



HAL
open science

Apport des données TERRASAR-X pour le suivi de l'activité du Piton de la Fournaise

Jean-Luc Froger, Thierry Souriot, Nicolas Villeneuve, Thierry Rabaute,
Philippe Durand, Valérie Cayol, Andréa Di Muro, Thomas Staudacher,
Bénédicte Fruneau

► **To cite this version:**

Jean-Luc Froger, Thierry Souriot, Nicolas Villeneuve, Thierry Rabaute, Philippe Durand, et al.. Apport des données TERRASAR-X pour le suivi de l'activité du Piton de la Fournaise. *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, 2014, 197, pp.86-101. 10.52638/rfpt.2012.85 . hal-04923450

HAL Id: hal-04923450

<https://hal.science/hal-04923450v1>

Submitted on 31 Jan 2025

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.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

APPORT DES DONNEES TERRASAR-X POUR LE SUIVI DE L'ACTIVITE DU PITON DE LA FOURNAISE

Jean-Luc Froger¹, Thierry Souriot¹, Nicolas Villeneuve^{2,3}, Thierry Rabaute⁴,
Philippe Durand⁵, Valérie Cayol¹, Andrea di Muro⁶, Thomas Staudacher⁶, Bénédicte Fruneau⁷

1 : Clermont Université-UBP, CNRS-UMR 6524, IRD-R163, Laboratoire Magmas et Volcans
5, rue Kessler - 63038 Clermont-Ferrand - J.L.Froger@opgc.univ-bpclermont.fr

2 : Université de La Réunion, Laboratoire CREGUR, 15, avenue René Cassin - 97715 Saint-Denis Messageries

3 : US140 ESPACE, Centre IRD de La Réunion, BP172 - 97492 Saint-Denis

4 : CS Systèmes d'Information - DER/APP - Parc de la Grande Plaine, 5 rue Brindejonc des Moulinais - 31506 Toulouse

5 : CNES - DCT/SI/AR, 18, avenue Édouard Belin - 31401 Toulouse Cedex 09

6 : Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise, 14 RN3, le 27^{ème} - 97418 La Plaine Des Cafres

7 : Université Paris-Est, Laboratoire Géodésie, Télédétection et Modélisation des Connaissances
5, boulevard Descartes - 77454 Marne-La-Vallée Cedex

Résumé

Nous présentons les résultats préliminaires d'un suivi interférométrique de l'activité du Piton de la Fournaise entre septembre 2009 et janvier 2010 réalisé à partir de données TerraSAR-X. Dans un premier temps, nous avons mené une analyse détaillée des performances de la bande X, en terme de cohérence interférométrique à partir d'un jeu de 57 interférogrammes TerraSAR-X. Ces performances ont été comparées à celles de la bande C (sur la base d'un jeu de 340 interférogrammes Envisat ASAR). Nous montrons que sur des surfaces sans végétation la cohérence en bande X est significativement meilleure que celle de la bande C. Sur les zones recouvertes de végétation, en revanche, la cohérence en bande X se dégrade rapidement comme attendu. Nous montrons aussi que cette cohérence peut être utilisée pour cartographier, avec une bonne précision, les coulées de lave mises en place pendant la période couverte par l'interférogramme. Les interférogrammes TerraSAR-X apportent également une vision inédite des déplacements associés à l'intrusion du 18-19 octobre 2009 et aux éruptions du 5-6 novembre 2009, du 14 décembre 2009 et du 2-12 janvier 2010. Une analyse qualitative des différents motifs de franges visibles sur les interférogrammes montre que chacune des phases d'activité est, au premier ordre, associée à un gonflement du Cône Central. Ces gonflements sont induits par des intrusions localisées sous le versant extérieur sud du cratère Dolomieu. Des subsidences de la bordure sud du Dolomieu accompagnent ces gonflements. Elles peuvent apparaître à la verticale des corps intrusifs, mais pourraient également traduire une tendance à l'affaissement de la paroi sud du Dolomieu et demandent donc une surveillance approfondie.

Mots-clés : Piton de la Fournaise, Océan Indien, volcanologie, géodésie, interférométrie radar, InSAR, TerraSAR-X.

Abstract

We present preliminary results of an interferometric survey, based on TerraSAR-X data, of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island, Indian Ocean) for the period between September 2009 and January 2010. In a first part of this study, we analyse in detail the benefits of X-band in terms of interferometric coherence from a set of 57 TerraSAR-X interferograms. These benefits are compared with those of C-band, obtained from a set of 340 Envisat ASAR interferograms. As a result, we demonstrate that X-band coherence is significantly better in areas without vegetation than that of C-band and that X-band coherence declines quickly in areas covered with vegetation as expected. We also show that TerraSAR-X coherence can be used to map, with good accuracy, lava flows emplaced during the time spanned by the interferogram. In addition, TerraSAR-X interferograms provide new insight on displacements associated with an intrusion which happened on 18-19 October 2009 and with three eruptions which happened on 5-6 November 2009, 14 December 2009 and 2-12 January 2010. A qualitative analysis of fringe patterns, visible on interferograms, indicates that each period of activity is associated with an inflation of the Central Cone. The sources of inflation are located within the external southern flank of the Dolomieu crater and are coeval with short wavelength deflation of the southern margin of the Dolomieu crater. Such deflations are predicted by theoretical models above dykes, but may also be related to sliding of the southern rim of the Dolomieu crater and therefore require attention in the future.

Keywords: Piton de la Fournaise, volcanology, geodesy, radar interferometry, InSAR, TerraSAR-X.

1. Introduction

Les déplacements du sol sont l'un des signaux précurseurs de l'activité volcanique. Leur analyse renseigne sur la localisation des points de sortie et sur la géométrie et la dynamique des systèmes d'alimentation. La mesure des déplacements du sol est donc l'une des approches intéressantes à mettre en œuvre tant pour la surveillance que pour la recherche fondamentale sur le fonctionnement des volcans et sur leur évolution à long terme.

L'interférométrie radar (InSAR) est une méthode de télédétection spatiale utilisée depuis le début des années 1990, suite au lancement du satellite ERS de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), pour mesurer les déplacements du sol. Par la densité de mesures exceptionnelle qu'elle apporte, cette méthode a véritablement révolutionné notre vision des déplacements du sol (Massonnet et al., 1994 ; 1995). Elle est très complémentaire des méthodes géodésiques in situ classiquement utilisées (GPS, distancemétrie, inclinométrie) qui ont généralement une moins bonne résolution spatiale mais une meilleure résolution temporelle.

Depuis l'étude novatrice de (Massonnet et al., 1995) sur le Mont Etna, la technique InSAR a été utilisée avec succès pour imager de nombreux types de déplacements liés à l'activité volcanique. Les données radar fournies par les satellites européens ERS-1 et ERS-2 (bande C, $\lambda = 5,6$ cm), par le satellite japonais JERS-1 (bande L, $\lambda = 23,6$ cm) et par le satellite canadien RadarSAT-1 (bande C, $\lambda = 5,6$ cm) ont permis de détecter des gonflements ou déflations liés à la montée en pression ou à la vidange de réservoirs magmatiques ou hydrothermaux (Amelung et al., 2000 ; Lu et al., 2000a ; Lu et al., 2000b ; Mann et al., 2002 ; Wicks et al., 2002 ; Pritchard et Simons, 2004 ; Froger et al., 2007), des déformations liées à la propagation de dykes (Jonsson et al., 1999 ; Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005), des mouvements de flanc d'origine gravitaire ou tectonique (Froger01) et des subsidences liées à la compaction et à la charge de coulées de lave récentes (Briole et al., 1997 ; Stevens et al., 2001 ; Rowland et al., 2003 ; Lu et al., 2003).

Depuis 2003, nous assurons, dans le cadre du Service d'Observation VOLInSAR-PF de l'Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (OPGC), un suivi InSAR systématique des déplacements du sol liés à l'activité du Piton de la Fournaise sur l'île de La Réunion (Océan Indien), en exploitant principalement des données Envisat ASAR (bande C, $\lambda = 5,6$ cm) obtenues gratuitement auprès de l'ESA (VOLInSAR, 2006).

Plus de 400 images ASAR ont été acquises entre avril 2003 et juin 2010. À partir de ces images, plus de 4000 interférogrammes ont été calculés. En particulier, pour

chacune des 21 éruptions survenues au Piton de la Fournaise depuis août 2003, entre 3 et 7 interférogrammes indépendants (i.e. géométrie de prise de vue différente) ont été produits. En inversant ces interférogrammes indépendants, il est possible de caractériser de façon optimale les composantes verticale et horizontale (dans la direction est-ouest) des déplacements du sol et ensuite, par la modélisation de ces composantes, d'obtenir de bonnes contraintes sur la géométrie des sources (dykes et réservoirs profonds, (Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005)).

Avec les lancements récents des satellites ALOS-PALSAR (JAXA, bande L, $\lambda = 23,6$ cm), COSMO-SkyMed (ASI, bande X, $\lambda = 3,1$ cm), TerraSAR-X (DLR, bande X, $\lambda = 3,1$ cm) et RadarSAT-2 (CSA-MDA, bande C, $\lambda = 5,6$ cm), les données radar disponibles pour les applications interférométriques se diversifient rapidement. La combinaison de ces nouvelles données avec les données Envisat ASAR offre des perspectives très prometteuses pour le suivi InSAR de l'activité volcanique dans des conditions qui se rapprochent de celles de la surveillance opérationnelle. En particulier, la multiplication des géométries d'acquisition et la diversité des résolutions spatiales et des sensibilités aux déplacements (en fonction de la longueur d'onde) devraient permettre une détermination plus précise des déplacements avec une fréquence de répétition de la mesure significativement améliorée.

Nous commençons à mettre en œuvre une telle approche multicapteurs pour améliorer le suivi InSAR du Piton de la Fournaise. En particulier, les données TerraSAR-X acquises régulièrement sur l'île de la Réunion depuis la fin 2008 dans le cadre du programme Kalideos, du Centre National d'Études Spatiales (CNES), sont utilisées pour compléter les données ASAR en bande C utilisées jusqu'alors à l'OPGC. À la fin de l'année 2009, suite à l'augmentation du nombre et de l'énergie des séismes enregistrés par les stations du réseau de surveillance de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF), nous avons demandé à l'Agence Spatiale Allemande (DLR) une densification des acquisitions d'images TerraSAR-X sur le Piton de la Fournaise. Nous présentons dans cet article les premiers résultats obtenus à partir de ces données sur les événements éruptifs survenus entre octobre 2009 et janvier 2010. Nous proposons aussi une étude préliminaire des performances de l'imagerie TerraSAR-X pour la surveillance InSAR de l'activité volcanique, en analysant en particulier l'évolution temporelle de la cohérence des interférogrammes TerraSAR-X sur une période d'un an entre décembre 2008 et janvier 2010.

2. Le Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise est l'un des volcans les plus actifs de la planète. Il forme la moitié sud-est de La Réunion, une île située au sud du Bassin des Mascareignes, dans l'Océan Indien, à 800 km à l'est de

Madagascar (Figure 1). Son activité a débuté il y a plus de 500 ka (Gillot et Nativel, 1989) et est généralement considérée comme la manifestation la plus récente du point chaud à l'origine des Trapps du Deccan au Crétacé (Duncan et al., 1989).

Sa morphologie est caractérisée par une série de vastes dépressions limitées par des escarpements en fer à cheval ouverts vers l'est et dont l'origine est attribuée par certains auteurs à une série de grands glissements de terrain vers l'est (Duffield et al., 1982 ; Labazuy et Lénat, 1990 ; Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1991 ; Gillot et al., 1994 ; Labazuy, 1996 ; Lénat et al., 2001) et par d'autres auteurs à une série d'effondrements caldériques (Chevalier et Bachèlery, 1981 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995).

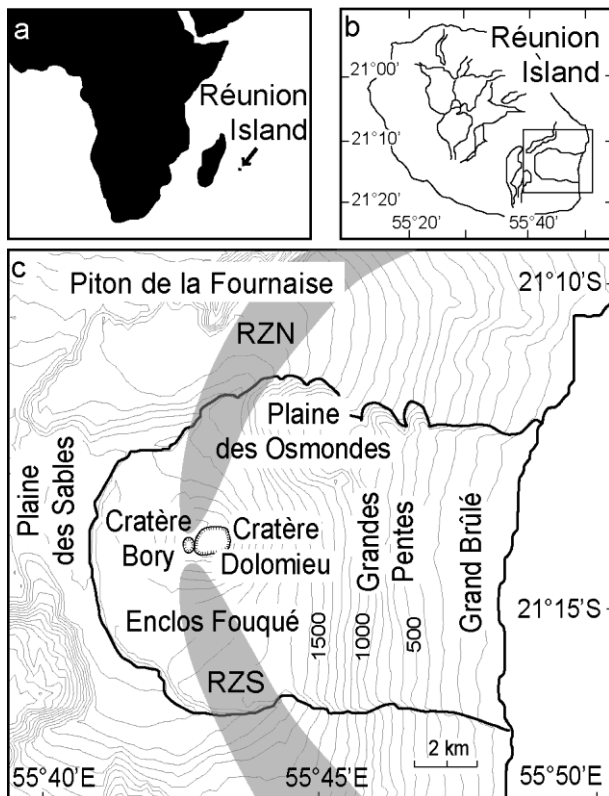


Figure 1: (a) Situation de l'île de La Réunion dans l'Océan Indien ; (b) Situation du Piton de la Fournaise ; (c) Carte topographique du Piton de la Fournaise. L'espacement des iso-contours est de 100 m. Les principales zones mentionnées dans le texte sont indiquées. RZN : Rift Zone Nord ; RZS : Rift Zone Sud.

La plupart des éruptions historiques du Piton de la Fournaise ont eu lieu à l'intérieur de la dépression la plus orientale, constituée par la coalescence de l'Enclos Fouqué, des Grandes Pentes, de la Plaine des Osmondes et du Grand Brûlé. Cette dépression présente une forme en fer à cheval orientée est-ouest d'environ 13 x 10 km, ouverte à l'est sur l'Océan Indien (Figure 1). Alors qu'il est maintenant bien établi que le Grand Brûlé s'est formé par une série de glissements de terrains (Bachèlery et Mairine, 1990 ; Labazuy, 1991, Labazuy, 1996 ; Mohamed-Abchir, 1996 ; Michon et al., 2008), l'origine de l'Enclos Fouqué est encore discutée.

Certains y voient une véritable caldera (Chevalier et Bachèlery, 1981 ; Duffield et al., 1982 ; Bachèlery et Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995), d'autres la partie supérieure du glissement du Grand Brûlé (Lénat et al., 1990 ; Labazuy, 1996 ; Lénat et al., 2001). Merle et Lénat (2003) ont proposé en 2003 un scénario alternatif, où l'effondrement vertical de l'Enclos Fouqué a pu se produire en réponse au glissement du Grand Brûlé vers l'océan.

Depuis le XVII^{ème} siècle, plus de 150 éruptions ont été observées au Piton de La Fournaise, la plupart ayant donné lieu à l'émission de laves basaltiques fluides à l'intérieur de la dépression Enclos Fouqué - Grand Brûlé. Sur la base de la distribution des points de sortie historiques, (Bachèlery, 1981) a proposé l'existence de deux zones d'intrusion préférentielles d'orientation respective N10°E et N170°E. À l'intersection de ces deux zones d'intrusion se trouve le Cône Central, haut de 400 m et large de 3 km, légèrement allongé dans la direction est-ouest et occupé en son sommet par deux cratères : le Bory (380 x 250 m) à l'ouest et le Dolomieu (1100 x 800 m) à l'est. Les deux zones d'intrusion préférentielles s'étendent à l'extérieur de l'Enclos Fouqué au travers des flancs nord et sud du Piton de la Fournaise, en s'élargissant et en tournant progressivement vers respectivement le nord-est et le sud-est. Ces deux axes d'injection magmatique préférentielle sont classiquement désignés comme la Rift Zone Nord (RZN) et la Rift Zone Sud (RZS), quoiqu'elles diffèrent notablement des Rift Zones hawaïennes typiques (Bachèlery, 1981).

Après une période de repos inhabituellement longue de 63 mois, le Piton de la Fournaise est entré en éruption en mars 1998. Cet événement a marqué le début d'un nouveau cycle d'activité (Peltier et al., 2009) qui s'est poursuivi jusqu'à maintenant avec, en moyenne, un peu plus de deux éruptions par an. La plupart des éruptions de ce cycle suivent un schéma relativement comparable. Dans les mois précédant l'éruption, le niveau d'activité sismique augmente significativement, avec des événements généralement localisés sous le Cône Central et la plupart des foyers situés à des profondeurs entre 1 et 1,5 km au dessus du niveau de la mer. Dans le même temps, une inflation de faible amplitude et de grande longueur d'onde est éventuellement observée par les stations géodésiques (inclinomètres, extensomètres, GPS) du réseau de surveillance de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise. Puis une augmentation importante du niveau d'activité sismique se produit avec une migration des hypocentres vers la surface, indiquant l'étape finale de propagation d'un dyke dans l'édifice. Dans le même temps, une augmentation des variations d'inclinaison est observée avec plus d'un ordre de grandeur de différence par rapport aux déformations observées au cours de la première phase. L'éruption débute avec l'ouverture d'une ou de plusieurs fissures éruptives quand le dyke atteint la surface. Dans certains cas, la fissure éruptive

s'ouvre à l'intérieur des cratères sommitaux (éruption sommitale) puis se propage éventuellement vers la base du Cône Central. Dans d'autres cas, la fissure s'ouvre directement dans l'un des flancs du Cône Central (éruption proximale). Enfin, de façon plus exceptionnelle, la fissure s'ouvre loin du Cône Central, dans la Plaine des Osmondes ou dans le Grand Brûlé (éruption distale). L'analyse structurale des fissures et points de sortie récents, réalisée par (Michon et al., 2007), montre que l'ascension du magma, durant la plupart des éruptions post-1998, ne suit pas le scénario classique d'injection dans les Rift Zones Nord et Sud, mais semble plutôt contrôlée par deux zones de fractures préférentielles à l'intérieur de l'Enclos Fouqué, orientées N25°-30° et N125°-130°.

Le début d'une éruption est généralement marqué par un intense dégazage qui se traduit par l'émission de fontaines de lave. Ces fontaines alimentent des coulées et construisent un nouveau cône. Après cette phase de dégazage initial, l'éruption peut se poursuivre pendant des semaines ou des mois par l'émission d'une coulée de lave. En fonction de l'endroit d'où est émise la coulée et du taux d'émission, la lave peut parcourir des distances de plusieurs kilomètres, en direction de l'océan, éventuellement à l'intérieur de tunnels de lave, au travers des Grandes Pentes, de la Plaine des Osmondes ou du Grand Brûlé.

3. L'activité du Piton de la Fournaise d'octobre 2009 à janvier 2010

3.1. Intrusion du 18-19 octobre 2009

Après une période de calme relatif d'environ 8 mois, le Piton de la Fournaise a connu une reprise d'activité à la fin de l'année 2009. À partir de la fin du mois de septembre 2009, une augmentation progressive de la sismicité a été enregistrée par les stations de l'OVPF. Dans un premier temps, une sismicité d'origine profonde, accompagnée d'un gonflement progressif de l'édifice, a été détectée. Les hypocentres sont localisés sous le Cône Central, à une profondeur proche du niveau de la mer correspondant à la zone où est supposé se trouver le principal réservoir magmatique du cycle éruptif 1998-actuel (OVPF, 2009a). Une importante crise sismique est enregistrée entre le 18 et le 19 octobre, avec une migration nette de la sismicité vers la surface jusqu'à environ 1,5 km au dessus du niveau de la mer. Cette migration est associée avec une phase de trémor de plusieurs heures (OVPF, 2009a). L'activité sismique intense du 18-19 octobre est aussi accompagnée d'une amplification des déplacements affectant le Cône Central, avec plus de 6 cm de soulèvement et entre 7 et 15 cm de déplacement horizontal centrifuge mesurés par les stations GPS sommitales. Les déplacements se produisent d'abord au nord du Dolomieu, au début du mois d'octobre, puis dans la partie sud du cratère Dolomieu suite à la crise du 18-19 octobre (OVPF, 2009a). Toutes ces

observations indiquent qu'une intrusion de magma a eu lieu entre le 18 et le 19 octobre dans le Cône Central, sans que cette intrusion ne réussisse à atteindre la surface et ne donne lieu à une éruption.

3.2. Éruption du 5-6 novembre 2009

Une augmentation progressive de l'activité sismique est à nouveau observée à partir de fin octobre 2009. Dans la nuit du 5 au 6 novembre 2009, une éruption sommitale de faible intensité se produit. Les premières fissures éruptives s'ouvrent dans la falaise sud à l'intérieur du Dolomieu. De nouvelles fissures s'ouvrent ensuite à l'extérieur du Dolomieu, d'abord près du bord sud-est du cratère, entre 2500 et 2430 m d'altitude, puis sur le versant est du Dolomieu entre 2380 et 2350 m d'altitude (OVPF, 2009b). Ces fissures alimentent plusieurs coulées qui s'épanchent sur le flanc est du Cône Central. La coulée principale parcourt environ 2 km jusqu'à 1770 m d'altitude (OVPF, 2009b). Les déplacements mesurés sur les stations GPS de l'OVPF pendant l'éruption indiquent une inflation du Cône Central à l'exception notable de la station située sur le bord sud du cratère Dolomieu qui indique une déflation sin-éruptive (OVPF, 2009b). L'éruption se termine après une dizaine d'heures d'activité.

3.3. Éruption du 14 décembre 2009

Le 14 décembre 2009, après une augmentation progressive de la sismicité pendant toute la matinée, une nouvelle éruption se produit en début d'après-midi. Une série de fissures éruptives s'ouvrent sur le bord sud extérieur du cratère Dolomieu (OVPF, 2009c). Les fissures éruptives alimentent des fontaines et de petites coulées de lave qui s'épanchent sur le flanc sud du Cône Central. L'éruption se termine dans la soirée du 14 décembre après 6 heures d'activité. Des déplacements horizontaux importants (jusqu'à 8 cm de déplacement centrifuge), affectant le Cône Central, ont été détectés par le réseau de stations GPS de l'OVPF environ un jour avant le début de l'éruption (OVPF, 2009c).

3.4. Éruption du 2-12 janvier 2010

L'éruption du 2 janvier 2010 est, elle aussi, précédée d'une augmentation de l'activité sismique. L'éruption a eu lieu au sommet du Cône Central, dans la falaise sud-ouest entre les cratères Bory et Dolomieu (OVPF, 2009c). Elle alimente une coulée de lave qui s'épanche jusqu'au fond du cratère Dolomieu. À la fin de l'éruption, le 12 janvier 2010, le fond du cratère a été entièrement recouvert par la lave. Le réseau de stations GPS de l'OVPF enregistre d'importants déplacements horizontaux centrifuges environ 1 jour avant le début de l'éruption (OVPF, 2009c).

4. La méthode interférométrique

Les images radar à synthèse d'ouverture (Synthetic Aperture Radar, SAR) enregistrent l'amplitude et la

phase des échos radar rétrodiffusés par la surface du sol après que celle-ci a été illuminée par une impulsion radar. La phase de chaque pixel de l'image radar est la somme de deux contributions :

- Une contribution proportionnelle au temps de trajet aller-retour de l'onde radar entre le satellite et le sol ;
- Une contribution déterminée par l'interaction de l'onde radar avec la surface du sol, dépendant principalement de la géométrie et des propriétés diélectriques des nombreuses cibles élémentaires présentes dans chaque cellule de résolution.

La très forte variabilité spatiale de la seconde contribution se traduit par un bruit haute fréquence qui rend inexploitable la composante phase de n'importe quelle image radar considérée individuellement.

La technique InSAR consiste à soustraire les phases de deux images radar acquises sur la même zone. Si les acquisitions sont simultanées ou si les propriétés géométriques et diélectriques des cellules de résolution sont restées identiques entre les deux acquisitions, alors leurs contributions s'annulent et le résultat de la soustraction est une nouvelle image, appelée interférogramme, où les déphasages expriment uniquement les variations de temps de trajet de l'onde radar entre les deux acquisitions. Comme les déplacements du sol modifient la distance entre le sol et le satellite (et produisent ainsi un changement dans le temps de trajet de l'onde), ils se traduisent dans l'interférogramme par des motifs plus ou moins concentriques de déphasage, appelés franges. Chaque frange correspond à un déplacement de $\lambda/2$ dans l'axe de visée du satellite, λ étant la longueur d'onde de l'onde radar. Ainsi, les satellites fonctionnant en bande X sont environ deux fois plus sensibles aux déplacements du sol que les satellites en bande C eux-mêmes environ quatre fois plus sensibles que les satellites en bande L. En contrepartie, on s'attend logiquement à ce que les interférogrammes produits avec des données à courte longueur d'onde soient plus facilement saturés en cas de très forts déplacements du sol et plus sensibles aux changements de propriétés géométriques et diélectriques des cellules de résolution.

La mesure de déplacement donnée par un interférogramme est ambiguë à deux points de vue. D'abord, elle n'est connue que modulo $\lambda/2$. Cette première ambiguïté peut être levée par le déroulement des franges, une procédure souvent délicate à mettre en œuvre (Chen et al., 2002). Ensuite, elle ne fournit qu'une seule composante qui correspond à la projection du vecteur déplacement 3D sur l'axe de visée du satellite. En imageant le même événement à la fois sur un interférogramme ascendant et sur un interférogramme descendant, on obtient deux projections indépendantes du vecteur déplacement 3D dont l'inversion permet, sous certaines conditions, de revenir aux composantes est-ouest et verticale du vecteur déplacement.

La légère différence de position du satellite, entre la première acquisition (dite acquisition maîtresse) et la seconde acquisition (dite acquisition esclave), se traduit par une légère différence de distance Terre-satellite. En outre, les changements des propriétés physico-chimiques de l'atmosphère entre les deux acquisitions induisent un changement de la vitesse de propagation de l'onde. Ces deux effets se traduisent par des changements dans le temps de trajet de l'onde radar entre le satellite et le sol et produisent dans les interférogrammes des franges "parasites" que l'on qualifie de franges orbitales et franges atmosphériques. Le léger changement de position du satellite entre les deux acquisitions affecte aussi le point de vue sous lequel est observée la surface du sol. Cela induit une sensibilité stéréoscopique de l'interférogramme au relief qui se traduit également par des franges parasites. La sensibilité stéréoscopique de l'interférogramme est principalement contrôlée par la distance entre les deux positions successives du satellite (mesurée perpendiculairement à la direction de l'axe de visée = ligne de base perpendiculaire). (Massonnet et Rabaute, 1993)) ont proposé un estimateur de la sensibilité stéréoscopique, l'altitude d'ambiguïté (A_a) qui est une fonction inverse de la ligne de base perpendiculaire. L'altitude d'ambiguïté correspond à la dénivelée qui va produire une frange topographique dans l'interférogramme. Plus cette valeur est importante, moins l'interférogramme sera sensible à la topographie. Les contributions parasites d'origine orbitale et topographique peuvent être éliminées, avec un degré de précision généralement satisfaisant, en utilisant, d'une part, les coordonnées orbitales précises diffusées à posteriori par les agences spatiales et, d'autre part, un Modèle Numérique de Terrain (MNT). En revanche, comme il n'existe actuellement aucune procédure permettant de caractériser et d'éliminer de façon précise et systématique la contribution atmosphérique, celle-ci demeure l'une des principales sources d'incertitude dans la mesure InSAR des déplacements du sol.

Pour une description plus complète de la méthode InSAR, on pourra consulter (Massonnet et Feigl, 1998), (Bürgmann et al., 2000) et (Hansen, 2001).

5. Le système TerraSAR-X

Lancé le 15 juin 2007 par l'agence spatiale allemande (DLR), TerraSAR-X est un satellite radar imageur dédié à l'observation de la Terre. Il évolue sur une orbite héliosynchrone à environ 514 km d'altitude avec une périodicité de 167 révolutions en 11 jours. La principale composante de sa charge utile est un radar en bande X ($f = 9,65$ GHz, $\lambda = 3,1$ cm) configuré pour permettre l'acquisition d'images dans une large gamme de géométries de prise de vue (angle de visée compris entre 20 et 60°), de résolutions (Spotlight : 1 m, Stripmap : 3 m, Scansar : 16 m) et de polarisations.

Du fait de sa relative courte longueur d'onde, la bande X interagit fortement avec le couvert végétal. Cette interaction peut être assez variable en fonction de la polarisation de l'onde. Ainsi, grâce aux différents modes polarimétriques disponibles, les données TerraSAR-X apparaissent comme particulièrement bien adaptées pour l'étude de la végétation et le suivi des cultures. La contrepartie attendue de cette forte sensibilité à la végétation est, dans le cas d'une exploitation interférométrique, une probabilité élevée de décorrélation (ou incohérence) des phases entre deux acquisitions successives pour toutes les cellules de résolution qui sont partiellement ou entièrement couvertes de végétation.

Dans la perspective d'une application des données radar en bande X à la surveillance InSAR de l'activité volcanique, il est important d'évaluer précisément l'intensité de cette décorrélation. En effet, une proportion importante des volcans les plus actifs de la planète se trouve dans la zone intertropicale et est souvent couverte d'une végétation dense et abondante. Grâce aux données TerraSAR-X acquises sur le Piton de la Fournaise dans le cadre du programme Kalideos du CNES (Kalideos, 2010), nous avons pu réaliser une évaluation préliminaire de la décorrélation temporelle des phases en bande X, que nous présentons au paragraphe 7.1 de cet article.

6. Les données TerraSAR-X

Dans cette étude, nous avons utilisé 28 scènes TerraSAR-X Stripmap (SSC_SMS ou Single Look Complex, Single Polarisation StripMap image) acquises sur le Piton de la Fournaise entre décembre 2008 et mars 2010, lors de passages ascendants (angle d'incidence : 33°) et descendants (angle d'incidence : 37°) du satellite (Tableau 1).

À partir de ces images, nous avons calculé 57 interférogrammes en utilisant le logiciel Diapason (© CNES/Altamira Information) (CNES, 1996). La contribution orbitale a été modélisée et éliminée en utilisant les coordonnées orbitales standard (RAPID orbit) délivrées avec les images TerraSAR-X par le DLR. Les coordonnées orbitales précises (SCIE orbit) sont en théorie préférables pour les applications interférométriques. Cependant, grâce au GPS embarqué à bord de TerraSAR-X, la précision de l'ensemble des produits orbitaux fournis par le DLR s'avère nettement supérieure à ce qui était prévu initialement, de sorte que les coordonnées orbitales standard nous ont semblé suffisamment précises. Ceci est confirmé par l'absence de résidus orbitaux importants dans nos interférogrammes.

Nous avons modélisé et éliminé la contribution topographique en utilisant un MNT d'une maille initiale de 25 m (volontairement sur-échantillonné par nos soins à 12,5 m) et de précision verticale 3 m (1σ), produit par l'Institut National de l'Information Géographique et

Forestière (IGN). Ce MNT a aussi été utilisé pour géoréférencer les interférogrammes.

Par souci de concision, dans la suite de l'article nous ferons référence aux scènes TerraSAR-X en les mentionnant par leur numéro d'orbite et aux interférogrammes en les mentionnant par le numéro d'orbite de l'image maîtresse suivi du numéro d'orbite de l'image esclave.

| Orbite | Date | Passage |
|--------|------------|------------|
| 08304 | 13/12/2008 | Descendant |
| 08471 | 24/12/2008 | Descendant |
| 08805 | 15/01/2009 | Descendant |
| 09306 | 17/02/2009 | Descendant |
| 09587 | 07/03/2009 | Ascendant |
| 09807 | 22/03/2009 | Descendant |
| 10088 | 09/04/2009 | Ascendant |
| 10308 | 24/04/2009 | Descendant |
| 10589 | 12/05/2009 | Ascendant |
| 10809 | 27/05/2009 | Descendant |
| 11310 | 29/06/2009 | Descendant |
| 11811 | 01/08/2009 | Descendant |
| 12312 | 03/09/2009 | Descendant |
| 12593 | 21/09/2009 | Ascendant |
| 12813 | 06/10/2009 | Descendant |
| 12927 | 13/10/2009 | Ascendant |
| 12980 | 17/10/2009 | Descendant |
| 13094 | 24/10/2009 | Ascendant |
| 13147 | 28/10/2009 | Descendant |
| 13314 | 08/11/2009 | Descendant |
| 13595 | 26/11/2009 | Ascendant |
| 13815 | 11/12/2009 | Descendant |
| 14096 | 29/12/2009 | Ascendant |
| 14316 | 13/01/2010 | Descendant |
| 14597 | 31/01/2010 | Ascendant |
| 14817 | 12/02/2010 | Descendant |
| 15098 | 05/03/2010 | Ascendant |
| 15318 | 20/03/2010 | Descendant |

Tableau 1 : Liste des scènes TerraSAR-X utilisées dans cette étude.

7. Les résultats

7.1. Analyse de la cohérence des interférogrammes

La cohérence est une mesure du degré de corrélation des phases entre les deux images radar utilisées pour le calcul interférométrique. C'est une grandeur inversement proportionnelle à la variance locale de la phase interférométrique. Elle est estimée par la relation suivante :

$$|\hat{\gamma}| = \frac{|\sum_{n=1}^N (z_1(n) \cdot z_2^*(n))|}{\sqrt{\sum_{n=1}^N |z_1(n)|^2 \cdot \sum_{n=1}^N |z_2(n)|^2}} \quad (\text{Hanssen, 2001})$$

où z_1 et z_2 sont respectivement la valeur complexe des pixels de l'image maîtresse et de l'image esclave et z_2^* le conjugué de z_2 . Le calcul se fait habituellement sur une fenêtre carrée, dans notre cas de dimensions 3 x 3 pixels, de sorte que $N = 9$. Les valeurs de cohérence sont comprises entre 0 (perte totale de cohérence) et 1 (stabilité parfaite de la phase entre les deux acquisitions). La perte de cohérence dans les interférogrammes peut être causée par un changement critique des propriétés physiques ou géométriques des rétrodiffuseurs à la surface du sol entre les deux acquisitions ou bien par un aliasing spatial des franges interférométriques en cas de forts déplacements du sol (Massonnet et Feigl, 1998). Le premier effet est particulièrement dépendant de la nature de la surface du sol. Toutes les surfaces constituées de roche nue, dure et massive auront généralement des propriétés de rétrodiffusion très stables dans le temps alors que les sols peu indurés (sables ou cendres) et les surfaces couvertes de végétation verront leurs propriétés de rétrodiffusion changer rapidement.

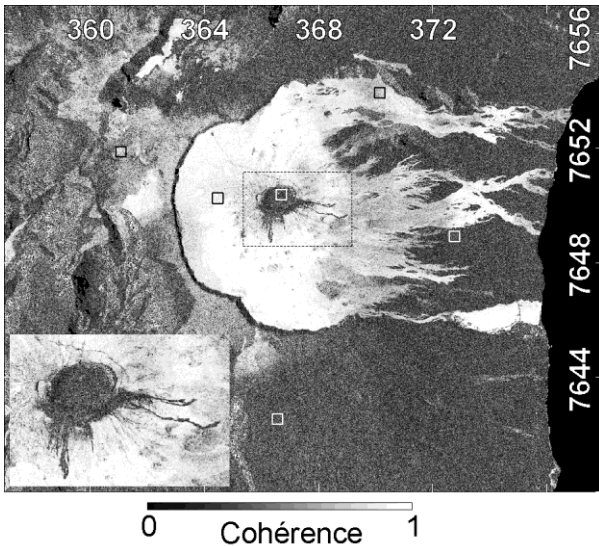


Figure 2 : Image de cohérence de l'interférogramme ascendant 12927_14597 couvrant une période de 110 jours entre le 13 octobre 2009 et le 31 janvier 2010. Un zoom sur le Cône Central (rectangle pointillé) est montré en bas à gauche de l'image. Les carrés noirs et blancs indiquent la position des six zones sélectionnées pour l'analyse de l'évolution temporelle de la cohérence. Les coordonnées sont en km UTM (fuseau 40 sud).

L'image de cohérence de l'interférogramme ascendant 12927_14597, qui couvre une période de 110 jours, entre le 13 octobre 2009 et le 31 janvier 2010, illustre bien ce phénomène (Figure 2). Le Cône Central, l'Enclos Fouqué, la Plaine des Osmondes et une partie des Grandes Pentes et du Grand Brûlé apparaissent remarquablement cohérents sur cette image. Cela s'explique par le fait que ces zones sont couvertes de coulées de lave relativement récentes où la végétation n'a pas encore eu le temps de se développer. Ce type de surface est caractérisé par une forte stabilité temporelle de la géométrie et des propriétés diélectriques des diffuseurs radar naturellement présents à la surface du sol, et donc par une forte corrélation temporelle de la phase, même après 110 jours. En revanche, l'intérieur et les pourtours du cratère Dolomieu apparaissent plus sombres sur l'image de cohérence. À l'intérieur du Dolomieu, depuis l'effondrement d'avril 2007, les parois sont sujettes à de fréquents éboulements, en particulier pendant les périodes de forte activité sismique. On en dénombre plusieurs entre octobre 2009 et janvier 2010. De plus, deux des éruptions survenues durant cette période, celle du 5-6 novembre et celle du 2 janvier, ont émis des coulées de lave à l'intérieur du Dolomieu. Ces phénomènes (éboulements et épanchements de lave) conduisent à des modifications radicales de la répartition spatiale des diffuseurs radar à la surface du sol et donc à une décorrélation totale des phases entre les deux acquisitions.

Sur le pourtour du Dolomieu, sur les flancs sud et est du Cône Central, l'image de cohérence montre des zones de très faible cohérence, étroites, digitées et sinueuses. Il s'agit des coulées de lave mises en place pendant l'éruption du 5-6 novembre (flanc est) et pendant celle du 14 décembre (flanc sud). Là encore, la raison de la perte de cohérence entre les deux acquisitions est le changement radical de la répartition spatiale des diffuseurs radar à la surface du sol suite à la mise en place des coulées. Sur le zoom, montré en encart dans la Figure 2, les digitations des coulées et les kipukas sont clairement visibles, illustrant les potentialités des images de cohérence TerraSAR-X pour la cartographie détaillée des nouvelles coulées de lave. Un phénomène intéressant est aussi visible sur l'encart de la Figure 2. Au sommet du volcan, un fin cordon noir (c'est-à-dire incohérent), contourne le cratère Dolomieu par le Nord et le Nord-Est. Il s'agit du nouveau sentier d'accès au sommet du Piton de la Fournaise. Ce cordon incohérent est visible en fait jusqu'au Pas de Bellecombe, passage obligé pour accéder au volcan, au nord-ouest de l'Enclos. Il semble donc que les modifications à la surface du sol, consécutives à l'aménagement du sentier par les employés de l'ONF, soient responsables d'une perte importante de cohérence. Un phénomène comparable est visible au niveau de la route côtière qui traverse la coulée d'avril-mai 2007 au sud du Grand Brûlé. Cette dernière montre une très bonne cohérence en dehors d'une zone d'environ un cinquième de sa

surface totale au sud-est et d'une toute petite zone à l'ouest. Il s'agit respectivement de la zone la plus épaisse (> 60 m) parcourue par des tunnels de lave et de la zone où se trouve l'évent, constitué de scories non soudées. La compaction de la lave, l'affaissement des tunnels et la remobilisation des scories sont probablement à l'origine de la perte de cohérence.

À l'ouest, la Plaine des Sables est une étendue aride, principalement couverte de cendres volcaniques. Celles-ci sont facilement remobilisées par le vent ou la pluie, ce qui explique une cohérence relativement plus faible que dans l'Enclos Fouqué.

Dans les Grandes Pentés et le Grand Brûlé, en dehors des coulées récentes, ainsi que sur les flancs nord et sud du volcan, en dehors de l'Enclos, l'image de cohérence est le plus souvent très sombre, ce qui indique une décorrélation importante, voire complète, des phases entre les deux acquisitions. Cet effet s'explique par la présence d'une végétation dense dans ces zones. La croissance régulière des végétaux et le mouvement continu des feuillages induisent un changement radical de la géométrie des diffuseurs radar entre les deux acquisitions.

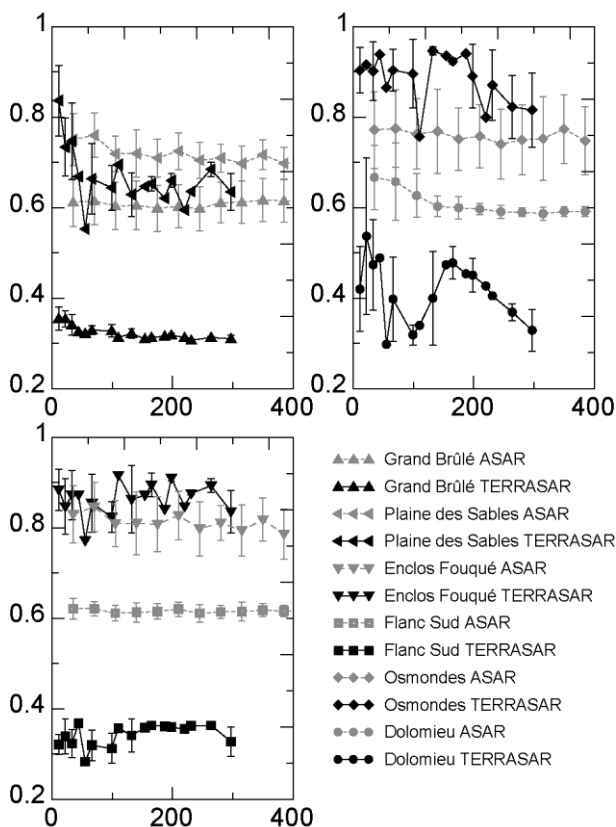


Figure 3 : Évolution temporelle de la cohérence pour 6 zones test. En noir, cohérence des interférogrammes TerraSAR-X, en gris, cohérence des interférogrammes ASAR. Les valeurs de cohérence sont normalisées entre 0 et 1. Les barres d'incertitude correspondent à l'écart-type, pour tous les interférogrammes couvrant la même durée, de la cohérence moyenne sur une zone test donnée. En abscisse, la durée des interférogrammes en jours.

Nous avons mené une analyse comparative préliminaire de l'évolution temporelle de la cohérence à partir des 57 interférogrammes TerraSAR-X et d'un jeu de 340 interférogrammes ASAR. Nous avons sélectionné six zones test de 30 x 30 pixels (c'est-à-dire 375 x 375 m), représentatives de différents types de surface, dans lesquelles nous avons calculé la cohérence moyenne pour chaque interférogramme. Ces valeurs de cohérence moyenne sont reportées, en fonction de la durée couverte par les interférogrammes, sur les graphes de la Figure 3. Lorsque plusieurs interférogrammes couvrent la même durée, une valeur moyenne de cohérence et un écart-type ont été calculés. Les barres d'erreur correspondent alors à +/- 1 sigma.

Les six zones test sélectionnées sont représentées sur la Figure 2. Elles sont situées dans le Dolomieu (éboulis et coulées de lave très récentes), dans la partie ouest de l'Enclos Fouqué (coulées de lave récentes sans végétation), dans la Plaine des Osmondes (coulées de lave récentes sans végétation), dans le Grand Brûlé (végétation) et, hors Enclos, dans la Plaine des Sables (dépôts cendreux) et sur le flanc sud du volcan (végétation).

L'Enclos Fouqué et la Plaine des Osmondes sont les deux zones les plus cohérentes, quel que soit le jeu de données (ASAR ou TerraSAR-X). Ce sont aussi les deux zones où les données TerraSAR-X sont systématiquement plus cohérentes que les données ASAR, avec des valeurs de cohérence supérieures à 0,8. Pour l'Enclos Fouqué, la cohérence TerraSAR-X reste au même niveau pour la gamme de durées couvertes. Pour la Plaine des Osmondes, on observe une légère tendance à la perte de cohérence, mais avec des valeurs encore supérieures à 0,8 après 300 jours.

La cohérence des données TerraSAR-X est légèrement inférieure à celle des données ASAR dans la Plaine des Sables. Elle montre une décroissance rapide de 0,85 à 0,65 pour une durée croissante de 11 à 55 jours, puis une stabilisation autour de 0,65 pour les durées supérieures. La cohérence des données TerraSAR-X dans le Dolomieu, les Grandes Pentés et le flanc sud est significativement inférieure à celle des données ASAR, avec une différence de 0,2 à 0,3. Ces résultats confirment les prévisions concernant la difficulté d'obtenir des interférogrammes en bande X cohérents sur les zones végétalisées. En revanche, ils mettent aussi en évidence la qualité supérieure de ces interférogrammes, par rapport aux interférogrammes en bande C, sur toutes les zones dénudées. Ce résultat s'explique probablement par le fait que dans ces zones où les modifications de géométrie et de propriétés diélectriques des diffuseurs radar entre deux acquisitions sont faibles, la résolution plus élevée des images TerraSAR-X influence de façon prépondérante la qualité du signal.

7.2. Signaux imagés par les interférogrammes

Sur la période septembre 2009-mars 2010, nous avons calculé deux séries de six interférogrammes, l'une avec des images TerraSAR-X acquises pendant les passages ascendants du satellite, l'autre avec des images TerraSAR-X acquises pendant les passages descendants (Figure 4 et Figure 5). Les combinaisons interférométriques ont été choisies de façon à ce que la scène esclave d'un interférogramme soit systématiquement la scène maîtresse de l'interférogramme suivant. Ainsi, l'ensemble des événements survenus entre la date d'acquisition de la scène maîtresse du premier interférogramme et la date d'acquisition de la scène esclave du dernier interférogramme ont été imagés.

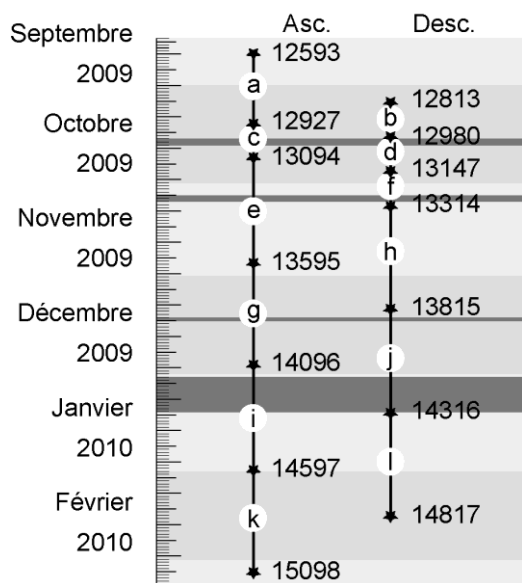


Figure 4 : Périodes couvertes par les interférogrammes TerraSAR-X. Chaque étoile correspond à une scène TerraSAR-X référencée par son numéro d'orbite. Les traits entre les étoiles matérialisent les interférogrammes, référencés par les lettres utilisées dans la Figure 5. Les bandeaux horizontaux gris foncé matérialisent la crise intrusive du 18-19 octobre 2009, ainsi que les éruptions du 5-6 novembre 2009, du 14 décembre 2009 et du 2-12 janvier 2010.

L'ensemble des interférogrammes des deux séries montre des franges, plus ou moins nombreuses, à l'intérieur du Dolomieu. Ces franges témoignent de la présence, à cet endroit, de résidus topographiques dus au fait que le MNT IGN utilisé pour le calcul interférométrique date de 1997 et ne prend pas en compte les changements importants de topographie induits par l'effondrement du Dolomieu en avril 2007 (> 300 m). Le nombre de franges à l'intérieur du Dolomieu est fonction de l'altitude d'ambiguïté de chaque interférogramme (peu de franges pour les interférogrammes à forte altitude d'ambiguïté, beaucoup de franges pour les interférogrammes à faible altitude d'ambiguïté). Des franges topographiques résiduelles sont aussi visibles sur les flancs du Cône Central, dans la Plaine des Osmondes, dans les Grandes Pentés et

dans le Grand Brûlé sur les interférogrammes à faible altitude d'ambiguïté (Figure 5b, Figure 5d, Figure 5e, Figure 5f, Figure 5h et Figure 5i). Ces résidus correspondent à la topographie des coulées de lave mises en place à partir de 1998 et dont l'épaisseur n'est pas prise en compte dans le MNT IGN.

7.2.1. Période précédant l'intrusion du 18-19 octobre 2009

L'interférogramme ascendant 12593_12927 (Figure 5a) et l'interférogramme descendant 12813_12980 (Figure 5b) couvrent respectivement une période de 22 jours et une période de 11 jours, juste avant l'intrusion du 18-19 octobre 2009. Le premier montre un signal de moyenne étendue sur le Cône Central et la partie centrale de l'Enclos Fouqué. Le signal, de couleur jaune et bleue sur la Figure 5a a une forme grossièrement elliptique de grand axe N10° et correspond à un déphasage maximum d'environ 2/3 de cycle. Ce signal ne peut pas être interprété de manière univoque. Il pourrait s'agir d'un raccourcissement de la distance sol-satellite d'environ 1 cm, lié par exemple au gonflement d'un réservoir magmatique profond. Mais il peut simplement s'agir d'un signal d'origine atmosphérique (produit par exemple par un assèchement de l'atmosphère entre l'acquisition de l'image maîtresse et celle de l'image esclave). L'interférogramme descendant ne permet pas de lever de façon certaine cette ambiguïté, car le seul signal clairement identifiable, en dehors des résidus topographiques, est un signal circulaire de petite étendue visible sur le versant nord-est du Dolomieu (Figure 5b). Ce signal correspond à un déphasage maximum d'environ 2/3 de cycle. Il est compatible avec un raccourcissement d'environ 1 cm de la distance sol-satellite. Cependant, compte tenu de la différence d'étendue entre ce signal et celui observé sur l'interférogramme ascendant, rien ne permet d'affirmer que les deux signaux résultent du même phénomène. En fait, le signal de petite étendue, visible sur l'interférogramme descendant, est également compatible avec les observations GPS du début du mois d'octobre mentionnées au paragraphe 3.1 et indique une phase d'intrusion initiale sous le versant nord-est du Dolomieu quelques heures à quelques jours avant l'intrusion principale du 18-19 octobre.

7.2.2. Déplacements associés à l'intrusion du 18-19 octobre 2009

L'interférogramme 12927_13094 (Figure 5c), qui couvre une période de 11 jours entre le 13 et le 24 octobre montre un très beau signal, asymétrique, sur le Cône Central. Sur le versant ouest du Cône Central, du sud au nord, on observe :

- Un lobe principal comptant 4 franges centrées sur la bordure sud-ouest du Dolomieu ; ce lobe correspond à un raccourcissement de la distance sol-satellite de 6 cm ;

- Un petit lobe d'une frange centrée sur le Sud du cratère Bory correspondant à un allongement de 1,5 cm de la distance sol-satellite ;
- Un lobe comptant environ 1,7 frange centrée sur le pit cratère « pré Bory » (Michon et al., 2009) sur le flanc nord-ouest du Cône Central ; ce lobe correspond à un raccourcissement de la distance sol-satellite d'environ 2,5 cm.

Sur le versant est du Cône Central, les déplacements enregistrés sont plus faibles. Ils se traduisent par deux lobes, symétriques des deux lobes principaux du versant ouest, difficiles à discerner car superposés à un signal de plus grande longueur d'onde, probablement d'origine atmosphérique. Ces deux lobes sont compatibles avec un allongement de la distance sol-satellite d'environ 1 à 1,5 cm.

Ces déplacements peuvent raisonnablement être attribués à la phase intrusive du 18-19 octobre. L'interférogramme 12980_13147 (Figure 5d), qui couvre une période de 11 jours entre le 17 et le 28 octobre, permet d'affiner leur analyse. Il montre un lobe principal de 5-6 franges centrées sur la bordure sud du Dolomieu à l'emplacement du Petit Plateau, un ancien pit cratère totalement comblé dont la limite est marquée par une série de fractures concentriques (Carter et al., 2007). Ce lobe principal correspond à un raccourcissement de la distance sol-satellite d'environ 8 cm. Juste à l'ouest de ce lobe principal, on discerne un lobe d'un à deux tiers de frange (jaune) à l'emplacement du lobe principal de l'interférogramme 12927_13094 (Figure 5c). Ce lobe correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'environ 0,75 cm. À l'est-nord-est du Dolomieu, à l'emplacement du signal circulaire observé sur l'interférogramme 12813_12980 (Figure 5b), l'interférogramme 12980_13147 (Figure 5d) montre un lobe d'environ 1,5 frange correspondant à un raccourcissement de la distance sol-satellite de 2,25 cm.

L'ensemble des déplacements observés sur l'interférogramme ascendant 12927_13094 (Figure 5c) et sur l'interférogramme descendant 12980_13147 (Figure 5d) est compatible avec une inflation du Cône Central, provoquée par l'intrusion du 18-19 octobre 2009. Le maximum d'inflation est localisé sous la bordure sud du Dolomieu, mais la bordure nord est aussi affectée quoique de façon plus modeste. Les données TerraSAR-X ne permettent pas de préciser la chronologie des déplacements, mais les mesures enregistrées sur les stations GPS du réseau de surveillance de l'OVPF (OVPF, 2009a) indiquent que les déplacements se sont propagés du nord vers le sud. Un contrôle structural d'une partie des déplacements, en particulier par les structures délimitant l'ancien pit cratère du Petit Plateau, n'est pas exclu.

7.2.3. Déplacements associés à l'éruption du 5-6 novembre 2009

L'interférogramme ascendant 13094_13595 (Figure 5e) et l'interférogramme descendant 13147_13314 (Figure 5f) couvrent tous les deux l'éruption de novembre 2009. Les déplacements enregistrés sur l'interférogramme ascendant s'organisent grossièrement selon la même logique que ceux enregistrés sur l'interférogramme 12927_13094 (Figure 5c). On observe :

- Un lobe principal comptant quatre franges centrées sur la bordure sud du Dolomieu. Ce lobe correspond à un raccourcissement de la distance sol-satellite de 6 cm ; son maximum est légèrement décalé à l'est (de 475 m environ) par rapport au maximum du lobe principal de l'interférogramme 12927_13094 (voir Figure 5c).
- Un petit lobe de 2 franges centrées exactement sur le maximum du lobe principal de l'interférogramme 12927_13094 (Figure 5c) ; ce petit lobe correspond à un allongement de 3 cm de la distance sol-satellite.
- Un lobe comptant environ 1,5 frange centrée sur le pit cratère « pré Bory » (Michon, 2009), avec un maximum légèrement décalé au nord-est (de 350 m environ) par rapport au maximum du lobe nord-ouest de l'interférogramme 12927_13094 (Figure 5c) ; ce lobe correspond à un raccourcissement de la distance sol-satellite d'environ 2-2,5 cm.
- Un lobe comptant au moins 4 franges centrées à mi pente du versant est du Cône Central. Ce lobe correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'environ 6 cm. Sa moitié nord est recoupée par deux cordons étroits de pixels incohérents qui correspondent aux coulées de lave qui se sont épanchées sur le flanc est du Cône Central pendant l'éruption. Les franges du lobe comprises entre les deux coulées sont légèrement décalées vers l'est par rapport aux franges qui se trouvent plus au sud ou plus au nord. Cela semble indiquer que les fissures éruptives est-ouest, à partir desquelles se sont épanchées les deux coulées, ont pu être affectées d'un léger jeu décrochant.
- Un lobe comptant environ 1,5 frange centrée à mi pente du versant nord-est du Cône Central ; ce lobe correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'environ 2-2,5 cm.

L'interférogramme descendant 13147_13314 (Figure 5f) montre deux lobes principaux sur le versant est du Cône Central. Le lobe sud compte au moins 16 franges. Dans sa partie nord, on observe un phénomène d'aliasing des franges dû au très fort gradient de déplacement. Ce lobe correspond à un raccourcissement de la distance sol-satellite d'au moins 24 cm. Le lobe nord compte deux franges qui indiquent un raccourcissement de 3 cm. Coincé entre le bord sud du Dolomieu et le nord-ouest du lobe sud, un petit lobe de deux franges est visible. Il coïncide à peu près avec le petit lobe de l'interférogramme ascendant 13094_13595 (Figure 5e)

et correspond comme lui à un allongement de la distance sol-satellite de 3 cm.

Les déplacements observés sur l'interférogramme ascendant 13094_13595 (Figure 5e) et sur l'interférogramme descendant 13147_13314 (Figure 5f) sont compatibles avec une inflation du Cône Central, similaire à celle provoquée par l'intrusion du 18-19 octobre 2009, mais de plus forte amplitude et dont le centre est légèrement décalé vers l'est.

Ce décalage est en accord avec la localisation des fissures éruptives du 5-6 novembre près du bord sud-est du Dolomieu et sur le versant extérieur est du Dolomieu. Les petits lobes de 2 franges visibles à la fois sur l'interférogramme ascendant et sur l'interférogramme descendant indiquent une légère subsidence du bord sud du Dolomieu à l'emplacement où a été enregistré auparavant le maximum de déplacement lié à l'intrusion du 18-19 octobre.

7.2.4. Période inter-éruptive comprise entre l'éruption du 5-6 novembre 2009 et l'éruption du 14 décembre 2009

L'interférogramme descendant 13314_13815 (Figure 5h) couvre une période de 33 jours entre le 8 novembre et le 11 décembre 2009. Aucune activité importante n'a eu lieu pendant cette période. Ainsi l'interférogramme montre surtout des résidus topographiques, dans le Dolomieu et sur la plupart des coulées récentes (post 1998). Toutefois un petit signal de 1,5 à 2 franges est visible sur le versant extérieur sud-est du Dolomieu. Il correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'environ 2,5 cm. Il se trouve dans le prolongement des deux petits lobes de 2 franges observés sur l'interférogramme 13094_13595 (Figure 5e) et sur l'interférogramme 13147_13314 (Figure 5f) et peut donc raisonnablement être interprété comme une subsidence faisant suite à l'éruption du 5-6 novembre 2009.

7.2.5. Déplacements associés à l'éruption du 14 décembre 2009

Les déplacements associés à l'éruption du 14 décembre 2009 sont imagés par l'interférogramme ascendant 13595_14096 qui couvre la période comprise entre le 26 novembre et le 29 décembre 2009 (Figure 5g) et par l'interférogramme descendant 13815_14316 (Figure 5j). Cependant, ce dernier couvre une période de 33 jours entre le 11 décembre 2009 et le 13 janvier 2010 et a enregistré les déplacements cumulés associés à l'éruption du 14 décembre 2009 et à celle du 2 janvier 2010. Ainsi, seul l'interférogramme ascendant peut être utilisé pour analyser les déplacements associés à l'éruption du 14 décembre. Une telle analyse, menée sur une seule projection des déplacements, est forcément ambiguë. Elle pourra être affinée en prenant en compte d'autres données comme les mesures GPS de l'OVPF.

L'ensemble de l'interférogramme 13595_14096 (Figure 5g) est clairement affecté par une composante parasite d'origine atmosphérique qui donne des franges de forme compliquée. À ces franges atmosphériques se

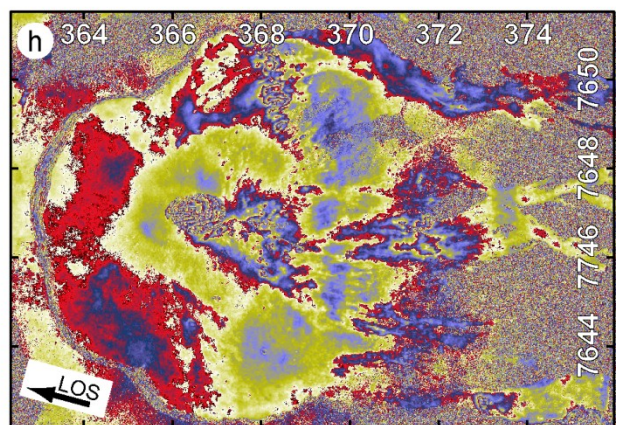
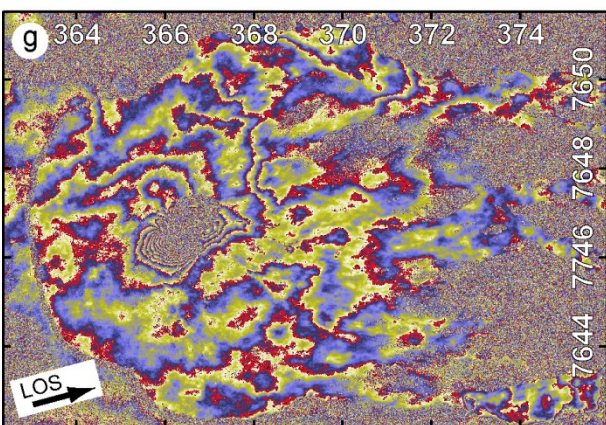
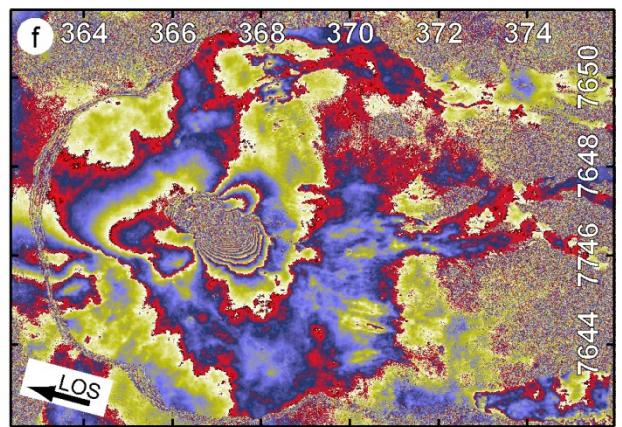
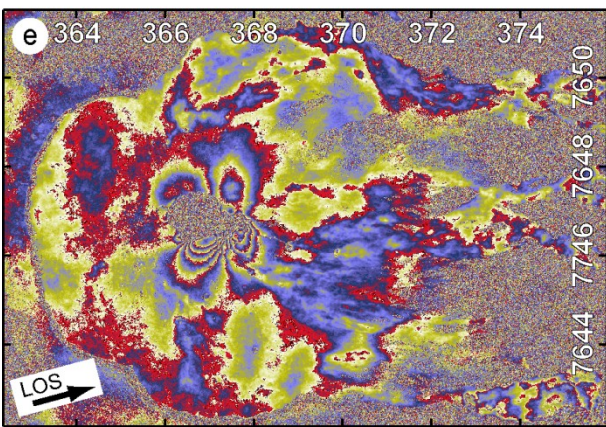
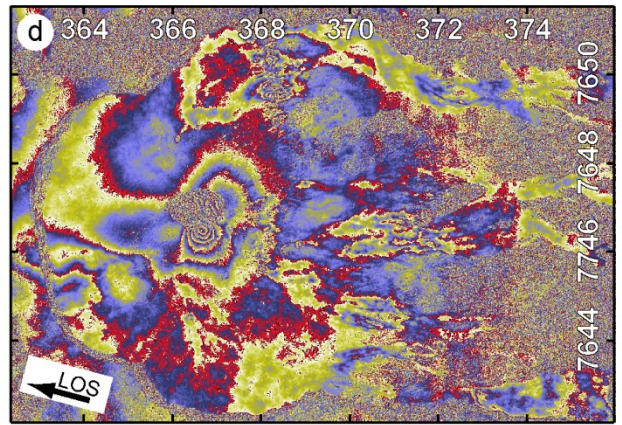
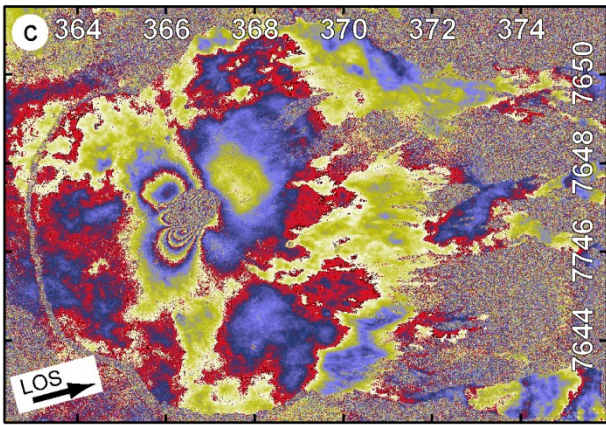
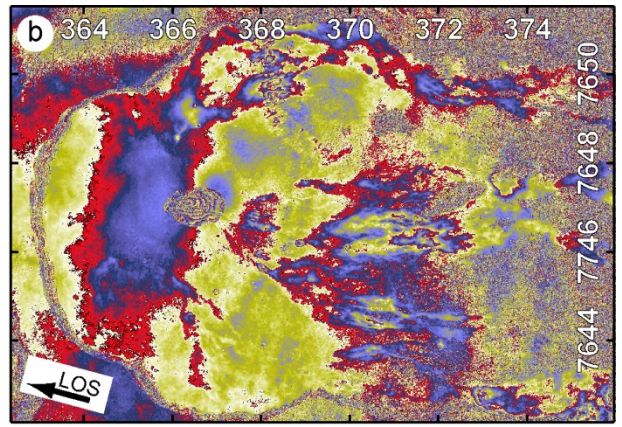
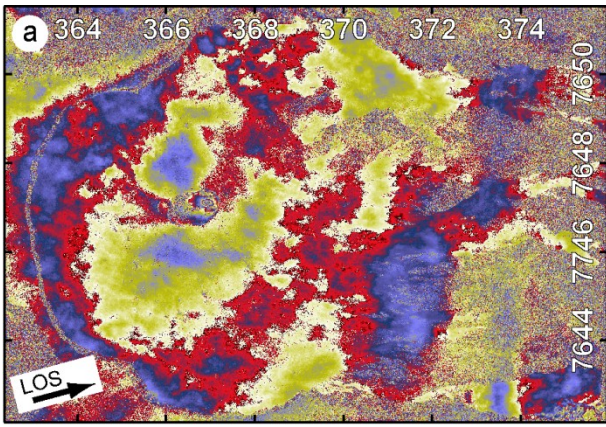
superposent, principalement au niveau des versants sud et est du Cône Central, des franges résultant des déplacements associés à l'éruption du 14 décembre. Au sud-est du Dolomieu, un lobe principal compte plus de 11 franges correspondant à un raccourcissement de la distance sol-satellite d'au moins 16,5 cm. Le maximum de déplacement se trouve à peu près à l'emplacement des deux petits lobes de 2 franges observés sur l'interférogramme 13094_13595 (Figure 5e) et sur l'interférogramme 13147_13314 (Figure 5f). Au sud et au sud-est du maximum de déplacement, le lobe principal est recoupé par des cordons étroits de pixels incohérents qui correspondent aux différentes coulées de lave épanchées pendant l'éruption du 14 décembre. Au nord du lobe principal, on distingue un petit lobe d'au moins 3 franges centrées au sud du cratère Bory, sensiblement au même endroit que le petit lobe associé à l'intrusion du 18-19 octobre visible sur l'interférogramme 12927_13094 (Figure 5c). Ce petit lobe correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'au moins 4,5 cm. Au sud-est du Dolomieu, on observe un lobe de 4 à 5 franges dont le maximum se situe au même endroit que celui du petit signal observé sur l'interférogramme descendant 13314_13815 (Figure 5h). Ce lobe correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'environ 6,5 cm.

L'ensemble des déplacements enregistrés par l'interférogramme 13595_14096 (Figure 5g) sont compatibles avec un gonflement du Cône Central lié à l'intrusion sous le versant sud du Dolomieu, qui a alimenté l'éruption du 14 décembre.

7.2.6. Déplacements associés à l'éruption du 2 au 12 janvier 2010

L'interférogramme ascendant 14096_14597 (Figure 5i) couvre une période de 33 jours entre le 29 décembre 2009 et le 31 janvier 2010. Bien qu'il soit fortement bruité par des résidus topographiques et par une composante parasite d'origine atmosphérique, on discerne clairement un signal de 2,5 à 3 franges sur le versant ouest du Cône Central qui correspond à un raccourcissement d'environ 4 cm de la distance sol-satellite. Nous attribuons ce déplacement à l'injection qui a alimenté l'éruption du 2-12 janvier 2010.

L'interférogramme descendant 13815_14316 (Figure 5j) couvre l'éruption du 14 décembre 2009 et celle du 2-12 janvier 2010. Il montre sur toute la moitié est du Cône Central un signal comptant au moins 12 franges correspondant à un raccourcissement d'au moins 18 cm de la distance sol-satellite. Le maximum du signal se situe sur la bordure sud du Dolomieu. À cet endroit, l'interférogramme devient incohérent par aliasing spatial (les franges deviennent trop serrées pour qu'il soit possible de les compter). Compte tenu de la faible intensité des déplacements enregistrés sur l'interférogramme ascendant 14096_14597 (Figure 5i) par rapport à ceux enregistrés sur l'interférogramme descendant 13595_14096 (Figure 5g), il est raisonnable



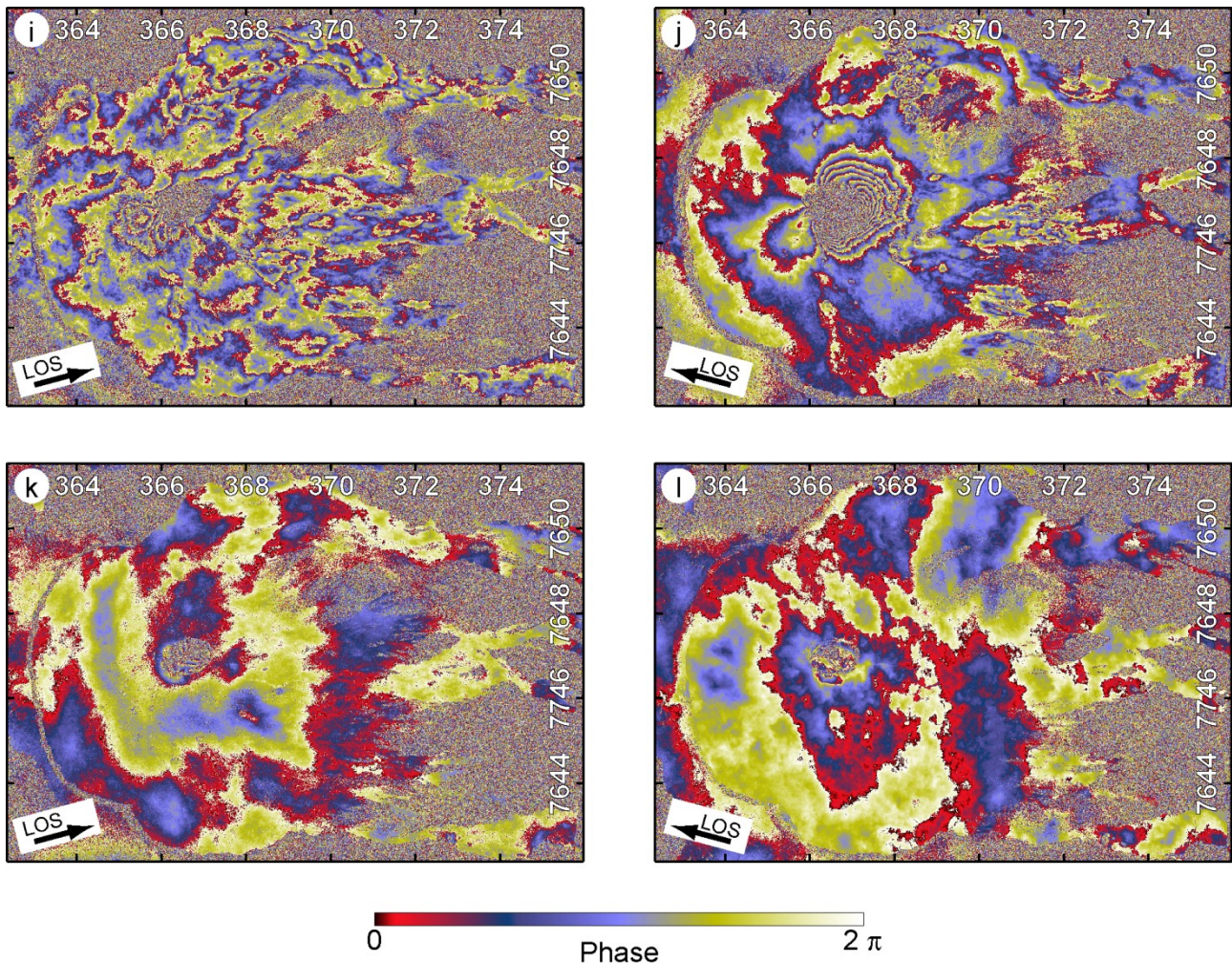


Figure 5 : Interférogrammes TerraSAR-X du Piton de la Fournaise, couvrant la fin de l'année 2009 et le début de l'année 2010 ;

- a) interférogramme ascendant 12593_12927 (21/09/2009_13/10/2009, Aa : -121,5 m) ;
 - b) interférogramme descendant 12813_12980 (06/10/2009_17/10/2009, Aa : 47,8 m) ;
 - c) interférogramme ascendant 12927_13094 (13/10/2009_24/10/2009, Aa : -49,9 m) ;
 - d) interférogramme descendant 12980_13147 (17/10/2009_28/10/2009, Aa : -39,1 m) ;
 - e) interférogramme ascendant 13094_13595 (24/10/2009_26/11/2009, Aa : 30,5 m) ;
 - f) interférogramme descendant 13147_13314 (28/10/2009_08/11/2009, Aa : 78,1 m) ;
 - g) interférogramme ascendant 13595_14096 (26/11/2009_29/12/2009, Aa : 33,1 m) ;
 - h) interférogramme descendant 13314_13815 (08/11/2009_11/12/2009, Aa : 53,4 m) ;
 - i) interférogramme ascendant 14096_14597 (29/12/2009_31/01/2010, Aa : -15,3 m) ;
 - j) interférogramme descendant 13815_14316 (11/12/2009_13/01/2010, Aa : -39,7 m) ;
 - k) interférogramme ascendant 14597_15098 (31/01/2010_05/03/2010, Aa : -75,2 m) ;
 - l) interférogramme descendant 14316_14817 (13/01/2010_12/02/2010, Aa : -683,8 m) ;
- L'axe de la prise de vue est indiqué en bas des interférogrammes (LOS pour *Line Of Sight*).
Les coordonnées sont en km UTM (fuseau 40 sud).

de penser que la plus grande partie des déplacements enregistrés sur l'interférogramme descendant 13815_14316 (Figure 5j) est due à l'intrusion ayant alimenté l'éruption du 14 décembre. L'éruption du 2-12 janvier n'aurait alors été accompagnée que d'une inflation relativement modérée du Cône Central, par rapport à celle du 14 décembre.

7.2.7. Déplacements postérieurs à l'éruption du 2 au 12 janvier 2010

L'interférogramme ascendant 14597_15098 (Figure 5k) et l'interférogramme descendant 14316_14817 (Figure 5l) couvrent tous les deux une période de 33 jours qui commence respectivement 9 jours et 1 jour après la fin

de l'éruption du 2-12 janvier 2010. On y observe deux signaux intéressants. Toute la bordure nord-ouest, ouest et sud-ouest du cratère Dolomieu est marquée par un signal de 1,3 frange sur l'interférogramme ascendant et de 1,7 frange sur l'interférogramme descendant. Dans les deux cas, le maximum du signal se situe sur le versant sud du Dolomieu à peu près à l'emplacement des fissures éruptives de l'éruption du 14 décembre 2009. Il correspond à un allongement de la distance sol-satellite de 2-2,5 cm, compatible avec une subsidence de toute la moitié ouest de la bordure du Dolomieu. Sur l'interférogramme descendant, un signal secondaire d'une frange environ (1,5 cm d'allongement de la

distance sol-satellite) est visible à l'intérieur du Dolomieu, à la base de la paroi sud.

Sur le versant extérieur est du Dolomieu, un signal subtil (entre 0,5 et 0,7 frange) est visible sur les deux interférogrammes. Il correspond à un allongement de la distance sol-satellite d'environ 0,75 à 1 cm compatible avec une subsidence du sol. Il coïncide au point de sortie des coulées de l'éruption du 5-6 novembre 2009 et peut être lié soit à un affaissement des fissures éruptives, soit à une compaction de la lave accumulée à cet endroit.

8. Discussion - Conclusion

Les résultats préliminaires obtenus à partir d'une base de données InSAR comprenant 57 interférogrammes TerraSAR-X StripMap, dont 12 couvrent la période d'activité du Piton de la Fournaise de fin 2009 à début 2010, illustrent le caractère extrêmement prometteur de ces données pour le suivi des déplacements liés à l'activité volcanique. Si notre étude confirme que la cohérence des interférogrammes TerraSAR-X se dégrade rapidement sur toutes les zones couvertes de végétation, elle montre aussi, de façon assez inattendue, que sur les zones de roches nues (étendues laviques récentes) non seulement la cohérence est préservée pendant au moins 300 jours, mais que sur cette durée, elle reste supérieure à celle des interférogrammes ASAR.

Au Piton de la Fournaise, les déplacements associés à l'activité éruptive affectent principalement le Cône Central, l'Enclos Fouqué, la Plaine des Osmondes et éventuellement les Grandes Pentes. Seule cette dernière zone est en partie couverte de végétation (Figure 2), les autres zones étant totalement dénudées. Les données TerraSAR-X apparaissent donc tout à fait adaptées à la surveillance InSAR de ce volcan. Dans ces conditions, la principale limite à l'utilisation des données TerraSAR-X est rencontrée lorsque les gradients de déplacement sont supérieurs au seuil d'aliasing spatial des franges (que nous estimons à environ 1/3 de frange par pixel, c'est-à-dire $\sim 1,5$ mm/m). L'utilisation de données moins sensibles, comme les données ASAR ou PALSAR pourrait alors constituer une bonne alternative.

D'un autre côté, de nombreux volcans actifs, particulièrement en contexte intertropical, ne présentent pas des conditions aussi favorables (vastes zones sans végétation) que le Piton de la Fournaise. Notre étude nécessite donc d'être étendue à d'autres cibles volcaniques, caractéristiques de contextes variés, avant qu'il soit possible de pouvoir proposer un bilan vraiment objectif des performances de la bande X pour la surveillance InSAR de l'activité volcanique.

Par ailleurs, les images de cohérence TerraSAR-X se révèlent particulièrement bien adaptées pour la cartographie précoce des coulées de lave mises en

place entre l'acquisition maîtresse et l'acquisition esclave. Nous avons montré un exemple pour les coulées produites par les éruptions du 5-6 novembre 2009 et du 14 décembre 2009. Dans notre étude, le degré de précision de cette cartographie est limité par la résolution finale de l'image de cohérence (12,5 m), déterminée par celle du MNT utilisé pour le calcul interférométrique. Mais l'utilisation d'un MNT de résolution équivalente à celle des données TerraSAR-X StripMap (3 m), voire à celle des données TerraSAR-X SpotLight (1 m), permettrait d'atteindre une grande finesse dans la cartographie des coulées de lave et par conséquent dans la détermination des volumes épanchés. À cet égard, il faut souligner qu'un MNT mondial haute résolution (12 m) est maintenant en cours de production au DLR à partir des données fournies par la constellation TerraSAR-X - TanDEM-X depuis 2011.

Les interférogrammes calculés sur la période comprise entre septembre 2009 et mars 2010 ont permis de mesurer les déplacements du sol associés à l'intrusion du 18-19 octobre et aux éruptions du 5-6 novembre, du 14 décembre et du 2-12 janvier. Dans tous les cas, on observe une inflation générale du Cône Central dont la source se situe quelque part sous le versant extérieur sud du Dolomieu à une profondeur relativement faible. On observe une certaine persistance dans la localisation des signaux et en particulier des maxima de déplacement. Cette persistance pourrait s'expliquer par l'existence de structures guidant préférentiellement les injections, tout du moins dans la partie terminale de leur ascension, ou accommodant préférentiellement les déplacements. Les fractures bordières du paléo pit cratère du Petit Plateau, par exemple, pourraient jouer un tel rôle.

Les inflations de moyenne extension, dues aux différentes intrusions de la période octobre 2009-janvier 2010 sont systématiquement associées à des subsidences de petite extension. Ces subsidences, qui se distribuent principalement sur le pourtour sud du Dolomieu, peuvent être expliquées de deux manières différentes :

- Il peut s'agir de subsidences comparables à celles que les modèles théoriques prédisent juste à la verticale d'une intrusion de type dyke (POLLARD83). Dans cette hypothèse, les subsidences signaleraient la localisation précise des différentes intrusions.
- Comme ces subsidences sont toujours localisées sur la bordure du Dolomieu, elles peuvent simplement correspondre à des affaissements de la paroi sud du Dolomieu en réaction au gonflement global du Cône Central. Cette seconde explication suggère que la paroi sud du Dolomieu pourrait être éventuellement affectée, dans le futur, par un affaissement catastrophique. Il est donc important de confirmer, ou d'infirmer, cette explication en examinant soigneusement toutes les données disponibles, afin

d'ajuster la stratégie à adopter par les autorités locales en matière d'accès du public à la zone sommitale du volcan.

La combinaison des données TerraSAR-X avec d'autres données géodésiques (ASAR, GPS) permettra d'affiner ces interprétations. En particulier, des contraintes sur la géométrie et la dynamique des sources à l'origine des déplacements survenus entre octobre 2009 et janvier 2010 pourront être obtenues en procédant à une modélisation numérique des déplacements (Froger et al., 2004, Fukushima et al., 2005).

Remerciements

Les données TerraSAR-X ont été obtenues gratuitement par le CNES auprès du DLR dans le cadre du projet TerraSAR-X LAN0237. Les auteurs remercient H. de Boissezon, S. Garrigues, A. Sand et C. Tison pour leur remarquable action d'animation scientifique dans le cadre du programme Kalideos. Les remarques et commentaires de deux relecteurs anonymes ont permis d'améliorer significativement la qualité de cet article. Les auteurs sont aussi particulièrement reconnaissants à A. Delacour pour son aide et ses suggestions constructives.

Références

- Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H., Segall, P., 2000. Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature* 407, 993-996.
- Bachèlery, P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): Étude volcanologique, structurale et pétrologique, Thèse de doctorat de l'Université Clermont-Ferrand II, Clermont-Ferrand, France.
- Bachèlery, P., 1995. Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. Rapport Quadriennal 1991-1994. Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris, France.
- Bachèlery, P., Mairine, P., 1990. Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma, in *Le volcanisme de la Réunion*, monographie, J.-F. Lénat (Ed.), pp. 213-242, Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France.
- Briole, P., Massonnet, D., Delacourt, C., 1997. Post-eruptive deformation associated with the 1986-87 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry. *Geophysical Research Letters* 24, 37-40.
- Bürgmann, B., Rosen, P.A., Fielding, E.J., 2000. Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28, 169-209.
- Carter, B., van Wyk de Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P., Briole P., 2007. Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. *Bulletin of Volcanology* 69 (7), 741-756.
- Chen, C.W., Zebker, H. A., 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing* 40(8), 1709-1719.
- Chevalier, L., Bachèlery, P., 1981. Évolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien. *Bulletin of Volcanology* 44, 723-741.
- CNES, 1996. Philosophie et mode d'emploi de la chaîne logicielle interférométrique DIAPASON, Toulouse, France.
- Duffield, W. A., Stieltjes, L., Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion and Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12, 147-160.
- Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through tertiary time: initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36, 193-198.
- Froger, J.-L., Merle, O., Briole, P., 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *EPSL* 187/3-4, 245-258.
- Froger, J.-L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, Th., Souriot, Th., 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.
- Froger, J.-L., Remy, D., Bonvalot, S., Legrand, D., 2007. Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT interferometric data. *EPSL* 255, 148-163.
- 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.
- Gillot, P. Y., Lefèvre, J.-C., Nativel, P.-E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 122, 291-302.
- Gillot, P.-Y., Nativel P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36, 53-65.
- Hanssen, R., *Radar Interferometry Data Interpretation and Data Analysis*, 308 pp., Dordrecht, 2001.
- Jonsson, S., Zebker, H., Cervelli, P., Segall, P., Garbeil, H., Mougini-Mark, P., Rowland, S., 1999. A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina volcano, Galapagos, observed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters* 26(8), 1077-1080.
- Kalideos, 2010. Bases de données de télédétection de référence du CNES, <http://kalideos.cnes.fr>.
- Labazuy, P., 1991. Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines. Thèse de

- doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, W. McGuire, A. P. Jones, J. Neuberg (Eds), pp. 293-305, Geol. Soc. Londres, Royaume-Uni.
- Labazuy, P., Lénat, J.-F., 1990. Recurrent landslides on the east flank of Piton de la Fournaise Volcano, Reunion. *Eos. Trans., Am. Geophys. Union* 71 (43), 1577.
- Lénat, J.-F., Bachèlery, P., Galdéano, A., Labazuy, P., Rousset, D., Vincent, P., 1990. Structure and morphology of the submarine flank of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). *Oceanologica Acta* 10, 211-223.
- Lénat, J.-F., Gibert-Malengreau, B., Galdeano, A., 2001. A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research*, 106, 8645-8663.
- Lu, Z., Mann, D., Freymueller, J., Meyer, D., 2000a. Synthetic aperture radar interferometry of Okmok volcano, Alaska: Radar observations, *Journal of Geophysical Research* 105, 10791-10806.
- Lu, Z., Wicks, C., Dzurisin, D., Thatcher, W., Freymueller, J.T., McNutt, S., Mann, D., 2000b. Aseismic inflation of Westdahl volcano, Alaska, revealed by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters* 27, 1567-1570.
- Lu, Z., Fielding, E., Patrick, M.R., Trautwein, C.M., 2003. Estimating Lava Volume by Precision Combination of Multiple Baseline Spaceborne and Airborne Interferometric Synthetic Aperture Radar: The 1997 Eruption of Okmok Volcano, Alaska, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41(6), 1428-1436.
- Mann, D., Freymueller, J., Lu, Z., 2002. Deformation associated with the 1997 eruption of Okmok volcano, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 107, 10.1029/2001JB000163.
- Massonnet, D., Rabaute, Th., 1993. Radar interferometry: Limits and potential. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 31(2), 455-464.
- Massonnet, D., Feigl, K. L., Rossi, M., Adragna, F., 1994. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. *Nature* 369, 227-230.
- Massonnet, D., Briole, P., Arnaud, A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature* 375, 567-570.
- Massonnet, D., Feigl, K.L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of Geophysics* 36, 441-500.
- Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* 108(B3): 2166.
- Michon, L., Saint-Ange, F., Bachelery, P., Villeneuve, N., Staudacher, Th., 2007. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Reunion Island). *Journal of Geophysical Research* 112, B04205.
- Michon, L., Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Reunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* 113(B3).
- Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N., Staudacher, Th., 2009. Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting: Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 14-30.
- Mohamed-Abchir, A., 1996. Les cendres de Bellecombe: un événement explosif majeur dans le passé récent du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion. Thèse de doctorat, 242 pp.
- OVPF, 2009a. Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise. Rapport interne, octobre 2009.
- OVPF, 2009b. Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise. Rapport interne, 15 décembre 2009.
- OVPF, 2009c. Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise. Rapport interne, 2 février 2009.
- Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, Th., 2009. Magma transfer and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion Island) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184(1-2), 93-108.
- Pollard, D.D., Delany, P.T., Duffield, P.T., Endo, E.T., Okamura, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. *Tectonophysics* 94, pp. 541-584.
- Pritchard, M.E., Simons, M., 2004. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5(2), Q02002.
- Rowland, S.K., Harris, A.J.L., Wooster, M.J., Amelung, F., Garbeil, H., Wilson, L., Mouginiis-Mark, P.J., 2003. Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: The 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the Western Galapagos. *Bulletin of Volcanology* 65, 311-330.
- Stevens, N.F., Wadge, G., Williams, C.A., Morley, J.G., Muller, J.P., Murray, J.B., Upton, M., 2001. Surface movements of emplaced lava flows measured by synthetic aperture radar interferometry. *Journal of Geophysical Research* 106, 11293-11313.
- VOLInSAR, 2006. Un volcan sous haute surveillance. <http://www.obs.univ-pclermont.fr/SO/televolc/volinsar>.
- Wicks, C.W., Dzurisin, D., Ingebritsen, S., Thatcher, W., Lu, Z., Iverson, J., 2002. Magmatic activity beneath the quiescent Three Sisters volcanic center, central Oregon Cascade Range, USA. *Geophysical Research Letters* 29(4).