,92
19/07/99	2,80	5,55	13,14	48,80	0,95	10,73	3,46	0,01	0,20	12,60	0,00	-	-	98,25
22/01/00	3,16	5,44	13,03	48,88	1,02	10,20	3,54	0,01	0,22	12,75	0,00	-	-	98,22
22/01/00	3,05	5,39	12,86	47,48	1,00	10,33	3,68	0,03	0,21	12,57	0,02	-	-	96,62
22/01/00	3,01	5,46	12,64	47,60	0,99	10,33	3,69	0,03	0,08	12,87	0,00	-	-	96,70
14/02/00	3,15	5,43	12,90	48,53	1,06	9,92	3,64	0,01	0,25	13,33	0,00	-	-	98,22
14/02/00	3,20	4,74	12,90	48,07	1,09	9,37	3,90	0,04	0,27	14,51	0,01	-	-	98,08
14/02/00	3,20	4,82	13,10	48,62	1,08	9,74	3,82	0,01	0,21	13,64	0,00	-	-	98,24
14/02/00	3,24	4,84	12,69	47,75	1,17	9,41	3,77	0,00	0,23	14,37	0,03	-	-	97,49
14/02/00	3,17	5,29	12,88	48,24	1,09	10,07	3,85	0,00	0,20	13,10	0,00	-	-	97,87
24/06/00	2,81	5,72	12,95	48,27	0,94	10,40	3,40	0,02	0,27	12,58	0,00	-	-	97,36
24/06/00	2,83	5,40	13,05	47,94	0,98	10,12	3,49	0,04	0,20	12,36	0,00	-	-	96,39
24/06/00	2,85	5,44	12,86	48,19	1,04	10,11	3,55	0,02	0,16	12,96	0,04	-	-	97,23
24/06/00	2,72	6,82	12,34	47,73	0,88	9,66	3,29	0,02	0,27	13,29	0,01	-	-	97,03
24/06/00	2,92	4,97	13,25	49,36	0,99	10,08	3,68	0,00	0,21	12,25	0,00	-	-	97,72
12/10/00	2,93	5,73	13,65	48,58	0,93	10,70	3,32	-	0,21	11,80	-	-	-	97,82
12/10/00	2,92	5,82	13,51	48,29	0,90	10,79	3,17	-	0,23	12,03	-	-	-	97,66
12/10/00	2,88	5,93	13,21	48,47	0,92	10,57	3,35	-	0,17	12,69	-	-	-	98,19
12/10/00	2,86	5,79	13,34	48,61	0,94	10,46	3,29	-	0,16	12,05	-	-	-	97,49
12/10/00	2,91	6,05	13,53	48,84	0,93	10,92	3,22	-	0,23	11,96	-	-	-	98,59
22/10/00	2,83	5,52	14,72	48,30	1,01	11,14	3,12	-	0,21	11,91	-	-	-	98,75
30/10/00	2,85	5,94	13,44	48,25	0,96	10,65	3,22	-	0,22	12,17	-	-	-	97,69
30/10/00	2,83	6,07	13,43	48,36	0,92	10,92	3,17	-	0,18	11,79	-	-	-	97,67
30/10/00	2,98	6,04	13,42	48,31	0,87	10,87	3,08	-	0,20	11,80	-	-	-	97,57
30/10/00	2,87	6,08	13,55	49,02	0,86	10,93	3,16	-	0,20	12,10	-	-	-	98,77
10/11/00	2,85	5,91	13,25	47,42	0,91	10,66	3,26	-	0,20	12,05	-	-	-	96,51
10/11/00	2,78	6,90	12,58	45,96	0,89	10,21	3,15	-	0,24	12,52	-	-	-	95,22
10/11/00	2,87	6,36	12,97	48,61	0,93	11,00	3,26	-	0,20	12,35	-	-	-	98,54
10/11/00	2,56	7,33	12,00	48,24	0,86	11,70	3,11	-	0,24	11,64	-	-	-	97,69
10/11/00	3,00	5,67	13,40	48,47	1,02	10,33	3,54	-	0,17	12,95	-	-	-	98,56
10/11/00	3,02	5,76	13,40	48,79	1,00	10,46	3,41	-	0,21	12,60	-	-	-	98,65
10/11/00	2,94	5,80	13,32	48,55	1,03	10,41	3,42	-	0,20	12,67	-	-	-	98,33
10/11/00	2,84	5,98	13,44	48,26	0,95	10,60	3,40	-	0,23	12,31	-	-	-	98,01
14/01/02	2,83	6,45	14,13	47,99	0,72	11,19	2,86	0,05	0,17	11,44	0,01	-	-	97,84
30/05/03	2,77	5,83	13,52	49,84	0,85	10,80	2,97	0,02	0,15	12,67	-	0,46	0,03	99,90
30/05/03	2,85	5,80	13,73	50,01	0,91	10,80	3,64	0,00	0,26	12,58	-	0,44	0,06	101,07
30/05/03	2,92	6,03	13,07	50,12	0,91	10,70	3,13	0,00	0,09	12,36	-	0,45	0,01	99,80
30/05/03	2,84	5,83	13,76	49,76	0,98	10,65	3,42	0,00	0,23	11,89	-	0,50	0,03	99,88
30/05/03	3,06	5,83	13,42	49,17	0,91	10,71	3,07	0,01	0,09	11,91	-	0,38	0,02	98,59

	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	NiO	P_2O_5	Cl	Total
30/05/03	2,74	5,95	13,53	49,84	0,92	10,82	3,26	0,00	0,20	12,22	-	0,45	0,01	99,92
22/08/03	3,14	5,14	14,59	50,32	0,66	10,51	3,09	0,03	0,24	12,99	-	0,31	0,04	101,07
22/08/03	2,50	6,39	13,30	50,20	0,92	11,90	3,14	0,07	0,21	11,09	-	0,42	0,01	100,17
22/08/03	3,21	5,94	14,11	50,37	0,50	10,88	3,23	0,04	0,17	12,03	-	0,37	0,04	100,88
22/08/03	2,55	5,69	13,67	49,41	1,89	10,93	2,96	0,04	0,16	11,61	-	0,44	0,00	99,35
22/08/03	3,08	5,26	14,07	48,98	0,76	9,81	3,22	0,02	0,19	13,79	-	0,41	0,01	99,61
22/08/03	2,98	6,10	13,67	49,65	0,79	11,22	3,39	0,01	0,23	11,52	-	0,36	0,04	99,95
22/08/03	2,86	6,28	13,53	48,68	0,94	11,22	2,91	0,01	0,18	12,41	-	0,37	0,03	99,40
22/08/03	2,89	5,92	13,79	49,59	0,83	10,98	3,21	0,00	0,20	12,23	-	0,41	0,04	100,09
22/08/03	2,66	5,93	13,54	49,78	0,90	11,13	2,64	0,07	0,12	12,09	-	0,42	0,04	99,32
07/12/03	3,22	6,10	14,20	50,79	0,48	11,15	3,08	0,00	0,33	11,10	-	0,44	0,01	100,90
07/12/03	2,70	5,61	11,21	49,06	1,27	8,77	3,79	0,00	0,25	16,78	-	0,49	0,02	99,96
02/05/04	2,17	4,28	10,50	53,95	1,72	10,52	4,25	0,00	0,31	12,89	-	1,05	0,10	101,74
12/08/04	3,03	5,88	13,61	50,16	0,51	11,12	3,02	0,10	0,16	12,28	-	0,38	0,00	100,25
22/02/05	3,00	5,84	14,05	49,93	0,54	10,95	3,04	0,04	0,28	11,84	-	0,39	0,00	99,89
22/02/05	2,64	5,41	14,09	49,57	0,85	10,58	3,22	0,00	0,19	14,92	-	0,40	0,05	101,90
22/02/05	3,00	5,66	13,73	50,13	0,87	11,07	3,41	0,07	0,13	13,23	-	0,37	0,01	101,69
22/02/05	2,29	5,69	13,45	49,93	1,38	10,08	3,19	0,12	0,21	13,87	-	0,37	0,03	100,61
22/02/05	2,90	6,01	13,53	49,43	0,88	10,56	3,09	0,00	0,08	11,85	-	0,40	0,01	98,74
22/02/05	3,16	5,92	13,89	49,80	0,83	10,75	3,27	0,03	0,23	12,01	-	0,41	0,03	100,33
22/02/05	2,71	5,58	13,72	49,60	0,79	10,67	3,17	0,00	0,27	12,51	-	0,36	0,03	99,40
22/02/05	2,76	5,82	13,69	49,32	0,82	10,77	3,03	0,00	0,22	12,37	-	0,31	0,01	99,13
22/02/05	3,04	5,95	13,84	50,31	0,75	10,90	3,17	0,01	0,05	12,75	-	0,38	0,02	101,18
22/02/05	1,21	4,58	13,68	50,18	1,10	9,56	3,99	0,00	0,19	13,82	0,00	-	-	-
22/02/05	1,26	4,76	13,74	51,02	1,06	9,66	4,18	0,00	0,16	13,05	0,03	-	-	-
22/02/05	1,24	4,98	13,56	50,71	1,03	9,79	3,88	0,04	0,23	13,97	0,00	-	-	-
22/02/05	1,62	4,46	13,15	50,58	1,13	8,84	3,50	0,01	0,25	15,96	0,00	-	-	-
22/02/05	2,43	4,02	12,05	49,59	1,07	8,75	3,56	0,00	0,24	17,01	0,00	-	-	-
22/02/05	1,82	5,09	13,50	50,26	0,94	11,26	2,23	0,08	0,21	10,95	0,00	-	-	-
22/02/05	1,89	4,96	13,01	49,83	0,86	11,13	2,23	0,00	0,25	11,00	0,00	-	-	-
22/02/05	1,76	5,11	12,95	50,23	0,91	11,23	2,08	0,07	0,17	10,52	0,02	-	-	-
26/02/05	4,06	4,04	16,16	49,55	1,09	9,26	3,94	0,00	0,26	13,45	-	0,19	0,00	101,99

Short-term (1998-2006) fluctuations of Pb isotopes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): origins and constrains on the size and shape of the magma reservoir

Ivan Vlastélic [1, *], Aline Peltier [2], Thomas Staudacher [3]

(1) Laboratoire Magmas et Volcans
Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand
UMR 5025, 5 Rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

(2) Laboratoire des Sciences de la Terre
Université de la Réunion
UMR 7154, 15 rue René Cassin, 97715 Saint Denis cedex 9, La Réunion

(3) Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise
Institut de Physique du Globe de Paris,
14 RN3, le 27°km, 97418, La Plaine des Cafres, La Réunion

* Corresponding author
Laboratoire Magmas et Volcans
Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand
UMR 5025, 5 Rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand
Phone : +33 4 73 34 67 10
Fax : +33 4 73 34 67 44

Article soumis à Chemical Geology, accepté avec « minor corrections »

Abstract

Major-trace element concentrations and Pb isotopic compositions of 64 lava samples erupted between November 2002 and July 2006 at Piton de la Fournaise volcano are used to better document temporal-compositional trends since the start of the eruptive cycle (March 1998). After six years of continuous drift towards less radiogenic values, Pb isotope temporal trend suddenly reversed in 2005 and rapidly reached the signature of the first lavas erupted in 1998. In agreement with previous inferences, 1998-2004 variations may reflect increasing contamination of the lavas, probably through deepening of magma storage from within the edifice down to the oceanic basement. The 2005 isotopic shift is interpreted as refilling the plumbing system with less-contaminated, presumably deeper magmas. The volume of lava erupted between 1998 and 2004 (0.16 km^3) would thus provide a lower limit for magma reservoir size.

Although periods of quietness dominate between 1998 and 2006 (80 % of time), Pb isotopic compositions plotted versus cumulated eruption duration reveal remarkably smooth variations, which are not compatible with assimilation in an evolving magma chamber. Instead, the temporal trends most likely result from progressive emptying of a vertically zoned magma conduit, the compositional variations through depth reflecting the heterogeneity of the bed-rocks with which magmas interacted.

It is suggested that the 1998-2004 compositional evolution of Piton de la Fournaise lavas results from injection of an homogenous batch of plume melts within a dyke system followed by depth-dependent crustal contamination, the late-erupting lavas stored at the level of the oceanic crust being the most contaminated. However, recording depth-dependent contamination in temporal compositional trends is possible only if the time of storage is long compared to the time it takes to magmas to migrate from their storage location to the surface. Extended magma storage may have occurred during the nearly six years long period of quietness that preceded the 1998 eruptive cycle.

Keywords : Piton de la Fournaise, temporal-compositional trends, Pb isotopes

1 Introduction

The composition of lavas erupted at Piton de la Fournaise varies at different times-scales, ranging from 10^5 years (Albarède et al., 1997; Bosch et al., 1999; Luais, 2004) to century (Albarède and Tamagnan, 1988) and yearly scales (Boivin and Bachèlery, 2003; Semet et al., 2003; Vlastélic et al., 2005). While long-term compositional changes, such as the decrease in alkalinity, most likely reflect major processes associated with the transition from pre-shield to shield stages, short-term compositional variations are more enigmatic. In a global approach, Reiners (2002) recently emphasized the importance of understanding such rapid variations, in particular because they may carry important information on the chemical structure and dynamic of the melting region. We emphasize that studying short-term geochemical variations in the light of eruptions characteristics and geophysical observations should help to better constrain their origin, and in particular their relation with shallow-level processes.

Dense sampling of the lavas erupted at Piton de la Fournaise since 1998, the start of a new cycle of intense volcanic activity (Staudacher et al., 2001), offers a possibility to study short-term fluctuations of the geochemical signal. Geochemical monitoring of the nine first eruptions (March 1998 to January 2002) revealed systematic compositional changes, which were ascribed to assimilation occurring at different levels (Vlastélic et al., 2005). Here, we report the composition (major-trace element concentrations and Pb isotopes) of the lavas erupted during the thirteen following eruptive events (November 2002 to July 2006), together with complementary major-trace analyses from the June 2001 eruption, which produced the first olivine-rich lavas of the cycle. The geochemical evolution since 1998 is synthesized and discussed with emphasis on 2001 and 2005 time-periods, during which major isotopic shifts occurred.

2 Eruptions main characteristics

The studied eruptions occurred inside the Enclos Fouqué between 600 and 2500 m (Fig. 1). They display large variations of duration (0.5 to 64 days), volume (0.4 to 18.5 Mm^3) and flux (0.6 to more than 20 m^3/s) (Table 1). Three types of eruptions can be distinguished (Peltier et al., 2006): summit eruptions (within the Dolomieu crater), proximal lateral eruptions (Dolomieu flank) and distal low-altitude eruptions (Osmonde plain), the latter producing olivine-rich lavas at a high rate. Cumulated volume plotted versus time indicates that deep magma supply has remained relatively constant (0.60 m^3/s) since 1998 (Fig. 2). Compared to this average value, magma production rate is lower in 2003-2004 and higher in 2005-2006. Remarkably, February 2005 eruption has both a high volume (18 Mm^3) and a high effusion rate (about 21 m^3/s).

3 Samples and methods

Lavas flows were sampled during or immediately after eruption. Depending on eruption duration, between 2 and 9 samples per event were selected and analyzed for major and trace element concentration and Pb isotopic composition. Major elements (Table 2) were quantified by ICP-AES (CRPG, Nancy and LMV, Clermont-Ferrand). Trace elements (Table 3) were measured on the same quadrupole ICP-MS (LGCA, Grenoble) used to analyze 1998-2002 samples (Vlastélic et al., 2005) but using an improved procedure. First, because sample chemical matrix influences ions behavior within the plasma and ions transmission within the mass spectrometer, matrix effect must be kept as reproducible as possible. Each sample has been diluted in order to have the same elemental charge (20 mg in 40 ml of HNO_3 2%) in the

analyzed solutions and the calibration standard. Second, because instrumental drift occurring during a session (typically 4 to 6 hours) is mass-dependent, it cannot be precisely monitored from a mono-elemental spike (as previously done with In). Monitoring instrumental drift on a wide mass range with a multi-spike (Be-As-In-Tm-Bi) allowed us to measure precisely light elements, such as lithium, and improved significantly the precision on heavy element (Th and U). Signal was calibrated from repeated analyses of the BR2251 standard, using for reference the values recommended by Eggins et al. (1997). The external reproducibility of the method, as estimated by running repeatedly the BHVO-2 standard as an unknown sample (see Table 3), is generally <5% (2σ error). Unusually large error on Pb concentration (20%) is thought to reflect the heterogeneity of the BHVO-2 standard. This is at least supported by the highly reproducible Pb contents of lavas from some recent eruptions (see for instance July 2006).
Pb was purified as described in Vlastélic et al. (2005). The total procedural blank is less than 50 pg and thus negligible compared to the amount of Pb extracted (> 100 ng). Isotopic compositions were measured on two Nu plasma MC-ICPMS (Bruxelle University and Ecole Normale Supérieure de Lyon) (Table 4), using a Tl spike to monitor instrumental mass fractionation. When necessary, drift was corrected by applying a sample-standard (NBS981) bracketing technique, as detailed by Albarède et al. (2004). External precision inferred from duplicate analyses (n=12) is ~100 ppm (2σ error) per a.m.u. A subset of the 1998-2002 samples were re-analyzed in order to check that the new procedures used for trace element and Pb isotope analysis do not introduce any bias.

4 Results

4.1 Temporal compositional trends (1998-2006)

The new data reported in tables 2 to 4, together with data from the March 1998-January 2002 period (Vlastelic et al., 2005) are synthesized in figures 3 to 5. Because the geochemical variations occur mostly during, and not between eruptions, major-trace element concentrations and Pb isotope compositions are plotted against cumulated eruption duration, removing periods of quietness.
Since 1998, tholeïtes alternate with transitional basalts, which occurred principally between 2000 and 2003 and in 2005 (Fig. 3). K_2O content corrected for olivine accumulation displays progressive variations until 2004 and more abrupt variations subsequently. Large MgO variations since 2002 reflect the frequent occurrence of olivine-rich lavas (vertical grey bands on figures 3-5 indicate eruptions with MgO > 10%). On the other hand, lavas free of olivine xenocrysts show tiny MgO variations (typically between 6.5 and 7.5 wt. %), which are not time-related. CaO/Al_2O_3 increases monotonically from ~0.77 in 1998 to ~0.81 in 2006, reaching in 2005 the highest value (0.84) reported for the 1931-1986 period (Albarède and Tamagnan, 1988). CaO/Al_2O_3 correlates negatively with Fe_2O_3/MgO for non-picritic samples, suggesting pyroxene control.
Light over heavy rare earth element ratios (such as La/Yb) display complex temporal variations but generally increase during eruptions of cotectic basalts (1998-2001) and decrease during olivine-rich eruptions (Fig. 4). Highly incompatible over moderately incompatible element ratios (such as Nb/Zr or La/Sm) are roughly constant from 1998 to 2001, before they decreased during the picritic eruption of 2002 and 2003 and increased subsequently. Ratios involving two highly incompatible elements (such as Th/U, Nb/La or Ba/La) are constant. Remarkably, ratios involving Sr and Rb at the nominator (such as Sr/Nd, Sr/Ba, Rb/Th or Rb/Ba) increased in 2002 and remained elevated afterwards.
From 1998 to 2004, Pb isotopes display a progressive trend of decreasing $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ and increasing $^{208}Pb/^{206}Pb$ and $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Fig. 5). This temporal trend abruptly

reversed in 2005, mostly during February eruption. Note the isotopic heterogeneity of the first lavas produced by this eruption ($^{206}Pb/^{204}Pb$ from 18.8566 to 18.8916). The Pb isotope signature of lavas erupted since October 2005 is similar to that of the first magmas erupted in 1998 ($^{206}Pb/^{204}Pb$~18.905). $^{208}Pb/^{207}Pb$ displays a slightly different behavior, being constant between 1998 and 2001 and shifting to lower values from 2002 to 2004. $^{207}Pb/^{204}Pb$ variations are barely outside analytical error and do not seem to be time-related.

4.2 Pb-Pb isotope relationships

Pb-Pb isotope relationships are the clearest when plotting the average signatures of individual events in a space ($^{208}Pb/^{206}Pb$ versus $^{207}Pb/^{206}Pb$) less sensitive to analytical error (Fig. 6). Then, two distinct arrays associated with distinct time periods can be identified: the March 1998-March 2001 array, and the June 2001-July 2006 array. Interestingly, the anomalous lava samples erupted on July 2nd 2001, which were first thought to be affected by anthropogenic contamination (Vlastelic et al., 2005), clearly belong to the June 2001-July 2006 array. Because of the large number of samples analyzed and the use of average signature, it is likely that small compositional differences (close to the analytical error of individual data points) between eruptions reflect real features. For instance, the most recent lavas (2005-2006) seem to have slightly higher $^{208}Pb/^{206}Pb$ compared to the first lavas erupted in March 1998 at Piton Kapor (the main vent of 1998 eruption), thus showing some resemblance to Hudson lavas (a separate vent that was briefly active in March 1998).

4.3 Relation with eruption characteristics

There is no simple relationship between vent location and geochemical composition of the erupted lavas. Eruptions occurring at the same location, such as May 2003 and October 2005 Dolomieu events, can have distinct isotopic compositions. Conversely, remote vents can produce lavas with very similar isotopic compositions: this is the case for December 2005 and July 2006 eruptions, which occurred in the Osmonde plain and the South-southwest flank, respectively (Fig. 1).
As previously suggested (Semet et al., 2003), there is a robust relationship between MgO content (i.e. the abundance of olivine crystals), vent altitude and magma output rate (Fig. 7): low-altitude vents produce olivine-rich lavas at high rates. Trace element ratios such as La/Yb seem to decrease during low-altitude eruptions, and increase during other eruptions (Fig. 4). Relations between eruption type and Pb isotopic composition include (1) spikes of low $^{206}Pb/^{204}Pb$ that superimpose on the 1998-2004 decreasing trend for January 2002, August 2003, and January 2004 distal eruptions and, (2) an overall co-variation between Pb isotopes and deviation to the mean magma production rate (Fig. 7).

5 Discussion

5.1 Origin of short-term compositional variations

5.1.1 Comparison with long-term trends

It is possible that the compositional variations observed at Piton de la Fournaise between 1998 and 2006 result from similar processes as those identified at longer time-scales. Olivine accumulation and pyroxene removal, which dominantly control major element variability at Piton de la Fournaise (Albarède and Tamagnan, 1988; Albarède et al., 1997), may also explain Ca/Al vs Fe/Mg relationship in 1998-2006 lavas. Albarède et al. (1997)

called upon high-pressure fractionation of clinopyroxene to explain the negative correlation between alkalinity and Ca/Al. Between 1998 and 2006, high-pressure fractionation of clinopyroxene may explain the distinctive signature (low Ca/Al, high alkalinity index) of Hudson lavas, but cannot account for the temporal variations in alkalinity (Fig. 3). In their study of historical eruptions, Albarède and Tamagnan (1988) reported opposite variations of Ca/Al and Ce/Yb over ~17 year cycles, and proposed that the lower the degree of melting, the greater the degree of crystal fractionation. This relation does not hold between 1998 and 2006 (Fig. 3 and 4), raising the possibility that rapid variations of trace elements do no record variations in melting extent. Nd and Pb isotopes have evolved towards MORB type composition since 0.5 Ma, as the degree of alkalinity decreased (Bosch et al., 1999; Albarède et al., 1997; Luais, 2004). Between 1998 and 2006, Pb isotopes and alkalinity behave similarly only during limited time-periods (for instance during the 2005 isotopic shift). It thus seems that 1998-2006 geochemical systematics share few features with those identified at longer time-scale.

5.1.2 Role of mantle lithologies: probing Reiners (2002) model

Reiners (2002) recently reviewed the rapid (5-20 years) compositional changes that occur during individual eruption sequences at intraplate active volcanoes. He identified common temporal-compositional trends, such as the decrease in incompatible element concentration and ratios of highly to moderately incompatible element, the increase of SiO_2 and Al_2O_3 and decrease of MgO. He suggested that these trends most likely not reflect commonly discussed processes, such as crystallization, crustal contamination of variable melting of an homogeneous source. Instead, the geochemical variations would be best explained by binary mixing of liquids from distinct mantle lithologies, whose progressive melting (because of different fusible properties) may cause the observed temporal trends. Decreasing contribution of low-degree peridotite melts and increasing involvement of large-degree pyroxenite melts has been proposed.
The compositional variations identified at Piton de la Fournaise between 1998 and 2006 are more complex, and generally different from the general trends proposed by Reiners (2002). For instance, incompatible element enrichment decreased only during a limited time period (in 2002 and 2003). The 1998-2001 increase of La/Yb at nearly constant La/Sm rather suggests increasing contribution of melts derived from a garnet-bearing lithology. Major elements clearly do not show the predicted trends. Most importantly, binary mixing cannot explain Pb-Pb isotope relationships, as well as trace element systematics, which require three components in the magmas.
On the other hand, many observations (see sections 4.3 and 5.2.1) regarding the relationship between lavas composition and eruption type support the idea that the lavas derive from an homogeneous source and see their composition modified on their way to the surface. Below, we will use the new data to probe the assimilation model previously proposed (Vlastelic et al., 2005).

5.2 Origin of the 1998-2004 isotopic drift

5.2.1 Deepening contamination level

In our previous study dedicated to the 1998-2002 period (Vlastelic et al., 2005), we noted that the 2001 transition from basalt to olivine-rich lavas coincided with an increase of effusion rate and the involvement of a depleted component. Cumulated volume plotted versus time (Fig. 2) suggested that magma supply to the plumbing system is however constant (about

0.6 m^3/s). These observations were reconciled in a model in which magma storage controls both country-rock assimilation and effusion rate (which controls the abundance of olivine xenocrysts). Considering oceanic crust on which the volcano grew as a likely depleted contaminant, we thus interpreted the 1998-2002 geochemical variations as a result of deepening assimilation level from within the edifice down to the oceanic basement.
The alternation of summit, flank and distal eruptions that occurred between November 2002 and July 2006 better document the relationship between lavas composition and eruption type (Fig. 7). Pb isotopes confirm the existence of a close relationship between high effusion rate and contribution of a depleted component, but only until 2004, thus supporting coupled storage-assimilation until this date. Another observation in favor of this scenario is that magma production rate decreased from 2002 to 2004 (Fig. 2 and 7), suggesting that the high-effusion rates observed in January 2002, August 2003, and January 2004 result from extended magma storage, rather than increasing the rate of magma supply to the plumbing system.
Following Vlastelic et al. (2005), Pb-Pb relationships (Fig. 6) can be modeled as resulting from mixing a single plume component with a depleted and an enriched contaminant. The plume component is assumed to be best represented by the primitive lavas erupted at Hudson vent ($^{208}Pb/^{206}Pb$=2.0634; $^{207}Pb/^{206}Pb$=0.8249). The depleted contaminant could be the underlying altered oceanic crust, whose composition is assumed to be that of Indian MORB ($^{208}Pb/^{206}Pb$=2.1090; $^{207}Pb/^{206}Pb$=0.8620). The enriched contaminant, which is required by the March 1998-March 2001 distinctive array, is thought to be the old lavas constituting the deep levels of the volcanic edifice. The Pb isotope fingerprint ($^{208}Pb/^{206}Pb$=2.0560; $^{207}Pb/^{206}Pb$=0.8218) of this latter component is inferred from the analysis of old lavas from Rivière des Remparts (Bosch et al., 1999) and from the Grand Brulé drill hole (unpublished data from I. Vlastelic). According to this model, the proportion of the depleted contaminant increased in 2001 and reached a maximum of 10% in January 2004 (when the anomalous samples of July 2nd 2001 are not considered).
In agreement with Pb isotopes modeling, trace element ratios (such as La/Sm or Nb/Zr) also recorded an increasing contribution of a depleted component from 2001 to 2004 (Fig. 4). The increase of trace element ratios involving Sr or Rb at the nominator is difficult to explained by fractionation of a mineral phase, and could result from increasing contribution of seawater-altered oceanic crust. This is at least supported by Sr/Ba and Rb/Ba ratios, which are two orders of magnitude higher in seawater compared to basalts.
With the exception of 1998 long-lived eruption, during which $^{206}Pb/^{204}Pb$ decreased as liquids became more primitive (Fig. 3 and 5), there is no correlation between differentiation indices (such as MgO or CaO/Al_2O_3) and Pb isotopic composition, ruling out assimilation in an evolving magma chamber. Mineral analyses of recent eruptions (Peltier et al., 2006) indicate that olivine composition is more primitive in distal eruption (Fo84) compared to summit eruptions (Fo80). If olivine crystallizes and accumulates over of a wide depth range (15 km according to Bureau et al., (1998)), it is possible that the deepest, presumably more primitive crystals are preferentially disrupted and entrained during distal eruptions.
At this stage, it is concluded that deepening of wall-rock interaction from within the volcanic edifice down to the oceanic basement could explain the chemical and isotopic variations until 2004, but not latter. Before discussing the most recent evolution, we will focus on the eruption during which the basalt-picrite transition occurred.

5.2.2 The 2001 basalt-picrite transition

The first occurrence of olivine-rich lava (since 1998) together with the change of end-member component in Pb-Pb isotope relationships make the June 2001 eruption particularly interesting. In addition, we previously reported anomalous Pb data for samples erupted the 2nd

of July 2001 (Vlastélic et al., 2005). The unusual high Pb content (up to three times the normal value) and unradiogenic Pb isotopic signature ($^{206}Pb/^{204}Pb$ as low as 18.763) led us to suggest that these samples may have been contaminated during handling, although this was hard to explain given the caution with which lavas flows were sampled during or shortly after eruptions and the strong leaching procedures we applied before measuring isotopic compositions. The new observation that the isotopic signatures of these samples plot on the best fit extension of the Pb-Pb array defined by post-2001 eruptions (Fig. 6a) raises the possibility that the unusual compositions reflect a real feature of the erupted lavas. In addition, the coincidence between such anomalous signatures, the change of end-member component (see Fig. 6b of Vlastelic et al., 2005), and the first occurrence of olivine-rich lavas (a few days later) is striking. In some ways, these compositions can be perceived as precursor of the subsequent Pb isotopic evolution. According to the three-component mixing model previously proposed, the extreme signatures of the 2nd of July 2001 require large contribution (up to 34%) of MORB type material. Such an extensive assimilation is unlikely, suggesting interaction with a component having an isotopically depleted signature as MORB, but a higher Pb content. Hydrothermal deposits lying on top of the oceanic crust meet these criteria. The wide isotopic range of June 2001 eruption can be used to constrain the signature, and hence, the nature of the depleted component. The $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ correlation (r^2=0.996) indicates that the depleted component must have elevated $^{208}Pb/^{204}Pb$ at a given $^{206}Pb/^{204}Pb$ (for instance $^{208}Pb/^{204}Pb$=38.11 for $^{206}Pb/^{204}Pb$=18.0). Such a fingerprint is a distinctive feature of Indian Ocean spreading ridges (Dupré and Allègre, 1983) and associated hydrothermal deposits (Vlastélic et al., 2001).
Contrary to all expectations, Pb isotopic compositions do not correlate with Pb content. A probable explanation is that samples are heterogeneous with respect to Pb content and Pb isotopic composition, which are measured on powders and chips, respectively. Most importantly, other trace elements do not display any anomaly in July 2001. Decoupling of Pb from other, mostly lithophile elements is generally ascribed to the incorporation of Pb into sulfide, which phase has a distinctive behavior during melting and magma segregation. In particular, Hart and Gaetani (2006) pointed out that sulfide solidus is deeper than peridotite solidus, and that sulfide melts are denser than silicate. They explored the implications of such situation and suggested that sulfide melts will tend to pond just above the sulfide solidus (about 160 km depth) and that the material reaching the peridotite solidus will probably be under-saturated in sulfide. According to the authors, an inevitable consequence is that ascending silicate melts depleted in S will ten to assimilate or equilibrate with sulfides from the lithosphere or the crust, which are expected to be isotopically depleted. The anomalous compositions of the 2nd of July could be the result of such process, especially if magmas have resided within a region rich in sulfides such as the hydrothermally-altered oceanic crust. The relation between the occurrence of the Pb anomalous signal and, a few days later, the first occurrence of picrites remains enigmatic. If temporal-compositional trends reflect the distribution of magmas at depth (see last section), picrites could segregate from a region located just underneath the hydrothermally-altered upper oceanic crust.

5.3. The 2005 isotopic shift: origins and implications

5.3.1. Magma refilling

The temporal trend of decreasing $^{206}Pb/^{204}Pb$ and increasing $^{207}Pb/^{206}Pb$ and $^{208}Pb/^{206}Pb$ abruptly reversed in 2005 and compositions rapidly reached the radiogenic signature of the first lavas erupted in 1998. More precisely, 2006 lavas seem to have slightly higher $^{208}Pb/^{207}Pb$ and $^{208}Pb/^{206}Pb$ compared to lavas from the long-lived Kapor vent, thus

showing some affinity with lavas from Hudson vent (Fig. 5). Whereas Kapor lavas are thought to have interacted with old lavas flows during their ascent through the edifice, Hudson lavas may represent a less contaminated product of the Réunion plume (Bureau et al., 1999; Semet et al., 2003; Vlastelic et al., 2005). Thus, the 2005 isotopic shift could reflect refilling of the plumbing system with less contaminated, presumably deeper magmas. The fact that subsequent eruptions, even remote (for instance December 2005 and July 2006 events), display very similar isotopic signatures suggests refilling of the whole superficial plumbing system of Piton de la Fournaise.

The isotopic shift occurred essentially during the low-altitude, olivine-rich eruption of February. The unusual heterogeneity of the first lavas erupted during this event suggests that a newly injected magma batch entrained, or mixed with some contaminated magmas that already resided within the plumbing system. February 2005 eruption is different from previous olivine-rich eruptions of the cycle in having both a high volume and a high flux. One should thus distinguish olivine-rich eruptions (January 2002, August 2003, and January 2004) resulting from prolonged magma storage (unradiogenic Pb signature, moderate volume) from February 2005 eruption resulting from refilling of the plumbing system (radiogenic Pb signature, larger volume).

The refilling hypothesis is less clearly supported by major and trace element data. In the absence of CaO/Al_2O_3 decrease, the abrupt increase of alkalinity in 2005 (Fig. 3) cannot be ascribed to high-pressure pyroxene fractionation, and could reflect an increasing contribution of plume material. Trace element ratios (Fig. 4) do not reproduce the Pb isotopic shift but progressively evolved towards plume composition from 2004 to 2006. A discontinuity in trace element evolution would have been expected, more especially as the compositional contrast between plume melts (La/Sm ~ 3) and oceanic crust (La/Sm ~ 1) is great. Again, the decoupling of Pb isotopes from other lithophile elements most likely results from the distinctive behavior of Pb-bearing sulfide. Fast diffusion of Pb in sulfide together with the possible existence of sulfide melt network (Hart and Gaetani, 2006) raises the possibility that Pb exchange between plume melts and crustal rocks is faster than for lithophile elements. Such a property, together with the possibility that plume melts have been depleted in Pb near sulfide solidus, could make Pb isotopes highly sensitive to wall-rock interaction.

The idea that Piton de la Fournaise plumbing system has been refilled in 2005 is supported by two independent observations. First, cumulated volume plotted versus time clearly shows that magma production rate is higher than the mean ($0.6 m^3/s$) in 2005 and 2006 (Fig. 2 and 7). Second, large-wavelength inflations and deflations were observed in radar interferograms for the first time before and after February 2005 eruption (Tinard et al., 2006, and personal communication from J. Froger), most likely reflecting deep deformation below the summit.

5.3.2. Constrains on the volume and shape of the storage system

In 1998, the revival of volcanic activity after a long period of quietness, together with seismological observations (Aki and Ferrazzini, 2000; Battaglia et al., 2005), were taken as evidence for sampling a new batch of magmas. Magma refilling in 2005 implicates the existence of a global magma storage (from the oceanitic crust to the edifice) that has not been replenished since 1998. Its volume, which is at least that of the cumulated volume erupted between March 1998 and February 2005 ($0.16 km^3$), compares well with previous estimates. From the damping of Ce/Yb signal between 1931 and 1986, Albarède (1993) constrained the residence time between 10 and 30 years and the size of the magma chamber between 0.1 to $0.3 km^3$. Based on ($^{226}Ra/^{230}Th$) variations between 1960 and 1998, Sigmarsson et al. (2005) suggested a residence time of 25 years and a magma chamber volume of $0.35 km^3$. These convergent estimates support the idea that the magma storage reservoir of Piton de la Fournaise is one order of magnitude smaller than that of Kilauea (Pietruszka and Garcia,

1999). In addition, Aki and Ferrazzini (2001) modeled the relationship between eruption volumes and eruption durations at Piton de la Fournaise and suggested that magmas are dominantly stored near the bottom of the volcanic edifice.
The existence of a magma reservoir whose composition evolves continuously between two deep injections is however not supported by the observation that much of the chemical variation occurs during and not between eruptions, even though eruption periods (602 days) represents only 20% of the time-period investigated (March 1998-August 2006). The minor contribution of inter-eruption processes to the 1998-2006 compositional evolution is illustrated by the remarkably smooth temporal trends obtained once periods of quietness have been removed (Fig. 5). In addition, the compositional difference between the last liquid of an eruption and the first liquid of the following event shows no relationship with the time-interval that separates them. These observations ruled out the existence of an evolving, "spherical" magma body. The magma reservoir suggested by Pb isotope temporal trends most likely resemble a vertically zoned magma conduit, in agreement with Albarède et al. (1997) model in which liquid-rich zones raise through dykes filled with unconsolidated cumulates. This "slurry-zone" model is appealing since it also explains the absence of significant differentiation trends (Albarède et al., 1997).
As illustrated in figure 8, Pb isotope temporal trends are best explained by depth-dependent contamination, the lavas erupted between 2001 and 2004, stored at an oceanic crustal level being the most contaminated. However, recording depth-dependent contamination in temporal compositional trends is possible only if the time of storage is long compared to the time magmas need to migrate from their storage location to the surface. The nearly six years long period of quietness that preceded the 1998 eruptive cycle raises the possibility that magmas have been stored for an unusually long time period.

6. Summary and concluding remarks

The lavas erupted between March 1998 and August 2006 at Piton de la Fournaise recorded two major compositional transitions. (1) The contribution of a depleted component increased in 2001, coinciding with the occurrence of olivine-rich lavas. In agreement with previous inferences, it is proposed that the level of wall-rock interaction deepened from within the volcanic edifice down to the oceanic basement. (2) Pb isotopic evolution abruptly reversed in 2005, and reached in 2006 the signature of the first lavas erupted in March 1998, the start of the eruptive cycle. This isotopic shift, which coincides with an increase of magma production rate, is taken as evidence for refilling the plumbing system with less contaminated, presumably deeper magmas.
Although cumulated eruption duration (602 days) is short compared to the time-period investigated (3074 days), compositional variations occurred mostly during and not between eruptions. This feature, which is illustrated by the remarkably smooth temporal trends obtained when periods of quietness are removed, ruled out magma chamber processes as the cause of short-term fluctuations of the geochemical signal. Instead, the 1998-2004 compositional variations most likely result from progressive emptying of a vertically zoned dyke network, in agreement with the "slurry-zone" model of Albarède et al. (1997).
It is proposed that the 1998-2006 compositional variations at Piton de la Fournaise result from (a) injection between 1992 and 1998 of an homogenous batch of plume melts within a dyke system; (b) depth-dependent crustal contamination, the deepest magmas stored at the level of the oceanic basement being the most contaminated; (c) progressive emptying of the dyke network between 1998 and 2004; and (d) refilling of the plumbing system with homogeneous plume melts in 2005. Recording depth-dependent contamination in temporal compositional trends however requires extended storage and rapid transfer of magmas from storage location to the surface.

Acknowledgements

The SARM (CRPG, Nancy) and M. Benbakkar (LMV, Clermont-Ferrand) measured major element concentrations. C. Chauvel, S. Campillo and A. Besnault (LGCA, Grenoble) provided trace element data. N. Mattielli, J. de Jong (IPE, Bruxelle) and P. Telouk (LST, Lyon) tuned Nu plasma MC-ICPMS for measurement of Pb isotopes. C. Bosq and K. David (LMV, Clermont-Ferrand) provided technical assistance in the lab. They are all thanked. Constructive comments by B. Luais and an anonymous reviewer led to an improved manuscript. The authors are grateful to R. Rudnick for handling the manuscript. This study benefited from financial support from the ACI/FNS program "Aléas et changements globaux".

References

Aki, K., Ferrazzini, V., 2000. Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction. Journal of Geophysical Research 105, 16617-16640.

Aki, K., Ferrazzini, V., 2001. Comparison of Mount Etna, Kilauea, and Piton de la Fournaise by a quantitative modeling of their eruption histories. Journal of Geophysical Research 106, 4091-4102.

Albarède, F., Tamagnan, V., 1988. Modelling the recent geochemical evolution of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, 1931-1986. Journal of Petrology 29, 997-1030.

Albarède, F., 1993. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 615-621.

Albarède, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M, Kaminski, E., Upton, B.G.J., Bachèlery, P., Cheminée, J.L., 1997. The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Réunion) during the last 530 000 years. Journal of Petrology 38, 171-201.

Albarède, F., Télouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 2725-2744.

Battaglia, J., Ferrazzini, V., Staudacher, T., Aki, K., Cheminée, J.-L., 2005. Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Geophysical Journal International 161, 549-558.

Boivin, P., Bachèlery, P., 2003. The behavior of the shallow plumbing system at La Fournaise volcano (Reunion Island). A petrological approach. EGS, Geophysical Research Abstracts 5, 11455.

Bosch, D., Albarède, F., Télouk, P., 1999. The Piton de la Fournaise volcano (Réunion island, Indian Ocean): temporal evolution from high-resolution Pb isotopes. Journal of Conference Abstract 4, 345.

Bureau, H., Métrich, N., Pineau, F., Semet, M., 1998. Magma conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island): a melt and fluid inclusion study. Journal of Volcanology and Geothermal Research 84, 39-60.

Bureau, H., Métrich, N., Semet, M., Staudacher, T., 1999. Fluid-magma decoupling in a hot-spot volcano. Geophysical Research Letters 23, 3501-3504.

Dupré, B., Allègre, C.J., 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. Nature 303, 142-146.

Eggins, S.M., Woodhead, J.D., Kinsley, L.P.J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J.M., Handler, M.R., 1997. A simple method for the precise determination of ≥40 trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardization. Chemical Geology 134, 311-326.
Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., Sachpazi, M., 1999. Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect. Journal of Geophysical Research 104, 2895-2908.

Hart, S., Gaetani, G.A., 2006. Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution. Contribution to Mineralogy and Petrology 152, 295-308.

Luais, B., 2004. Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean). Geochemistry Geophysics Geosystems 5, doi:10.1029/2002GC000502.

Peltier, A., Bachèlery, P., Semet, M., Staudacher, T., 2006. Geophysical and geochemical arguments for three levels of dyke initiations in the shallower reservoir at Piton de la Fournaise volcano. Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract V24A-05.

Pietruszka, A.J., Garcia, M.O., 1999. The size and shape of Kilauea Volcano's summit magma storage reservoir: a geochemical probe. Earth and Planetary Science Letters 167, 311-320.

Reiners, P.W., 2002. Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: Implication for mantle heterogeneity and melting processes. Geochemistry Geophysics Geosystems 3, doi:10.1029/2001GC000250.

Semet, M.P., Joron, J.-L., Staudacher, T., 2003. The 1998-2002 activity of Piton de la Fournaise, Réunion Island: lessons in magma supply and transfers. Geophysical Research Abstracts 5, 10736.

Sigmarsson, O., Condomines, M., Bachèlery, P., 2005. Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, from U-series disequilibria. Earth and Planetary Science Letters 234, 223-234.

Staudacher, T., Aki, K., Bachèlery, P., Catherine, P., Ferrazzini, V., Hochard, D., Kowalski, P., Ricard, L.P., Villeneuve, N., Cheminée, J.L., 2001. Piton de la Fournaise volcano, Réunion island, starts a new cycle of high eruptive activity. Journal of Conference Abstracts 6, 825.

Tinard, P., Froger., J., Cayol, V., Fukushima, Y., Staudacher, T., Souriot, T., Briole, P., 2006. New insights in the dynamic of the volcanic processes at Piton de la Fournaise volcano (Reunions Island) using ENVISAT-ASAR data. Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract G43C-02.

Vlastélic, I., Abouchami, W., Galer, S.J.G., Hofmann, A.W., 2001. Geographic control on Pb isotope distribution and sources in Indian Ocean Fe-Mn deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 4303-4319.

Vlastélic, I., Staudacher, T., Semet, M., 2005. Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: evidence for variable crustal contamination. Journal of Petrology 46, 79-107.

Figure captions

Figure 1
Map of Piton de la Fournaise caldera showing the location of March 1998-July 2006 major vents (triangles). Weakly productive, downwards opening cracks, which often preceded flank eruptions are not shown. Only the highly productive fissure of August 2004 is shown (dash line).

Figure 2
Eruptions flux (right axis) and cumulated volume erupted since 1998 (left axis) against time. The linear regression of the cumulated volume versus time data (dash line) yields a mean production rate of 0.6 m^3/s. Data are from table 1 and Vlastelic et al. (2005).

Figure 3
Major elements plotted against cumulated eruption duration (days since March 9th 1998). Eruption name (the date of eruption start) is indicated on the upper horizontal axis. The alkalinity index is the vertical distance to the tholeiitic-alkalic boundary line in total alkali versus silica plot, and defined as $(Na_2O+K_2O)-0.37(SiO_2-39)$ by Albarède et al. (1997). K_2O has been corrected for olivine accumulation, with reference to an arbitrarily MgO value of 9 wt.% ($(K_2O)_{Mgo=9}=K_2O-0.0204(9-MgO)$). Vertical grey bands indicate olivine-rich eruptions (MgO>10%). The signature of lavas from Hudson vent (which was briefly active in March 1998) is shown with a distinctive symbol (circle marked with a cross). Data are from table 2 and Vlastelic et al. (2005).

Figure 4
Trace elements plotted against cumulated eruption duration (days since March 9th 1998). Vertical grey bands indicate olivine-rich eruptions (MgO>10%). A distinctive symbol (circle marked with a cross) is used for Hudson vent lava. Data are from table 3 and Vlastelic et al. (2005).

Figure 5
Pb isotopic compositions plotted against cumulated eruption duration (days since March 9th 1998). Vertical grey bands indicate olivine-rich eruptions (MgO>10%). Arrows indicate out of scale compositions from the 2nd of July 2001. A distinctive symbol (circle marked with a cross) is used for Hudson vent lava.

Figure 6
Pb-Pb isotope relationships. For clarity, the average signatures of eruptions are plotted. Individual data points are shown only for the heterogeneous eruptions of 1998 (short-lived Hudson vent and long-lived Kapor eruption) and June 2001. Upper panel shows that the anomalous compositions from the 2nd of July 2001, previously ascribed to anthropogenic contamination (Vlastelic et al., 2005), do belong to the 2001-2006 array. Lower panel shows that the isotopic signature of 2006 lavas is similar to that of lavas erupted in March 1998 at the short-lived Hudson vent.

Figure 7
Relation between lava composition (MgO content and Pb isotopic composition) and eruption characteristics. Remarkably, MgO content (olivine abundance), vent altitude and effusion rate display coupled variations. Until 2004, high-flux eruptions (January 2002, August 2003, and January 2004) display unradiogenic Pb anomalies that superimposed to the main trend of

decreasing $^{206}Pb/^{204}Pb$. The overall Pb isotopic variations show some relation with deviation to the mean production rate of $0.6m^3/s$ (see Fig. 1), unradiogenic signatures occurring during a less productive period (2003-2004) thought to reflect increased magma storage.

Figure 8
Relation between Pb isotope temporal trend and distribution of potential contaminants at depth. Major seismic interfaces are from Gallart et al. (1999). The isotopic anomaly of July 2nd 2001 (day 358) could reflect interaction of magmas with Pb-rich, isotopically depleted hydrothermal deposits lying on the top of the oceanic crust. Lavas erupted between 2001 and 2004 (day 360 to 531) could have resided at an oceanic crustal level. The February 2005 isotopic shift may result from refilling the plumbing system with less-contaminated, presumably deeper magmas. Unpublished data from the August-December 2006 eruption have been used to extent the Pb isotope temporal trend up to day 730.

Figure 1 :

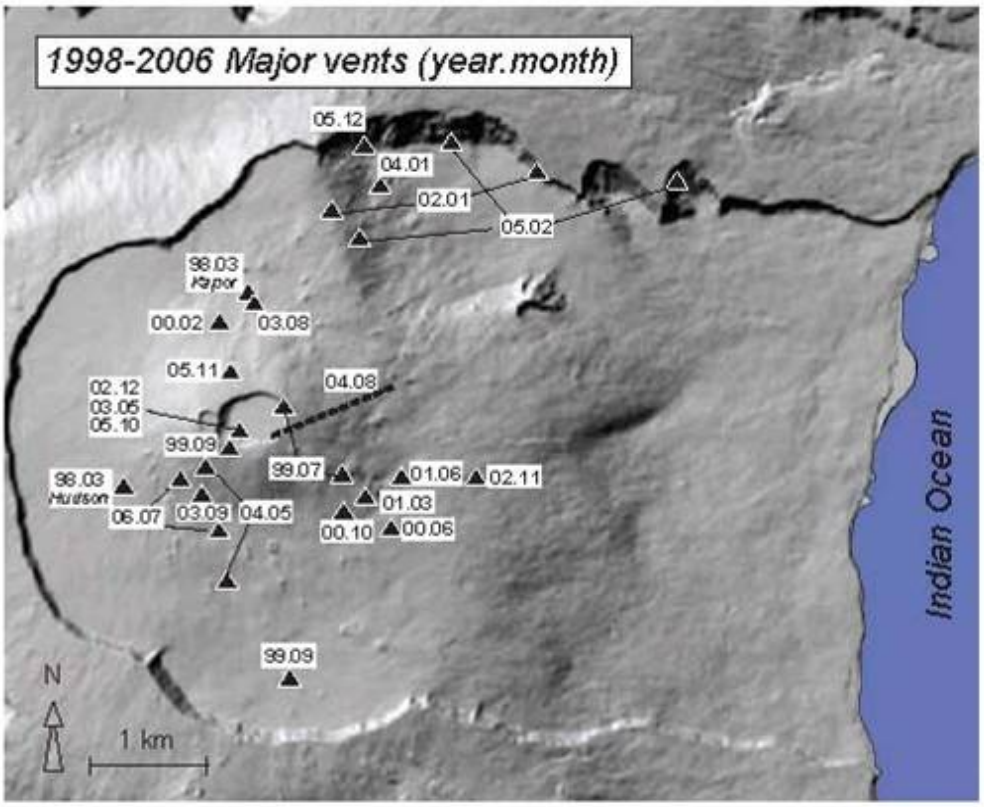


Figure 2 :

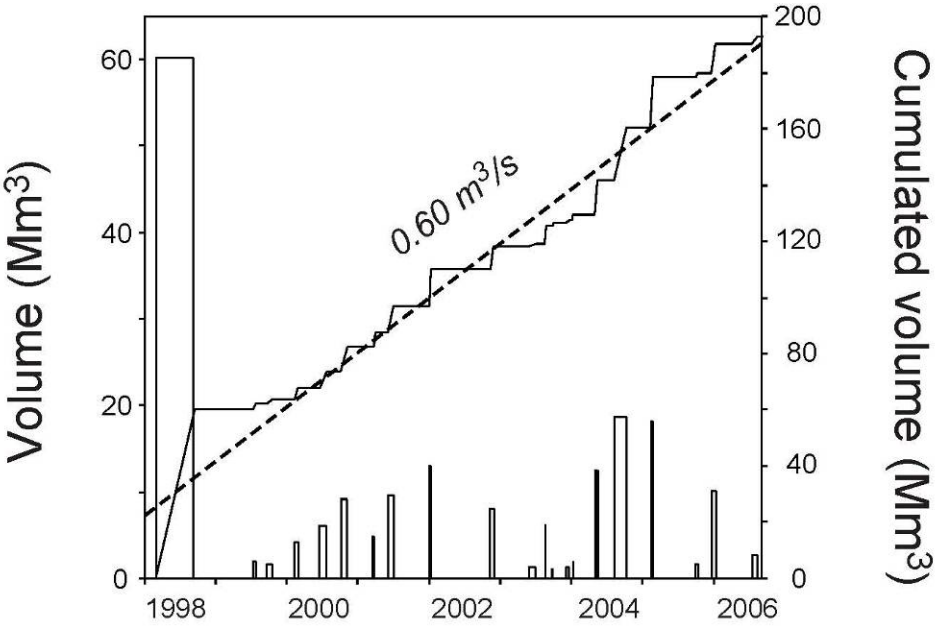


Figure 3 :

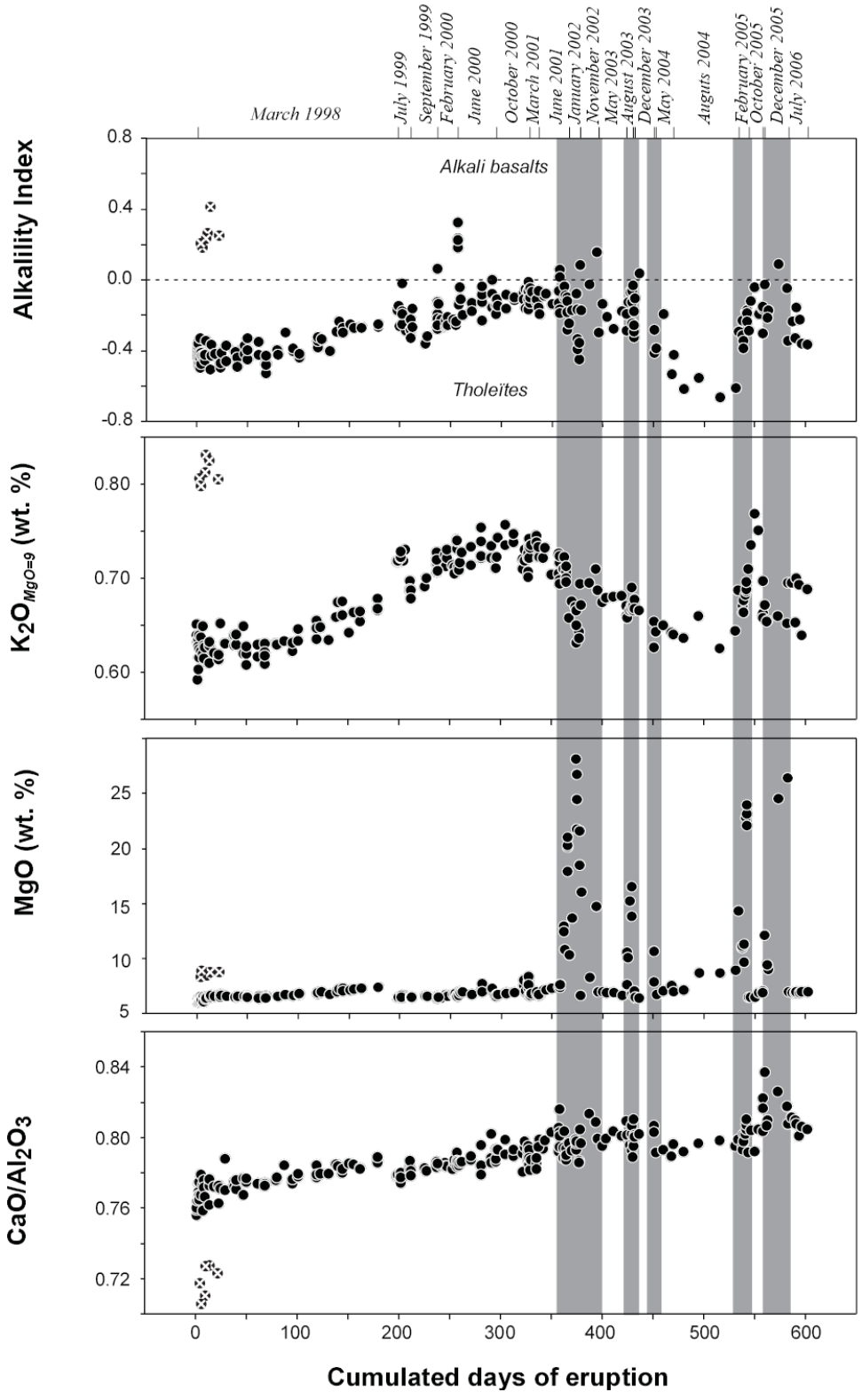

March 1998
July 1999
September 1999
February 2000
June 2000
October 2000
March 2001
June 2001
January 2002
November 2002
May 2003
August 2003
December 2003
May 2004
Auguts 2004
February 2005
October 2005
December 2005
July 2006
Alkalility Index
Alkali basalts
Tholeïtes
$K_2O_{MgO=9}$ (wt. %)
MgO (wt. %)
CaO/Al_2O_3
Cumulated days of eruption

Figure 4 :

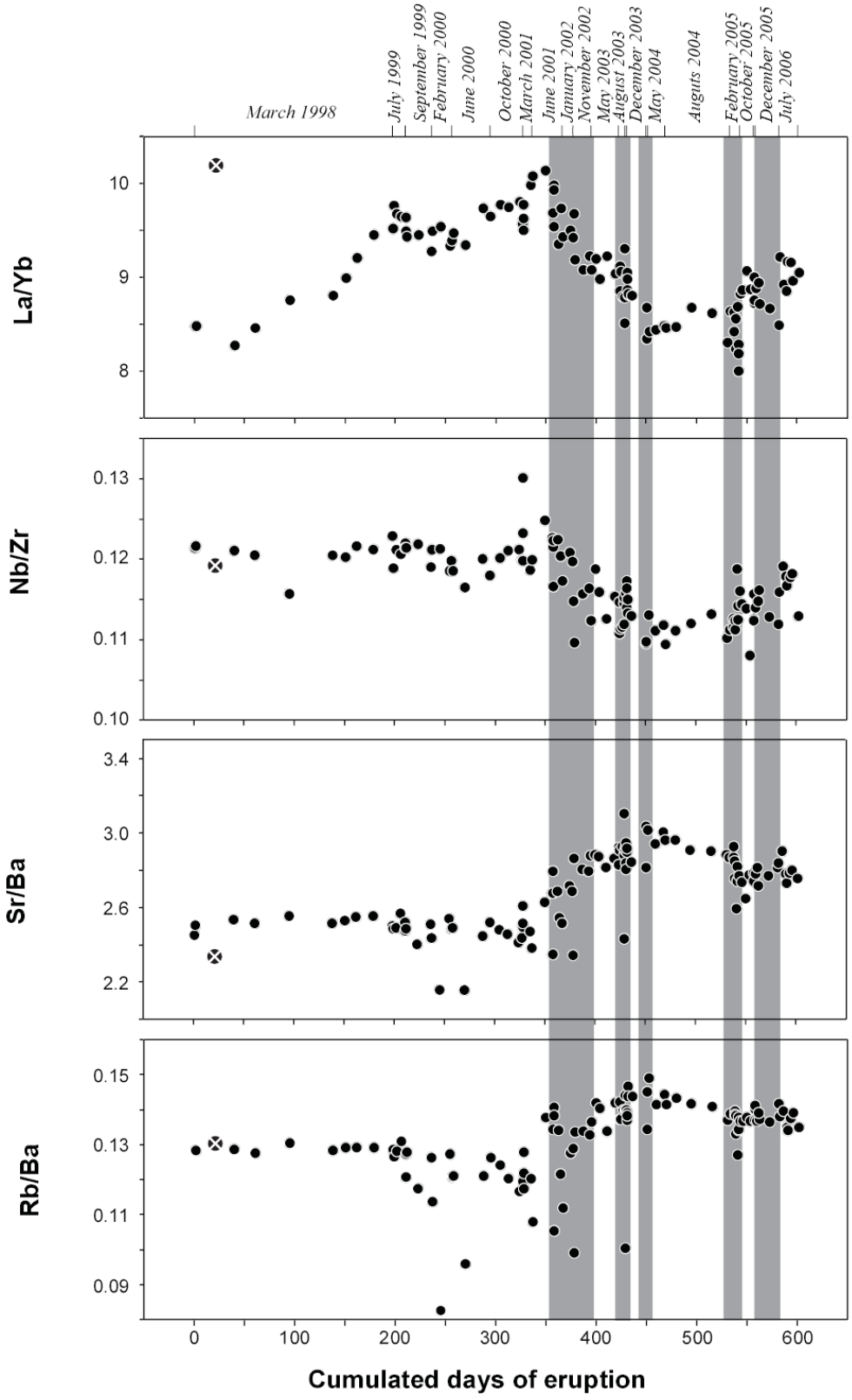

March 1998
July 1999
September 1999
February 2000
June 2000
October 2000
March 2001
June 2001
January 2002
November 2002
May 2003
August 2003
December 2003
May 2004
Auguts 2004
February 2005
October 2005
December 2005
July 2006
La/Yb
Nb/Zr
Sr/Ba
Rb/Ba
Cumulated days of eruption

Figure 5 :

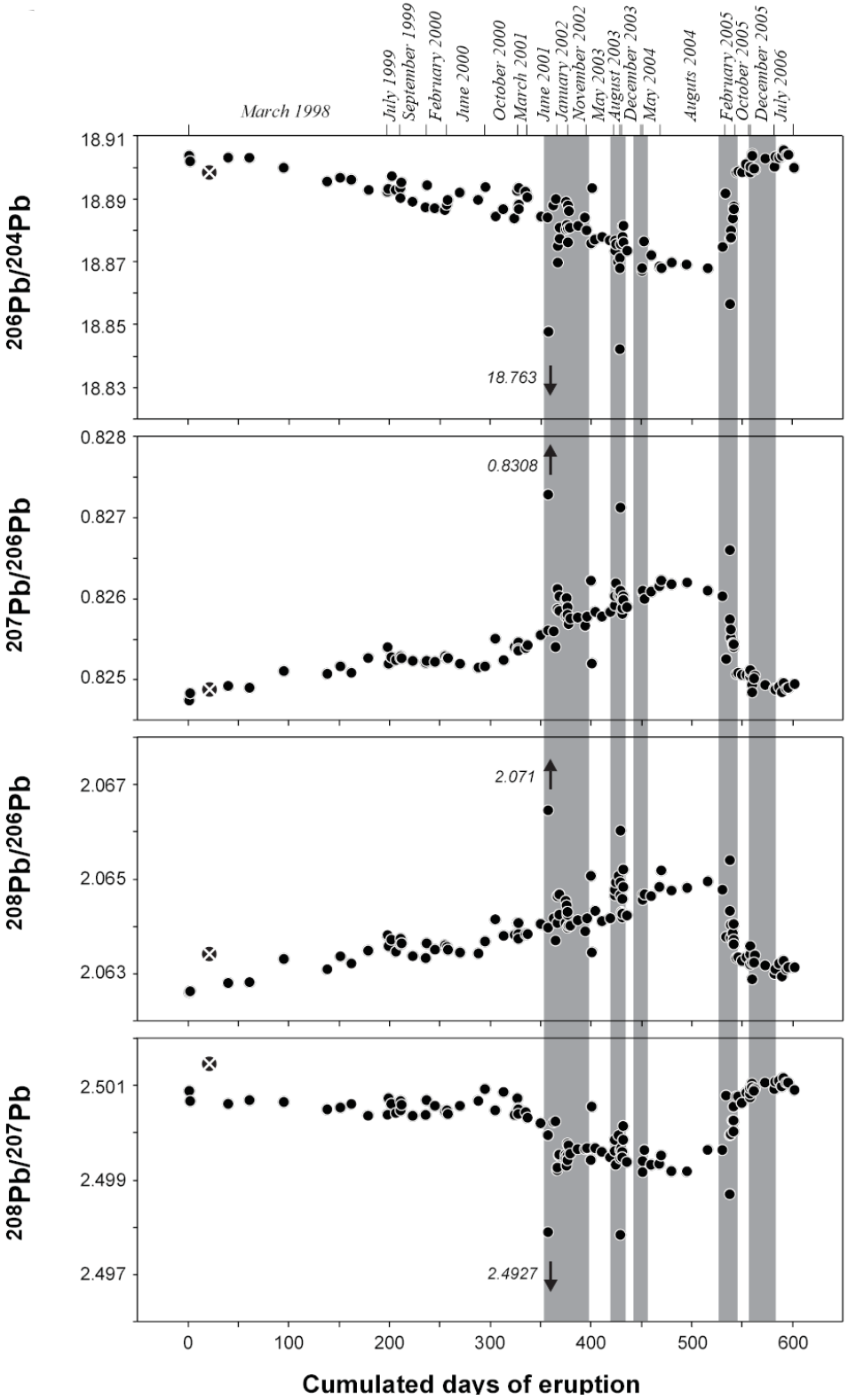

March 1998
July 1999
September 1999
February 2000
June 2000
October 2000
March 2001
June 2001
January 2002
November 2002
May 2003
August 2003
December 2003
May 2004
Auguts 2004
February 2005
October 2005
December 2005
July 2006
206Pb/204Pb
18.91
18.89
18.87
18.85
18.83
18.763
207Pb/206Pb
0.828
0.827
0.826
0.825
0.8308
208Pb/206Pb
2.067
2.065
2.063
2.071
208Pb/207Pb
2.501
2.499
2.497
2.4927
0
100
200
300
400
500
600
Cumulated days of eruption

Figure 6 :

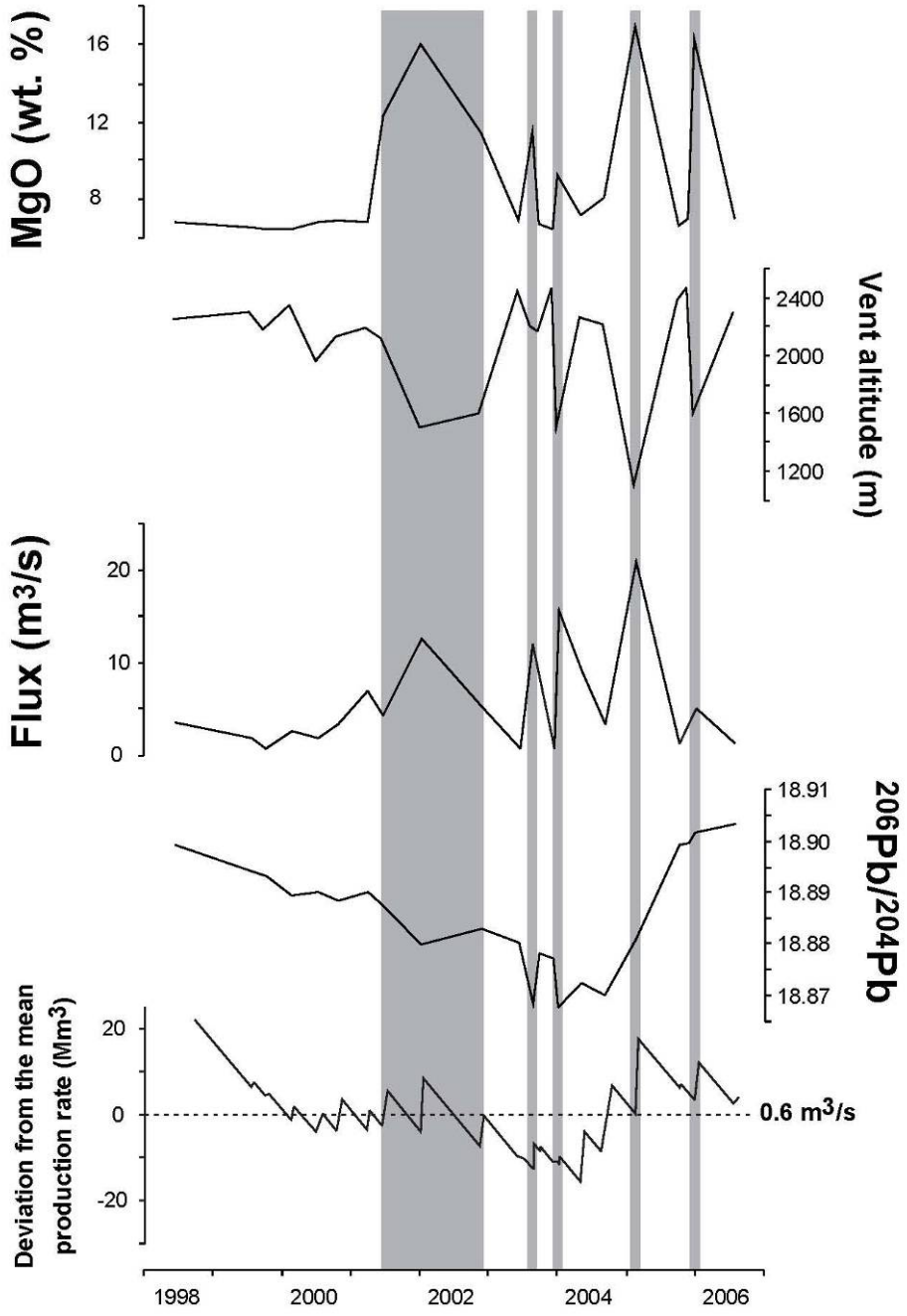

MgO (wt. %)
16
12
8
Vent altitude (m)
2400
2000
1600
1200
Flux (m3/s)
20
10
0
206Pb/204Pb
18.91
18.90
18.89
18.88
18.87
Deviation from the mean production rate (Mm3)
20
0
-20
0.6 m3/s
1998
2000
2002
2004
2006

Figure 7 :

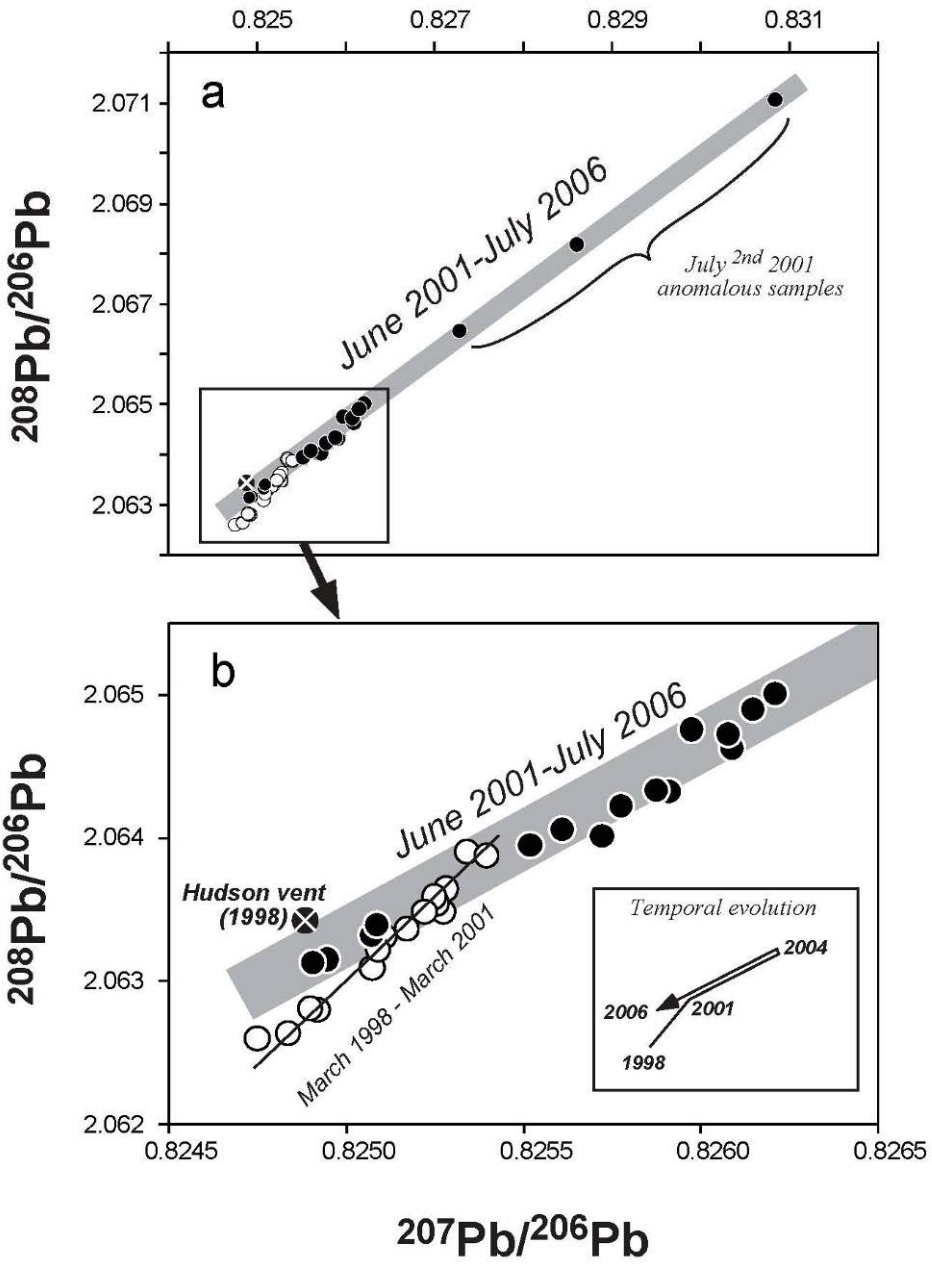

a
b
June 2001-July 2006
July 2nd 2001
anomalous samples
Hudson vent
(1998)
March 1998 - March 2001
Temporal evolution
2004
2006
2001
1998
208Pb/206Pb
207Pb/206Pb
0.825
0.827
0.829
0.831
2.071
2.069
2.067
2.065
2.063
2.064
2.062
0.8245
0.8250
0.8255
0.8260
0.8265

Figure 8 :

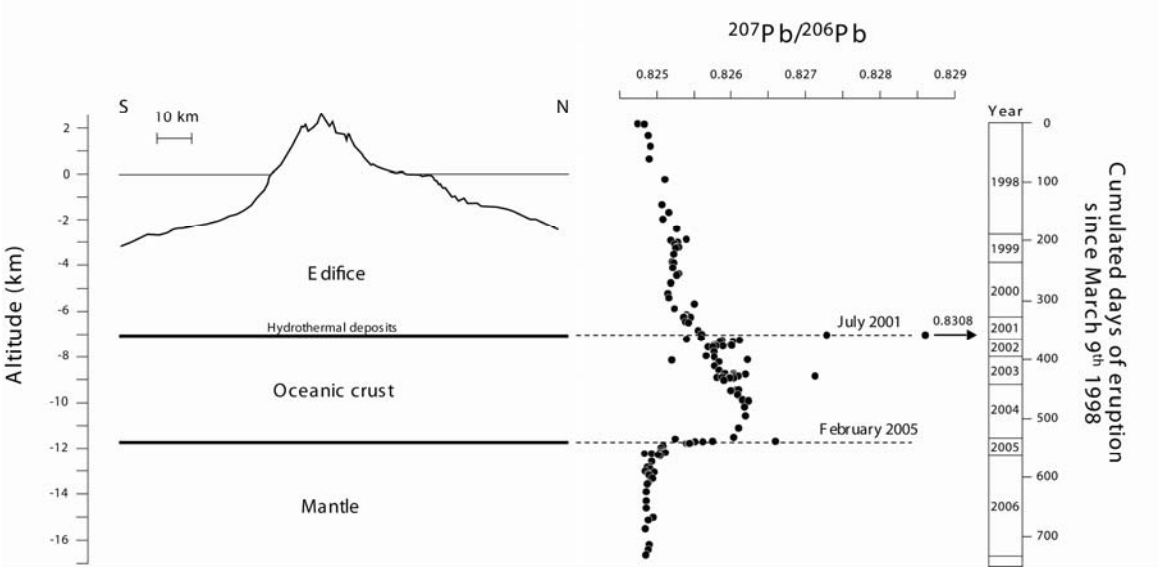


Table 1 : Eruptions characteristics

Eruption	Vent location	Altitude (m)	Beginning	Ending	Duration (days)	Volume (Mm3)	Flux (m3/s)
November 2002	East flank	1600	02/11/16	02/12/03	18	8	5.1
May 2003 (*)	Dolomieu	2450	03/05/30	03/07/07	24	1.28	0.6
August 2003	North flank	2200	03/08/22	03/08/27	6	6.2	12.0
September 2003	South flank	2340-2200	03/09/30	03/10/01	0.5	-	-
December 2003	Dolomieu	2475	03/12/07	03/12/25	18.2	1.2	0.8
January 2004	Osmondes plain (high)	1500	04/01/09	04/01/10	1.4	1.9	15.7
May 2004	Bory, East flank	2540-2000	04/05/02	04/05/18	16	12.5	9.0
August 2004	Dolomieu, East flank	2540-1900	04/08/13	04/10/14	64	18.5	3.3
February 2005	Osmondes plain	1600-600	05/02/17	05/02/27	10	18	20.8
Octobre 2005	Dolomieu	2475-2300	05/10/04	05/10/17	14	1.5	1.2
November 2005	Dolomieu, North flank	2475	05/11/29	05/11/29	0.3	-	-
December 2005	Osmondes plain	1600	05/12/26	06/01/18	23	10	5.0
July 2006	South -Southwest flank	2380-2200	06/07/20	06/08/14	26	2.75	1.2

(*) this eruption is made of 4 phases, which, for simplicity are considered here as a single event

Table 2. Major element concentrations.

Sample	date (y/m/d)	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
0211-161	2002/11/16	48.10	14.22	12.12	0.17	6.62	11.44	2.71	0.74	2.67	0.34	-0.51	98.64
0211-171	2002/11/17	46.46	10.96	13.27	0.18	16.01	8.73	2.06	0.53	2.06	0.27	-0.97	99.54
0211-254	2002/11/25	48.04	13.67	12.52	0.18	8.32	11.12	2.61	0.71	2.56	0.33	-0.59	99.46
0212-031	2002/12/02	45.99	11.30	12.90	0.18	14.76	9.14	2.15	0.59	2.12	0.28	-0.71	98.69
030530-2	2003/05/30	49.21	14.40	12.29	0.17	6.94	11.51	2.75	0.73	2.72	0.34	-0.98	100.08
030605-1	2003/06/05	48.64	14.25	12.22	0.17	6.98	11.34	2.72	0.72	2.69	0.34	-0.74	99.31
030606-1	2003/06/06												
030613-1	2003/06/13	48.86	14.33	12.25	0.17	6.90	11.46	2.72	0.72	2.70	0.34	-0.39	100.07
030625-1	2003/06/25	49.07	14.33	12.30	0.17	6.92	11.52	2.73	0.72	2.71	0.34	-0.94	99.87
030703-2	2003/07/03	48.88	14.42	12.19	0.17	6.67	11.55	2.75	0.73	2.69	0.34	-1.01	99.38
030822-1	2003/08/22	48.57	14.00	12.33	0.17	7.62	11.33	2.65	0.70	2.63	0.33	-0.80	99.54
030822-3	2003/08/22	48.04	12.91	12.61	0.18	10.57	10.45	2.43	0.63	2.41	0.31	-0.96	99.57
030823-1	2003/08/23	47.70	12.98	12.71	0.18	10.10	10.40	2.46	0.64	2.41	0.31	-0.72	99.16
030825-1	2003/08/25	46.25	11.09	13.06	0.18	15.26	8.83	2.08	0.54	2.07	0.26	-0.83	98.77
030827-1	2003/08/27	46.30	10.75	13.26	0.18	16.53	8.62	2.06	0.52	2.01	0.26	-0.87	99.62
030827-4	2003/08/27	47.20	11.76	12.94	0.18	13.85	9.49	2.22	0.57	2.20	0.28	-0.51	100.19
030827-5	2003/08/27	48.55	14.26	12.25	0.17	6.72	11.30	2.73	0.74	2.71	0.34	-0.70	99.06
031001-5	2003/09/30	48.45	14.31	12.04	0.17	6.52	11.29	2.75	0.72	2.66	0.33	-0.37	100.46
031001-1	2003/10/01	49.22	14.44	12.27	0.17	6.64	11.55	2.74	0.71	2.73	0.34	-0.57	100.23
031001-2	2003/10/01	49.18	14.45	12.28	0.17	6.65	11.52	2.75	0.72	2.72	0.34	-0.44	99.53
031001-3	2003/10/01	48.79	14.31	12.13	0.17	6.73	11.38	2.72	0.72	2.69	0.34	-0.67	99.97
031001-4	2003/10/01	48.92	14.31	12.21	0.17	7.02	11.60	2.70	0.71	2.65	0.33	-0.67	98.56
0312-071	2003/12/07	48.74	14.45	12.19	0.17	6.42	11.59	2.77	0.73	2.70	0.34	-0.77	99.33
0312-073	2003/12/07	48.71	14.43	12.16	0.17	6.46	11.55	2.77	0.72	2.70	0.34	-0.85	99.14
0312-111	2003/12/11	48.28	14.31	12.12	0.17	6.42	11.48	2.75	0.72	2.68	0.33	-0.83	98.43
040109-1	2004/01/09	48.65	13.82	12.63	0.18	7.89	11.15	2.64	0.65	2.53	0.31	-0.94	99.52
040109-4	2004/01/09	48.45	13.03	12.60	0.18	10.64	10.46	2.47	0.62	2.41	0.30	-0.80	100.36
0405-021	2004/05/02	49.22	14.39	12.36	0.17	6.73	11.38	2.70	0.69	2.70	0.33	-0.94	99.71
0405-092	2004/05/09	48.68	14.17	12.30	0.17	7.05	11.24	2.70	0.69	2.61	0.32	-0.75	99.18
0405-171	2004/05/17	49.50	14.19	12.66	0.17	7.56	11.20	2.68	0.67	2.66	0.32	-0.92	100.70
0408-132	2004/08/13	49.31	14.32	12.46	0.17	7.00	11.40	2.71	0.68	2.64	0.32	-0.61	100.40
0408-231	2004/08/23	49.81	14.39	12.58	0.17	7.13	11.40	2.71	0.68	2.67	0.32	-0.92	100.94
0409-071	2004/09/07	49.30	13.79	12.59	0.18	8.71	10.98	2.59	0.67	2.59	0.32	-0.72	100.99
0409-292	2004/09/28	49.44	13.73	12.65	0.18	8.67	10.96	2.57	0.63	2.53	0.31	-0.90	100.77
0410-133	2004/10/13	49.32	13.70	12.79	0.18	8.94	10.90	2.57	0.65	2.52	0.31	-1.03	100.83
0502-181	2005/02/18	47.41	11.70	13.82	0.19	14.29	9.35	2.24	0.58	2.14	0.28	-1.53	100.46
0502-221	2005/02/22	48.14	12.86	13.14	0.18	11.02	10.23	2.44	0.63	2.35	0.30	-1.19	100.12
0502-222	2005/02/22	47.80	12.71	13.13	0.18	11.16	10.08	2.41	0.62	2.32	0.30	-1.04	99.67
0502-231	2005/02/23	48.20	12.74	13.12	0.18	11.31	10.22	2.43	0.63	2.33	0.29	-0.99	100.45
0502-232	2005/02/23	48.66	13.31	12.97	0.18	9.68	10.62	2.54	0.65	2.43	0.30	-0.61	100.72
0502-251	2005/02/25	44.88	8.43	14.26	0.19	22.86	6.76	1.60	0.40	1.55	0.21	-0.99	100.13
0502-261	2005/02/26	45.03	8.66	14.06	0.19	22.07	6.97	1.64	0.42	1.60	0.21	-0.75	100.10
0502-262	2005/02/26	44.89	8.31	14.20	0.19	23.15	6.71	1.59	0.40	1.54	0.21	-0.89	100.30
0502-263	2005/02/26	44.83	8.03	14.31	0.19	24.00	6.51	1.53	0.39	1.49	0.20	-0.88	100.59
0510-041	2005/10/04	49.13	14.39	12.36	0.18	6.51	11.39	2.70	0.76	2.80	0.33	-0.85	99.76
0510-061	2005/10/06	48.73	14.22	12.30	0.17	6.48	11.44	2.69	0.79	2.79	0.33	-0.45	99.56
0510-101	2005/10/10	48.86	14.30	12.25	0.17	6.47	11.33	2.79	0.82	2.78	0.35	-0.70	99.51
0510-141	2005/10/14	49.06	14.17	12.36	0.17	6.88	11.40	2.74	0.79	2.76	0.33	-0.70	100.02
0511-291	2005/11/29	48.82	14.19	12.49	0.18	6.95	11.40	2.77	0.70	2.75	0.33	-0.51	100.18
0511-292	2005/11/29	48.96	14.24	12.58	0.18	7.01	11.70	2.80	0.74	2.77	0.34	-0.70	100.66
0511-295	2005/11/29	48.97	14.22	12.41	0.18	6.90	11.62	2.69	0.70	2.75	0.33	-0.78	100.13
0512-271	2005/12/27	47.06	12.21	13.36	0.18	12.10	10.22	2.35	0.61	2.36	0.28	-0.51	100.31
0512-301	2005/12/30	48.28	13.44	12.91	0.18	9.04	10.88	2.61	0.65	2.62	0.32	-0.85	100.15
0512-303	2005/12/29	48.34	13.34	12.89	0.18	9.44	10.76	2.60	0.64	2.59	0.31	-0.57	100.63
0601-091	2006/01/09	43.70	7.64	14.31	0.19	24.52	6.31	1.49	0.34	1.48	0.18	-0.62	99.57
0601-181	2006/01/18	43.53	7.07	14.63	0.19	26.40	5.78	1.33	0.30	1.37	0.17	-0.45	100.31
0607-201	2006/07/20	49.41	14.35	12.48	0.18	6.97	11.60	2.77	0.74	2.77	0.34	-0.81	100.89
0607-241	2006/07/24	49.03	14.22	12.43	0.18	6.87	11.54	2.74	0.74	2.76	0.34	-0.76	100.20
0607-271	2006/07/27	49.20	14.27	12.40	0.18	6.90	11.56	2.75	0.70	2.77	0.33	-0.67	100.49
0607-281	2006/07/28	48.75	14.12	12.45	0.17	6.98	11.40	2.71	0.74	2.76	0.34	-0.88	99.67
0607-311	2006/07/31	48.79	14.24	12.41	0.17	6.86	11.41	2.66	0.74	2.77	0.34	-0.76	99.73
0608-021	2006/08/02	49.19	14.31	12.55	0.18	6.99	11.54	2.73	0.68	2.78	0.34	-0.96	100.47
0608-081	2006/08/08	49.31	14.36	12.54	0.18	6.98	11.56	2.72	0.73	2.79	0.33	-0.78	100.83
Complementary data from June 2001 eruption													
010624-1	2001/06/24	48.68	13.99	12.65	0.18	7.29	11.24	2.70	0.74	2.90	0.37	-0.66	100.18
010701-1	2001/07/01	48.22	13.84	12.48	0.18	7.47	11.15	2.61	0.74	2.83	0.37	-0.50	99.46
010702-1	2001/07/02	48.02	13.73	12.44	0.17	7.61	11.03	2.60	0.75	2.80	0.36	-0.50	99.08
010702-2	2001/07/02	48.51	13.92	12.53	0.18	7.61	11.15	2.61	0.72	2.84	0.35	-0.65	99.84
010702-2 (quenched)	2001/07/02	47.88	13.70	12.58	0.18	7.61	11.18	2.62	0.73	2.80	0.37	-0.60	99.20
010707-1	2001/07/07	47.77	12.75	12.95	0.18	10.80	10.25	2.47	0.69	2.60	0.33	-0.45	100.40

All data in wt. %

Table 3. Trace element concentrations.

Sample	Li	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	
0211-161	5.02	13.85	327.2	30.39	219.9	25.25	139.7	19.96	46.61	6.04	26.44	6.41	2.12	6.28	0.973	5.51	1.067	2.67	2.06	0.301	4.82	1.46	1.60	2.30	0.601	
0211-171	4.92	13.24	283.7	24.18	162.7	17.83	99.0	14.68	33.60	4.45	19.30	4.75	1.54	4.84	0.737	4.12	0.818	2.12	1.60	0.244	3.54	1.06	1.24	1.72	0.434	
0211-254	5.61	17.90	375.3	30.81	211.3	24.45	133.7	18.87	44.67	5.85	25.39	6.23	2.05	6.06	0.976	5.33	1.025	2.64	2.08	0.293	4.66	1.41	1.68	2.29	0.562	
0212-031	4.87	14.02	295.3	24.53	168.2	19.57	105.6	15.63	36.79	4.82	20.80	5.06	1.63	4.95	0.778	4.34	0.839	2.16	1.69	0.239	3.73	1.15	1.32	1.83	0.448	
030530-2	5.82	18.79	396.2	32.94	218.2	24.51	137.6	20.27	46.16	6.17	26.71	6.47	2.11	6.52	0.993	5.66	1.105	2.84	2.23	0.320	4.84	1.49	1.73	2.40	0.573	
030605-1	5.79	18.81	382.4	31.62	211.1	25.06	132.6	19.69	46.04	5.92	26.33	6.29	2.07	6.20	0.978	5.47	1.069	2.81	2.14	0.313	4.65	1.42	1.64	2.30	0.585	
030606-1																										
030613-1	5.86	18.92	387.0	32.08	215.0	24.91	134.7	19.62	45.84	6.03	25.84	6.37	2.09	6.26	0.994	5.54	1.075	2.79	2.18	0.312	4.77	1.46	1.65	2.34	0.569	*
030625-1	5.51	17.43	366.4	30.54	205.9	23.17	130.1	19.01	43.23	5.75	25.25	6.24	1.97	6.12	0.947	5.23	1.018	2.67	2.06	0.290	4.63	1.40	1.70	2.19	0.540	*
030703-2	6.01	19.29	389.3	33.16	218.4	25.20	135.8	19.98	46.51	5.91	26.76	6.39	2.04	6.20	1.009	5.58	1.047	2.75	2.21	0.319	4.62	1.43	1.66	2.32	0.571	
030822-1	5.85	18.19	374.7	31.15	205.4	23.56	132.5	19.70	44.34	5.96	26.14	6.36	2.04	6.45	1.004	5.48	1.057	2.86	2.16	0.310	4.75	1.45	1.70	2.31	0.585	
030822-3	5.57	16.79	344.9	29.61	193.9	21.49	118.0	17.35	40.35	5.29	23.57	5.72	1.83	5.62	0.894	4.98	0.969	2.49	1.96	0.279	4.18	1.29	1.40	2.06	0.508	
030823-1	5.56	16.81	355.9	29.00	197.0	21.94	122.4	17.63	41.11	5.30	23.47	5.75	1.87	5.67	0.900	4.99	0.972	2.54	1.94	0.281	4.34	1.27	1.78	2.06	0.507	
030825-1	4.88	13.79	288.8	25.02	164.6	18.37	98.7	14.41	34.67	4.50	20.11	4.81	1.57	4.86	0.767	4.22	0.815	2.12	1.64	0.245	3.65	1.09	1.31	1.76	0.431	
030827-1	5.03	14.12	304.5	24.81	160.0	17.91	98.1	14.18	33.39	4.45	19.31	4.70	1.55	4.74	0.740	4.14	0.821	2.13	1.67	0.241	3.59	1.04	1.45	1.68	0.433	
030827-4	5.23	14.84	305.8	26.47	172.5	19.76	106.1	15.91	37.07	4.76	21.00	5.08	1.67	5.16	0.817	4.63	0.879	2.32	1.81	0.259	3.86	1.16	1.47	1.80	0.450	
030827-5	5.10	13.81	334.0	30.74	218.4	25.16	137.4	19.63	45.21	6.01	26.13	6.49	2.07	6.39	1.005	5.50	1.061	2.73	2.11	0.304	4.87	1.51	1.75	2.32	0.599	
031001-5	6.17	18.74	389.6	32.85	213.9	24.76	134.0	19.60	45.44	6.01	26.18	6.50	2.08	6.39	0.983	5.63	1.067	2.85	2.18	0.317	4.87	1.46	1.71	2.35	0.581	*
031001-1	6.44	20.08	416.3	35.77	235.3	26.74	146.5	21.64	50.37	6.68	28.60	6.93	2.26	7.09	1.091	6.22	1.180	3.12	2.41	0.345	5.29	1.57	1.74	2.53	0.625	
031001-2	5.82	18.66	395.0	32.74	216.4	24.66	134.9	19.49	45.50	6.08	26.62	6.53	2.09	6.44	1.000	5.61	1.090	2.86	2.20	0.319	4.86	1.44	1.71	2.29	0.574	
031001-3	5.82	18.26	368.2	31.70	205.5	24.11	131.2	19.60	45.46	5.97	26.83	6.45	2.08	6.39	0.995	5.60	1.046	2.88	2.16	0.308	4.78	1.44	1.61	2.30	0.564	
031001-4	5.92	18.40	391.9	31.67	212.3	24.71	133.0	19.51	44.82	5.83	25.72	6.33	2.07	6.28	0.999	5.53	1.080	2.76	2.17	0.311	4.74	1.43	1.68	2.30	0.562	
0312-071	5.87	19.28	380.9	32.37	211.7	24.34	131.4	19.45	45.13	6.03	26.48	6.31	2.08	6.33	1.022	5.67	1.065	2.83	2.21	0.322	4.82	1.44	1.60	2.35	0.554	
0312-073	5.94	19.09	387.6	33.57	218.7	24.78	132.8	19.40	45.43	6.04	26.51	6.30	2.09	6.31	1.000	5.57	1.061	2.79	2.20	0.318	4.82	1.45	1.57	2.30	0.553	
0312-111	5.92	19.12	377.8	32.66	214.7	24.25	132.8	19.50	45.22	5.95	26.31	6.29	2.10	6.34	0.988	5.62	1.071	2.78	2.21	0.311	4.81	1.48	1.65	2.34	0.579	
040109-1	5.69	17.32	362.7	31.60	203.5	22.30	119.4	17.62	40.88	5.43	24.06	5.97	1.95	5.93	0.950	5.22	1.039	2.64	2.11	0.307	4.43	1.30	1.46	2.06	0.507	*
040109-4	5.34	15.55	325.5	28.12	186.7	20.48	115.7	17.00	39.02	5.21	23.05	5.65	1.86	5.64	0.894	5.01	0.963	2.48	1.96	0.280	4.19	1.24	1.38	2.01	0.486	
0405-021	5.76	18.83	381.1	32.90	212.2	23.99	126.3	18.47	43.52	5.79	25.57	6.26	2.06	6.23	0.983	5.62	1.064	2.75	2.19	0.320	4.67	1.39	1.61	2.20	0.538	
0405-092	5.81	17.92	372.0	32.27	209.0	23.23	126.5	18.65	43.17	5.68	25.36	6.29	2.05	6.31	0.971	5.39	1.068	2.74	2.21	0.306	4.65	1.39	1.61	2.22	0.558	
0405-171	5.70	18.00	374.3	32.83	210.1	23.50	124.6	17.89	42.32	5.58	25.12	6.00	1.96	6.00	0.987	5.38	1.036	2.65	2.11	0.308	4.51	1.33	1.62	2.10	0.527	
0408-132	5.84	17.28	361.5	31.95	203.5	22.27	122.0	18.36	42.73	5.77	25.37	6.03	1.98	6.19	0.977	5.45	1.058	2.79	2.17	0.318	4.50	1.35	1.53	2.10	0.520	
0408-231	5.82	17.92	370.3	32.69	209.9	23.32	124.9	18.37	41.96	5.67	25.05	6.27	1.98	6.07	0.968	5.52	1.038	2.78	2.17	0.310	4.57	1.35	1.55	2.18	0.540	*
0409-071	5.63	17.40	357.4	31.06	201.9	22.61	122.8	17.86	41.35	5.49	24.24	5.97	1.93	5.84	0.941	5.23	1.003	2.56	2.06	0.300	4.45	1.31	1.47	2.11	0.522	
0409-292	5.68	16.61	342.4	30.39	194.0	21.96	118.0	17.76	41.22	5.33	23.94	5.75	1.92	5.93	0.934	5.28	1.031	2.66	2.06	0.306	4.32	1.27	1.59	1.99	0.484	
0410-133	5.67	16.05	337.5	29.79	192.6	21.22	117.0	17.16	40.37	5.31	23.70	5.64	1.89	5.80	0.931	5.20	0.983	2.58	2.07	0.292	4.35	1.25	1.44	2.02	0.502	
0502-181	5.84	16.21	334.7	29.27	185.9	20.67	116.6	16.46	38.41	5.07	22.48	5.55	1.86	5.48	0.886	4.79	0.944	2.53	1.91	0.280	4.14	1.22	1.33	1.96	0.466	
0502-221	5.47	15.69	329.2	28.33	182.2	20.32	112.4	16.15	37.86	5.03	22.08	5.46	1.86	5.41	0.867	4.81	0.943	2.43	1.92	0.283	4.08	1.21	1.54	1.92	0.451	
0502-222	5.41	15.63	323.8	28.17	180.4	20.31	112.8	16.43	38.50	5.10	21.89	5.48	1.88	5.45	0.872	4.86	0.949	2.48	1.90	0.285	4.05	1.21	1.46	1.90	0.463	
0502-231	5.39	15.54	319.9	27.77	179.6	20.18	112.3	16.35	38.40	5.08	22.59	5.52	1.85	5.47	0.898	5.01	0.947	2.52	1.98	0.287	4.09	1.24	1.36	1.89	0.457	
0502-232	5.58	15.84	328.4	28.69	187.7	20.88	119.1	17.15	39.67	5.28	23.33	5.81	1.90	5.69	0.928	5.07	0.977	2.57	2.00	0.281	4.23	1.26	1.41	1.91	0.443	
0502-251	4.36	10.38	211.7	18.53	121.6	14.44	81.7	11.45	26.32	3.41	14.87	3.66	1.29	3.59	0.630	3.17	0.622	1.63	1.32	0.186	2.76	0.87	1.45	1.22	0.281	
0502-261	4.13	10.44	213.8	18.69	121.4	13.65	77.8	10.97	25.45	3.39	14.95	3.72	1.31	3.64	0.644	3.31	0.639	1.65	1.32	0.191	2.79	0.85	0.93	1.09	0.253	
0502-262	4.09	9.97	203.2	18.14	116.3	13.29	74.1	10.52	24.55	3.26	14.49	3.49	1.23	3.54	0.626	3.16	0.607	1.61	1.28	0.190	2.65	0.81	0.86	1.17	0.294	
0502-263	3.64	8.72	178.6	15.69	101.0	11.36	63.3	9.12	21.59	2.81	12.48	3.05	1.09	3.06	0.542	2.74	0.542	1.40	1.14	0.165	2.29	0.70	0.78	1.07	0.260	
0510-041	5.94	19.00	385.0	32.70	212.0	24.60	139.0	19.60	46.00	6.03	26.60	6.32	2.04	6.36	1.020	5.53	1.080	2.88	2.22	0.314	4.70	1.42	1.59	2.36	0.570	
0510-061	5.88	19.00	380.0	32.60	215.0	24.60	139.0	19.60	46.00	5.89	26.00	6.24	2.04	6.19	0.978	5.54	1.070	2.79	2.21	0.319	4.72	1.44	1.57	2.22	0.555	
0510-101	5.97	19.30	371.0	33.90	216.0	24.60	140.0	20.40	46.40	6.16	26.40	6.48	2.08	6.42	1.010	5.74	1.070	2.89	2.25	0.320	4.84	1.45	1.57	2.62	0.571	*
0510-141	5.69	18.45	374.5	32.55	211.5	22.85	135.0	19.25	45.10	5.86	25.60	6.27	2.00	6.13	0.971	5.43	1.065	2.76	2.17	0.310	4.64	1.23	1.58	2.41	0.592	*
0511-291	5.92	18.80	373.0	32.20	207.0	23.30	134.0	19.80	45.30	5.87	25.90	6.36	2.05	6.37	1.010	5.46	1.070	2.78	2.20	0.323	4.73	1.31	1.58	2.41	0.591	
0511-292	5.76	19.20	373.0	34.00	211.0	24.40	136.0	19.80	45.20	5.84	25.70	6.26	2.07	6.23	0.994	5.63	1.090	2.77	2.27	0.310	4.63	1.39	1.54	2.64	0.531	
0511-295	5.81	18.50	370.0	31.70	211.0	23.70	135.0	19.10	45.30	5.93	25.30	6.18	2.03	6.37	0.981	5.46	1.060	2.80	2.18	0.312	4.62	1.39	1.46	2.26	0.559	
0512-271	5.14	16.00	325.5	27.65	182.0	20.75	117.0	16.75	38.95	5.10	22.25	5.44	1.78	5.44	0.851	4.81	0.916	2.45	1.89	0.269	3.99	1.22	1.34	1.98	0.496	*
0512-301	5.68	17.65	349.0	30.40	197.5	22.95	128.5	18.35	42.75	5.62	24.40	5.98	1.95	5.92	0.925	5.24	1.020	2.64	2.11	0.300	4.47	1.34	1.44	2.20	0.554	*
0512-303	5.56	17.10	346.0	30.10	196.0	22.50	123.0	17.70	41.70	5.56	24.00	5.77	1.87	5.65	0.897	5.10	0.980	2.62	1.98	0.293	4.17	1.30	1.49	2.15	0.529	
0601-091	3.85	9.36	190.0	16.70	109.0	12.30	68.6	9.80	22.90	3.00	13.30	3.24	1.05	3.20	0.512	2.85	0.553	1.45	1.13	0.163	2.33	0.73	0.82	1.15	0.295	
0601-181	3.93	9.63	191.0	16.70	109.0	12.20	67.9	9.93	23.30	3.01	13.50	3.28	1.06	3.22	0.501	2.85	0.555	1.45	1.17	0.162	2.37	0.75	0.82	1.20	0.294	
0607-201	5.84	19.25	396.0	32.75	216.0	25.05	139.5	20.15	47.0	6.03	26.20	6.42	2.08	6.30	0.989	5.61	1.075	2.81	2.185	0.319	4.76	1.46	1.615	2.30	0.554	
0607-241	5.91	18.70	389.0	31.90	209.0	24.90	134.0	19.90	46.1	5.97	26.10	6.36	2.06	6.28	0.976	5.63	1.080	2.78	2.230	0.311	4.77	1.43	1.610	2.34	0.568	
0607-271	5.87	18.70	385.0	32.40	210.0	24.75	138.5	20.00	46.1	6.00	26.15	6.34	2.03	6.32	0.979	5.60	1.080	2.83	2.260	0.321	4.71	1.47	1.580	2.27	0.559	
0607-281	5.72	18.50	377.0	32.60	209.0	24.40	138.0	19.80	46.8	5.99	26.10	6.21	2.02	6.24	0.969	5.63	1.060	2.78	2.160	0.311	4.62	1.43	1.600	2.29	0.554	
0607-311	5.96	19.35	389.5	32.80	212.0	24.65	139.0	20.35	46.4	6.07	25.80	6.48	2.03	6.38	0.960	5.74	1.100	2.77	2.230	0.318	4.61	1.44	1.640	2.29	0.562	
0608-021	5.98	19.35	392.5	32.85	217.0	24.50	140.0	20.10	46.0	6.06	26.00	6.46	2.05	6.33	0.983	5.59	1.070	2.85	2.220	0.320	4.64	1.47	1.650	2.25	0.579	
0608-081	6.25	18.90	386.0	32.70																						
Complementary data from June 2001 eruption																										
010624-1	5.81	20.80	397.0	32.70	222.0	27.70	151.0	22.20	50.20	6.39	28.30	6.49	2.18	6.56	1.010	5.62	1.100	2.81	2.19	0.314	4.92	1.63	1.72	2.66	0.635	
010701-1	5.79	19.90	396.0	33.00	221.0	27.10	148.0	21.90	50.50	6.51	27.80	6.54	2.10	6.62	1.010	5.82	1.110	2.78	2.26	0.322	4.99	1.60	1.75	2.56	0.621	
010702-1	5.74	20.40	405.0	32.90	222.0	25.90	145.0	21.00	48.10	6.43	27.80	6.44	2.09	6.38	1.010	5.68	1.110	2.90	2.26	0.311	4.95	1.49	1.84	2.49	0.610	
010702-2	5.73	20.25	392.5	32.85	221.5	27.10	146.5	21.45	48.95	6.35	27.45	6.69	2.16	6.51	1.035	5.60	1.065	2.81	2.16	0.313	4.92	1.55	1.68	2.59	0.626	*
010707-1	5.41	18.10	363.0	28.90	201.0	24.60	135.0	18.90	44.10	5.73	25.30	6.12	1.97	5.68	0.912	5.02	0.978	2.52	2.02	0.288	4.45	1.42	1.54	2.29	0.553	
BHVO-2	4.89	9.74	412.2	29.31	186.4	19.89	130.9	15.18	37.90	5.31	24.33	6.08	2.02	5.97	0.938	5.18	0.987	2.55	1.97	0.283	4.34	1.18	1.58	1.26	0.403	**
2s (%)	4.2	4.7	5.1	4.8	3.1	3.5	2.4	3.7	2.9	3.1	2.2	2.3	3.2	3.3	4.0	3.2	3.0	3.1	3.4	3.9	2.7	3.3	20.2	9.6	6.7	

All data in ppm. * mean of duplicate analyses. ** mean of 25 measurements of 6 dissolutions

Table 4. Pb isotopic compositions.

Sample	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	
0211-161	18.8860	15.5940	38.9808	*
0211-171	18.8809	15.5910	38.9707	*
0211-254	18.8813	15.5916	38.9736	*
0212-031	18.8840	15.5919	38.9746	*
030530-2	18.8801	15.5907	38.9718	*
030605-1	18.8759	15.5956	38.9802	
030606-1	18.8933	15.5908	38.9856	
030613-1	18.8771	15.5895	38.9687	
030625-1	18.8778	15.5889	38.9659	
030703-2	18.8769	15.5893	38.9654	
030822-1	18.8735	15.5878	38.9672	
030822-3	18.8767	15.5928	38.9761	
030823-1	18.8756	15.5949	38.9767	
030825-1	18.8701	15.5875	38.9680	
030827-1	18.8422	15.5848	38.9285	
030827-4	18.8712	15.5885	38.9627	
030827-5	18.8680	15.5868	38.9613	
031001-5	18.8757	15.5882	38.9655	
031001-1	18.8780	15.5928	38.9752	
031001-2	18.8770	15.5899	38.9676	
031001-3	18.8815	15.5925	38.9750	
031001-4	18.8779	15.5909	38.9691	
0312-071	18.8760	15.5922	38.9828	
0312-073	18.8814	15.5957	38.9869	
0312-111	18.8735	15.5876	38.9594	
040109-1	18.8670	15.5855	38.9544	
040109-4	18.8680	15.5869	38.9542	
0405-021	18.8765	15.5919	38.9740	
0405-092	18.8720	15.5899	38.9641	
0405-171	18.8684	15.5882	38.9603	
0408-132	18.8679	15.5892	38.9657	
0408-231	18.8696	15.5897	38.9614	
0409-071	18.8690	15.5895	38.9611	
0409-292	18.8678	15.5867	38.9613	
0410-133	18.8747	15.5911	38.9721	
0502-181	18.8916	15.5903	38.9879	
0502-221	18.8566	15.5868	38.9467	
0502-222	18.8774	15.5880	38.9692	
0502-231	18.8799	15.5857	38.9638	
0502-232	18.8777	15.5858	38.9643	
0502-251	18.8837	15.5876	38.9732	*
0502-261	18.8870	15.5894	38.9775	
0502-262	18.8877	15.5905	38.9851	
0502-263	18.8866	15.5897	38.9749	
0510-041	18.8983	15.5925	38.9931	*
0510-061	18.8988	15.5931	38.9947	
0510-101	18.8985	15.5925	38.9911	
0510-141	18.9010	15.5941	38.9988	
0511-291	18.8983	15.5917	38.9910	
0511-292	18.9002	15.5944	38.9991	
0511-295	18.9000	15.5950	39.0023	
0512-26	18.9042	15.5947	39.0032	
0512-271	18.9036	15.5925	38.9963	
0512-301	18.8993	15.5928	38.9963	
0512-303	18.8994	15.5924	38.9947	
0601-091	18.9027	15.5935	39.0002	*
0601-181	18.9003	15.5909	38.9916	
0607-201	18.9033	15.5928	38.9989	
0607-241	18.9032	15.5934	39.0008	
0607-271	18.9036	15.5929	38.9976	
0607-281	18.9054	15.5958	39.0079	
0607-311	18.9040	15.5935	39.0004	
0608-021	18.9041	15.5935	39.0006	
0608-081	18.8999	15.5914	38.9926	

Pb isotopic composition are relative to NBS981 values:
$^{206}Pb/^{204}Pb$=16.9356, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15.4891, $^{208}Pb/^{204}Pb$=36.7006
* mean of duplicate analyses