



# THÈSE



Présentée pour obtenir le titre de docteur de l'Institut de Physique du Globe de Paris,  
Sorbonne Paris Cité, Ecole doctorale des Sciences de la Terre

Spécialité : Géophysique

*Présentée par*

**Mélanie ARAB-SEDZE**

## **COMPLÉMENTARITÉ DES SYSTÈMES RADAR EN BANDE L ET LIDAR POUR L'ÉTUDE DES TERRAINS VOLCANIQUES CAS DU PITON DE LA FOURNAISE (ÎLE DE LA RÉUNION)**

Soutenue publiquement le 8 janvier 2013 devant le jury composé de :

Président	M. Pierre BRIOLE
Rapporteurs	Mme Valérie CIARLETTI M. Christophe DELACOURT
Examineur	M. Philippe CAMPAGNE
Co-Directeurs de thèse	M. Frédéric BRETAR M. Essam HEGGY
Directeur de thèse	M. Stéphane JACQUEMOUD



*À Heddy, mon guide*

*Je te dédie ce travail en témoignage de ma grande et profonde affection.*





*Je vous prie de regarder mes réflexions comme des enfants perdus  
que j'ai jetés en avant sans m'embarrasser de ce qu'ils deviendraient.*

**Jean le Rond d'Alembert**



## Remerciements

Ces travaux de recherche ont été réalisés au sein de deux laboratoires : le laboratoire MATIS de l'Institut national de l'information géographique et forestière (IGN) et l'équipe Géophysique spatiale et planétaire de l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Ils ont été financés pendant trois ans par la Direction générale de l'armement (DGA).

Mes remerciements s'adressent en premier lieu et tout naturellement à mes trois encadrants de thèse sans qui cette aventure n'aurait pas été possible.

Je remercie tout d'abord Stéphane Jacquemoud d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse. Je le remercie pour son implication, ses conseils avisés, ses idées et son soutien durant ces dernières années. Ses qualités scientifiques et pédagogiques sont pour beaucoup dans l'aboutissement de ces travaux. Je tiens particulièrement à souligner sa pleine disponibilité, sa gentillesse et je lui suis reconnaissante pour toutes les discussions fructueuses que nous avons eues, scientifiques ou non.

Je remercie ensuite Frédéric Bretar de m'avoir accueillie au laboratoire MATIS et Essam Heggy de m'avoir permis de découvrir le JPL. Leurs compétences respectives ont été indispensables à la réalisation de ce travail de thèse. Je reconnais que la distance et les décalages horaires n'ont pas toujours été faciles à gérer. Merci à tous les deux de m'avoir encadrée et guidée pendant ce projet.

Je souhaite ensuite exprimer ma gratitude aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont manifesté pour ce travail et pour toutes leurs remarques pertinentes. Merci donc à Pierre Briole d'avoir accepté de présider mon jury, ainsi qu'aux deux rapporteurs Valérie Ciarletti et Christophe Delacourt pour leur lecture rigoureuse et leurs conseils, sans oublier Philippe Campagne qui m'a fait l'honneur de participer au jury en tant qu'examinateur.

Je garde d'excellents souvenirs de la chambre froide du troisième étage du bâtiment Lamarck (B), grâce aux personnages qui ont animé cette pièce, en particulier Ayoub et Antonio (mi chat mi homme). J'ai beaucoup apprécié nos nombreux breaks à « refaire le monde » et comparer les us et coutumes de nos pays respectifs. Toutes ces discussions enrichissantes vont beaucoup me manquer.

Je n'oublie pas de remercier mon petit chouchou, Jason, tout d'abord pour toute l'aide fournie, mais également pour sa gentillesse débordante. Ce fût un plaisir d'encadrer ton stage de M1. Et non « tes romans » ne vont pas me manquer !

Mes remerciements vont également à l'ensemble des membres du laboratoire MATIS pour m'avoir accueillie dans leur groupe. En particulier, Nicolas D. (sans toi le c++ serait encore un mystère pour moi), Clément, Jérôme (tu te souvenais encore de my favorite spanish brand ! je suis épatée), Jean-Pascal, Athanasios, Jean-Pierre, Erwan, Fabien, Karim, Nicolas

P., François B., Mathieu, Bahman, Lâman, Arnaud, Bertrand, Alexandre, Olivier, Bruno, Isabelle, Daniela, Nicolas C., Nesrine, et Adrien C.

Je remercie également les personnes de l'équipe Géophysique Spatiale et Planétaire qui ont animé mon quotidien pendant ces trois dernières années : Julien, Clémence (je garderais un excellent souvenir de notre duo à San Francisco), Aurélie, Sébastien (grâce à toi je n'ai pas regretté d'avoir déménagé au 7<sup>e</sup> étage), Olivier, Hélène, Nicolas, Cécilia, Valérie et Laurent.

Je remercie aussi toutes les personnes qui ont contribué à ce projet, qui m'ont aidée de près ou de loin. Je pense notamment à Daniel Berveiller (ESE), Monique Dechambre (LATMOS), Jean-Luc Froger (OPG-Clermont-Ferrand), Béatrice Pinel-Puyssegur (CEA), Benjamin Ferrand (IGN), Fabrizio Ferrucci (IPGP), Marc Pierrot-Deseilligny (IGN), Cyrille Fauchard (CETE), Thomas Ristorcelli (ONERA), Xavier Briottet (ONERA). Un grand merci également aux membres de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise pour nous avoir accueilli Stéphane, Frédéric, Essam, Daniel et moi-même pendant 10 jours à La Réunion lors de notre fameuse mission sur le terrain. Un souvenir extraordinaire !

Je souhaite également exprimer ma gratitude à toutes les personnes que j'ai côtoyées au cours de ces années avec qui j'ai pu lier des liens amicaux, je pense bien sûr à Selma, Elodie, Fotini, Stéphanie, Gabriel, Sterenn. En vous souhaitant bonne chance pour la suite !

Mes pensées se tournent enfin vers ma famille et ma belle-famille. Malgré la distance, ils ont su se montrer très présents lorsque j'avais besoin d'eux. Leur fierté à mon égard a stimulé mes ambitions.

Je ne manquerais pas de citer mon petit Sloubi. Ses ronrons quotidiens aux vertus thérapeutiques ont favorisé mon équilibre psychique souvent soumis à rude épreuve.

Je dédie particulièrement cette thèse à mon mari Heddy pour son soutien durant ces longues années. Tu as su trouver les mots pour m'encourager dans la dernière ligne droite, ou me valoriser lors de mes périodes de doutes. Sans toi, c'est bien simple, je n'y serais pas arrivée ou bien je n'imaginerai pas dans quel état ! Nous avons réalisé une étape importante de notre vie mais la route est encore longue.

## Résumé

Cette thèse exploratoire prépare la mission américaine DESDynI (*Deformation, Ecosystem Structure and Dynamics of Ice*). Pour mieux comprendre et quantifier les sources de décorrélation des signaux radar, nous avons étudié la synergie entre des données interférométriques du capteur ALOS-PALSAR et des mesures LiDAR acquises au-dessus du volcan du Piton de la Fournaise (La Réunion, France) en 2008 et 2009. Nous nous sommes attachés à décrire les facteurs affectant la rétrodiffusion des micro-ondes par plusieurs types de terrains volcaniques : certains sont colonisés par une couverture végétale plus ou moins dense, d'autres sont nus et caractérisés par une grande hétérogénéité de propriétés physiques (coulées de lave a'a, pahoehoe ou pahoehoe « slabby » et lapilli).

Les données LiDAR ont permis de construire un modèle numérique de terrain à haute résolution décrivant finement la morphologie du volcan. Nous l'avons utilisé pour soustraire la contribution topographique de la phase interférométrique. La carte des différences altimétriques a été utilisée pour analyser les variations de topographie susceptibles d'expliquer les pertes de cohérence observées au-dessus du cratère Dolomieu entre 2008 et 2009. Nous avons aussi calculé une carte de hauteur de canopée et montré que la cohérence diminuait lorsque cette variable augmentait. Enfin, l'intensité LiDAR a servi à classer les surfaces du fait de leurs signatures spectrales. Elle apporte une information complémentaire sur la nature des terrains, permettant une meilleure évaluation des phénomènes surfaciques et une meilleure compréhension des sources de décorrélation.

En parallèle, les propriétés géométriques et physiques des surfaces ont été mesurées *in situ* en octobre 2011. A partir de photos numériques, nous avons généré des minis modèles numériques de terrain avec une résolution spatiale de 1,2 mm en utilisant un logiciel de photogrammétrie. Nous avons étudié la rugosité de surface des coulées de lave et des lapilli grâce à cinq paramètres statistiques : écart type des hauteurs, longueur de corrélation, paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité et dimension fractale. Cette analyse nous a aidé à mieux comprendre les interactions entre les ondes et ces milieux : les surfaces rugueuses et poreuses telles que les coulées a'a produisent de la diffusion multiple et donc une perte de cohérence, alors que les surfaces plus lisses telles que les coulées pahoehoe sont plus cohérentes. Les pertes de cohérence au-dessus des lapilli ont principalement une origine volumique mais elles dépendent aussi de la constante diélectrique du milieu. Afin d'estimer la profondeur de pénétration des ondes dans le milieu, nous avons mesuré la permittivité relative complexe d'échantillons de roches volcaniques au laboratoire. Les résultats supposent une pénétration beaucoup plus importante dans les lapilli que dans les coulées de lave. Finalement, nous nous sommes intéressés à la densité de végétation : nous avons généré une carte de LAI (indice foliaire) à partir d'images SPOT 5 et avons montré une corrélation négative entre le LAI et la cohérence. Pour des valeurs de LAI supérieures à 7, la cohérence devient faible et le signal interférométrique est inexploitable.



## Abstract

This exploratory thesis prepares the U.S. DESDynI (*Deformation, Ecosystem Structure and Dynamics of Ice*) mission. To better understand and quantify the main errors affecting repeat-pass InSAR measurements, we studied the synergy between ALOS-PALSAR images and airborne LiDAR data acquired over the Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island, France) in 2008 and 2009. We investigated how microwaves are affected by several types of volcanic terrains: some are covered by a vegetation canopy of variable density, others are bare surfaces that display a wide range of physical properties (a'a, pahoehoe or slabby pahoehoe lava flows, and lapilli).

LiDAR data allowed us to build a high resolution digital terrain model of the volcano. We used it to remove the topographic contribution from the interferometric phase. The height anomaly map has been used to analyze the topographic variations of the volcano which may explain the loss of coherence observed over the Dolomieu crater between 2008 and 2009. We also calculated a canopy height model and showed that the higher the vegetation, the lower the coherence. Finally, the LiDAR intensity has been used to segment the image on the basis of the surface optical properties. It provides ancillary information on volcanic terrains, which allows to better evaluate the coherence loss terms.

Additionally, the geometrical and physical properties of these surfaces have been measured *in situ* in October 2011. From digital photos, we have generated small digital terrain models at 1.2 mm spatial resolution using an automatic image matching method. We studied the surface roughness of the lava flows and lapilli thanks to five statistical parameters: the standard deviation of height, the correlation length, the  $Z_s$  parameter, the tortuosity index, and the fractal dimension. This analysis helped us better understand how electromagnetic waves interact with such media: rough and porous surfaces, such as the a'a lava flows, produce multiple scattering and then a loss of coherence whereas smoother surfaces, such as the pahoehoe lava flows, are more coherent. Decorrelation over the lapilli is mainly caused by volumetric effects but it also depends on the dielectric constant of the medium. To assess the penetration depth of the radar waves into the medium, we measured the complex relative permittivity of volcanic rock samples in the lab. Results suggest that the penetration depth is higher in lapilli than in lava flows. Finally, we studied vegetation density: we produced a map of LAI (*Leaf Area Index*) from a SPOT 5 images and showed that the LAI negatively correlated with the radar coherence. For LAI values higher than 7, the coherence is very low which means that InSAR measurements become difficult to do or even impossible.





# Table des matières

Résumé	ix
Abstract	xi
Table des matières	xiii
<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>Chapitre 1. Etat des connaissances sur le volcan du Piton de La Fournaise</b>	<b>5</b>
1.1 La Réunion : une île volcanique	5
1.1.1 Contexte géologique et géographique	5
1.1.2 Edification du Piton de la Fournaise	7
1.1.3 Activité volcanique récente du Piton de la Fournaise	8
1.2 Surveillance du Piton de la Fournaise	9
1.2.1 Structure interne du volcan	10
1.2.2 Système magmatique du volcan	11
1.2.3 Suivi des éruptions du volcan	12
1.3 Conclusion	13
<b>Chapitre 2. Surveillance des volcans par télédétection active : le radar et le LiDAR</b>	<b>15</b>
2.1 Performances techniques des systèmes SAR	16
2.1.1 Principe et mesures	17
2.1.1.1 Formation des images radar	17
2.1.1.2 Caractéristiques des images radar	19
2.1.2 Interaction entre l'onde radar et le milieu	21
2.1.2.1 Paramètres instrumentaux	21
2.1.2.2 Propriétés électriques des matériaux	23
2.1.2.3 Propriétés magnétiques des matériaux	26
2.1.2.4 Diffusion de surface	26
2.1.2.5 Diffusion de volume	31
2.1.3 Principe de l'interférométrie radar	32
2.1.3.1 Calcul interférométrique	32
2.1.3.2 Influence de la topographie	35
2.1.3.3 Mesure de la cohérence interférométrique	36
2.1.3.4 Sources de décorrélation dans les images radar	39
2.2 Les systèmes LiDAR aéroportés	42
2.2.1 Principe et fonctionnement du LiDAR	42
2.2.1.1 Acquisition des données	43
2.2.1.2 Erreur de la mesure	49
2.2.1.3 Prétraitements des données LiDAR	50
2.2.2 Utilisation des données LiDAR en géophysique	51
2.3 Synergie entre les données InSAR et LiDAR : état de l'art	53
2.4 Conclusion	55
<b>Chapitre 3. Bases de données de télédétection sur le Piton de la Fournaise</b>	<b>57</b>

3.1	Interprétation des images radar	57
3.1.1	Le capteur PALSAR	57
3.1.2	Bases de données interférométriques	60
3.1.3	Prétraitements des données SAR	61
3.1.3.1	Traitement multi-visée	62
3.1.3.2	Recalage	63
3.1.3.3	Géoréférencement	63
3.1.3.4	Calibration radiométrique	63
3.1.4	Etude interférométrique du Piton de la Fournaise	64
3.1.4.1	Analyse du coefficient de rétrodiffusion radar $\sigma^0$	64
3.1.4.2	Analyse de la cohérence radar	68
3.2	Exploitation des données LiDAR	74
3.2.1	Caractéristiques instrumentales	74
3.2.2	Missions aéroportées	75
3.2.3	Génération d'un modèle numérique de terrain	76
3.2.4	Etablissement d'une carte d'intensité LiDAR	82
3.3	Conclusion	90
<b>Chapitre 4. Caractérisation <i>in situ</i> des propriétés géophysiques du volcan</b>		<b>93</b>
4.1	Choix des sites d'observation	94
4.2	Mesure de la rugosité de surface des sols	95
4.2.1	Introduction	95
4.2.2	Calcul des paramètres de rugosité de surface	98
4.2.2.1	Ecart-type des hauteurs $s$	98
4.2.2.2	Longueur de corrélation $L_c$	98
4.2.2.3	Paramètre $Z_s$	100
4.2.2.4	Indice de tortuosité $\tau$	100
4.2.2.5	Dimension Fractale $D$	101
4.2.3	Mesure de la topographie du sol par stéréovision	103
4.2.3.1	La suite de logiciels PAM	103
4.2.3.2	Acquisition des données	104
4.2.4	Caractérisation de l'état des surfaces volcaniques	107
4.2.4.2	Anisotropie des surfaces	107
4.2.4.3	Influence de la longueur du profil	112
4.3	Etude de la subsurface	114
4.3.1	Propriétés diélectriques des matériaux volcaniques	115
4.3.1.1	Mesure en laboratoire	115
4.3.1.2	Permittivités diélectriques des sols étudiés	116
4.3.1.3	Estimation de la profondeur de pénétration des ondes dans le milieu	119
4.3.2	Transects GPR	119
4.3.2.1	Acquisition des profils	119
4.3.2.2	Observation de la subsurface	121
4.4	Caractérisation de la végétation	124
4.4.1	Diversité végétale du volcan	125
4.4.2	Mesure de l'indice foliaire	127
4.4.3	Calcul du NDVI à partir d'images SPOT	130
4.4.4	Données complémentaires de réflectance	131
4.4.5	Relation NDVI versus LAI	132

4.5 Conclusion	135
<b>Chapitre 5. Complémentarité des données de télédétection et <i>in situ</i></b>	<b>137</b>
5.1 Apport des données LiDAR à l'interprétation des données radar	139
5.1.1 Comparaison des modèles numériques d'élévation (SRTM) et de terrain (LiDAR)	139
5.1.2 Analyse morphométrique de terrains volcaniques	143
5.1.2.1 Géomorphologie du volcan	143
5.1.2.2 Variations de surface	146
5.1.3 Analyse spectrale des surfaces volcaniques	150
5.1.3.1 Intensité LiDAR	150
5.1.3.2 Corrélation avec les données radar	157
5.2 Comportement du signal radar en fonction du type de surface	161
5.2.1 Impact de la rugosité de surface	162
5.2.2 Pénétration de l'onde radar dans le milieu	167
5.2.3 Influence de la végétation	169
5.2.3.1 Variations en fonction de la densité de végétation	169
5.2.3.2 Variations en fonction de la hauteur de végétation	171
5.3 Conclusion	175
<b>Conclusion générale</b>	<b>177</b>
<b>Perspectives</b>	<b>180</b>
Références bibliographiques	183
Annexes	197



## Introduction générale

L'étude et la compréhension des déformations de la croûte terrestre sont un thème de recherche important pour la communauté scientifique des géophysiciens, car ces déformations peuvent être des signes précurseurs d'éruptions volcaniques, de glissements de terrains, de tremblements de terre... Et lorsque les zones concernées sont anthropisées, les enjeux sociétaux deviennent cruciaux. Si les volcans français des territoires d'Outre-mer sont étroitement surveillés par les observatoires volcanologiques, la situation est malheureusement très différente pour la plupart des volcans actifs, essentiellement par manque de moyens humains et financiers. C'est pourquoi, leur surveillance à distance représente un enjeu majeur pour la prévention des risques associés : déclenchement des alertes, évacuation des populations, évaluation des dégâts post-éruptifs, nouvelle cartographie des zones instables, surveillance des déplacements de surface... Les données de télédétection sont alors une source d'information essentielle pour l'étude de la volcano-tectonique.

Le potentiel de l'interférométrie radar (InSAR pour *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) pour l'analyse des déformations de surface a largement été démontré, notamment dans les zones volcaniques actives (Massonnet & Feigl, 1998). Cette technique permet de caractériser des déplacements de sol entre deux dates, à l'échelle de l'édifice entier, avec une couverture spatiale continue et une précision centimétrique. De plus, elle est peu sensible aux conditions climatiques et d'illumination, ce qui lui confère un avantage certain par rapport aux systèmes optiques. Le développement de radars embarqués toujours plus performants, utilisant plusieurs fréquences et polarisations (ENVISAT, RADARSAT, ALOS/PALSAR, etc.), a permis un essor considérable de ces instruments depuis plusieurs années. Néanmoins, la détection des déplacements de surface est souvent difficile, voire impossible, à cause de la décorrélation des ondes radar ou de phénomènes d'aliasing. La cohérence interférométrique, qui est définie comme la corrélation entre deux images radar, est un indicateur de la qualité des cartes de déformations. Les sources de décorrélation du signal interférométrique sont multiples et dépendent majoritairement des propriétés géophysiques du milieu. Par exemple, en présence de végétation ou sur des terrains poreux (sables, dépôts de retombées pyroclastiques), les ondes radar sont absorbées et diffusées. Cela induit des erreurs de mesure des déplacements de l'ordre de plusieurs mètres (Slatton et al., 2001) et empêche une caractérisation précise de la surface.

L'altimétrie laser ou LiDAR (*Light Detection And Ranging*) s'est imposée en quelques années comme un outil puissant et précis de cartographie de la surface de la Terre, capable d'extraire des informations structurelles du paysage en présence ou non de végétation, et d'établir des cartes topographiques avec une résolution spatiale submétrique et une précision altimétrique de l'ordre d'une dizaine de centimètres (Baltsavias, 1999 ; Wehr & Lohr, 1999). Plusieurs études récentes ont également montré les capacités du LiDAR à analyser les propriétés spectrales des matériaux de surface (Mazzarini et al. 2007 ; Spinetti et al., 2009 ; Fornaciai et al., 2010).

L'utilisation conjointe de ces deux techniques de télédétection active constitue l'objectif principal de cette thèse. Elle s'inscrit dans le cadre des études préparatoires à la mission spatiale DESDynI (*Deformation, Ecosystem Structure, and Dynamics of Ice*) dont le lancement par la NASA est programmé pour la fin de la décennie ; elle a aussi donné lieu au projet DEVOIR (*DEformation of active vegetated VOlcanos using Insar and lidaR*) financé par le CNES. Cette complémentarité vise principalement à améliorer le potentiel des radars à synthèse d'ouverture imageurs en bande L (et prochainement en bande P comme BIOMASS) pour la cartographie des déformations topographiques centimétriques des terrains actifs sous couverture végétale. Elle permettra de proposer des améliorations dans la chaîne de traitement des images SAR, mais aussi de l'adapter au contexte satellital, fort différent du contexte aérien en termes de densité spatiale.

Le volcan du Piton de La Fournaise, situé au sud-est de l'île de La Réunion, a été choisi comme site d'étude. Il est considéré comme l'un des volcans les plus actifs au monde et par conséquent il fait l'objet d'une surveillance étroite par l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) depuis 1980, année de sa mise en service. Plusieurs réseaux géodésiques participent au suivi temporel des événements tectoniques : des instruments de mesures permanents (capteurs GPS, inclinomètres, extensomètres, télémètres laser) sont disposés autour du cratère sommital et sur les flancs du volcan jusqu'à sa base. Depuis une quinzaine d'années, la télédétection apporte de nouvelles informations sur le volcan. Des cartes de déformations ont été produites de façon régulière par interférométrie radar (Sigmundsson et al., 1999 ; Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005). Deux campagnes de mesures LiDAR ont été réalisées pour la première fois en 2008 et 2009 au-dessus de l'édifice. Elles ont permis d'établir des modèles numériques de terrain avec une précision inégalée et de classer les différents types de surfaces. En octobre 2011, nous avons également organisé une mission de terrain sur le Piton de La Fournaise, au cours de laquelle un certain nombre de

paramètres physiques du milieu a été mesuré, afin de mieux interpréter les données de télédétection.

Cette thèse s'appuie donc sur l'acquisition et le traitement de données radar, LiDAR, optique et *in situ* et sur l'étude des complémentarités potentielles. Nous avons identifié les différentes sources d'erreurs sur le signal interférométrique en bande L à partir d'images ALOS/PALSAR (polarisations HH et HV). L'analyse de l'amplitude du signal de retour radar et de la perte de cohérence en fonction de différents types de surfaces volcaniques a fait l'objet d'un soin particulier. Nous nous sommes focalisés sur quatre types de surfaces typiques des volcans boucliers : les coulées de lave a'a et pahoehoe situées dans l'Enclos Fouqué et le Grand Brûlé, les coulées de lave pahoehoe « slabby » et les lapilli situés dans la Plaine des Sables. En parallèle, nous nous sommes intéressés au rôle de la végétation (densité et hauteur des couverts végétaux) comme facteur de décorrélation entre deux acquisitions radar. La complémentarité des différents jeux de données a été testée afin d'obtenir une meilleure analyse des variations spatio-temporelles des données SAR.

### **Plan du manuscrit**

Le manuscrit s'organise en cinq chapitres : le premier est une synthèse des connaissances générales sur le Piton de la Fournaise. Nous présentons le cadre géologique de l'île de la Réunion, l'activité éruptive et les moyens principaux mis en œuvre pour la surveillance du volcan. Le deuxième chapitre est dédié à la présentation des deux méthodes de télédétection active utilisées dans cette thèse, à savoir le radar à ouverture synthétique et le LiDAR altimètre. Nous rappelons le principe et le fonctionnement de chaque instrument, ainsi que leur domaine d'application. Le troisième chapitre est consacré à la caractérisation et au traitement des données PALSAR et LiDAR acquises au dessus du volcan. Les mesures quantitatives réalisées en 2011 sur plusieurs surfaces volcaniques typiques sont présentées dans le chapitre 4. Enfin le dernier chapitre compare les différents jeux de données. L'accent est mis sur l'apport des données LiDAR à l'interprétation des données radar et sur l'impact des propriétés géophysiques de surface sur le comportement du signal radar. Le manuscrit s'achève sur une présentation des principales conclusions de la thèse et des perspectives qui découlent du travail effectué.





## Chapitre 1

# Etat des connaissances sur le volcan du Piton de La Fournaise

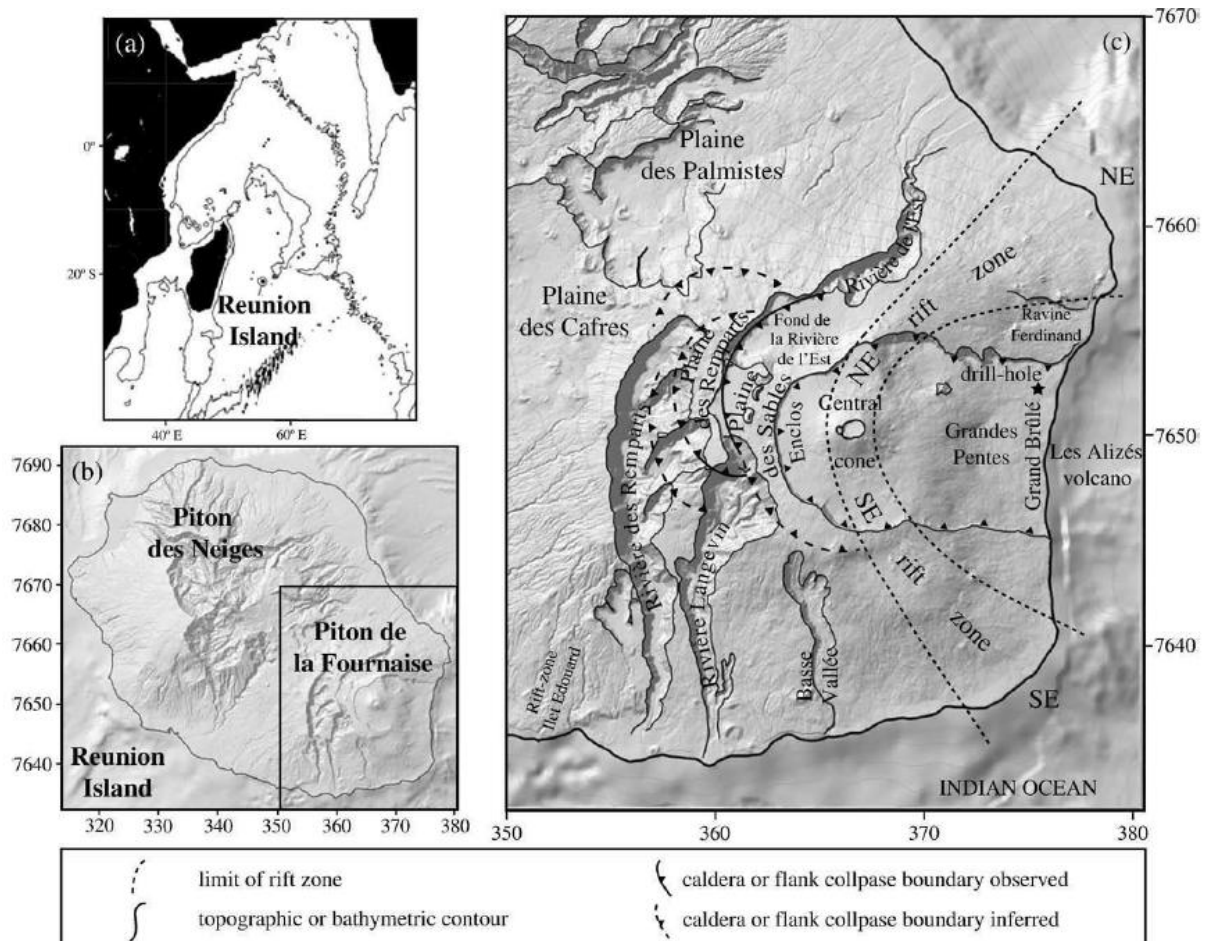
Ce chapitre dresse un état de l'art de l'histoire géologique et de l'activité éruptive du volcan du Piton de la Fournaise. Il donne aussi un bref aperçu des méthodes de surveillance actuelles du volcan, avec leur potentiel mais aussi leurs limites, ce qui permet de justifier l'objet de notre étude.

### 1.1 La Réunion : une île volcanique

#### 1.1.1 Contexte géologique et géographique

La Réunion est une île volcanique active du bassin des Mascareignes, située au sud-ouest de l'Océan Indien, à environ 800 kilomètres à l'est de Madagascar (21°06' de latitude sud et 55°33' de longitude est) (Figure 1.1). L'édifice volcanique domine le plancher océanique d'environ 7 km, il est donc pour l'essentiel sous marin. Le volume émergé représente seulement 4% du volume total de l'île (Lénat et al., 1989). D'une superficie de 2500 km<sup>2</sup>, l'île est constituée de deux volcans boucliers alignés le long d'un axe nord-ouest / sud-est. Le plus ancien est le Piton des Neiges situé au nord-ouest de l'île : il culmine à 3070 m d'altitude et s'est éteint il y a 12000 ans (Deniel et al., 1992 ; Gillot et al., 1994). Plus au sud, le massif du Piton de La Fournaise culmine à 2630 m ; il s'est formé il y a 0,53 Ma (Gillot & Nativel, 1989) et constitue le centre actif de l'île. A ces deux édifices viendrait

s'ajouter le "volcan des Alizés", plus ancien, et dont l'existence a été révélée par l'analyse de données magnétiques et gravimétriques (Malengreau et al., 1999). Il serait situé sur le flanc est du Piton de La Fournaise. Enfin, la gravimétrie et la sismologie semblent montrer la présence d'un quatrième centre volcanique, Takamaka, situé au nord-est de l'île (Lénat et al., 2001).



**Figure 1.1.** (a) Localisation de l'île de La Réunion dans l'Océan Indien (coordonnées en degrés décimaux) ; (b) Modèle numérique de terrain de l'île de La Réunion montrant la localisation des deux volcans : le Piton de Neiges (au nord-ouest) et le Piton de La Fournaise (au sud-est) ; (c) Zoom sur le Piton de la Fournaise et délimitation des zones de rift (coordonnées en km, WGS84, UTM40S ; Gailler et al., 2009).

L'origine du volcanisme de La Réunion est un sujet qui fait encore l'objet de débats. Il serait lié au fonctionnement du même point chaud qui fut à l'origine des trapps du Deccan en Inde Centrale, il y a 65 Ma (Courtilot et al., 1986). Le déplacement de la plaque indienne au-dessus de ce point chaud expliquerait l'alignement des îles volcaniques (48 à 60 Ma) des Laccadives, des Maldives, ou encore des Chagos. La dérive de l'Inde vers le nord a eu pour effet une migration de la plaque africaine au-dessus du point chaud, donnant naissance à l'archipel des Mascareignes (30 à 40 Ma). Ce dernier est composé des îles Rodrigues (8-10

Ma), Maurice (8-10 Ma) et de La Réunion (5 Ma). Le point chaud serait actuellement situé à 300 km au sud-ouest de l'île (Bonneville, 1990). Cette hypothèse est cependant discutée par Burke (1996) qui suggère un arrêt de son activité au niveau du banc de Nazareth de la ride des Mascareignes, il y a 34 à 31 Ma. Ceci signifierait que le point chaud associé au volcanisme de La Réunion est différent de celui à l'origine de la ride des Mascareignes.

### 1.1.2 Edification du Piton de la Fournaise

Le bouclier de La Fournaise est un volcan intraplaque de type hawaïen, localisé au milieu de la plaque africaine. Sa construction résulte d'une activité essentiellement effusive qui se traduit en surface par un empilement de coulées de laves basaltiques, dont les plus anciennes peuvent être observées au niveau des affleurements de la Rivière des Remparts, de la Rivière de l'Est ou de la Rivière Langevin creusées par l'érosion (Gillot & Nativel, 1989). La morphologie du Piton de La Fournaise est marquée par une succession d'édifications et de déstabilisations de plusieurs volcans boucliers dont les centres éruptifs ont migré progressivement vers l'est de l'île (Bachèlery & Mairine, 1990). Le *Bouclier ancien*, âgé de 0,15 Ma, serait situé à l'aplomb de l'actuelle Plaine des Sables. A partir de 0,15 Ma, un nouveau centre éruptif s'est développé plus à l'est, approximativement à sa position actuelle : il s'agit du *Bouclier récent*. Le volcan aurait connu quatre événements tectoniques majeurs associés à de grandes dépressions qui marquent les limites de glissement de terrain successifs vers l'est (Duffield et al., 1982 ; Gillot et al., 1994), ou les limites d'effondrements caldériques (Bachèlery, 1981 ; Chevallier & Bachèlery, 1981 ; Bachèlery & Mairine, 1990 ; Bachèlery, 1995). Le fonctionnement du *Bouclier ancien* a donné lieu à un premier effondrement (0,29 Ma) donnant ainsi naissance à la caldera des Remparts dont la limite ouest correspond à la partie amont de l'actuelle Rivière des Remparts. Le déplacement de la zone centrale du volcan de la région de la Plaine des Sables à sa position actuelle est à l'origine de la formation de la caldera du Morne Langevin (0,15 Ma). L'effondrement de la Plaine des Sables (0,04-0,06 Ma, Gillot & Nativel, 1989) a précédé la déstabilisation du flanc du volcan à l'origine du système Enclos Fouqué-Grand Brûlé (0,5 ka, Lénat & Labazuy, 1990 ; Bachèlery & Mairine, 1990 ; Labazuy, 1991, 1996 ; Bachèlery, 1995 ; Lénat et al., 2001 ; Merle & Lénat, 2003).

Au sein de l'Enclos Fouqué se dresse un cône sommital de 400 m de haut pour un diamètre à la base d'environ 3 km. Il est couronné d'un cratère double : le cratère Bory (du nom du naturaliste Jean-Baptiste Bory de Saint-Vincent qui explora le volcan au 19<sup>e</sup> siècle) à l'ouest, et le Dolomieu (en l'honneur du célèbre volcanologue du 18<sup>e</sup> siècle Déodat Gratet de

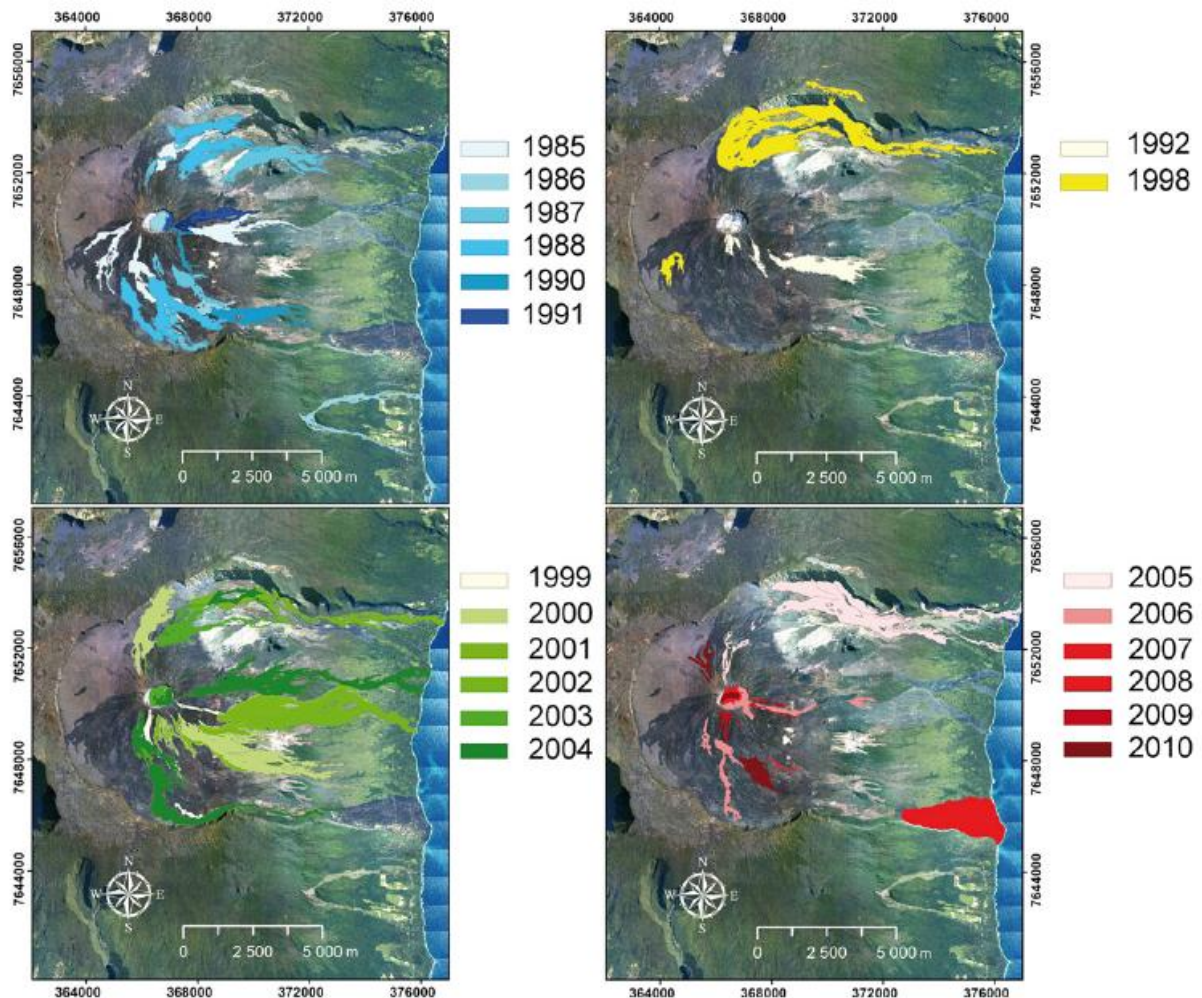
Dolomieu) à l'est culminant à 2630 m.

### 1.1.3 Activité volcanique récente du Piton de la Fournaise

Au cours des derniers siècles, le massif de La Fournaise a connu en moyenne une éruption tous les 14 mois et un taux moyen d'émission de magma estimé à environ  $0,32 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Lénat & Bachèlery, 1987). Des périodes de repos (1967-1971 et 1993-1997) et d'activité intense (1985-1988 et depuis 1998) se sont succédées (Peltier et al., 2009) (Figure 1.2). Depuis l'éruption de mars 1998 et après 65 mois d'inactivité, le volcan connaît un nouveau cycle éruptif avec une éruption tous les 10 mois environ et un taux moyen d'émission de magma de  $0,032 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (base de données de l'OVPF). Cet événement majeur est interprété comme une phase de réalimentation du système de stockage magmatique superficiel (Battaglia et al., 2005). Entre 1985 et 2010, Roult et al. (2012) ont comptabilisé 83 événements : 54 éruptions, 26 crises sismiques n'ayant pas abouti à une éruption, la formation de deux pit cratères et un effondrement de caldera.

L'activité récente du volcan se concentre dans le cône principal de l'Enclos Fouqué et le long de deux axes d'injection de magma préférentiels appelés zones de rift, qui divergent vers le nord-est (N10°) et le sud-est (N170°) depuis le cône (Bachèlery, 1981) (Figure 1.1). Environ 5% des éruptions recensées depuis 1644 se produisent hors Enclos (éruptions de 1977, 1998 et 1986, Stieltjes & Moutou, 1989). De nombreux cônes scoriacés sont également alignés le long d'un axe N120°, entre le sommet de La Fournaise et celui du Piton des Neiges, et plusieurs cônes isolés sont également visibles sur l'ensemble du massif (Villeneuve & Bachèlery, 2006). Contrairement aux zones de rift des volcans hawaiiens, ces axes ne présentent pas de système de stockage magmatique et correspondent à des zones de fracturation préférentielle (Lénat & Aubert, 1982 ; Bachèlery & Montaggioni, 1983 ; Lénat & Bachèlery, 1990 ; Carter et al., 2007 ; Michon et al., 2007a). Le cratère Dolomieu est de loin le plus actif avec plusieurs éruptions récentes (05/2003, 10/2005, 08/2006-01/2007, 02/2007, 09/2008, 12/2008, 10/2009, 12/2009, 10/2010) et des effondrements majeurs (1953, 1986, 2002, 2007). L'éruption d'avril 2007 est l'événement le plus spectaculaire survenu ces dernières années. Près de 120 millions de  $\text{m}^3$  de lave ont été émis provoquant l'effondrement du cratère Dolomieu et la création d'une cavité cylindrique profonde de 350 m et large de 1 km (Michon et al., 2007b ; Staudacher et al., 2009).





**Figure 1.2.** Piton de la Fournaise : cartes des coulées de lave émises entre 1985 et 2010 (d'après Roult et al., 2012).

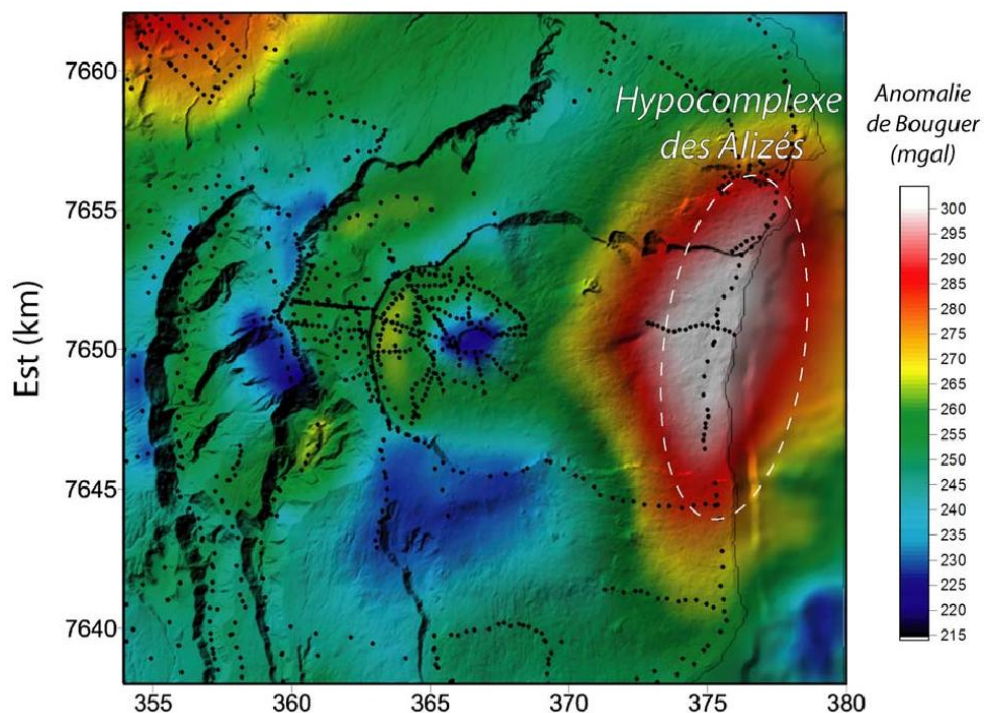
## 1.2 Surveillance du Piton de la Fournaise

En raison d'une intense activité, le volcan du Piton de la Fournaise a fait l'objet de nombreuses études destinées à mieux comprendre le fonctionnement des mécanismes internes de transfert et de stockage du magma, et les mouvements de surface associés. Plusieurs campagnes de prospection géophysique, sismique, gravimétrique et magnétique y ont ainsi été menées ces dernières années. De plus, plusieurs réseaux de surveillance installés sur le volcan ont pour objectif la mesure des déformations du flanc de l'édifice, qui sont révélatrices d'un transfert de magma en profondeur.

## 1.2.1 Structure interne du volcan

### Données gravimétriques

L'interprétation des données gravimétriques (Rousset et al., 1989 ; Lesquet, 1990 ; Malengreau, 1995 ; Levieux, 2004) révèle l'existence de deux anomalies de densité positive dans la zone centrale du Piton des Neiges et sur le flanc est du Piton de La Fournaise (complexe du volcan des Alizés ; Figure 1.3). Ces anomalies, dites de Bouguer, sont associées à des complexes intrusifs massifs. L'absence de structure à l'emplacement actuel du centre éruptif indique une mise en place récente.



**Figure 1.3.** Carte d'anomalie de Bouguer sur le Piton de La Fournaise mettant en évidence le complexe volcanique des Alizés et l'absence de structure massive à l'aplomb du cône sommital (points de mesure gravimétrique en noir, coordonnées UTM 40S ; Tinard, 2007).

### Données magnétiques

Les cartes de champ magnétique établies sur l'ensemble de l'île révèlent la présence de deux fortes anomalies positives associées aux formations les plus récentes à l'Ouest du Piton des Neiges et au niveau du Piton de La Fournaise (Lénat, 1987 ; Malengreau, 1995 ; Lénat et al., 2001). L'inversion géomagnétique Brunhes – Matuyama (~ 0,78 Ma) a été utilisée pour la datation relative des zones volcaniques, ce qui a permis de distinguer les formations anciennes (< 0,78 Ma) des formations récentes (> 0,78 Ma).

## Données sismiques

La sismicité naturelle de La Réunion, liée à l'activité volcanique, est essentiellement superficielle et localisée. Ces séismes ne peuvent donc pas être utilisés pour imager la structure profonde de l'édifice. Des campagnes de prospection sismique réfraction et réflexion (notamment la campagne REUSIS en 1993) et de tomographie sismique ont permis d'obtenir des informations sur la structure interne du volcan et sur la lithosphère à l'aplomb de l'île :

- **Nercessian et al. (1996)** ont révélé l'existence d'un corps enraciné sous le cône sommital, à l'interface plaque océanique / édifice (~ 4 km de profondeur) ; ce corps délimite une zone où la vitesse des ondes P est plus élevée.
- Le modèle de vitesse sismique établi par **Gallard et al. (1999)** montre l'absence de flexure de la lithosphère qui serait liée à une surcharge de l'île. A partir de cette observation, le volume total de l'île a été évalué à 75000 km<sup>3</sup> par **De Voodg et al. (1999)**, alors que **Lénat et Labazuy (1990)** avaient avancé le chiffre de 250000 km<sup>3</sup>.
- Plusieurs réflecteurs superficiels ou profonds ont été identifiés et interprétés comme des plans de glissement du flanc de l'édifice (de types avalanches de débris ou *slumps*).
- Des anomalies de vitesse sismique ont été détectées sous l'édifice volcanique. Elles pourraient indiquer l'existence de différents niveaux de stockage magmatique.

### 1.2.2 Système magmatique du volcan

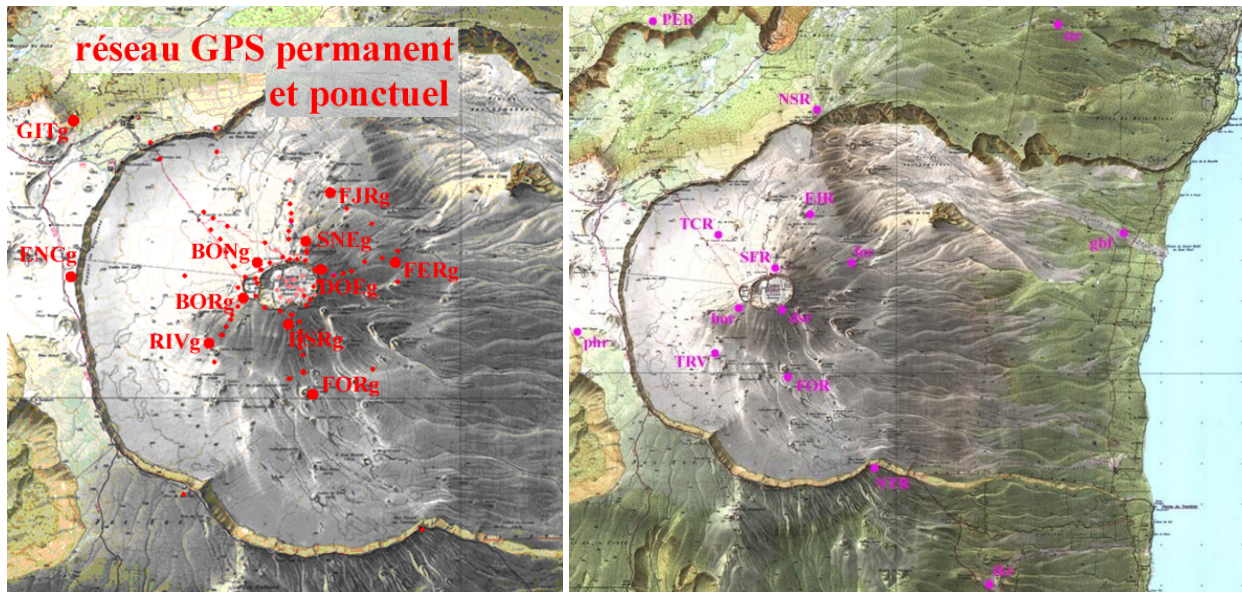
De nombreuses études ont pour objectif la compréhension du système de stockage et de transfert magmatique. Plusieurs hypothèses ont été proposées concernant le nombre, la localisation précise, les dimensions et le volume des zones de stockage magmatique. En se basant sur le taux de production de magma entre 1930 et 1986, **Albarède (1993)** estime le volume du réservoir magmatique superficiel à 0,1-0,3 km<sup>3</sup>. **Peltier et al. (2007)** l'évaluent quant à eux à 0,3 km<sup>3</sup>. L'existence de plusieurs chambres magmatiques sous le cratère Dolomieu a été avancée à la suite d'études géochimiques et pétrologiques. Ainsi, **Vlastélic et al. (2005)** et **Sigmarrsson et al. (2005)** distinguent deux niveaux de stockage magmatique. Les premiers se basent sur l'étude des éléments traces et les isotopes du plomb des laves émises entre 1998 et 2005, et les seconds sur l'étude des déséquilibres de l'uranium. **Bureau et al. (1998)** ont étudié les inclusions fluides des laves historiques et récentes et proposé plusieurs niveaux de stockage à différentes profondeurs (jusqu'à 15 km). **Longpré et al. (2006)** ont vérifié l'hypothèse d'un réservoir magmatique peu profond en étudiant la formation de

nombreux pit cratères. **Lénat & Bachèlery (1990)**, en analysant la répartition des séismes et des déformations du volcan durant la période 1981-1990 et **Aki & Ferrazzini (2000)**, en analysant la fréquence des signaux sismiques, proposent un modèle de réservoir magmatique superficiel constitué d'un ensemble interconnecté de dykes et sills. A partir de données de tomographie sismique, **Nercessian et al. (1996)** proposent d'associer une zone de faible vitesse sismique à l'existence d'un système de stockage magmatique superficiel. **Sigmundsson et al. (1999)** et **Fukushima et al. (2005)** ont traité des données interférométriques du satellite canadien RADARSAT-1 acquises entre 1998 et 2000 : ils estiment qu'il n'existe aucune déformation pré-éruptive, syn-éruptive ou post-éruptive pouvant être associée à un système magmatique superficiel, ce qui les amène à conclure que le magma alimentant l'éruption de 1998 proviendrait de couches plus profondes. De même, **Cayol & Cornet (1998)** expliquent l'absence de déflation significative suite à l'éruption de 1983-1984 par l'existence d'un réservoir magmatique situé à ~19 km de profondeur.

### **1.2.3 Suivi des éruptions du volcan**

L'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) assure une surveillance continue du volcan depuis 1980 grâce à l'installation de réseaux de mesures sismiques, magnétiques, de déformation, ainsi que des sondeurs radon. Au cours des dernières années, un réseau de douze stations GPS permanentes réparties autour du cône sommital et le long du rempart de l'Enclos Fouqué a été mis en place afin de mesurer en continu les mouvements du sol. Le réseau de surveillance sismique (sismomètres) est actuellement composé d'une vingtaine de stations réparties en cercles concentriques sur le pourtour du volcan (à l'intérieur et hors Enclos Fouqué) (Figure 1.4). Le réseau de déformation comprend également huit inclinomètres qui mesurent l'inclinaison du sol en continu et, depuis 1995, cinq fractures ont été équipées par des stations extensométriques capables de mesurer des variations de longueur. Ces réseaux fournissent des données *in situ* permettant un suivi temporel des évènements tectoniques.





**Figure 1.4.** Carte des réseaux GPS (à gauche) et sismologiques (à droite) pour la surveillance des déformations du volcan du Piton de La Fournaise (source : **OVPF**).

Depuis 1998, les études menées à partir de l'interférométrie radar viennent compléter les mesures des réseaux continus et garantissent une surveillance à distance de l'édifice volcanique. Le développement de l'interférométrie radar a ainsi permis d'étudier les éruptions de 1998 (Sigmundsson et al., 1999), 1999-2000 (Fukushima et al., 2005) et 2003 (Froger et al., 2004). Mentionnons enfin le Service d'Observation OI<sup>2</sup> (Observatoire InSAR de l'Océan Indien) piloté par Jean-Luc Froger (Observatoire Volcanologique de Clermont-Ferrand), qui a pour mission la surveillance régulière des déplacements du sol induits par l'activité du volcan, en utilisant des données InSAR de plusieurs satellites.

### 1.3 Conclusion

La prévention du risque volcanique est un enjeu majeur pour le Piton de la Fournaise, dont les éruptions fréquentes menacent les populations avoisinantes. A l'heure actuelle, un grand nombre de données géodésiques *in situ* (nivellement, mesure de distance) et spatiales (positionnement GPS, interférométrie radar) sont disponibles pour mesurer le déplacement de surface du volcan avec une grande précision sur de larges zones, grâce au développement des techniques toujours plus performantes. La fréquence de ses éruptions, ainsi que la multitude des données en font donc un volcan-laboratoire idéal pour l'étude et la compréhension des déplacements surfaciques.



## Chapitre 2

# Surveillance des volcans par télédétection active : le radar et le LiDAR

Ce chapitre présente les deux principales techniques de télédétection active explorées dans cette thèse, à savoir le radar à synthèse d'ouverture et le LiDAR altimètre, de manière à mieux comprendre leurs avantages et leurs limites dans un contexte géophysique. Dans une première partie sont exposés les principes d'acquisition et de formation des images radar. Le but est de familiariser le lecteur avec les notions fondamentales et le vocabulaire propre au domaine hyperfréquence. Une attention particulière sera portée aux mécanismes d'interaction entre les ondes électromagnétiques et les milieux naturels, ainsi qu'à la compréhension des phénomènes de distorsion et autres problèmes propres à cette technique d'imagerie. Nous rappelons ensuite le principe de l'interférométrie différentielle, en listant les principales sources de décorrélation. La théorie du radar à synthèse d'ouverture est détaillée dans les ouvrages de [Hanssen \(2001\)](#) et [Massonnet & Souyris \(2008\)](#).

Dans une deuxième partie, nous nous attachons à décrire le fonctionnement du LiDAR, les principes d'acquisition et de traitement des données topographiques et radiométriques. Nous accordons une importance particulière aux recherches menées à ce jour sur l'exploitation des données LiDAR en géophysique, notamment celles acquises au-dessus des volcans. Enfin la synergie entre ces deux approches est introduite dans une troisième et dernière partie à travers différentes publications.

## 2.1 Performances techniques des systèmes SAR

Le radar, acronyme de *Radio Detection And Ranging*, désigne un système d'acquisition d'information à distance dans le domaine hyperfréquence ou micro-ondes (longueur d'onde variant du centimètre au mètre). Il s'agit d'un système de télédétection active : l'antenne radar émet un train d'ondes vers la cible et mesure les ondes rétrodiffusées vers le capteur. Contrairement aux capteurs optiques, les performances du radar sont peu affectées par les conditions météorologiques, en particulier la présence de nuages, et ne dépendent pas du cycle diurne du soleil.

Le radar à synthèse d'ouverture ou RSO (en anglais, SAR pour *Synthetic Aperture Radar*) est devenu en quelques années un outil incontournable pour l'étude des surfaces naturelles. Il permet aujourd'hui d'acquérir des données à haute résolution spatiale, proche de celle des images optiques, grâce à la synthèse d'une antenne virtuelle de grande dimension. Ces quinze dernières années, la télédétection radar a connu un essor considérable en géodésie grâce à la technique de l'interférométrie radar (en anglais, InSAR pour *Interferometric Synthetic Aperture Radar*). Elle consiste à analyser la différence de phase entre deux images SAR acquises à deux positions légèrement décalées, ce qui permet de générer des cartes de déformation des surfaces avec une précision de l'ordre d'une fraction de longueur d'onde (Massonnet & Feigl, 1998).

Le radar SAR a d'abord servi à cartographier le relief de la Terre (Graham, 1974). L'interférométrie différentielle, décrite pour la première fois par Gabriel et al. (1989), s'est révélée être un outil performant pour l'étude des déformations des surfaces terrestres associées à des phénomènes naturels tels que les tremblements de terre (Massonnet et al., 1993), les éruptions volcaniques (Massonnet et al., 1995 ; Lanari et al., 1998) ou les glissements de terrain (Carnec et al., 1996). En volcanologie, l'imagerie SAR a connu un essor considérable depuis les travaux fondateurs de Massonnet et al. (1995) sur le Mont Etna (Italie). Elle permet de mesurer :

- les déformations de surface, inflation ou déflation, liées à l'alimentation ou la vidange des chambres magmatiques (Massonnet et al., 1995 ; Amelung et al., 2000 ; Wicks et al., 2002 ; Froger et al., 2007) ;
- les déplacements de flancs résultant de l'intrusion de dykes et de sills (Jonsson et al., 1999 ; Sigmundsson et al., 1999 ; Froger et al., 2004 ; Fukushima et al., 2005) ou de processus gravitaires et tectoniques (Froger et al., 2001) ;

- les subsidences liées à la charge de coulées de lave (Briole et al., 1997 ; Stevens et al., 2001 ; Rowland et al., 2003).

Massonnet & Sigmundsson (2000) présentent différentes applications de l'interférométrie radar pour l'étude des déformations liées à l'activité pré/syn/post éruptive des volcans actifs.

Le radar à synthèse d'ouverture permet aussi de générer des modèles numériques de terrain (MNT) précis afin d'étudier la forme et la géomorphologie des édifices (Rowland & Garbeil, 2000). Ces MNT nous renseignent sur la genèse et sur le passé éruptif du volcan, informations capitales pour évaluer, donc prévenir, les risques liés à son activité (coulées pyroclastiques, lahars, éboulements, formation de caldera, etc.). Les toutes dernières techniques utilisant des diffuseurs temporellement stables ou *permanent scatterers*<sup>1</sup> (Ferretti et al., 2001) ou une approche dite *small baseline* (Berardino et al., 2002) améliorent la fiabilité des cartes interférométriques grâce à un suivi de l'évolution temporelle des déformations de la surface.

## 2.1.1 Principe et mesures

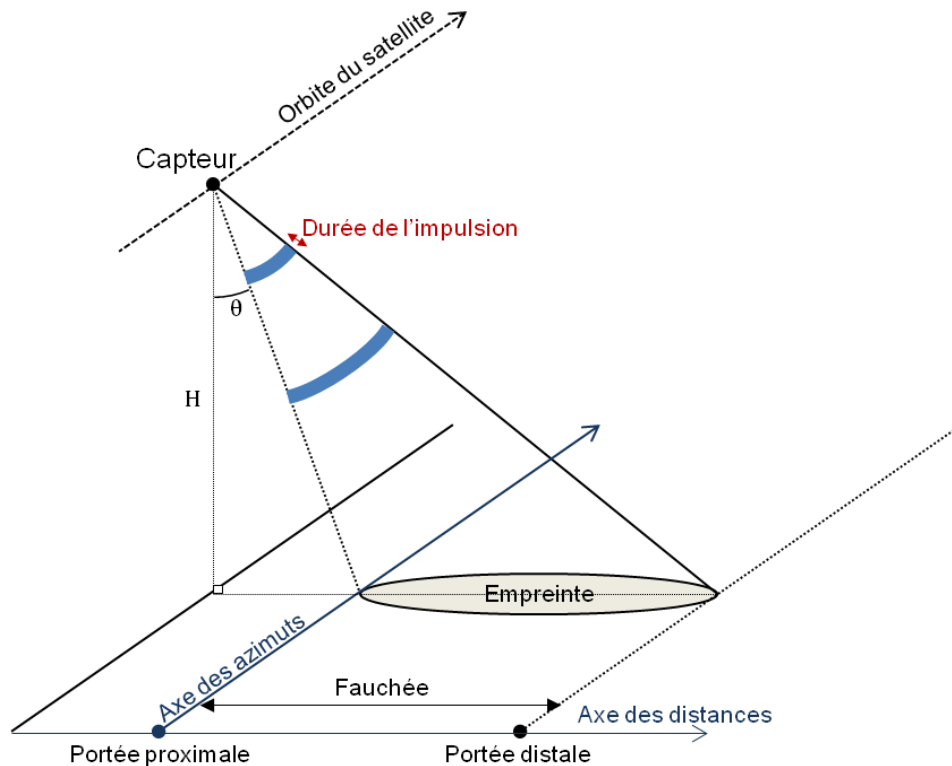
### 2.1.1.1 Formation des images radar

La géométrie d'acquisition d'un système SAR est illustrée par la Figure 2.1. Les données SAR sont représentées dans un espace à deux dimensions défini par une direction azimutale et une direction radiale appelée « distance ». Le radar imageur se déplace dans la direction azimutale, à une altitude  $H$ , et il vise le sol latéralement afin d'éviter les phénomènes de repliement. Au cours de son déplacement, il émet de brèves impulsions en direction du sol suivant l'axe radial, normal à la direction de déplacement, avec un angle d'incidence  $\theta$ . La surface illuminée, appelée empreinte au sol de l'antenne, renvoie alors une partie du rayonnement émis vers l'antenne radar. La succession des impulsions permet d'obtenir des informations sur une bande continue de sol parallèle à la direction d'azimut appelée fauchée. Sa largeur est limitée par les portées proximale et distale du capteur.

Le signal de retour enregistré pour un pixel, ou écho radar, est la somme cohérente des réponses d'un grand nombre de diffuseurs élémentaires. Il dépend des paramètres d'acquisition (longueur d'onde, polarisation, angle d'incidence) et est modulé par la géométrie et la rugosité du sol, son humidité, ainsi que ses propriétés diélectriques.

---

<sup>1</sup> Un réflecteur permanent est un pixel affichant une bonne cohérence interférométrique sur de longues périodes.



**Figure 2.1.** Géométrie d'acquisition du radar à synthèse d'ouverture.

Le signal enregistré par l'antenne radar est donc complexe. Chaque pixel contient :

- une information d'amplitude (notée  $A$ ) qui dépend des propriétés de rétrodiffusion des cibles élémentaires constituant le pixel radar. Elle représente l'aptitude de la surface à rétrodiffuser l'onde radar ;
- une information de phase (notée  $\varphi$ ) correspondant au déphasage entre l'onde radar rétrodiffusée et l'onde émise prise comme référence. Ce déphasage est la somme de deux termes : la phase de trajet, qui représente la durée du trajet aller-retour entre l'antenne et la cible, et la phase pixellaire, qui est liée aux caractéristiques physiques des objets contenus dans la cellule de résolution.

Analytiquement, le champ émis et reçu par l'antenne s'écrit :

$$E = Ae^{j\varphi} \quad (2.1)$$

La variabilité des propriétés diélectriques et géométriques des cibles élémentaires rend la phase pixellaire hautement aléatoire. De ce fait, l'information de phase d'une image radar est inexploitable. En analysant le déphasage entre deux images, l'interférométrie radar permet de palier ce problème. Précisons que l'image brute obtenue par un système SAR n'est pas visualisable directement. En effet, l'énergie des cibles au sol est étalée dans les directions radiale et azimutale et doit être comprimée de façon cohérente afin d'améliorer la résolution

finale de l'image. La focalisation des données SAR est une étape majeure dans le traitement des données radar. Elle consiste à concentrer l'énergie des échos dispersés de la scène imagée dans un pixel, en appliquant des filtres différents en distance et en azimuth. On obtient ainsi une image SLC ou *Single Look Complex* qui contient toute l'information d'amplitude et de phase du signal rétrodiffusé.

### 2.1.1.2 Caractéristiques des images radar

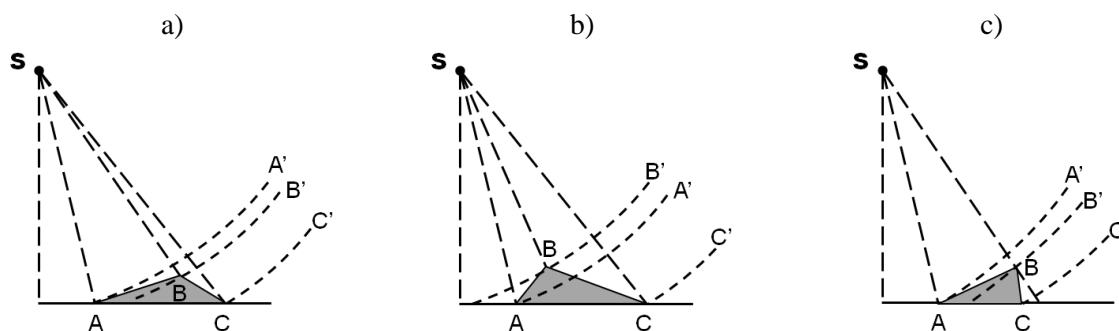
#### Speckle

Le speckle, ou chatoiement, est un bruit multiplicatif caractéristique des images radar qui résulte de l'interférence aléatoire des ondes cohérentes. Comme nous venons de le voir, la réponse d'une cellule de résolution est la somme cohérente des réponses de plusieurs réflecteurs élémentaires aux propriétés de diffusion indépendantes. Cela induit une très forte dispersion des valeurs radiométriques, même au sein d'une zone homogène, qui se manifeste par une texture « poivre et sel » sur les images : les points brillants correspondent aux interférences constructives et les points sombres aux interférences destructives. Le speckle est directement lié à l'organisation spatiale et aux caractéristiques diélectriques des diffuseurs élémentaires contenus dans chaque cellule de résolution. C'est une information très riche mais difficilement exploitable, qui peut réellement perturber le traitement des images ainsi que leur interprétation. Cela réduit les performances des algorithmes de segmentation, de classification et d'extraction d'informations. Il est donc recommandé de réduire son effet par un traitement multi-visée ou un filtrage spatial afin d'améliorer la qualité visuelle des images. Le traitement multi-visée consiste à moyenniser plusieurs images acquises sur une même scène avec des visées légèrement décalées. La résolution azimuthale est alors diminuée au profit d'une meilleure radiométrie. Le filtrage spatial consiste à lisser le bruit dans l'image. De nombreux algorithmes ont été élaborés à cet effet, le challenge consistant à réduire la granularité des images tout en préservant les structures. Il existe deux grandes familles de filtres : les filtres linéaires tels que les filtres moyen ou médian, et les filtres non linéaires adaptatifs dont les plus connus sont les filtres de Lee (Lee, 1980), Frost (Frost et al., 1982) et Kuan (Kuan et al., 1987). Ces derniers, plus complexes, tiennent compte des caractéristiques des images et du modèle statistique du bruit qui les affecte.

## Distorsions géométriques

Le mode d'acquisition des données SAR par visée oblique induit des distorsions géométriques liées à la morphologie de la scène observée. Elles sont d'autant plus importantes que le terrain présente de fortes dénivellations. Elles sont fondamentalement différentes de celles observées sur les capteurs passifs et constituent une des principales difficultés lors de l'interprétation des images radar. On distingue trois types de distorsions géométriques :

- Le raccourcissement des distances ou *foreshortening*. Ce phénomène se produit lorsque le rayon incident atteint une cible dont la pente est inférieure à l'angle de visée. Il se manifeste par un rétrécissement des distances entre deux points (points A et B sur la Figure 2.2.a). Dans certains cas, les images du sommet et de la base de la structure (A' et B') sont confondues, masquant la présence d'une pente dans l'image radar. La zone apparaîtra plus brillante en raison du nombre élevé de diffuseurs élémentaires.
- Le repliement ou *layover*. Ce phénomène se manifeste lorsque la pente de la cible éclairée est supérieure à l'angle d'incidence de l'onde radar. Dans cette situation, le faisceau radar atteint le sommet de la cible avant sa base (B et A sur la Figure 2.2.b). Le signal retour en provenance du sommet sera enregistré par le capteur avant celui de la base. Il en résulte un déplacement du sommet par rapport à sa position réelle au sol, ce qui a pour effet de le replier sur sa base. La réponse mesurée par le capteur intègre les réponses des parties horizontales ainsi que celles de la pente. Dans le cas d'une forte pente, les positions (A' et B') de deux points de la cible peuvent être inversées.
- Les zones d'ombre. Elles correspondent aux parties cachées ou invisibles au faisceau radar (Figure 2.2.c). Ce phénomène se produit lorsque la cible est masquée par un obstacle. Il augmente avec l'angle d'incidence et se traduit par des pixels sombres dans l'image.



**Figure 2.2.** Distorsions géométriques dans les images radar dues au relief :  
(a) raccourcissement des distances ; (b) repliement ; (c) zones d'ombre.



## 2.1.2 Interaction entre l'onde radar et le milieu

Le signal radar dépend de la configuration d'acquisition (fréquence, polarisation des ondes aller-retour, angle d'incidence), ainsi que de la capacité de la surface étudiée à rétrodiffuser le rayonnement incident. Celle-ci est liée aux propriétés géométriques (pente, rugosité de surface) et physiques (constante diélectrique, humidité) du milieu (Ulaby et al., 1986). La compréhension des interactions entre l'onde électromagnétique et le milieu naturel permet une meilleure interprétation des images radar et des processus associés. Nous nous attacherons ici à décrire les facteurs affectant la rétrodiffusion des ondes et les principaux phénomènes d'interaction onde-surface qui se produisent dans le domaine hyperfréquence.

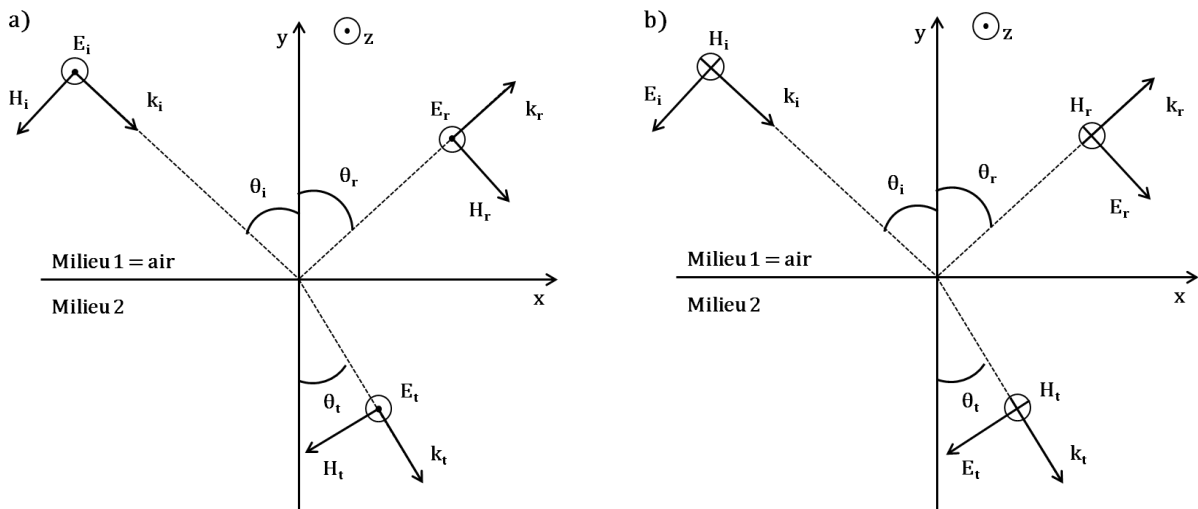
### 2.1.2.1 Paramètres instrumentaux

#### Fréquence

La sensibilité du signal radar à la surface est directement liée à sa fréquence  $\nu$ . Celle-ci varie de 0,3 à 300 GHz, soit une longueur d'onde  $\lambda$  comprise entre 1 mm et 1 m. Les principales bandes de fréquences des radars utilisés en observation de la Terre sont la bande L ( $\nu = 0,39-1,55$  GHz ou  $\lambda = 19,3-76,9$  cm), la bande C ( $\nu = 4,20-5,75$  GHz ou  $\lambda = 5,2-7,1$  cm) et la bande X ( $\nu = 10,9-22$  GHz ou  $\lambda = 1,36-2,7$  cm). Par exemple, les capteurs TerraSAR-X, ASAR d'ENVISAT et PALSAR d'ALOS opèrent respectivement en bandes X (9,65 GHz ou 3,1 cm), C (5,3 GHz ou 6 cm) et L (1,27 GHz ou 23 cm).

#### Polarisation

La polarisation d'une onde électromagnétique décrit l'orientation du champ électrique  $\vec{E}$  dans le plan perpendiculaire à la direction de propagation définie par le vecteur  $\vec{k}$ . Les radars embarqués sur les satellites d'observation de la Terre ont une polarisation constante et linéaire suivant deux directions : la direction horizontale (H), qui décrit un champ électrique perpendiculaire au plan d'incidence, et la direction verticale (V), qui décrit un champ électrique parallèle au plan d'incidence (Figure 2.3).



**Figure 2.3.** Réflexion et réfraction de l'onde incidente sur une surface plane a) en polarisation perpendiculaire (H) et b) en polarisation parallèle (V).

Les radars émettent une onde électromagnétique dans une certaine polarisation (H ou V) et peuvent enregistrer l'onde rétrodiffusée dans la même polarisation ou dans la polarisation duale. Quatre configurations sont donc possibles : les polarisations parallèles HH ou VV et les polarisations croisées HV ou VH<sup>2</sup>. Par exemple, le capteur ASAR d'ENVISAT acquiert des données en double polarisation (HH et HV, VV et VH, HH et VV), alors que les capteurs PALSAR d'ALOS et RADARSAT-2 fonctionnent en polarisation simple (HH, VV, HV ou VH), double (HH et HV, VV et VH, HH et VV) ou quadruple (quatre configurations simultanées). On parle alors de capteur polarimétrique.

Les propriétés structurales de la surface conditionnent l'état et le degré de polarisation du signal rétrodiffusé. En effet, les informations enregistrées par le capteur sont sensibles à l'orientation et la forme des diffuseurs présents dans la cellule de résolution. En outre, l'information polarimétrique dépend des propriétés électriques de la cible : certaines cibles ont des caractéristiques similaires en polarisation parallèle ou croisée, d'autres montrent des différences qui s'expliquent par un changement de polarisation de l'onde incidente. La combinaison des différents modes polarimétriques a un fort potentiel de caractérisation et classification des surfaces (milieux urbains, forêts, cultures, eaux libres...).

<sup>2</sup> La première lettre indique la polarisation de l'onde émise et la deuxième lettre celle de l'onde reçue.

## Angle d'incidence

Il s'agit de l'angle entre la direction du faisceau incident et la normale à la pente. Généralement, l'amplitude du signal retour diminue lorsque l'angle d'incidence augmente : en incidence normale un maximum d'énergie est renvoyé dans la direction de visée, alors qu'en incidence rasante, l'énergie est majoritairement réfléchi dans la direction opposée à celle du faisceau incident. Les radars embarqués sur satellites disposent aujourd'hui d'antennes à visée variable. L'angle de visée des capteurs ERS-1/2 et JERS-1, lancés au début des années 1990, est fixe à 23° et 35°, respectivement, alors que celui du capteur RADARSAT-1, lancé en 1995, varie de 10° à 60°.

### 2.1.2.2 Propriétés électriques des matériaux

Elles sont caractérisées par deux paramètres : la conductivité électrique<sup>3</sup> et la permittivité diélectrique. En présence d'un champ électrique, un matériau est soumis à un déplacement de charges libres (courant de conduction) et à un mouvement de charges liées (courant de déplacement).

### Conductivité électrique

La conductivité électrique d'un matériau, notée  $\sigma$  et exprimée en siemens par mètre (S/m), caractérise sa capacité de conduction du courant électrique. Elle est égale au rapport de la densité de courant électrique  $j$  traversant le matériau par l'intensité du champ électrique appliqué  $E$ .

C'est une grandeur complexe qui quantifie les pertes d'énergie par dissipation dans le milieu de propagation. Autrement dit, plus un milieu est conducteur, plus l'atténuation est importante et plus faible est la profondeur de pénétration des ondes. La plupart des minéraux, à l'exception des oxydes et sulfures métalliques ou du graphite, sont de mauvais conducteurs. La conductivité électrique des roches est généralement de nature électrolytique, c'est-à-dire due au transport des charges par les ions contenus dans l'eau porale. Elle dépend de la teneur en eau de la roche (liée à la porosité et à la saturation), de la salinité de l'eau interstitielle et de la teneur en argile de la roche (Ulaby et al., 1986).

---

<sup>3</sup> On préfère souvent utiliser son inverse, la résistivité électrique.

## Permittivité diélectrique

La permittivité diélectrique absolue (ou constante diélectrique), notée  $\epsilon^*$ , traduit la capacité d'un milieu à se polariser sous l'influence d'un champ électrique appliqué. Cette polarisation résulte d'un déplacement relatif des charges liées de la matière sous l'action du champ électrique (déplacement des électrons, des atomes et des ions, orientation des dipôles électriques). Le courant de déplacement électrique ainsi créé s'accompagne également de pertes d'énergie responsables de l'atténuation du champ électrique. La permittivité diélectrique est une grandeur complexe :

$$\epsilon^* = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (2.2)$$

où  $\epsilon'$  est la partie réelle et  $\epsilon''$  la partie imaginaire.  $\epsilon'$  gouverne la vitesse de propagation des ondes dans le milieu alors que  $\epsilon''$  est lié à la conductivité électrique et exprime la perte d'énergie de l'onde électromagnétique durant sa propagation dans le milieu. La permittivité diélectrique relative est normalisée par rapport à la permittivité relative du vide ( $\epsilon_0 \approx 8,85 \cdot 10^{-12}$  F/m). La partie réelle de la permittivité relative est élevée pour l'eau pure (~ 81 à 100 MHz) et elle est comprise entre 3 et 30 pour la plupart des matériaux géologiques (Reynolds, 1997 ; Tableau 2.1).

Matériau	Permittivité relative	Conductivité (S/m)
Air	1	$10^{-6}$
Eau pure	80	$10^{-5}$
Eau salée	80	30
Argile sèche	2-6	$10^{-3}-10^{-1}$
Argile humide	15-40	$10^{-1}-1$
Sable sec	3-5	$10^{-5}$
Sable saturé en eau	20-30	$10^{-4}-10^{-2}$
Calcaire	4-8	$5 \cdot 10^{-4}-2 \cdot 10^{-3}$
Sel sec	5-6	$10^{-5}-10^{-2}$
Glace	3-4	$10^{-5}$

**Tableau 2.1.** Ordre de grandeur des paramètres électriques de différents milieux mesurés à 100 MHz (d'après Le Gall, 2007).

La permittivité relative varie donc en fonction du taux d'humidité, de la composition minéralogique et de la porosité de la roche. Cela explique pourquoi le coefficient de rétrodiffusion d'une surface naturelle augmente avec la constante diélectrique des matériaux, et par conséquent, avec la teneur en eau du sol (Ulaby et al., 1986) (Figure 2.4). Les pertes diélectriques sont généralement exprimées par le facteur de dissipation diélectrique,

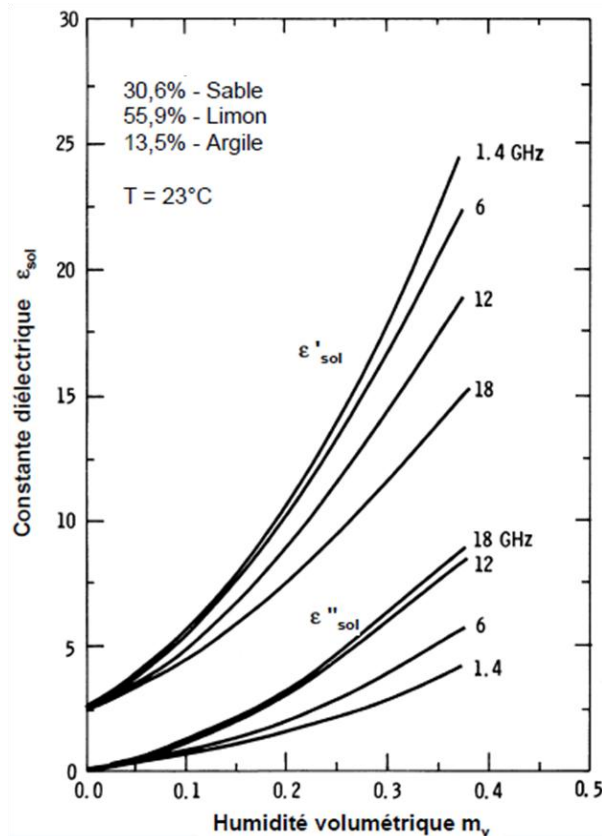
également appelé tangente de l'angle de perte<sup>4</sup>, ou  $\tan \delta$ , défini comme le rapport entre les parties imaginaire et réelle de  $\epsilon^*$  :

$$\tan \delta = \frac{\epsilon''}{\epsilon'} \quad (2.3)$$

En pratique, les pertes par conduction doivent être également prises en compte :

$$\tan \delta = \frac{\epsilon'' + \frac{\sigma}{2\pi f \epsilon_0}}{\epsilon'} \quad (2.4)$$

Ces phénomènes de propagation d'onde ou de perte d'énergie dans un milieu dépendent également de la température ambiante et de la fréquence du champ électromagnétique. Par exemple dans les milieux dispersifs<sup>5</sup>, on observe une forte dépendance de la permittivité à la fréquence (Figure 2.4).



**Figure 2.4.** Variation de la constante diélectrique complexe d'un sol limoneux en fonction de son humidité et de la fréquence du rayonnement (d'après [Ulaby et al., 1986](#)).

<sup>4</sup> On dit qu'un milieu est dispersif lorsque la vitesse de l'onde électromagnétique se propageant dans ce milieu varie avec sa fréquence. Comme la vitesse de l'onde dans un milieu est liée à la permittivité, cette dernière dépend également de la fréquence de l'onde.

<sup>5</sup> On dit qu'un milieu est dispersif lorsque la vitesse de l'onde électromagnétique se propageant dans ce milieu varie avec sa fréquence. Comme la vitesse de l'onde dans un milieu est liée à la permittivité, cette dernière dépend également de la fréquence de l'onde.

### 2.1.2.3 Propriétés magnétiques des matériaux

Les propriétés magnétiques des matériaux sont définies par la perméabilité magnétique, notée  $\mu$  et exprimée en henry par mètre (H/m). Ce paramètre décrit la réponse de l'induction à un champ magnétique, autrement dit, il caractérise la facilité avec laquelle le milieu est traversé par les lignes de force magnétique. Les pertes de l'énergie magnétique lors de l'application du champ de rayonnement sont modélisées par une partie imaginaire. Lorsque la perméabilité est normalisée par rapport à la perméabilité du vide ( $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  H/m), on parle de perméabilité relative. La plupart des matériaux géologiques réagissent très faiblement à une excitation magnétique, leur perméabilité relative est donc proche de 1.

### 2.1.2.4 Diffusion de surface

La diffusion des ondes radar est étroitement liée à l'état de surface du sol (rugosité). Une surface plane et une surface rugueuse ne répondent pas de la même façon à une excitation électromagnétique. Dans le premier cas, la totalité de l'énergie incidente est réfléchiée dans la direction spéculaire, alors que dans le second cas, la présence d'un microrelief crée de nouvelles directions de diffraction. De plus, nous avons vu que la constante diélectrique du milieu, directement reliée au contenu en eau, régit les propriétés de réflexion (via la partie réelle) et de transmission (via la partie imaginaire) de l'onde incidente.

#### Surface lisse

Le comportement des ondes électromagnétiques à l'interface de deux diélectriques est décrit par les lois de Snell-Descartes. Au contact de la surface, l'onde incidente donne naissance à une onde réfléchiée dans la direction spéculaire et à une onde réfractée ou transmise (Figure 2.3). On peut alors calculer les coefficients de Fresnel, en amplitude ou en énergie. Soient  $\mu_1$  et  $\epsilon_1$  la perméabilité et la permittivité du milieu 1 (air), et  $\mu_2$  et  $\epsilon_2$  celles du milieu 2. Les indices de réfraction de ces deux milieux sont égaux à :

$$n_1 = \sqrt{\frac{\mu_1 \epsilon_1}{\mu_0 \epsilon_0}} \quad \text{et} \quad n_2 = \sqrt{\frac{\mu_2 \epsilon_2}{\mu_0 \epsilon_0}} \quad (2.5)$$

L'onde incidente sur la surface avec un angle d'incidence  $\theta_i$  est réfléchiée dans le milieu 1 avec un angle de réflexion  $\theta_r$  et est transmise dans le milieu 2 avec un angle de transmission  $\theta_t$ . Les ondes réfléchiée et transmise ont la même polarisation que l'onde incidente. Le rapport

en amplitude des champs réfléchi  $E_{o,r}$  et transmis  $E_{o,t}$  au champ incident  $E_{o,i}$  donne les coefficients de réflexion  $\rho_r$  et de transmission  $\rho_t$  :

$$\rho_r = \frac{E_{o,r}}{E_{o,i}} \quad \text{et} \quad \rho_t = \frac{E_{o,t}}{E_{o,i}} \quad (2.6)$$

D'après les lois de Snell-Descartes, on a :

$$\theta_i = \theta_r \quad \text{et} \quad n_1 \sin \theta_i = n_2 \sin \theta_t \quad (2.7)$$

Dans le cas où la polarisation de l'onde incidente est perpendiculaire au plan d'incidence, les coefficients de Fresnel sont les suivants :

$$\left\{ \begin{array}{l} R_{HH} = \frac{n_1 \cos \theta_i - n_2 \cos \theta_t}{n_1 \cos \theta_i + n_2 \cos \theta_t} \\ T_{HH} = \frac{2n_1 \cos \theta_i}{n_1 \cos \theta_i + n_2 \cos \theta_t} \end{array} \right. \quad (2.8)$$

Dans le cas où la polarisation de l'onde incidente est parallèle au plan d'incidence, on a :

$$\left\{ \begin{array}{l} R_{VV} = \frac{n_2 \cos \theta_i - n_1 \cos \theta_t}{n_2 \cos \theta_i + n_1 \cos \theta_t} \\ T_{VV} = \frac{2n_1 \cos \theta_i}{n_2 \cos \theta_i + n_1 \cos \theta_t} \end{array} \right. \quad (2.9)$$

Généralement, le milieu de propagation 1 est l'air dont les propriétés sont :

$$\mu_1 = 1 \quad \text{et} \quad \varepsilon_1 = 1 \quad (2.10)$$

En supposant que le milieu 2 est non magnétique :

$$\mu_2 = 1 \quad (2.11)$$

Les coefficients de réflexion de Fresnel se simplifient alors :

$$\left\{ \begin{array}{l} R_{HH} = \frac{\cos \theta_i - \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_i}}{\cos \theta_i + \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_i}} \\ R_{VV} = \frac{\varepsilon_2 \cos \theta_i - \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_i}}{\varepsilon_2 \cos \theta_i + \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_i}} \end{array} \right. \quad (2.12)$$

et

$$\left\{ \begin{array}{l} T_{HH} = \frac{2 \cos \theta_i}{\cos \theta_i + \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_i}} \\ T_{VV} = \frac{2 \sqrt{\varepsilon_2} \cos \theta_i}{\varepsilon_2 \cos \theta_i + \sqrt{\varepsilon_2 - \sin^2 \theta_i}} \end{array} \right. \quad (2.13)$$

La Figure 2.5 montre l'évolution des coefficients de Fresnel en fonction de l'angle d'incidence, pour deux valeurs de constante diélectrique. En incidence normale ( $\theta_i = 0^\circ$ ), on constate que les coefficients de réflexion  $R_{HH}$  et  $R_{VV}$  ont la même amplitude mais sont déphasés de  $180^\circ$ , alors qu'en incidence rasante ( $\theta_i = 90^\circ$ ), ils ont la même amplitude mais ne présentent plus de déphasage.

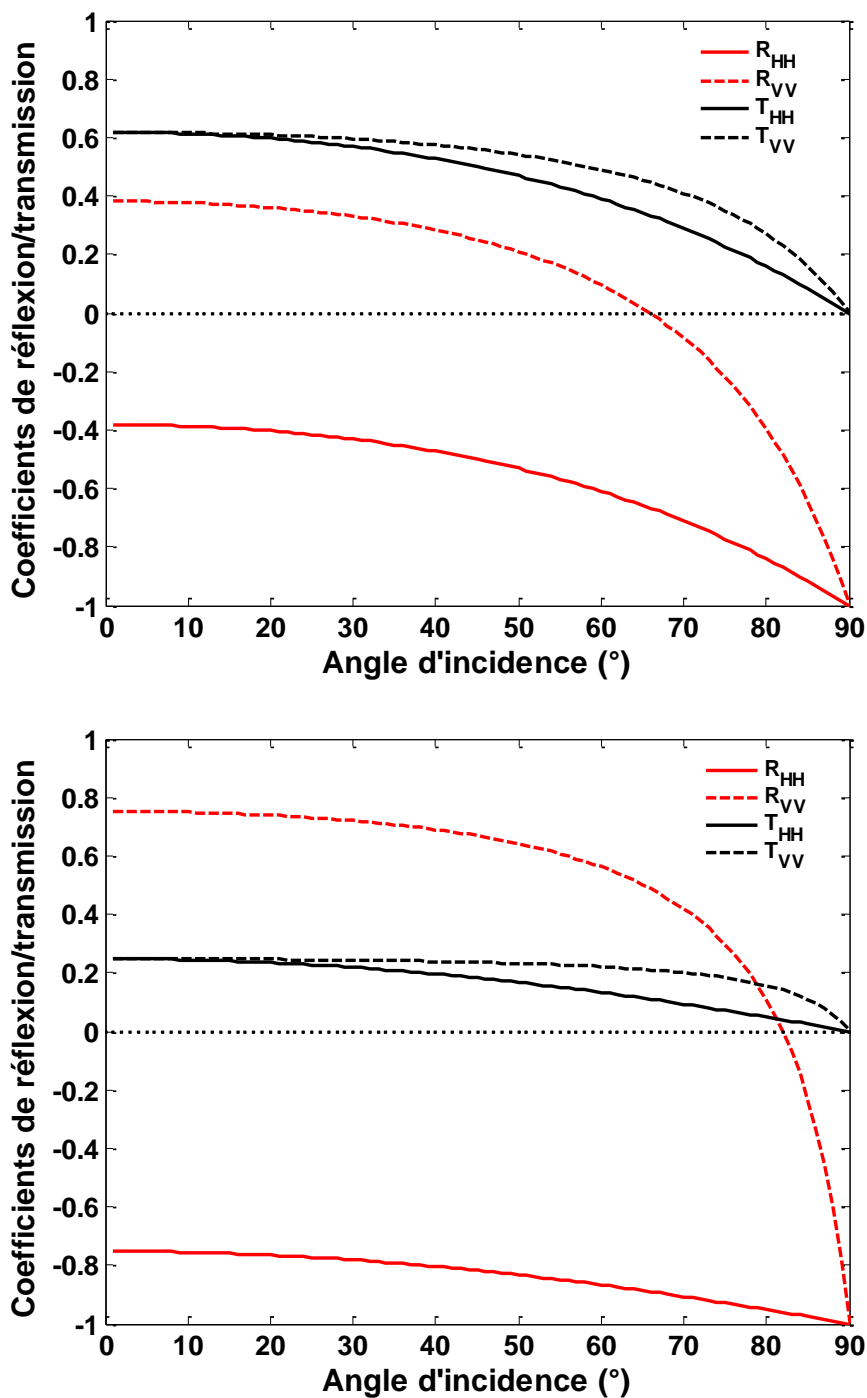


Figure 2.5. Coefficients de Fresnel calculés pour des constantes diélectriques  $\epsilon_2 = 5$  (en haut) et  $\epsilon_2 = 50$  (en bas) en fonction de l'angle d'incidence du capteur.



En effet, pour une onde polarisée parallèlement au plan d'incidence, l'intensité réfléchie s'annule pour un angle donné appelé angle de Brewster<sup>6</sup>, et l'onde réfléchie est alors entièrement polarisée perpendiculairement. Il s'ensuit un déphasage de l'onde incidente de 180°. Lorsqu'on augmente la valeur de la constante diélectrique du milieu 2, on observe un accroissement des coefficients de réflexion pour un angle donné, et par conséquent les coefficients de transmission sont moins élevés<sup>7</sup>. Notons que lorsque la constante diélectrique augmente, les conditions de Brewster sont atteintes pour des angles plus élevés.

## Surface rugueuse

Les surfaces naturelles sont rarement lisses et présentent une rugosité dont la description est complexe. Des champs diffractés apparaissent et l'onde incidente subit une dépolarisation à l'interface. Le champ diffracté peut s'écrire comme la somme d'une composante ayant la même polarisation que l'onde incidente et d'une composante présentant la polarisation duale de l'onde incidente.

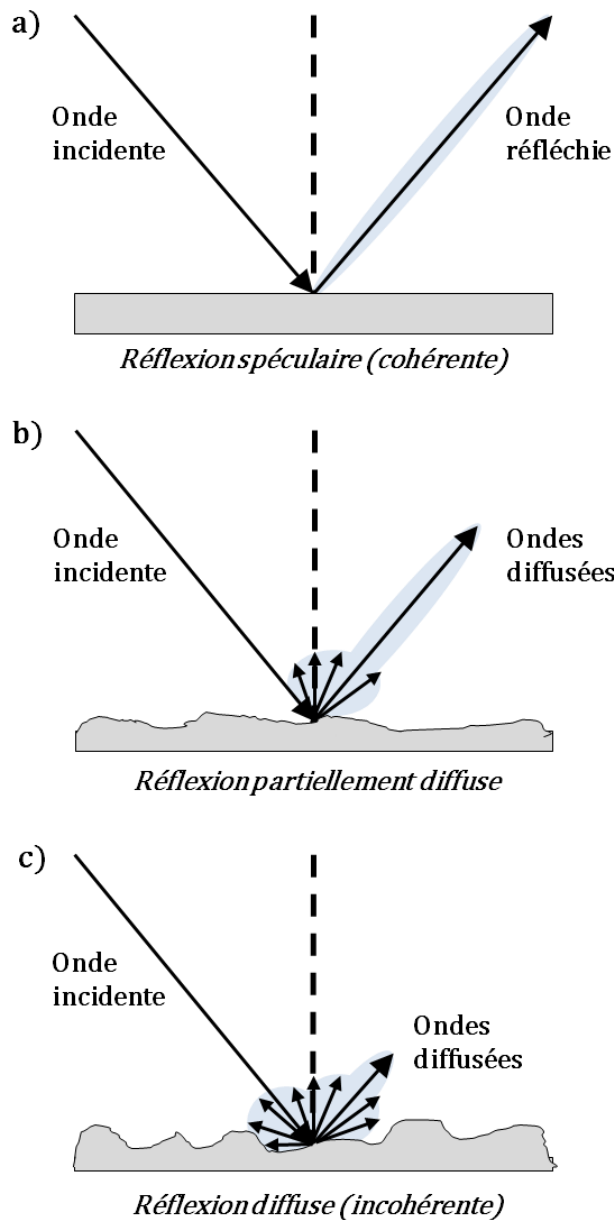
Le critère de Rayleigh est classiquement utilisé pour déterminer le degré de rugosité d'une surface par rapport aux caractéristiques du système d'observation, en particulier la longueur d'onde radar  $\lambda$ . Une surface est considérée comme rugueuse si l'écart type des hauteurs, noté  $s$ , vérifie (Ulaby et al., 1982) :

$$s \geq \frac{\lambda}{8\cos(\theta)} \quad (2.14)$$

où  $\theta$  est l'angle d'incidence. Le critère de Rayleigh permet d'étudier l'effet de la rugosité de surface sur la diffusion d'une onde. Par exemple, une surface peut apparaître lisse en bande L (10-30 cm) et rugueuse en bande X (2,5-4 cm). Schématiquement, la relation entre la rugosité du sol et la diffusion est illustrée par un diagramme de diffusion (Figure 2.6). Comme montré précédemment dans le cas d'une surface lisse, l'énergie de l'onde incidente est réfléchie majoritairement dans la direction spéculaire : un capteur monostatique ne devrait théoriquement recevoir aucun signal sauf en incidence normale. Lorsque la rugosité augmente, la composante spéculaire diminue et la quantité d'énergie rétrodiffusée vers le capteur augmente. Cependant, le critère de Rayleigh ne tient pas compte de la structure horizontale des points de la surface.

<sup>6</sup> L'angle de Brewster est atteint lorsque l'angle entre les rayons réfléchi et réfracté est perpendiculaire. Il est donné par la formule :  $\theta_b = \arctan\left(\frac{n_2}{n_1}\right)$ .

<sup>7</sup> Puisque d'après les lois de Fresnel  $R_{HH} + T_{HH} = 1$  et  $R_{VV} + T_{VV} = 1$ .



**Figure 2.6.** Diagramme de diffusion d'une onde électromagnétique par une surface a) lisse, b) moyennement rugueuse et c) fortement rugueuse.

La rugosité d'une surface est généralement décrite par ses propriétés statistiques : l'écart type des hauteurs représente la variation de la hauteur des rugosités dans le plan vertical et la longueur de corrélation caractérise les irrégularités dans le plan horizontal. Ces paramètres peuvent être utilisés en entrée des modèles électromagnétiques pour modéliser la réponse moyenne d'une surface à une excitation électromagnétique, compte tenu de la connaissance *a priori* des principaux paramètres instrumentaux. On distingue quatre classes de modèles : empiriques, semi-empiriques, théoriques analytiques et numériques. Les modèles empiriques tiennent compte des données réelles alors que les modèles théoriques sont basés sur la résolution des équations de Maxwell. Certains modèles sont inversibles et

permettent l'extraction des paramètres géophysiques du milieu. La description statistique de surfaces réelles par le calcul est décrite dans le chapitre 3.

### 2.1.2.5 Diffusion de volume

La diffusion de volume résulte principalement de discontinuités diélectriques à l'intérieur d'un milieu hétérogène, par exemple un couvert végétal (Wei & Sandwell, 2010), une couche de glace ou de neige (Hoen & Zebker, 2000), ou un sol sec (Elachi et al., 1984). L'onde incidente est alors diffusée aléatoirement. L'importance de cette diffusion dépend de la profondeur de pénétration de l'onde dans le milieu, qui est étroitement liée à la constante diélectrique des matériaux (voir section 2.1.4.2). Dans les milieux naturels, les sels, les argiles ou les oxydes de fer ainsi qu'un gradient d'humidité peuvent fortement atténuer le signal électromagnétique. Cet effet est classiquement pris en compte en introduisant une grandeur caractéristique, l'épaisseur de peau  $\delta_p$ , qui est la profondeur à partir de laquelle la densité de puissance des ondes est atténuée d'un facteur  $1/e$  dans le milieu. Elle est calculée par :

$$\delta_p = \frac{\lambda}{2\pi} \cdot \frac{\sqrt{\epsilon'}}{\epsilon''} \quad (2.15)$$

avec  $\lambda$  la longueur d'onde,  $\epsilon'$  et  $\epsilon''$  les parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique du milieu. L'épaisseur de peau dépend principalement de la longueur d'onde du rayonnement incident, ainsi que de la partie imaginaire de la constante diélectrique : plus la longueur d'onde augmente, plus l'onde pénètre dans le milieu ; plus la partie imaginaire de la constante diélectrique est élevée, plus l'onde est atténuée. Dans le cas d'un milieu conducteur, l'épaisseur de peau s'écrit :

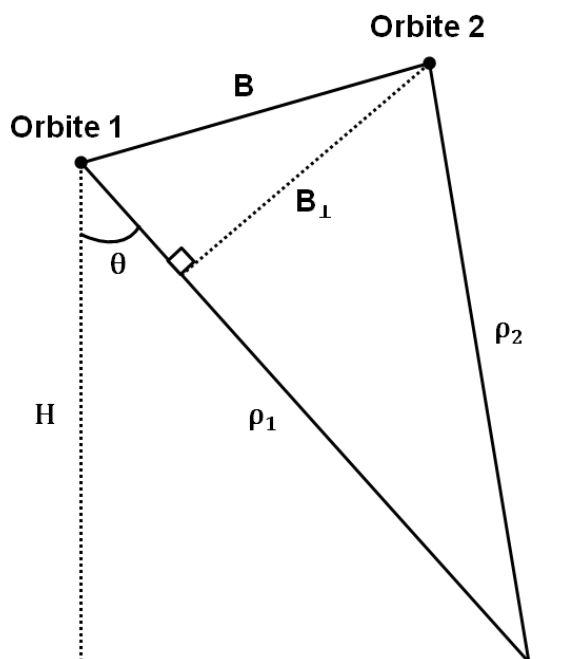
$$\delta_p \approx \frac{1}{\sqrt{\pi f \mu \sigma}} \quad (2.16)$$

avec  $f$  la fréquence radar,  $\mu$  et  $\sigma$  la perméabilité et la conductivité du milieu. L'interaction de l'onde incidente avec un milieu diffusant peut donner naissance à différents types d'interactions. Dans le cas d'une forêt, l'onde rétrodiffusée résulte de trois mécanismes principaux : une diffusion de surface par le sol, une diffusion volumique à l'intérieur du couvert végétal, et des réflexions multiples à l'interface sol-végétation (tronc, branches, feuilles). Ces effets dépendent de la structure de la végétation, de sa biomasse, de la teneur en eau des feuilles et du sol, etc. Ainsi, la diffusion de surface prédomine lorsque la végétation est éparse alors que dans un couvert dense, c'est la diffusion de volume qui est majoritaire. Ces effets compliquent la compréhension des phénomènes de diffusion dans la canopée.

## 2.1.3 Principe de l'interférométrie radar

### 2.1.3.1 Calcul interférométrique

L'information de phase d'une image radar ne présente aucune cohérence d'un pixel à l'autre et ne peut être exploitée seule. L'interférométrie analyse le déphasage entre deux images SAR. La formation de l'image des différences de phase, appelée interférogramme, nécessite l'acquisition du signal radar par deux antennes décalées spatialement sur une même plateforme : cette approche est utilisée pour le calcul de modèles numériques de surface par le radar aéroporté TOPSAR (*Topographic Synthetic Aperture Radar*) ou par le radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) embarqué sur la navette spatiale. Il est aussi possible d'effectuer des acquisitions avec la même antenne à deux périodes différentes (Figure 2.7).



**Figure 2.7.** Géométrie d'acquisition sur une même zone de deux images radar successives. H est la hauteur du satellite par rapport au sol ;  $\theta$  est l'angle de visée ; B est la *baseline* représentant la distance entre les positions successives du satellite et  $B_{\perp}$  sa projection perpendiculaire ;  $\rho_1$  et  $\rho_2$  sont les distances entre le satellite et le sol pour les orbites 1 et 2, respectivement.

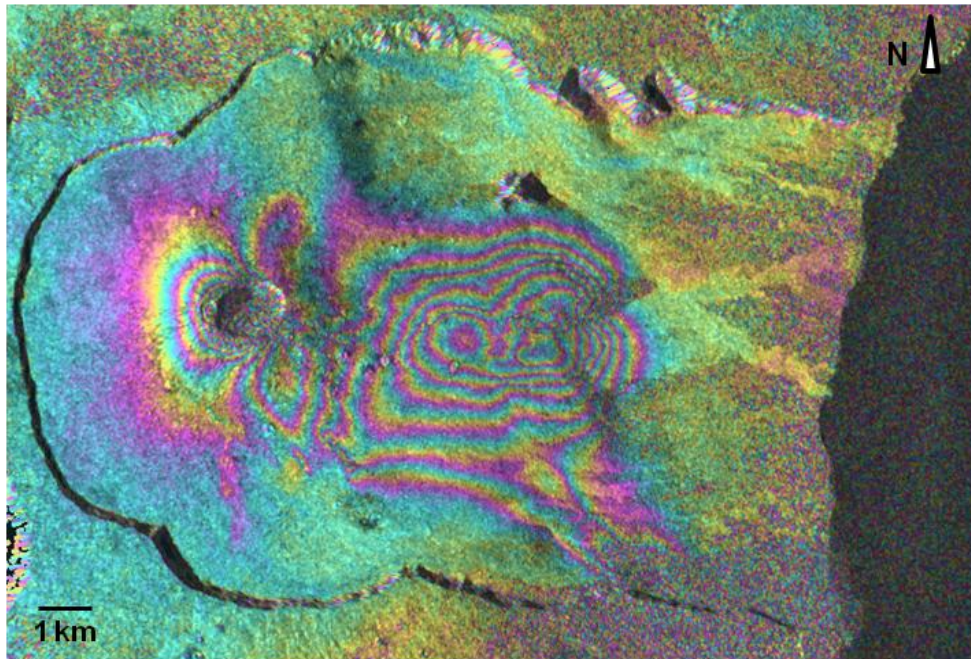
Cette dernière configuration, connue sous le nom d'interférométrie différentielle, permet de générer des cartes de déplacement de la surface. Elle est utilisée par les satellites européens *European Remote Sensing* (ERS-1, 1991-2000 ; ERS-2, 1995-2011) et *Environmental Satellite* (Envisat, 2003-2012), canadiens *Radar Satellite* (Radarsat-1, 1995-2010 et Radarsat-2, 2007-aujourd'hui), ou japonais *Japanese Earth Resource Satellite* (JERS-1, 1992-1998) et *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS, 2006-2011). Ces radars opèrent à des longueurs d'onde variant de quelques centimètres (bande C) à quelques décimètres (bande L).

## Phase interférométrique

L'interférogramme s'obtient en calculant le produit hermitien de deux images complexes (*Single Look Complex* ou SLC) préalablement recalées, une image maîtresse  $z_1$  et une image esclave  $z_2$  :

$$z_1 z_2^* = A_1 e^{j\varphi_1} A_2 e^{-j\varphi_2} = A_1 A_2 e^{j(\varphi_1 - \varphi_2)} \quad (2.17)$$

avec  $A_1$  et  $\varphi_1$  l'amplitude et la phase de l'image maîtresse, et  $A_2$  et  $\varphi_2$  l'amplitude et la phase de l'image esclave. Sur l'interférogramme, les déphasages s'organisent en motifs réguliers appelés franges (Figure 2.8). Chaque frange correspond à une variation de phase de 0 à  $2\pi$  rad et représente un déplacement dans la direction de visée du satellite équivalent à une demi-longueur d'onde radar. Pour obtenir des franges interférométriques exploitables, la distribution spatiale et les propriétés électromagnétiques des réflecteurs élémentaires présents dans un pixel doivent peu varier entre deux acquisitions. De plus, la différence de trajet de l'onde doit être inférieure à la longueur d'onde radar.



**Figure 2.8.** Exemple d'un interférogramme calculé à partir de deux images PALSAR acquises le 4 mars et le 19 avril 2007. Les déformations du Piton de la Fournaise liées à l'éruption majeure d'avril 2007 apparaissent clairement.

La phase interférométrique mesurée  $\varphi$  est influencée par différents paramètres physiques. Elle est la somme de plusieurs contributions (Hanssen, 2001) :

$$\varphi = \varphi_{\text{orb}} + \varphi_{\text{topo}} + \varphi_{\text{atm}} + \varphi_{\text{déplacement}} + \text{bruit} \quad (2.18)$$

La **phase orbitale**  $\varphi_{orb}$  est due au changement d'angle de visée du capteur entre deux acquisitions successives. Cette différence induit une variation de la distance capteur-cible, qui se traduit par une rampe de phases dite de « Terre plate », parallèle à la direction azimutale. Les informations auxiliaires des orbites permettent d'estimer la trajectoire du satellite et donc de calculer une rampe de phase théorique afin de l'éliminer de l'interférogramme. La phase orbitale est proportionnelle à la distance radiale  $\Delta R$  mesurée entre deux points séparés du relief et situés à la même hauteur :

$$\varphi_{orb} \approx \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R \tan(\theta)} \Delta R \quad (2.19)$$

où  $B_{\perp}$  est la base perpendiculaire (distance orthogonale séparant les deux positions successives du satellite lors des acquisitions),  $R$  la distance entre le capteur et la cible, et  $\theta$  l'angle d'incidence. Dans la pratique, une contribution orbitale résiduelle subsiste en raison de l'imprécision des données orbitales.

La **phase topographique**  $\varphi_{topo}$  dépend linéairement de la topographie. Cette contribution peut être modélisée à partir d'un modèle numérique de terrain puis soustraite lors du calcul de l'interférogramme. On la calcule en considérant deux points ayant la même distance radiale et positionnés à des hauteurs différentes :

$$\varphi_{topo} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R \sin(\theta)} \Delta h \quad (2.20)$$

La **phase atmosphérique**  $\varphi_{atm}$  est liée aux variations des propriétés physiques de l'atmosphère entre deux acquisitions. En effet, l'onde radar se propage dans un milieu spatialement inhomogène qui modifie sa vitesse de propagation. Les franges engendrées par des variations de teneur en vapeur d'eau dans la troposphère sont souvent difficiles à extraire, ce qui limite la précision des interférogrammes (erreur de l'ordre de quelques centimètres, [Massonnet & Feigl, 1998](#) ; [Hanssen, 2001](#)). Dans la littérature, la contribution atmosphérique est généralement décomposée en deux composantes : une composante stratifiée et une composante turbulente. La phase atmosphérique liée à la composante turbulente est considérée comme aléatoire et peut être corrigée par empilage d'interférogrammes ou par filtrage ([Hooper & Zebker, 2007](#)). La phase correspondant à la composante stratifiée est généralement éliminée en utilisant des données GPS ou des modèles météorologiques ([Doin et al., 2009](#)).

La **phase générée par les déplacements de la surface**  $\varphi_{déplacement}$  permet de détecter les déplacements de l'édifice volcanique entre deux acquisitions radar. Pour une longueur

d'onde radar  $\lambda$ , elle est liée au déplacement du sol  $\delta\rho$  dans la direction de la ligne de visée de l'antenne par la relation :

$$\varphi_{\text{déplacement}} = -\left(\frac{4\pi}{\lambda}\right)\delta\rho \quad (2.21)$$

Enfin le bruit regroupe les bruits instrumentaux et les effets atmosphériques non corrigés. L'interférogramme présente donc une information spatiale (déplacements du sol) mais aussi temporelle (variations entre deux dates d'acquisition). Les SAR embarqués sur satellites fournissent des observations régulières, avec une répétitivité allant de quelques jours à quelques mois, sur de vastes régions couvrant plusieurs centaines de  $\text{km}^2$ , avec une résolution spatiale de l'ordre d'une dizaine de mètres, pour des précisions centimétriques (Zebker et al., 2000).

### Déroutement de phase et phénomène d'aliasing

Comme nous l'avons vu, l'information de phase est connue modulo  $2\pi$  et donc est ambiguë. Le déroulement de phase, qui consiste à ajouter un nombre entier  $k$  à chaque cycle de phase mesuré, permet de corriger cet effet et d'obtenir une phase absolue.

$$\varphi_{\text{absolue}} = \varphi_{\text{ambiguë}} + 2k\pi \quad (2.22)$$

Lorsque le gradient de déplacement augmente, les franges se resserrent jusqu'à devenir illisibles sur l'interférogramme : c'est le phénomène d'aliasing qui complique le déroulement de phase. Afin de retrouver la phase absolue, la variation absolue de phase entre deux pixels adjacents doit être inférieure à  $\pi$  rad (soit un déplacement vers le radar n'excédant pas  $\lambda/4$  par pixel).

#### 2.1.3.2 Influence de la topographie

La composante topographique  $\varphi_{\text{topo}}$  dépend linéairement de la topographie et est conditionnée par la valeur de la *baseline* perpendiculaire  $B_{\perp}$ . En effet, celle-ci contrôle la sensibilité de la phase interférométrique à la topographie : plus elle est élevée, plus l'altitude d'ambiguïté est faible et plus les franges générées sont sensibles à la topographie. Pour quantifier cette sensibilité, Massonnet & Rabaute (1993) ont introduit une hauteur d'ambiguïté :

$$h_a = \frac{R\lambda \sin \theta}{2B_{\perp}} \quad (2.23)$$



où  $R$  est la distance satellite-cible,  $\lambda$  la longueur d'onde radar et  $\theta$  l'angle de visée. Elle correspond à la séparation altimétrique entre deux lignes de franges de l'interférogramme (un cycle de variation de phase correspond à une variation de hauteur  $h_a$ ) qui est uniquement due à l'effet de la topographie. Après avoir appliqué une correction topographique à l'aide d'un MNT, les résidus observés sont d'autant plus élevés que la hauteur d'ambiguïté est faible. Le MNT étant une représentation d'un relief réel, des erreurs  $\epsilon$  liées à son calcul peuvent se propager dans l'interférogramme. Ainsi, la phase interférométrique sera affectée d'une erreur de phase équivalente à :

$$\Delta\varphi_{\text{erreur}} = \frac{2\pi\epsilon}{h_a} \quad (2.24)$$

### 2.1.3.3 Mesure de la cohérence interférométrique

La cohérence du signal interférométrique est un critère de qualité de la phase radar qui nous informe sur son niveau de bruit. Elle est proportionnelle à l'inverse de la variance locale des phases pixellaires (la phase de trajet influence le nombre et l'allure des franges interférométriques mais pas la cohérence). Elle représente la corrélation entre deux images SAR et fournit donc une indication sur la stabilité spatio-temporelle des cibles. Les valeurs de cohérence sont normalisées entre 0 et 1 : seul le signal interférométrique des surfaces pour lesquelles la cohérence est élevée est exploitable. S'il existe une différence trop importante d'angle de visée  $\theta$  entre deux acquisitions successives ou si les propriétés géométriques ou diélectriques des cibles élémentaires de chaque pixel radar ont trop évolué – c'est le cas des couverts végétaux, des surfaces enneigées, des plages de retombées pyroclastiques ou des étendues d'eau – alors la cohérence diminue fortement (Zebker et al., 2000). Lorsque les signaux ne sont plus corrélés, la cohérence tend vers 0 : on parle alors de décorrélation. La cohérence  $\gamma$  est calculée comme l'amplitude du coefficient de corrélation complexe  $\gamma_c$  :

$$\gamma_c = \frac{E(z_1 z_2^*)}{\sqrt{E(|z_1|^2)E(|z_2|^2)}} \quad (2.25)$$

et

$$\gamma = |\gamma_c| \quad (2.26)$$

où  $E(x)$  est la moyenne de  $x$ ,  $z_1$  et  $z_2$  correspondent à des signaux radar différents et  $*$  désigne la valeur conjuguée. La mesure de corrélation complexe a pour intérêt de tenir compte à la fois de la stabilité de phase et de la variation d'amplitude. En pratique, le bruit sur la phase est un processus stochastique ergodique. Il est donc possible de substituer aux moyennes calculées sur plusieurs observations acquises à différents instants, des moyennes spatiales sur



une fenêtre de  $L = n_d \times n_{az}$  pixels centrés autour du pixel considéré,  $n_d$  et  $n_{az}$  étant le nombre de pixels moyennés suivant les directions radiale et azimutale. La cohérence est alors donnée par la formule (Seymour & Cumming, 1994) :

$$\hat{\gamma} = \frac{|\sum_{i=1}^L z_{1i} z_{2i}^*|}{\sqrt{\sum_{i=1}^L |z_{1i}|^2 \sum_{i=1}^L |z_{2i}|^2}}, L \geq 2 \quad (2.27)$$

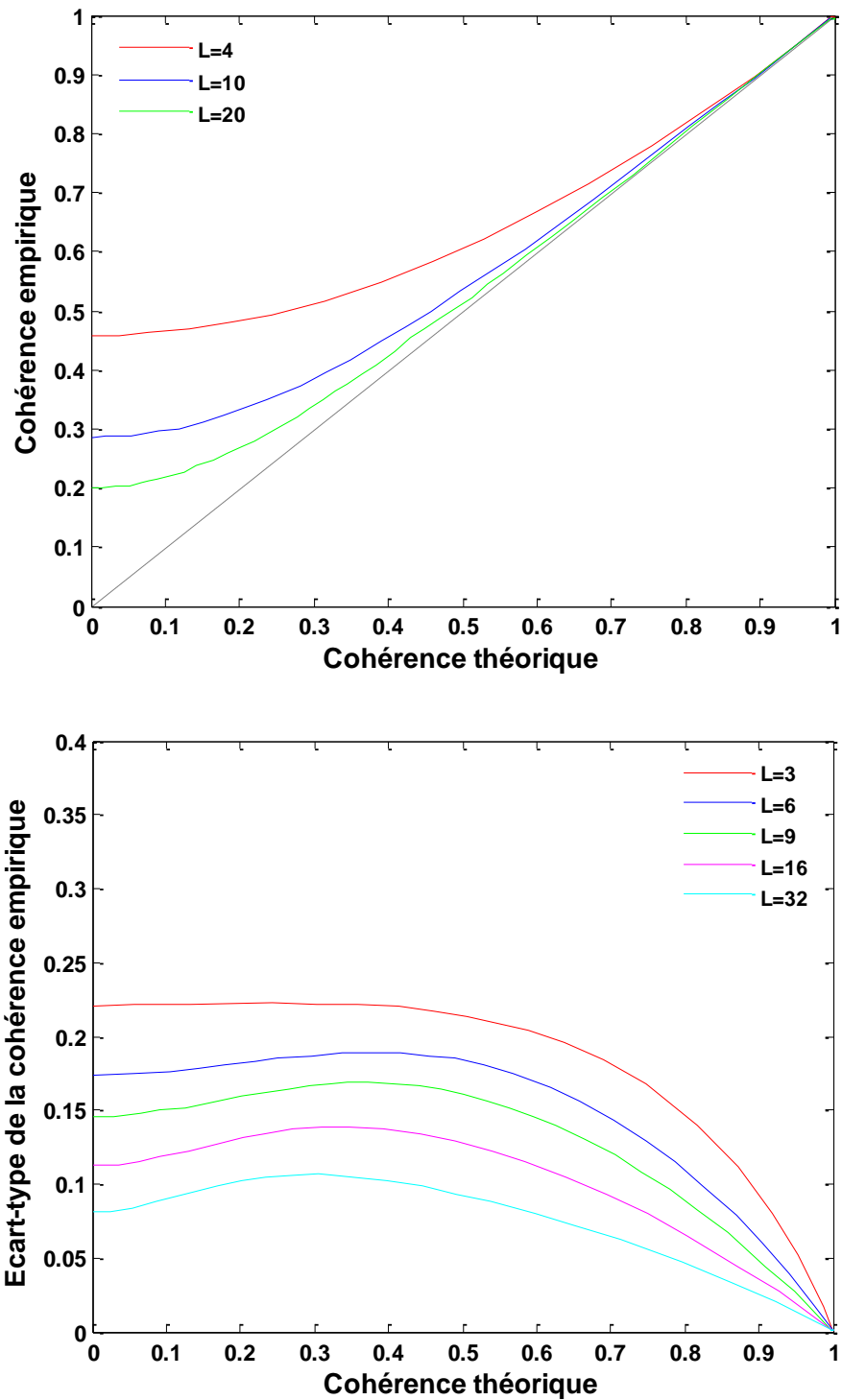
où  $\hat{\gamma}$  est l'estimateur de la cohérence  $\gamma$  au sens du maximum de vraisemblance. Il s'agit d'une valeur biaisée, en particulier lorsque la cohérence ou le nombre d'échantillons indépendants sélectionnés  $L$  sont faibles (Figure 2.9) (Touzi et al., 1999). Elle est très surestimée au-dessus des zones dont la cohérence théorique est inférieure à 0,6. En utilisant le théorème de Cramer-Rao, Seymour & Cumming (1994) ont montré que la variance de l'estimateur  $\sigma_{\hat{\gamma}}^2$  dépendait également de la taille de la fenêtre de moyennage  $L$  et de la cohérence théorique  $\gamma$  selon la relation :

$$\sigma_{\hat{\gamma}}^2 \leq \frac{(1 - \gamma^2)^2}{2L} \quad (2.28)$$

La Figure 2.9 illustre l'influence des paramètres  $L$  et  $\gamma$  sur l'écart-type  $\sigma_{\hat{\gamma}}$ . De ce fait, plus la taille de la fenêtre de moyennage  $L$  est grande, meilleure est l'estimation de la cohérence, mais la résolution spatiale de l'image est d'autant plus dégradée. L'estimation de la cohérence peut être améliorée en compensant la contribution de phase d'origine géométrique  $\varphi_{\text{géom}}$  liée aux conditions d'acquisition différentes entre les deux images (Hagberg et al. 1995) :

$$\hat{\gamma} = \frac{|\sum_{i=1}^L z_{1i} z_{2i}^* \cdot e^{-j\varphi_{\text{géom}}}|}{\sqrt{\sum_{i=1}^L |z_{1i}|^2 \sum_{i=1}^L |z_{2i}|^2}}, L \geq 2 \quad (2.29)$$

L'information de cohérence est utilisée pour de nombreuses applications. Elle permet par exemple de discriminer différents types de surface (Askne & Hagberg, 1993 ; Wegmüller & Werner, 1995) ou d'étudier l'évolution de leur géomorphologie (Budkewitsch et al., 2000). Zebker et al. (1996) ont calculé la cohérence radar sur le volcan Kilauea à Hawaii afin d'identifier les coulées de lave et d'estimer les volumes émis. Elle a aussi permis de cartographier les coulées pyroclastiques du volcan Soufrière Hills à Montserrat (Wadge et al., 2006).



**Figure 2.9.** En haut : espérance mathématique de la cohérence empirique en fonction de la cohérence théorique vraie pour différentes valeurs du nombre d'échantillons indépendants  $L$ . Le biais sur la cohérence est d'autant plus important que  $L$  et la cohérence théorique sont faibles (d'après Touzi et al., 1999). En bas : écart-type de l'estimateur de la cohérence empirique en fonction de la cohérence théorique pour différentes valeurs de  $L$  (Hochard, 2011).

#### 2.1.3.4 Sources de décorrélation dans les images radar

Les sources potentielles de décorrélation du signal interférométrique sont multiples. La cohérence interférométrique peut s'écrire comme le produit de différentes contributions (Zebker & Villasenor, 1992) :

$$\gamma = \gamma_{\text{géométrique}} \cdot \gamma_{\text{thermique}} \cdot \gamma_{\text{volumique}} \cdot \gamma_{\text{temporel}} \cdot \gamma_{\text{traitement}} \quad (2.30)$$

##### Décorrélation géométrique $\gamma_{\text{géométrique}}$

Les sources de décorrélation d'origine géométrique sont liées aux conditions d'acquisition de l'image. On distingue la décorrélation suivant l'axe radial  $\gamma_{\text{range}}$  et celle dans la direction azimutale  $\gamma_{\text{azimut}}$ . La cohérence liée à la géométrie d'acquisition est donc le produit des deux.

- La décorrélation suivant l'axe radial  $\gamma_{\text{range}}$  est liée à la ligne de base (distance maximale séparant les deux positions successives du satellite lors des acquisitions). Afin de minimiser cet effet, on définit un angle de visée critique qui correspond à la ligne de base maximum au-delà de laquelle l'estimation de la différence de phase est impossible. La ligne de base critique  $B_c$  dépend des paramètres du radar ainsi que de la géométrie d'acquisition. Dans le cas d'un sol plan elle s'écrit (Zebker & Villasenor, 1992) :

$$B_c = \frac{\lambda r}{2R_y \cos^2(\theta)} \quad (2.31)$$

où  $R_y$  est la résolution en distance,  $\lambda$  la longueur d'onde radar,  $\theta$  l'angle de visée et  $r$  la distance entre le capteur et la cible. La cohérence, notée  $\gamma_{\text{range}}$ , peut s'écrire :

$$\gamma_{\text{range}} = 1 - \frac{|B_{\perp}|}{B_c} \quad (2.32)$$

Elle est donc fortement influencée par le relief de la scène imagée, en particulier la rugosité de surface.

- La décorrélation dans la direction azimutale  $\gamma_{\text{azimut}}$  est causée par la différence des fréquences des centroïdes Doppler<sup>8</sup> entre les deux acquisitions. La cohérence  $\gamma_{\text{azimut}}$  est liée à la fréquence Doppler  $f_{DC}$  et à la bande passante du signal en azimut  $B_a$  :

---

<sup>8</sup> Le pointage azimutal de l'antenne n'est jamais parfait si bien que le spectre de l'image SLC résultante n'est pas centré sur l'origine. Le décalage, qui traduit le dépointage, s'appelle le centroïde Doppler. Dans le cas d'un dépointage nul, dit à zéro Doppler, le décalage des fréquences Doppler des signaux reçus est nul.

$$\gamma_{\text{azimut}} = 1 - \frac{|f_{\text{Dc}}|}{B_a} \quad (2.33)$$

La cohérence liée à la géométrie d'acquisition est donc nulle lorsque  $|B_{\perp}| \geq B_c$  et  $|f_{\text{Dc}}| \geq B_a$ .

### Décorrélation thermique $\gamma_{\text{thermique}}$

La décorrélation causée par le bruit thermique est directement liée au rapport signal sur bruit (RSB ou SNR pour *Signal-to-Noise Ratio*) des deux images. Ce dernier dépend principalement des caractéristiques du système d'acquisition et des propriétés électromagnétiques de la scène imagée. En supposant que le RSB est identique dans les deux images, on a (Zebker & Villasenor, 1992) :

$$\gamma_{\text{SNR}} = \frac{1}{1 + \text{RSB}^{-1}} \quad (2.34)$$

### Décorrélation volumique $\gamma_{\text{volumique}}$

La distribution verticale des diffuseurs peut causer une dégradation de la cohérence due à la pénétration de l'onde radar dans le milieu. Cet effet s'observe sur la végétation (Garestier et al., 2008), la glace ou la neige (Hoen & Zebker, 2000). Il est difficile à quantifier car il dépend de nombreux paramètres (voir paragraphe 2.1.4.4). Ahmed et al. (2011) l'ont modélisé par une transformée de Fourier :

$$\gamma_{\text{volumique}} = \frac{\int \sigma(z) e^{-j\kappa_z z} dz}{\int \sigma(z) dz} \quad (2.35)$$

avec  $\sigma(z)$  le coefficient de rétrodiffusion radar à la hauteur  $z$  et  $\kappa_z$  le nombre d'onde :

$$\kappa_z = \frac{4\pi B_{\perp}}{\lambda r \sin(\theta)} \quad (2.36)$$

Sur un milieu forestier présentant des réflecteurs uniformément répartis dans la canopée, l'équation 2.35 devient :

$$\gamma_{\text{vol}} = \frac{2 \sin\left(\frac{\kappa_z h_v}{2}\right)}{\kappa_z h_v} \quad (2.37)$$

avec  $h_v$  la hauteur de la canopée. La perte de cohérence d'origine volumique peut être directement reliée à la hauteur des arbres à condition de considérer  $\sigma(z)$  uniforme et aucun retour provenant du sol.

## Décorrélation temporelle $\gamma_{\text{temporel}}$

Elle est due à un changement de propriétés géométriques ou diélectriques de la surface étudiée entre deux acquisitions. [Zebker & Villasenor \(1992\)](#) ont étudié les pertes de cohérence temporelles : ils ont montré qu'un déplacement de surface de l'ordre de 10 cm induisait une décorrélation totale en bande L (~ 24 cm) alors que quelques centimètres suffisent en bande C (~ 6 cm). La décorrélation temporelle s'exprime en fonction des écarts types moyens des variations horizontale  $\sigma_x$  et verticale  $\sigma_z$  sous la forme :

$$\gamma_{\text{temporel}} = \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left( \frac{4\pi}{\lambda} \right)^2 \cdot (\sigma_x^2 \sin^2 \theta + \sigma_z^2 \cos^2 \theta) \right\} \quad (2.38)$$

La relation (2.38) montre que les variations suivant la verticale ont une grande influence sur la cohérence pour  $\theta < 45^\circ$ . Ceci engendre une décorrélation temporelle plus importante au-dessus des forêts. De plus, pour les courtes longueurs d'onde (bandes X et C), l'instrument est plus sensible aux variations d'état de la surface ce qui explique que le signal est moins rapidement décorrélé en bande L.

Diverses causes sont à l'origine de décorrélations temporelles : variation du taux d'humidité du sol ou des feuilles, changement de rugosité de surface, croissance des plantes, souffle du vent sur les végétaux, pluie, neige et glace, ou encore changement d'origine humaine. La cohérence est donc fortement liée au cycle saisonnier. Enfin la décorrélation temporelle dépend du type de surface : par exemple, l'eau modifie le signal radar en l'espace de quelques secondes.

## Décorrélation liée au traitement interférométrique $\gamma_{\text{traitement}}$

La dernière source de décorrélation est causée par les erreurs de traitement interférométrique, plus particulièrement lors du recalage des images radar. En effet, deux images étant souvent acquises à des dates différentes, pour des conditions d'observation différentes, cela induit des décalages pixellaires résiduels entre les images. En pratique, avec les traitements actuels, on s'attend à avoir un recalage sub-pixellique précis au 1/10 de pixel dans les deux directions, soit une valeur de cohérence  $\gamma_{\text{traitement}}$  de 0,97 ([Cloude, 2009](#)).

## 2.2 Les systèmes LiDAR aéroportés

Bien que le laser<sup>9</sup> ait été inventé dans les années soixante, son application aux mesures topographiques date de la fin des années 1970 (Ackermann, 1999). De tels systèmes sont aujourd'hui connus sous les acronymes anglais LiDAR (*Light Detection And Ranging*) ou LaDAR (*Laser Detection And Ranging*). Le LiDAR s'est imposé au fil des ans comme un puissant outil de cartographie des surfaces terrestres. La précision des mesures et la capacité des ondes à pénétrer la couverture végétale offrent la possibilité d'extraire des informations structurelles du paysage de bonne qualité. Les données enregistrées renseignent simultanément sur la hauteur du couvert végétal et la topographie du terrain. Le LiDAR est aujourd'hui utilisé pour étudier la structure 3D des zones urbaines (routes, chemins, bâtiments ; Maas & Vosselman, 1999 ; Ma, 2005), forestières (estimation de la biomasse, hauteur de la canopée ; Nilsson, 1996 ; Haugerud & Harding, 2001) ou littorales (White & Wang, 2003). Plusieurs études ont également montré les performances du système LiDAR à analyser les propriétés spectrales des surfaces. En effet, les données d'intensité, qui correspondent à l'amplitude du signal rétrodiffusé, fournissent une information radiométrique sur les matériaux qui peut être utilisée pour classer les terrains volcaniques (Mazzarini et al., 2007 ; Spinetti et al., 2009).

### 2.2.1 Principe et fonctionnement du LiDAR

Le LiDAR fonctionne sur le même principe que le radar, mais à des longueurs d'onde plus courtes (ultraviolet, visible, proche et moyen infrarouge ; Wehr & Lohr, 1999). Il est composé d'un télémètre à laser pulsé<sup>10</sup> permettant de déterminer précisément la distance entre le capteur et la surface cible. Le capteur émet des impulsions en direction du sol qui sont réfléchies ou absorbées selon la nature de la cible. Du fait de la diffusion du faisceau incident sur les objets situés dans le cône de diffraction, la diffraction du rayon lumineux<sup>11</sup> (de 0,3 à 3 mrad) permet de recueillir plusieurs pics d'énergie pour une même impulsion laser : ce sont les échos LiDAR.

---

<sup>9</sup> De l'anglais *Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*.

<sup>10</sup> Le laser Nd-YAG (grenat d'yttrium aluminium dopé au néodyme) est le plus répandu : il émet de la lumière cohérente à la longueur d'onde typique de 1,064  $\mu\text{m}$ .

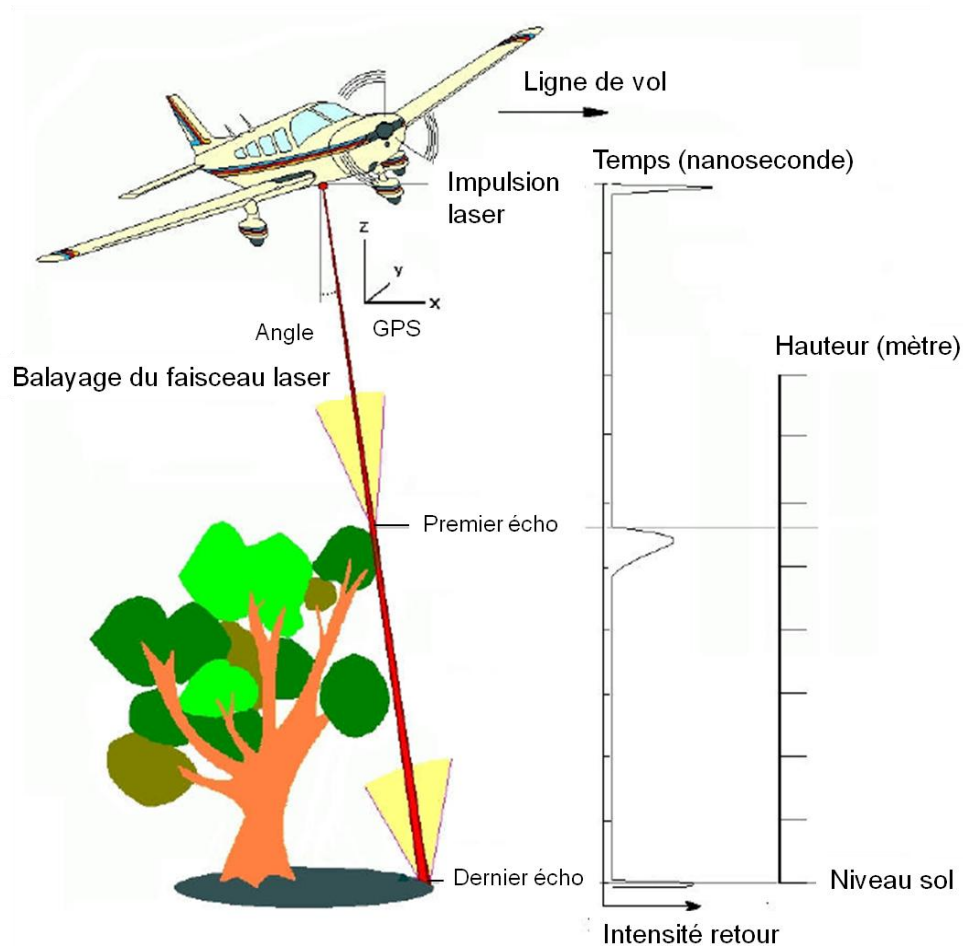
<sup>11</sup> Pour les ouvertures circulaires, la dispersion angulaire du faisceau laser dépend de la longueur d'onde  $\lambda$  et du diamètre d'ouverture  $D$  du laser selon la formule  $\gamma = 2,44 \frac{\lambda}{D}$ .

Une deuxième méthode de télémétrie laser consiste à mesurer la différence de phase entre les signaux émis et reçu. Elle est plutôt adaptée à la mesure d'objets proches en raison des fortes énergies mises en jeu de façon continue. Deux systèmes LiDAR à impulsion se distinguent par leurs modes d'acquisition : le mode multi-échos et le mode à retour d'onde complète (ROC, en anglais *full-waveform* ou FW). Dans le premier cas, seuls les échos dont l'amplitude dépasse un certain seuil sont enregistrés pour estimer la distance. Lorsque la végétation recouvre le sol, le premier écho correspond à la hauteur de la canopée et le dernier écho est généralement associé au sol. Des signaux intermédiaires provenant de réflexions volumiques dans le milieu traversé par le faisceau laser peuvent être enregistrés par les systèmes les plus performants. Dans le cas d'un sol nu, dépourvu de végétation, le capteur enregistre un seul écho de retour. En mode ROC, l'enregistrement de l'intégralité de l'onde retour permet une meilleure connaissance de la distribution verticale des cibles visées. Ce système est particulièrement adapté à l'étude des couverts végétaux (Mallet & Bretar, 2009). Dans la suite de ce travail, nous nous attacherons à décrire le système multi-échos choisi pour l'acquisition des jeux de données sur les sites étudiés.

### 2.2.1.1 Acquisition des données

Le laser aéroporté est dirigé vers la surface (Figure 2.10). Un mécanisme de balayage latéral optimise l'acquisition de points 3D. Les plus courants sont : le miroir oscillant, le miroir rotatif à axe incliné, le scanneur à fibres optiques ou les polygones en rotation (Wehr & Lohr, 1999) (Figure 2.11). L'acquisition des données se fait alors par bandes de plusieurs kilomètres de long et de plusieurs centaines de mètres (100 à 800 m) de large. La largeur de la bande, ou fauchée SW (*swath width*), est fonction de l'angle d'incidence  $\theta$  du laser et de la hauteur de vol H :

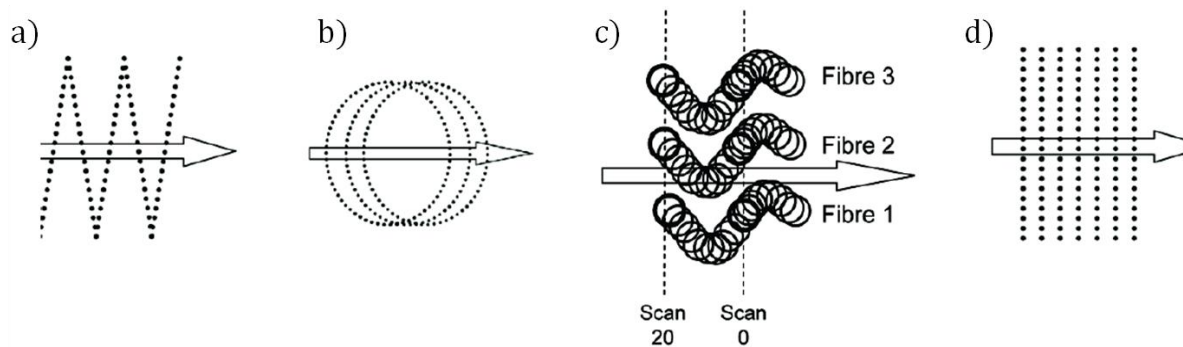
$$SW = 2H \cdot \tan\left(\frac{\theta}{2}\right) \quad (2.39)$$



**Figure 2.10.** Principe d'acquisition du LiDAR aéroporté et enregistrement du signal de retour (Lesur, 2011).

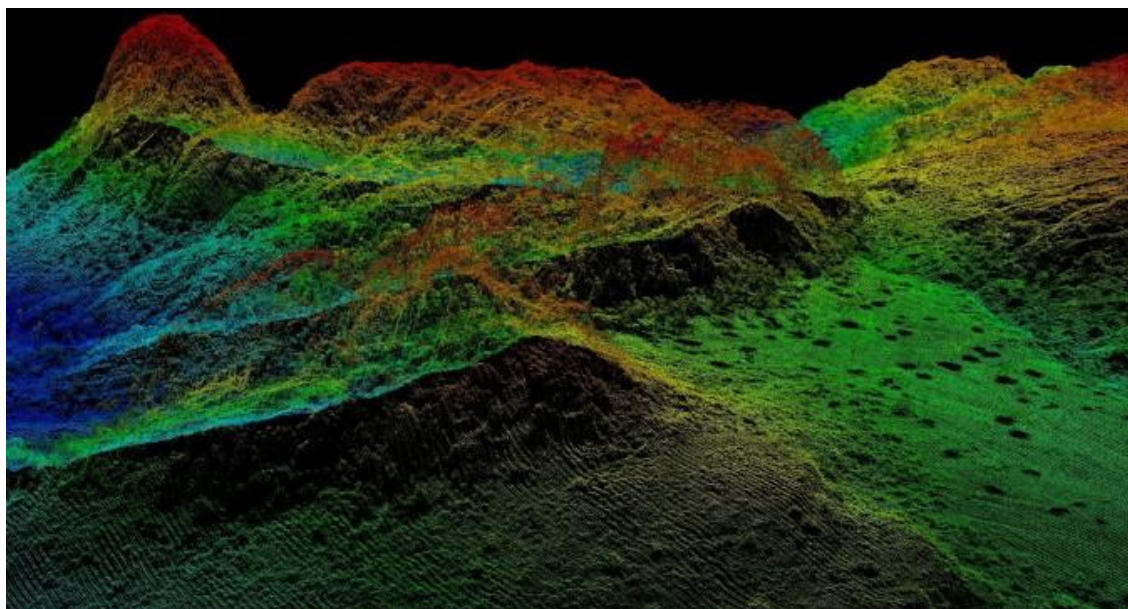
La trajectoire de l'avion est calculée par un système hybride composé d'une centrale inertielle (*Inertiel Navigation System*, INS) et d'un GPS différentiel embarqués à bord de l'avion (Baltsavias, 1999). La centrale inertielle est composée d'accéléromètres et de gyroscopes qui enregistrent l'accélération et tous les angles d'attitude (lacet, tangage, roulis) du système aéroporté. Cela permet de définir une position relative très précise qui servira à corriger les relevés de position absolue (GPS). Les données acquises subissent des post-traitements relatifs à la synchronisation des composantes des systèmes laser, INS et GPS afin de déterminer précisément la position des points bruts dans un système de référence, puis de la convertir dans un repère local grâce à un GPS fixe. Les angles d'orientation du rayon laser par rapport à l'avion peuvent être également mesurés.





**Figure 2.11.** Spatialisation des données tridimensionnelles LiDAR à partir des principaux systèmes de balayage transversal : (a) miroir oscillant, (b) miroir rotatif, (c) scanneur à fibres, (d) polygones rotatifs.

La haute fréquence des impulsions laser (de quelques milliers de Hz à plus de 200 kHz) assure l'acquisition d'une forte densité de points (de 0,5 pt/m<sup>2</sup> à plus de 10 pts/m<sup>2</sup>). Le LiDAR délivre donc un nuage de points 3D géoréférencés, décrivant la surface topographique (Figure 2.12). C'est à partir de ce nuage qu'on calcule un modèle numérique de terrain. La précision des mesures dépend du système, mais aussi des paramètres d'acquisition : vitesse de l'avion, fréquence de répétition des impulsions, angle de scan (généralement inférieur à 20°) et altitude de vol. La précision altimétrique d'un levé LiDAR est de l'ordre de 15 à 20 cm tandis que sa précision planimétrique est de l'ordre de 20 à 50 cm (Kraus & Pfeifer, 1998). La première est principalement limitée par celle de la trajectographie, la seconde dépend de la hauteur de vol.



**Figure 2.12.** Nuage de points 3D LiDAR. Le dégradé de couleurs est fonction de l'altitude des points (Source : <http://www.opentopography.org/>).

## Mesure de distance

Connaissant la position et l'orientation de la plateforme, l'intervalle de temps  $\Delta t$  qui sépare l'émission de l'impulsion laser du signal retour après rétrodiffusion sur la (les) surface(s) est converti en distance  $\Delta R$  par la formule :

$$\Delta R = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad (2.40)$$

où  $c$  désigne la vitesse de la lumière. Afin de s'assurer du bon échelonnement des mesures, la fréquence d'émission des impulsions est adaptée à la hauteur de vol  $H$ . Toute nouvelle impulsion ne sera émise qu'après réception de la réponse du signal précédent. La fréquence maximale  $f_{\max}$  d'émission est définie par :

$$f_{\max} = \frac{c}{2 \cdot H} \quad (2.41)$$

La détection d'échos multiples n'est possible que si leur énergie respective dépasse le seuil de sensibilité du capteur. La résolution verticale, distance minimum traduisant le pouvoir de séparation entre deux objets heurtés par le même faisceau et situés à des hauteurs différentes, est donnée par la relation :

$$d_{\min} = \frac{c \cdot \tau}{2} \quad (2.42)$$

Par exemple, pour une durée d'impulsion de 10 ns, deux échos seront discernables si les objets sont séparés d'une distance supérieure à 1,5 m. Un autre paramètre important caractérisant la finesse de la mesure est la surface du faisceau laser au sol, appelée empreinte au sol  $E$  (*footprint*). Elle dépend de la divergence du faisceau  $\gamma$  et de l'altitude de vol  $H$ . En raison de la faible divergence du faisceau, on a :

$$E = 2H \cdot \tan\left(\frac{\gamma}{2}\right) \approx H \cdot \gamma \quad (2.43)$$

Les systèmes aéroportés ont généralement une empreinte au sol de quelques dizaines de centimètres, alors que celle du capteur GLAS (*Geoscience Laser Altimeter System*) à bord du satellite ICESat (*Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*) atteint 70 m. Chaque impulsion est donc caractérisée par sa durée, son intensité, et le diamètre de la tache au sol. Le lecteur désirant avoir plus d'informations sur le principe d'acquisition, les relations et les concepts de base du LiDAR se référera aux articles de [Baltsavias \(1999\)](#) et [Wehr & Lohr \(1999\)](#).

## Enregistrement de l'intensité du signal retour

Certains capteurs LiDAR enregistrent aussi l'intensité du signal rétrodiffusé par la surface, fournissant une information sur les propriétés radiométriques des matériaux. L'intensité est l'amplitude maximale de l'impulsion reçue par le système, convertie en compte numérique. La puissance du signal retour  $P_r$  dépend des propriétés optiques de la cible (réflectance) et de la configuration du capteur : puissance transmise  $P_t$ , diamètre d'ouverture  $D$ , distance à la cible  $R$ , largeur du faisceau  $\beta_t$  et pertes liées au système d'acquisition  $\eta_{sys}$ . Un facteur d'atténuation atmosphérique  $\eta_{atm}$  peut être aussi introduit afin de tenir compte de la dégradation du signal LiDAR lors de sa traversée dans l'atmosphère.  $P_r$  s'écrit donc selon le même formalisme que l'équation radar (Höfle & Pfeifer, 2007) :

$$P_r = \frac{P_t D^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} \eta_{sys} \eta_{atm} \sigma \quad (2.44)$$

Le coefficient de rétrodiffusion  $\sigma$  dépend de la réflectance de la cible  $\rho$ , de la surface illuminée par le laser  $A_s$  et de l'angle solide de diffusion  $\Omega$  :

$$\sigma = \frac{4\pi}{\Omega} \rho A_s \quad (2.45)$$

Enfin la réflectance de la cible  $\rho$  est la moyenne des réflectances élémentaires à l'intérieur de l'empreinte au sol. Dans le cas du laser, la surface illuminée est supposée circulaire et dépendre de  $\beta_t$  et  $R$  :

$$A_s = \frac{\pi R^2 \beta_t^2}{4} \quad (2.46)$$

La cible étant généralement considérée comme lambertienne, l'expression de  $\sigma$  peut être simplifiée (Höfle & Pfeifer, 2007) :

$$\sigma = \pi \rho R^2 \beta_t^2 \cos(\alpha) \quad (2.47)$$

où  $\alpha$  est l'angle d'incidence défini comme l'angle entre la direction du faisceau laser et la normale à la pente. En substituant (2.44) dans (2.41), on obtient :

$$P_r = \frac{P_t D^2 \rho}{4R^2} \eta_{sys} \eta_{atm} \cos(\alpha) \quad (2.48)$$

Les facteurs liés à la configuration de l'instrument ( $P_t$ ,  $D$  et  $\eta_{sys}$ ) sont supposés constants pendant toute la durée du vol. Il en résulte que l'intensité du signal LiDAR varie en fonction de la distance capteur-cible, de l'angle d'incidence et des conditions atmosphériques. Si l'on souhaite comparer des mesures entre elles, il est nécessaire de normaliser les valeurs

d'intensité. La calibration des données permet de diminuer, voire d'annuler, l'effet des paramètres géométriques et environnementaux et d'obtenir une grandeur physique exploitable similaire à une réflectance. Signalons que des mesures d'intensité non corrigées, ou partiellement corrigées, sont utilisées par certains auteurs pour classer les surfaces (végétation, glaciers, bâtiments, routes...) et détecter les objets (Song et al., 2002 ; Arnold et al., 2006 ; Donoghue et al., 2007 ; Chust et al., 2008).

Il existe plusieurs modèles de correction radiométrique. Kaasalainen et al. (2009) présentent une méthode de calibration des données d'intensité LiDAR qui utilise différentes surfaces de référence dont la réflectance, à la longueur d'onde du laser, est connue. Höfle & Pfeifer (2007) ont étudié l'influence de la géométrie et de l'atmosphère sur le signal retour à l'aide d'un modèle empirique. L'estimation des paramètres optimaux de correction se fait par minimisation au sens des moindres carrés à partir de données acquises au-dessus de surfaces homogènes. Une dernière approche exploitant les propriétés physiques de l'équation radar est présentée par Coren & Sterzai (2006) et Höfle & Pfeifer (2007). Elle consiste en trois étapes :

- 1) L'intensité  $I$  enregistrée pour une distance capteur-cible  $R$  est normalisée par rapport à une distance standard  $R_s$  (Eq. 2.48).
- 2) En supposant que la surface est lambertienne, un terme de correction en  $1/\cos(\alpha)$  permet de s'affranchir des effets de la pente locale.

$$I(R_s) = I \times \frac{R^2}{R_s^2} \frac{1}{\cos(\alpha)} \quad (2.49)$$

avec  $I(R_s)$  l'intensité normalisée.

- 3) Les deux équipes adoptent une stratégie différente pour l'estimation du coefficient d'atténuation atmosphérique. Ce dernier tient compte de la diffusion et de l'absorption des photons par les aérosols et les molécules gazeuses présents dans l'atmosphère. La diffusion domine à la longueur d'onde du LiDAR topographique (1064 nm) (Kim et al., 2001). Le coefficient  $\eta_{\text{atm}}$  est généralement décrit par une loi de Beer-Lambert où le signal décroît exponentiellement (Eq 2.50).

$$\eta_{\text{atm}} = e^{-2aR} \quad (2.50)$$

avec  $a$  un coefficient d'extinction variant avec la longueur d'onde. Typiquement, la valeur du coefficient d'atténuation oscille entre 0,1 (0,43 dB/km) en condition de ciel clair (sans nuage) et 1 (4,3 dB/km) en présence de brume ou de brouillard (Kim et al., 2001). En étudiant la décroissance des amplitudes rétrodiffusées sur une surface homogène, une fois les effets géométriques (étapes 1 et 2) corrigés, Coren & Sterzai

(2006) ont ajusté le coefficient d'extinction de l'équation (2.49). Höfle & Pfeifer (2007) ont introduit une loi en puissance de 10 pour expliquer l'atténuation du signal lors de sa traversée dans l'atmosphère. Le coefficient d'extinction a été calculé grâce au modèle MODTRAN de transfert radiatif à travers l'atmosphère, dont un des paramètres d'entrée est la visibilité horizontale (en km). Ils en déduisent une valeur de transmittance<sup>12</sup>.

Ces deux méthodes permettent de réduire les erreurs de mesure présentées ci-dessous, et donc de calibrer les données d'intensité LiDAR acquises sur un territoire. Le terme d'atténuation atmosphérique reste cependant difficile à quantifier en raison de la forte variabilité spatiale et temporelle des couches atmosphériques et de l'absence d'information météorologique au moment de l'acquisition des données.

### 2.2.1.2 Erreurs de la mesure

La précision de la mesure topographique à partir d'un LiDAR est affectée par :

- des erreurs instrumentales systématiques introduites par le système laser et l'unité GPS-INS durant l'acquisition (positionnement du capteur, attitude de l'avion, mesure de distance). Les erreurs sur l'orientation du système aéroporté dépendent de l'altitude de vol et de l'angle de scan (Baltsavias, 1999).
- Des erreurs liées aux caractéristiques de la surface étudiée telles que le relief local, l'humidité du sol, la réflectance des matériaux... La pente locale joue un rôle important dans l'estimation de la précision altimétrique. Une erreur planimétrique  $\Delta xy$  induit une erreur altimétrique  $\Delta z$  égale à (Figure 2.13.a) :

$$\Delta z = \Delta xy \cdot \tan(i) \quad (2.51)$$

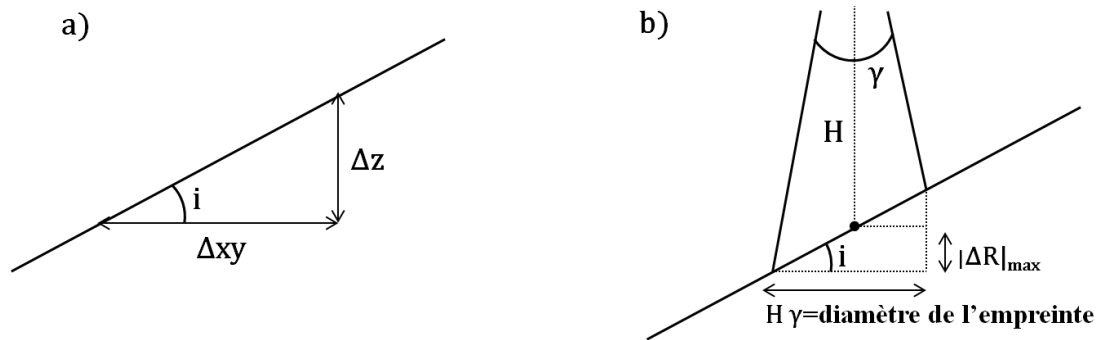
où  $i$  est la pente. La présence d'une pente locale importante diminue la précision altimétrique du point central de l'empreinte en raison de l'étalement de la tâche au sol (Figure 2.13.b). Cela induit une erreur sur la mesure de distance  $|\Delta R|_{\max}$  exprimée par :

$$|\Delta R|_{\max} = \frac{Hy}{2} \tan(i) \quad (2.52)$$

La réflectivité d'une cible, liée notamment à sa réflectance intrinsèque et à son taux d'humidité, influence la précision des mesures. En effet, un sol absorbe d'autant plus le rayonnement incident qu'il est sombre, de sorte que l'énergie rétrodiffusée peut être inférieure au seuil de détection du capteur.

---

<sup>12</sup> La transmittance représente la fraction de rayonnement solaire transmise par l'atmosphère.



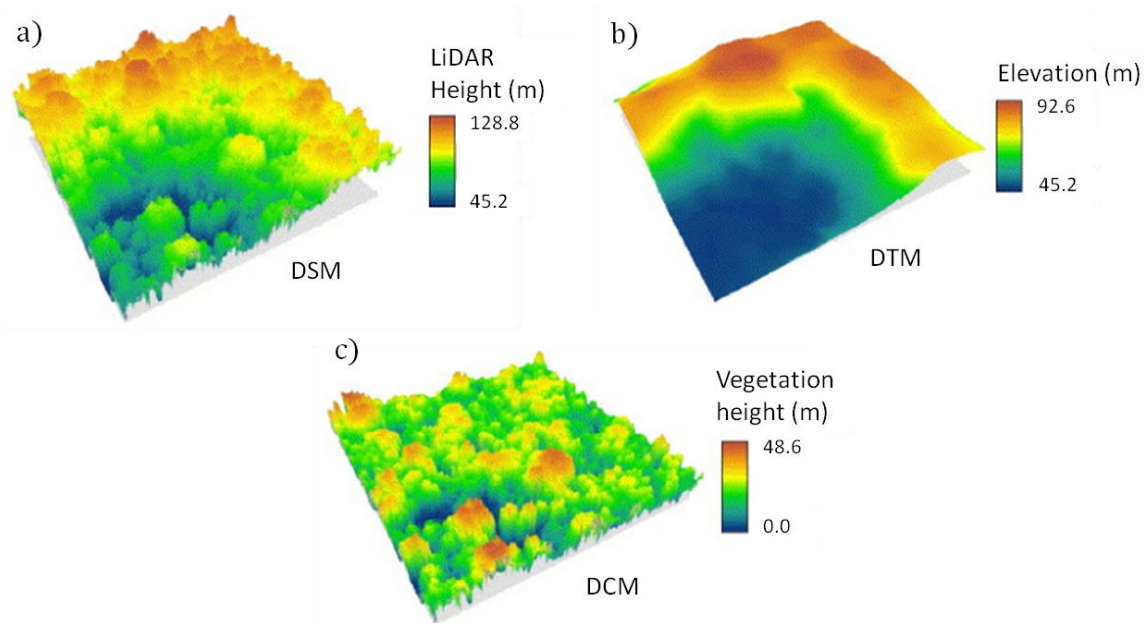
**Figure 2.13.** (a) Relation entre les erreurs planimétrique et altimétrique pour un terrain incliné. (b) Influence de la pente locale du terrain sur la mesure altimétrique (d'après [Baltsavias, 1999](#)).

- Des erreurs liées à l'environnement affectant la propagation du faisceau laser dans l'atmosphère (température, pression, humidité).

### 2.2.1.3 Prétraitements des données LiDAR

La connaissance précise du relief est indispensable pour la gestion du territoire : cartographie des risques naturels, aménagement urbain, télécommunications... Les modèles numériques de terrain haute-résolution générés à partir de données LiDAR aéroporté représentent une source de données idéale pour ces applications. Les points bruts LiDAR, localisés par leurs coordonnées  $(x, y, z)$ , font l'objet de prétraitements visant à leur attribuer une information thématique et à éliminer les valeurs aberrantes susceptibles d'altérer l'interprétation des résultats. Le filtrage est une méthode de classification qui consiste à séparer les points appartenant au sol de ceux appartenant au sursol (végétation, bâti...). Il repose sur l'analyse des distances horizontales et verticales entre les points. Une fois les données filtrées, il convient de transformer le nuage de points bruts en une grille régulière grâce à des techniques d'interpolation. Différents modèles altimétriques peuvent ainsi être générés : le modèle numérique de terrain (MNT) basé sur les échos au sol et le modèle numérique de surface (MNS) construit à partir de l'ensemble des points bruts collectés. Le MNS renseigne sur l'altitude absolue du sol et des objets présents sur la surface. L'extraction d'un modèle numérique de hauteur (MNH) est alors possible en soustrayant le MNT au MNS (Figure 2.14). En milieu forestier, ce modèle donne une estimation de la hauteur et de la densité de la canopée. Dans certains couverts végétaux, comme les forêts tropicales, la faible densité de points bruts au sol peut se traduire par une mauvaise estimation de la biomasse.





**Figure 2.14.** Différents modèles altimétriques produits à partir de données LiDAR : (a) modèle numérique de surface (MNS), (b) modèle numérique de terrain (MNT) et (c) modèle numérique de hauteur (MNH) défini par  $MNH = MNS - MNT$  (d'après [Clark et al., 2004](#)).

## 2.2.2 Utilisation des données LiDAR en géophysique

### Géomorphologie de la surface

La faculté du LiDAR à extraire des informations topographiques précises sur la surface en fait un outil puissant en géophysique. Il permet de cartographier les régions sensibles aux risques naturels : glissements de terrain ([McKean & Roering, 2004](#) ; [Haneberg et al., 2009](#)), failles tectoniques ([Harding & Berghoff, 2000](#) ; [Haugerud et al., 2003](#)), zones inondables ([Webster et al., 2004](#)). Le LiDAR permet aussi de suivre l'évolution des glaciers ([Krabill et al., 1995](#) ; [Abdalati & Krabill, 1999](#)). Son exploitation en volcanologie connaît un intérêt croissant depuis une dizaine d'années. Il est utilisé pour établir des cartes topographiques à haute résolution des volcans actifs ([Mazzarini et al., 2005](#) ; [Csatho et al., 2008](#) ; [Morris et al., 2008](#) ; [Fornaciai et al., 2010](#)). Ces cartes permettent de décrire finement la géomorphologie des édifices volcaniques et d'étudier les caractéristiques structurales et les propriétés morphométriques et volumétriques de la surface (cratères, cônes, fissures, coulées, calderas ; [Finnegan et al., 2004](#) ; [Webster et al., 2006](#)).

Le LiDAR peut être aussi utilisé pour cartographier les coulées de lave ou les retombées de dépôts pyroclastiques. Ainsi, cette technique a permis d'étudier les caractéristiques morphologiques des coulées de lave du Mont Etna en Italie durant l'éruption de septembre 2004 ([Mazzarini et al., 2005](#)), d'examiner les épanchements de lave de l'éruption de 1944 du

complexe volcanique Somma-Vesuve en Italie (Ventura & Vilardo, 2008), d'effectuer une analyse morphométrique des coulées issues du cratère Amboy dans le désert Mojave aux Etats-Unis (Finnegan et al., 2004), de délimiter les coulées et les cônes du Nova Scotia au Canada (Webster et al., 2006), de caractériser les coulées de lave et les retombées pyroclastiques du volcan Arenal au Costa Rica (Hofton et al., 2006), ou de cartographier les coulées de lave des îles volcaniques Kameni en Grèce (Pyle & Elliott, 2006).

La modélisation 3D des coulées de lave nous renseigne sur leur mode de propagation en estimant certains paramètres physiques comme la viscosité et le taux effusif moyen (Mazzarini et al., 2005), ou leurs propriétés rhéologiques (Ventura & Vilardo, 2008). Harris et al. (2007) ont ainsi intégré des données géométriques mesurées par LiDAR dans un modèle d'écoulement de lave sur le Mont Etna. La topographie ainsi que les dimensions et la distribution des coulées de lave sont des paramètres importants car directement liés à leurs propriétés rhéologiques. Celles-ci fournissent des informations cruciales pour la construction de modèles de dynamique des produits volcaniques.

Les données LiDAR peuvent également contribuer à la prévision des aléas et risques volcaniques. Les cartes topographiques permettent d'identifier et de délimiter les zones anthropisées et naturelles susceptibles d'être menacées par des risques d'invasion par les laves (Bisson et al., 2009) ou d'inondation par des lahars ou coulées pyroclastiques (Davila et al., 2007). L'analyse de la géomorphologie d'un volcan est donc une étape importante qui fournit des informations fondamentales sur sa structure et son évolution, aidant à estimer son activité éruptive future et à évaluer les aléas et les risques. Enfin le LiDAR permet de calculer les variations morphologiques de la surface en évaluant les différences topographiques entre différents MNT (Hofton & Blair, 2002 ; Carabajal et al., 2005 ; Garvin, 1996). Hofton et al. (2006) ont analysé les variations d'altitude du volcan Arenal au Costa Rica afin d'estimer les volumes de laves émises entre 1998 et 2005 et ils se sont intéressés à la dynamique des phénomènes éruptifs et des processus de migration du magma vers la surface. De même, Favalli et al. (2009) ont estimé les volumes de laves émis ou de dépôts pyroclastiques, et ont analysé l'évolution morphologique des coulées de lave et les régions érodées du Mont Etna.

### **Analyse spectrale des matériaux**

Les travaux de recherches sur l'intensité LiDAR connaissent un intérêt croissant car l'information radiométrique permet de classer les produits volcaniques (Mazzarini et al. 2007 ; Spinetti et al., 2009 ; Fornaciai et al., 2010). Mazzarini et al. (2007) ont établi une anti-



corrélation entre l'intensité LiDAR et l'âge des coulées de lave durant les six années suivant leur émission : plus la coulée est jeune, plus son intensité est élevée. Pour les coulées plus âgées la tendance s'inverse et on observe une nette augmentation de l'intensité en fonction de l'âge. La présence de végétation (herbe, lichen) et l'érosion de surface des coulées seraient à l'origine de cette augmentation, tandis qu'une forte rugosité de surface et la disparition de la végétation provoqués par l'apparition d'une nouvelle coulée entraînent une décroissance des valeurs radiométriques. [Spinetti et al. \(2009\)](#) ont mené des travaux similaires sur le Mont Etna en étudiant la synergie entre trois capteurs de télédétection : un spectro-radiomètre de terrain, le satellite hyperspectral Hyperion et un LiDAR aéroporté. Le spectroradiomètre permet de valider les mesures satellite et les données LiDAR sont utilisées pour leur précision. La réflectance des laves et des dépôts pyroclastiques (scories, cendres, lapilli) fournit des informations sur l'âge des coulées, ainsi que sur la texture des surfaces (rugosité, taille des grains). Ces auteurs ont observé de faibles valeurs de réflectance sur les retombées de cendres volcaniques, et de fortes valeurs sur les laves les plus anciennes, du fait de l'érosion et de la présence de végétation.

## 2.3 Synergie entre les données InSAR et LiDAR : état de l'art

### Comparaison des méthodes

Les performances des systèmes InSAR et LiDAR ont été comparées dans la littérature en termes de précision et de domaine d'application ([Brügelmann & de Lange, 2001](#) ; [Norheim et al., 2002](#)). Le LiDAR est présenté comme un outil puissant fournissant des données topographiques plus précises (biais et variance égaux à  $\sim 0,33$  m et  $\sim 1$  m respectivement) que le système InSAR (biais et variance égaux à  $\sim 1$  m et  $\sim 3$  m respectivement). Le niveau de précision des instruments dépend de la longueur d'onde, de la géométrie d'acquisition, de la résolution et des propriétés de la surface. Le radar a une visée oblique et un angle d'incidence variant entre 30 et 60°, alors que le LiDAR vise le sol avec des angles de scan compris entre  $\pm 20^\circ$  suivant l'application et le degré de précision requis. Le LiDAR a pour avantage de limiter les distorsions géométriques (effets de raccourcissement, recouvrement et zones d'ombre) présentes sur les images SAR ([Mercer, 2001](#)). L'interférométrie radar est cependant une technique plus rapide et moins coûteuse pour étudier des zones plus étendues. La profondeur de pénétration de l'onde radar dans la couche végétale dépend de la fréquence, de l'angle d'incidence et de la structure de la forêt ([Slatton, 2000](#) ; [Mercer, 2001](#)). Elle est

d'autant plus grande que la longueur d'onde est élevée : par exemple, dans une forêt dense, les mesures radar en bande X correspondent approximativement à la strate supérieure des arbres. En pénétrant dans la canopée, le signal radar interagit avec les troncs, les branches et les feuilles, ce qui peut induire des erreurs d'estimation de l'altitude de l'ordre de plusieurs mètres (Slatton et al., 2000).

### **Utilisation conjointe des deux systèmes d'acquisition**

L'étude de la synergie des systèmes InSAR et LiDAR intéresse depuis peu la communauté scientifique. Le but principal est une analyse plus fine des images radar, notamment pour une meilleure estimation de la hauteur de la canopée (Sexton et al., 2009), une représentation plus réaliste de la biomasse (Lucas et al., 2006 ; Hyde et al., 2007 ; Nelson et al., 2007) et la correction des modèles topographiques sous couverture végétale (Slatton et al., 2000, 2001). Hyde et al. (2007) et Nelson et al. (2007) ont combiné des données radar et LiDAR acquises au-dessus de forêts de pins afin de construire un modèle statistique approprié de prédiction de la biomasse forestière. Slatton et al. (2000) ont analysé des observations InSAR conjointement avec des données polarimétriques du radar aéroporté AIRSAR (bande L à 24 cm et C à 5,7 cm) et des mesures altimétriques du LiDAR ALTM (*Airborne Laser Terrain Mapping*,  $\lambda = 1047$  nm) afin d'estimer la hauteur de la végétation. Le but était de la soustraire aux données topographiques afin d'obtenir une meilleure représentation de la surface. Au-dessus des surfaces nues, la précision verticale est estimée entre 2 et 5 m pour les données InSAR alors qu'elle est de 10 cm pour le LiDAR. Ce dernier fournit donc une meilleure estimation de la hauteur de la canopée lorsque la végétation est dense, ainsi que de l'altitude lorsque le signal peut se propager à travers le feuillage, en raison de sa petite empreinte au sol. L'approche consiste à filtrer le bruit des images SAR, détecter la présence de végétation dans les pixels grâce aux données polarimétriques, et corriger la hauteur de la végétation en utilisant les relevés LiDAR. Une autre méthode consiste à estimer les données d'altitude du sol et la hauteur de la végétation pour chaque jeu de données SAR par inversion d'un modèle de diffusion des ondes électromagnétiques et de filtrer les mesures LiDAR afin d'éliminer la contribution de la végétation. Les données sont ensuite combinées afin d'obtenir des estimations statistiquement optimales (Slatton et al., 2001). La fusion des deux systèmes d'acquisition a été testée en milieu urbain (Gamba & Houshmand, 2000 ; Sties et al., 2000 ; Gamba et al., 2003) afin de décrire de manière plus réaliste les bâtiments. Il s'agit d'un environnement complexe qui présente différentes infrastructures difficiles à représenter par

imagerie radar à cause des nombreux artefacts présents dans les images. [Gamba et al. \(2003\)](#) ont utilisé les propriétés du LiDAR pour représenter la géométrie du centre-ville de Denver (Colorado) et reconstruire fidèlement les bâtiments.

En géophysique, cette complémentarité n'a quasiment pas été étudiée. Le LiDAR est utilisé en milieu volcanique par [Mouginis-Mark & Garbeil \(2005\)](#) pour évaluer la précision des données topographiques fournies par le capteur aéroporté TOPSAR (*Topographic Synthetic Aperture Radar*). [Morris et al. \(2008\)](#) ont présenté une analyse multi-résolution de la rugosité des coulées de lave du volcan Kilauea à Hawaïi. Ils ont utilisé les données du capteur aéroporté TOPSAR (10 m/pixel), d'un LiDAR aéroporté (1 m/pixel) et d'un lidar terrestre (0,02 m/pixel). A partir du calcul de modèles numériques altimétriques, les caractéristiques statistiques de la rugosité ont été évaluées. Mentionnons la mission spatiale de la NASA DESDynI (*Deformation, Ecosystem Structure and Dynamics of Ice*, <http://desdyni.jpl.nasa.gov/>) qui prévoyait initialement de coupler un radar polarimétrique en bande L et un LiDAR altimètre multi-faisceau sur une même plateforme. L'adjonction du LiDAR a finalement été annulée pour des raisons techniques et budgétaires ([Goetz, 2011](#)). L'utilisation des données LiDAR du satellite ICESat-2, dont le lancement est prévu pour 2016, pourrait être une issue. La mission vise à améliorer la cartographie des déformations de surface consécutives à des tremblements de terre, des éruptions volcaniques ou des glissements de terrain, ainsi qu'à caractériser la structure 3D de la couverture végétale. L'étude de la biomasse permet de quantifier les flux de carbone dans l'atmosphère, variables importantes pour la compréhension des changements climatiques.

## 2.4 Conclusion

Les mesures issues de l'imagerie SAR et du LiDAR présentent un fort potentiel pour l'étude des phénomènes géophysiques. L'interférométrie radar est actuellement utilisée en routine pour la mesure de champs de déplacement. Cependant, l'incertitude associée à ces mesures joue un rôle important sur la précision de la caractérisation des événements géophysiques terrestres. Les erreurs présentes dans les mesures restent difficiles à quantifier tant leur origine est diverse. Elles peuvent être liées au relief, aux conditions d'acquisition, au bruit instrumental, au type de surface... L'identification des erreurs est indispensable pour une meilleure interprétation des images. Dans ce contexte, l'information de cohérence radar peut être utilisée comme critère de qualité sur la mesure de déplacement interférométrique.

Le LiDAR est quant à lui principalement utilisé pour cartographier le relief de la Terre. Il fournit des données fiables et de haute précision sur la topographie en présence ou non de végétation, et l'intensité du signal LiDAR contient aussi des informations spectrales intéressantes sur les matériaux rétrodiffusants.

La fusion des informations recueillies par ces deux capteurs est prometteuse à la fois pour la communauté de la télédétection et pour les géophysiciens. Dans la littérature, les méthodes couplant ces deux techniques visent surtout à améliorer la précision des données d'interférométrie radar. Cependant, cette complémentarité, qui a fait l'objet de très peu de travaux de recherche en géophysique, suscite un intérêt croissant pour l'étude et le suivi des déformations de la croûte terrestre.

## Chapitre 3

# Bases de données de télédétection sur le Piton de la Fournaise

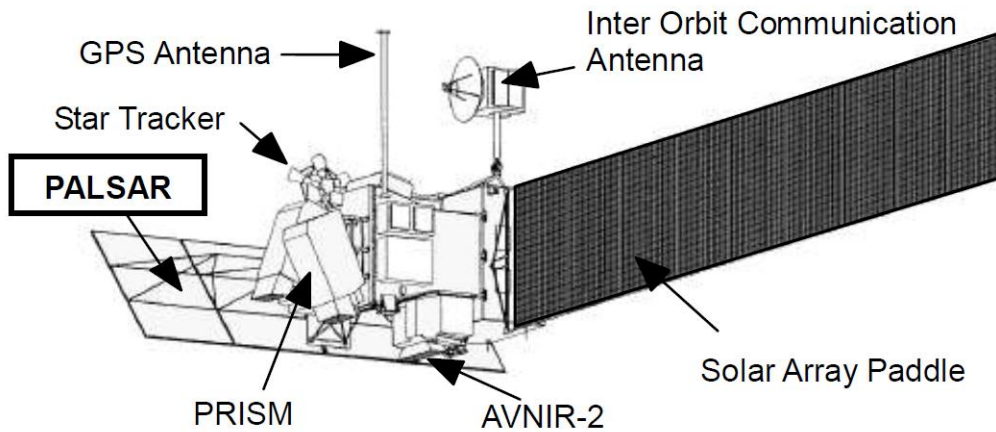
Depuis 2008, le volcan du Piton de la Fournaise a été le théâtre de plusieurs campagnes de mesures de télédétection, donnant naissance à une importante base de données (observations radar et LiDAR). Celle-ci a été complétée par des mesures expérimentales acquises *in situ* au cours de deux missions de terrain organisées en octobre 2008 et en octobre 2011. Ce chapitre détaille l'analyse des données de télédétection spatiales et aéroportées : il s'agit d'images radar acquises par le capteur PALSAR, embarqué à bord du satellite japonais ALOS, et de données LiDAR aéroporté, acquises par l'IGN. L'apport des informations altimétriques et spectrales fournies par le LiDAR à l'interprétation du signal radar est discuté dans la section 3.3.

### 3.1 Interprétation des images radar

#### 3.1.1 Le capteur PALSAR

Le satellite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), aussi connu sous le nom de "*Daichi*", a été lancé le 24 janvier 2006 par l'agence spatiale japonaise, la JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*), depuis le centre spatial de Tanegashima. Il évolue sur une orbite héliosynchrone à une altitude opérationnelle de 691,65 km (à l'équateur), avec une inclinaison orbitale de 98,16° et une période de revisite de 46 jours. L'observation globale de

la Terre nécessite 671 passages. ALOS dispose de deux cameras optiques PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*) et AVNIR2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2*), ainsi que du capteur hyperfréquence PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*) (Figures 3.1 et 3.2).



**Figure 3.1.** Schéma montrant la disposition des instruments embarqués à bord du satellite ALOS (source : JAXA).



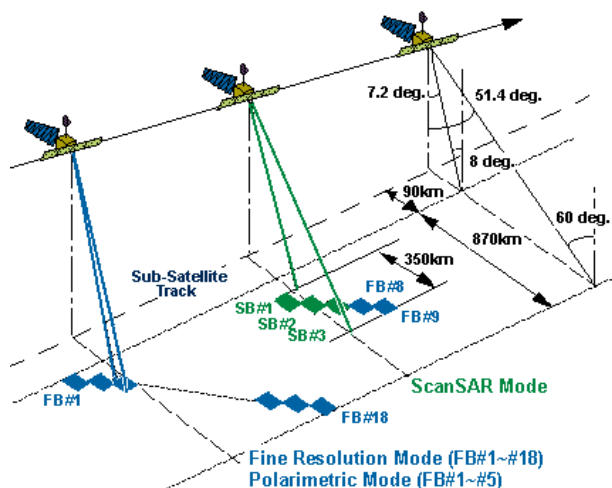
**Figure 3.2.** Antenne PALSAR (8,9 m × 3,1 m) durant un test de déploiement (Rosenqvist et al., 2004).

Le radar PALSAR est une version améliorée du radar à synthèse d'ouverture (bande L, polarisation HH) embarqué sur le satellite JERS-1 (*Japanese Earth Resources Satellite*, février 92-octobre 98, Bamler & Hartl, 1998) (Tableau 3.1). Il a été conçu pour étudier les déformations de la croûte terrestre d'origine sismique ou volcanique, dans des régions à forte densité de végétation (Sandwell et al., 2008). PALSAR opère en bande L, à la fréquence centrale de 1,27 GHz (23,6 cm), selon quatre modes d'observation (Figure 3.3) : simple polarisation (*Fine Beam Single*, FBS), double polarisation (*Fine Beam Dual*, FBD), mode polarimétrique (POL) et mode ScanSAR (Furuta et al., 2005 ; Rosenqvist et al., 2004).

Capteur	ALOS/PALSAR	JERS-1/SAR
Taille de l'antenne	8,9 m × 3,1 m	12 m × 2.5 m
Fréquence centrale	1,270 GHz / 23,6 cm	1,275 GHz / 23,5 cm
Mode d'observation	Simple polarisation (FBS) : HH ou VV Double polarisation (FBD) : HH/HV ou VV/VH Mode polarimétrique (POL) : HH/HV/VH/VV Mode ScanSAR : HH ou HV	Simple polarisation : HH
Largeur de fauchée	70 km (FBS, FBD à 34,3°) 30 km (POL à 21,5°) 350 km (ScanSAR)	75 km
Angle off-nadir	9,9°-50,8° (FBS, FBD) 9,7°-26,2° (POL) 20,1°-36,5° (ScanSAR)	37°-42°
Résolution spatiale	10 m × 10 m (FBS à 34,3°) 20 m × 10 m (FBD à 34,3°) 31 m × 10 m (POL à 21,5°) ~ 71-157 m × 100 m (ScanSAR)	18 m × 18 m

**Tableau 3.1.** Caractéristiques des capteurs PALSAR et JERS-1.

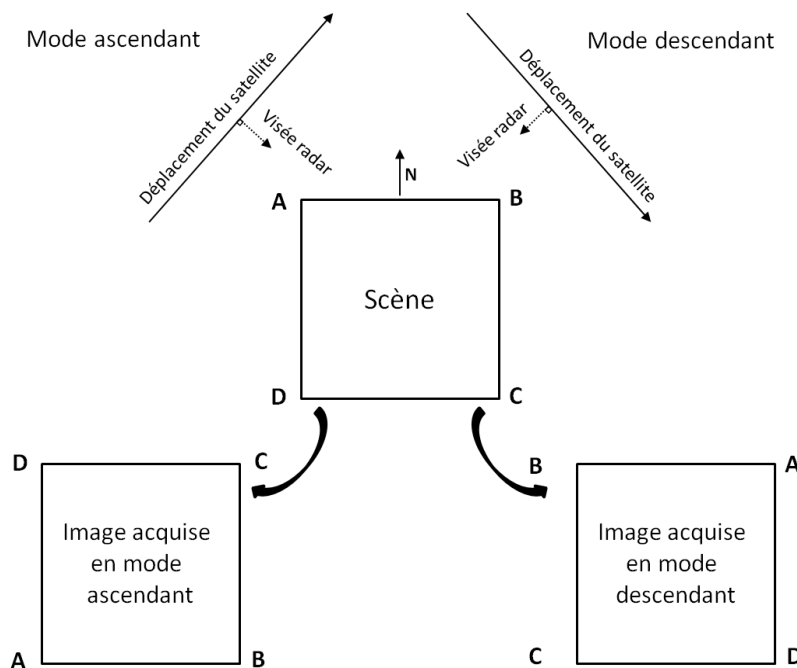
En raison de la petite taille des pixels au sol (~ 10-20 m de côté), les modes FBS et FBD sont principalement utilisés pour des observations régionales et la surveillance des risques naturels (séismes, activité volcanique, glissements de terrain, inondations). L'angle de visée varie entre 9,9° et 50,8°, et la fauchée au sol est d'environ 70 km de large. Le mode polarimétrique est un mode expérimental exploitant toutes les caractéristiques polarimétriques des cibles. Il est caractérisé par un angle de visée compris entre 9,7° et 26,2° et une largeur de bande au sol de 30 km. Enfin, la fauchée est de 350 km de large en mode ScanSAR, ce qui permet d'observer des régions très étendues et de suivre l'extension des glaces ou des couverts végétaux. Après 5 ans d'activité, le satellite a cessé de fonctionner début 2011 en raison d'un problème technique. Il sera remplacé en 2013 par une version améliorée, ALOS-2 (<http://www.jaxa.jp/projects/sat/alos2>).



**Figure 3.3.** Différents modes d'acquisition du capteur PALSAR (source : JAXA).

### 3.1.2 Bases de données interférométriques

Afin d'étudier les sources d'erreurs sur le signal interférométrique en bande L, nous avons utilisé douze images PALSAR couvrant la période comprise entre mars 2008 et septembre 2010. En orbite ascendante, la trajectoire du satellite passe à l'ouest du volcan et l'image est inversée verticalement par rapport à la scène (Figure 3.4).



**Figure 3.4.** Géométrie d'acquisition radar.

Les données SAR ont été acquises en polarisation simple (HH) et double (HH/HV) avec un angle de visée de  $34,3^\circ$ . Elles sont fournies au format CEOS (*Committee on Earth Observation Satellites*) et se décomposent en plusieurs fichiers :

- *VOL-Scene* qui stocke des informations sur le volume des fichiers.
- *LED-Scene* qui contient des informations relatives aux images (taille, résolution spatiale, angle de visée...) et des données auxiliaires (position et attitude du satellite).
- *IMG-XX-Scene* qui représente la scène radar en polarisation XX.
- *TRL-Scene* qui contient une description des fichiers.

Les images ont été prétraitées jusqu'au niveau 1.1, c'est-à-dire que les scènes brutes ont été focalisées (compression en distance et en azimuth), donnant lieu à une image complexe SLC (voir section 2.1.3 du chapitre 2). La résolution pixellaire des images SLC est de  $\sim 7,5$ - $14,9$  m en distance et de  $\sim 3,1$  m en azimuth. Les caractéristiques des données sont résumées dans le Tableau 3.2.



Date	Orbite	Frame	Mode	Polarisation	Angle d'incidence	Taille du pixel (m)	Nombre de pixels (m)
06-03-2008	539 ASC	6750	FBS	HH	34.3°	7.45× 3.09	9344× 18432
21-04-2008	539 ASC	6750	FBS	HH	34.3°	7.46× 3.07	9344× 18432
22-07-2008	539 ASC	6750	FBS	HH	34.3°	7.47× 3.09	9344× 18432
06-09-2008	539 ASC	6750	FBD	HH+HV	34.3°	14.90 ×3.09	4640× 18432
22-10-2008	539 ASC	6750	FBD	HH+HV	34.3°	14.91 ×3.10	4640× 18432
09-03-2009	539 ASC	6750	FBS	HH	34.3°	7.45× 3.10	9344× 18432
28-07-2010	539 ASC	6750	FBD	HH+HV	34.3°	14.94 ×3.10	4640× 18432
12-09-2010	539 ASC	6750	FBD	HH+HV	34.3°	14.94 ×3.10	4640× 18432

**Tableau 3.2.** Données interférométriques (niveau de traitement 1.1) acquises entre mars 2008 et septembre 2010 par le capteur PALSAR/ALOS.

### 3.1.3 Prétraitement des données SAR

Plusieurs prétraitements ont été effectués grâce au module SARscape du logiciel ENVI afin d'obtenir une représentation optimale des images. L'utilisation d'un MNT ou d'un MNE peut s'avérer nécessaire pour mener à bien certains traitements. Dans un premier temps, nous avons utilisé le MNE issu des données SRTM<sup>1</sup> (*Shuttle Radar Topographic Mission*) acquises en février 2000 à partir de la navette spatiale Endeavour, avec une résolution spatiale de 90 m (3 arcs secondes). La mission SRTM, issue d'une collaboration entre la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) et la NIMA (*National Imagery and Mapping Agency*), a permis de collecter des données topographiques à l'échelle du globe, pour les latitudes inférieures à 60°. La précision des données SRTM a été évaluée à partir de points de contrôle répartis sur six continents (mesures topographiques DGPS, MNE GeoSAR...) : les précisions verticale et horizontale absolues sont de 16 m et 20 m pour 90% des données en considérant une grille régulière de 30 × 30 m (Rodriguez et al., 2005). Le potentiel du MNE SRTM pour obtenir des produits radar de qualité sera comparé à celui du MNT LiDAR.

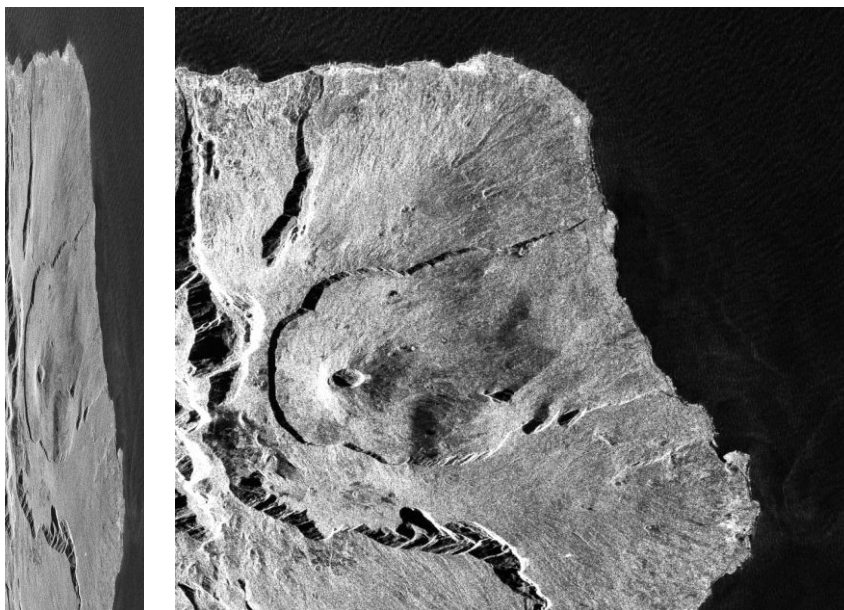
<sup>1</sup> Téléchargeable à l'adresse <http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>.

### 3.1.3.1 Traitement multi-visée

L'étape de focalisation des données SAR produit généralement des pixels rectangulaires en raison de la différence de résolution des images en distance et en azimuth. Pour les transformer en pixels carrés, on applique un filtrage multi-visée en moyennant plusieurs vues en azimuth et/ou en distance. Ce filtrage a aussi pour effet de réduire le chatoiement dans les images radar. Les données SLC sont représentées en « géométrie radar » (*slant range geometry*), c'est-à-dire dans la géométrie d'acquisition des données. Le nombre  $N$  de vues à moyenner en azimuth est défini par :

$$N = \frac{s}{\sin(\theta)} \frac{1}{a} \quad (3.1)$$

$s$  est la résolution spatiale suivant l'axe radial en « géométrie radar »,  $a$  est la résolution spatiale suivant l'axe azimuthal, et  $\theta$  représente l'angle d'incidence. Le terme  $1/\sin(\theta)$  permet de projeter les pixels de la « géométrie radar » vers la « géométrie sol » (*ground range geometry*). Considérons des scènes PALSAR en mode FBD caractérisées par des résolutions  $s$  et  $a$  de 14,9 m et 3,1 m respectivement. En supposant  $\theta = 34,3^\circ$ , le nombre de vues  $N$  est égal à 8, soit une résolution pixellaire de  $\sim 25$  m. Pour obtenir la même résolution pixellaire à partir des images FBS, 8 pixels en azimuth et 2 pixels en distance ont été moyennés. Les données ont été traitées de façon à obtenir des pixels carrés d'environ 25 m de côté (Figure 3.5).



**Figure 3.5.** Image SAR du Piton de la Fournaise acquise le 6 septembre 2008 avant (à gauche) et après (à droite) application du traitement multi-visée ( $N = 8$  vues en azimuth). Les images sont visualisées en « géométrie radar » (le haut de la scène correspond au bas de l'image).

### 3.1.3.2 Recalage

L'étape de recalage est un préalable à la superposition de plusieurs images SLC couvrant une même région. Elle consiste à corriger géométriquement (translation, rotation, rééchantillonnage) une image « esclave » par rapport à une image « maîtresse ». Les méthodes automatiques basées sur des algorithmes de corrélation d'images assurent ce recalage avec une précision sub-pixellaire. Le rééchantillonnage des pixels de l'image « esclave » se fait par interpolation (plus proches voisins, bilinéaire, bicubique). L'orbite et la configuration d'observation des images PALSAR acquises au-dessus d'une région étant identiques, il est facile de les recaler par rapport à une image maîtresse, en général la plus ancienne. L'étape de recalage a été réalisée à l'aide d'un modèle numérique de terrain afin de mieux estimer la fonction de corrélation. Les données sont ensuite rééchantillonnées par une méthode de convolution cubique (quatrième ordre).

### 3.1.3.3 Géoréférencement

Le géoréférencement consiste à convertir une image SAR dans un système de coordonnées, afin de déterminer la position géographique de chaque pixel. Cette projection peut être réalisée suivant un ellipsoïde de référence (par exemple, celui issu du système WGS 84) ou bien en utilisant un modèle numérique de terrain ou d'élévation. L'utilisation de points de contrôle au sol améliore la précision du géoréférencement. Cette opération permet de s'affranchir de certaines distorsions géométriques dues à l'effet du relief. Les scènes PALSAR ont été converties dans le système cartographique UTM-40 Sud (projection plane cylindrique) de La Réunion. En raison du fort relief, l'utilisation d'un modèle altimétrique précis garantit un géoréférencement de qualité.

### 3.1.3.4 Calibration radiométrique

L'information radiométrique contenue dans chaque pixel est définie par un compte numérique qui dépend des paramètres d'acquisition du radar. Afin de comparer plusieurs images d'amplitude, une calibration radiométrique est nécessaire. Pour cela on calcule le coefficient de rétrodiffusion, noté  $\sigma^0$ , à partir de l'équation radar qui relie la puissance reçue  $P_r$  par le capteur aux caractéristiques instrumentales de l'antenne radar et aux propriétés physiques de la surface. Dans le cas d'une cible étendue,  $P_r$  s'écrit :

$$P_r = \int_{\text{surface éclairée}} \frac{P_e G_e G_r \lambda^2 \sigma^0}{(4\pi)^3 R_e^2 R_r^2} dA \quad (3.2)$$

avec  $P_e$  la puissance émise par le capteur,  $\lambda$  la longueur d'onde,  $G_e$  et  $G_r$  les gains des antennes émettrice et réceptrice,  $R_e$  et  $R_r$  les distances radiales entre le capteur et la cible mesurées à l'émission et à la réception, et  $dA$  l'aire élémentaire de la surface imagée. En supposant l'égalité pour les gains des antennes d'émission et de réception ( $G_e = G_r = G$ ), ainsi que pour les distances parcourues par l'onde émise et reçue ( $R_e = R_r = R$ ), on aboutit à la forme simplifiée :

$$P_r = \int_{\text{surface éclairée}} \frac{P_e G^2 \lambda^2 \sigma^0}{(4\pi)^3 R^4} dA = \frac{P_e G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \cdot \int_{\text{surface éclairée}} \sigma^0 dA \quad (3.3)$$

Des images d'amplitude ont été générées pour chaque date afin d'étudier les variations spatio-temporelles du coefficient de rétrodiffusion radar. Ce dernier est exprimé en décibel suivant la définition :

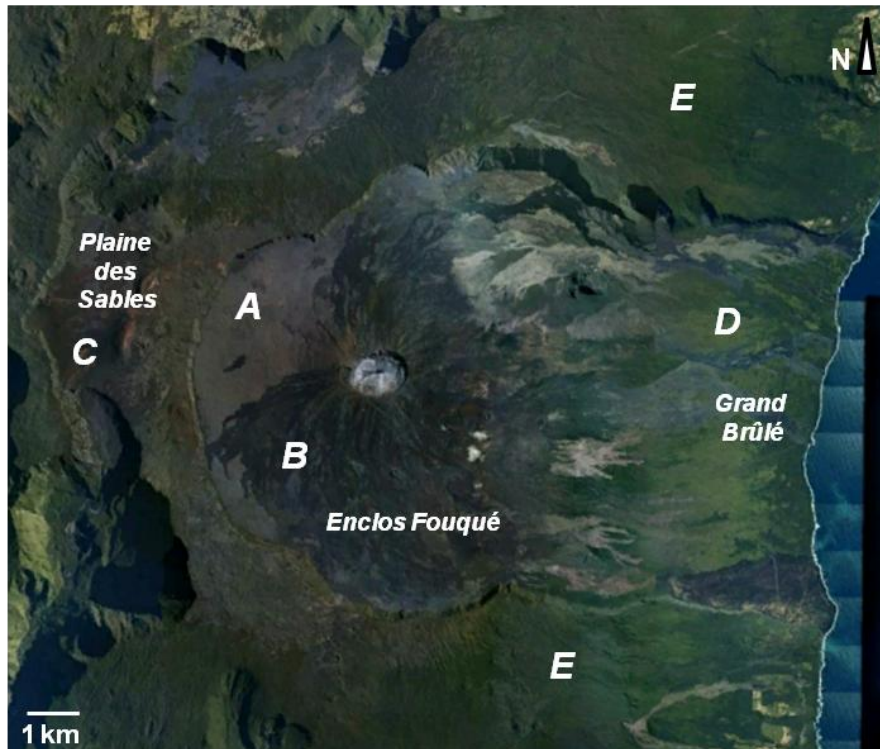
$$\sigma_{\text{dB}}^0 = 10 \log_{10} \sigma^0 \quad (3.4)$$

### 3.1.4 Etude interférométrique du Piton de la Fournaise

Le Piton de la Fournaise présente des zones volcaniques typiques et des espèces végétales variées qui ont colonisées ses flancs. Avant d'interpréter les images de cohérence pour différentes paires interférométriques, intéressons-nous au coefficient de rétrodiffusion radar qui peut nous renseigner sur la nature du terrain, sa rugosité ou sa réflectivité. L'analyse spatio-temporelle de la cohérence nous aidera ensuite à mieux comprendre les sources de décorrélation du signal interférométrique.

#### 3.1.4.1 Analyse du coefficient de rétrodiffusion radar $\sigma^0$

Les images aériennes acquises par l'IGN en 2008 (BDOrtho®) ont servi à identifier les principales régions du volcan (Figure 3.6) : coulées de lave de type pahoehoe et a'a dans l'Enclos Fouqué, dépôts pyroclastiques dans la Plaine des Sables et zones recouvertes par la végétation dans le Grand Brûlé et hors enclos.



**Figure 3.6.** Image visible du Piton de la Fournaise (BDOrtho®, IGN, 2008). **A** : coulée de lave de type pahoehoe ; **B** : coulée de lave de type a'a ; **C** : dépôts pyroclastiques ; **D** et **E** : végétation.

Nous avons généré plusieurs images de  $\sigma^0$  à partir des données SLC : huit en polarisation HH (Figure 3.7) et quatre en polarisation HV (Figure 3.8). Les images SAR sont plus difficiles à interpréter que les images optiques en raison de la multiplicité des interactions entre l'onde radar et la cible. Elles laissent apparaître quelques distorsions géométriques liées à la géométrie du capteur et au relief (voir chapitre 2) : le satellite survolant le site à l'ouest de l'édifice, on observe des zones d'ombre le long du rempart de l'Enclos Fouqué, particulièrement au niveau du Rempart de Bellecombe, ainsi qu'un effet de repliement au-dessus des régions accidentées, à gauche de l'image (pixels très brillants). Ces zones étant très localisées et situées en dehors de nos sites d'intérêt, nous ne tiendrons pas compte de ces défauts géométriques.

Comme nous l'avons vu dans la section 2.1.3, le signal radar dépend de plusieurs paramètres instrumentaux (longueur d'onde, angle d'incidence, polarisation) et des propriétés physiques intrinsèques de la surface. L'amplitude de l'image radar varie en fonction de la rugosité de surface du sol à l'échelle de la longueur d'onde : plus la surface est rugueuse, plus l'amplitude du signal rétrodiffusé vers le capteur est forte et plus le pixel est brillant. Sur un sol lisse, l'onde incidente est surtout réfléchiée dans la direction spéculaire, si bien que ce sol apparaîtra sombre sur l'image. L'Enclos Fouqué est recouvert de deux types de coulées de lave basaltique caractéristiques des volcans boucliers : les coulées pahoehoe (**A**) dont la

surface, lisse et mamelonnée, peut présenter un aspect cordé, et les coulées a'a (**B**), ou « laves en gratons », qui se solidifient sous forme de blocs scoriacés d'aspect rugueux. Le signal rétrodiffusé vers le capteur par ces deux types de lave diffère en raison de leur rugosité de surface. Ainsi, les coulées a'a sont plus brillantes que les coulées pahoehoe sur les images radar dans les deux modes polarimétriques. Bien que la rétrodiffusion de ces coulées soit plus faible en polarisation HV, leur distribution spatiale reste visible sur les images radar (les coulées pahoehoe sont représentées en rouge et noir, et les coulées a'a en jaune et bleu sur la Figure 3.8).

La constante diélectrique des matériaux influence également l'amplitude de l'image radar : du fait de la forte valeur de la constante diélectrique de l'eau, les ondes pénètrent plus profondément dans les matériaux secs que dans les matériaux humides, permettant d'imager la subsurface. La Plaine des Sables (**C**) à l'ouest de l'Enclos Fouqué est principalement recouverte de dépôts pyroclastiques<sup>2</sup>, lapilli et scories<sup>3</sup>, qui sont issus de l'éruption strombolienne du piton Chisny à la fin du premier millénaire. Ces dépôts forment un plateau aride idéal pour la pénétration des ondes hyperfréquences. Sur les images, il montre une faible amplitude radar (en rouge et noir) en raison de la diffusion volumique des ondes à travers les couches pyroclastiques. Ce phénomène est encore plus marqué en polarisation HV.

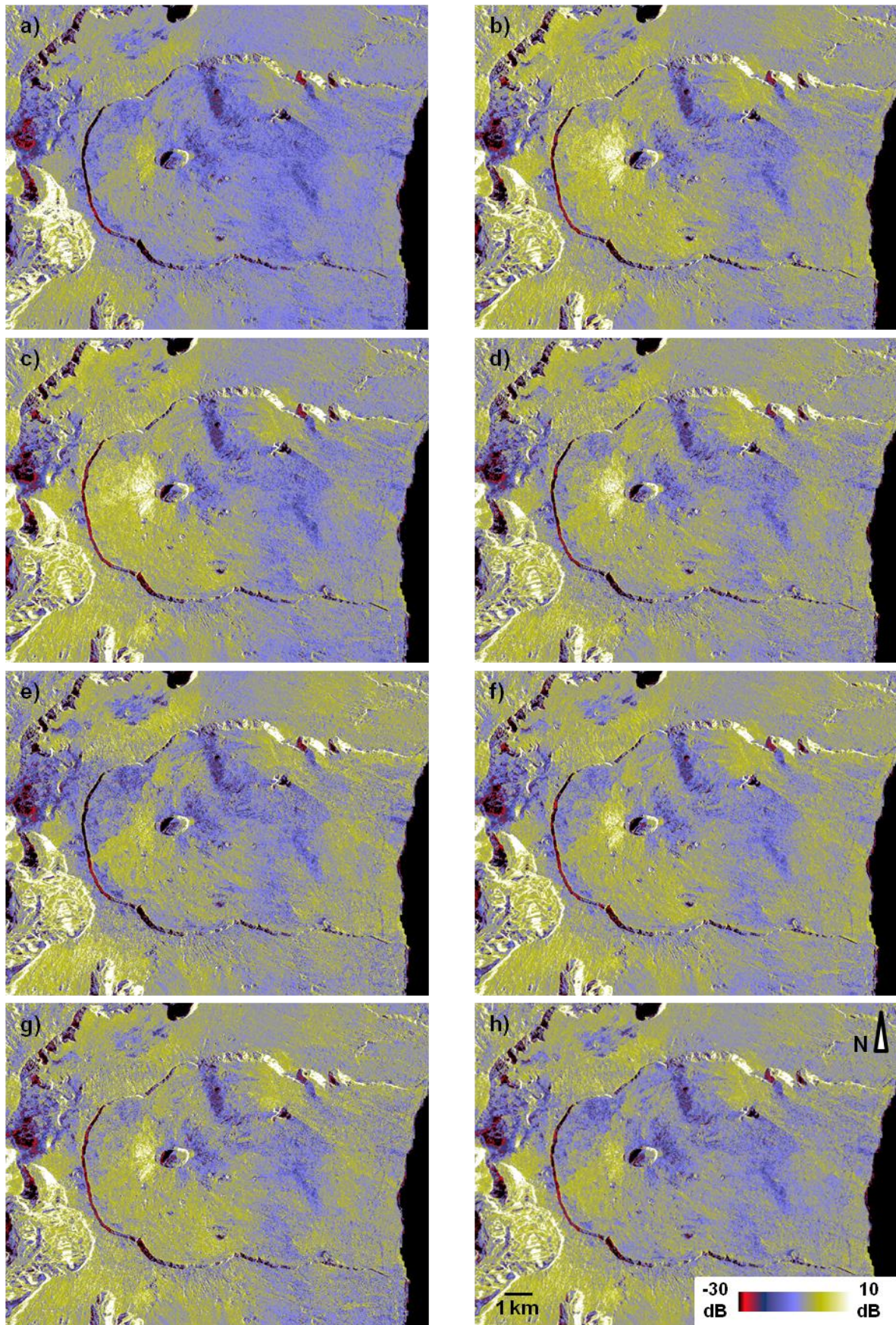
Au-dessus des zones couvertes de végétation, situées sur le flanc est du volcan (**D**) et hors enclos (**E**), le coefficient de rétrodiffusion varie d'une image à l'autre. Il dépend de la capacité de l'onde radar à pénétrer le couvert végétal et de la quantité d'énergie diffusée à l'extérieur du volume en direction du capteur. La profondeur de pénétration varie en fonction de la longueur d'onde : les plus courtes (bande C,  $\lambda = 5,6$  cm pour ERS) interagissent fortement avec le feuillage, sans le traverser, alors que les plus grandes (bande L,  $\lambda = 23$  cm pour PALSAR) pénètrent davantage dans la canopée et sont moins sensibles aux variations saisonnières. La polarisation de l'onde radar joue aussi un rôle : les ondes polarisées horizontalement (HH) traversent plus facilement le couvert végétal que les ondes polarisées verticalement. Par conséquent, les images HH fournissant généralement des informations sur l'état du sol sous-jacent et les images HV, du fait de la diffusion plus forte de la végétation, sont complémentaires. Plusieurs types de terrains présentant différentes caractéristiques de diffusion clairement identifiables sur les images seront étudiés dans la suite du manuscrit.

---

<sup>2</sup> Les dépôts pyroclastiques, encore appelés « tephras », sont les produits de projections verticales retombant au sol et qui restent individualisés. Les dépôts de retombées se classent suivant leur dimension.

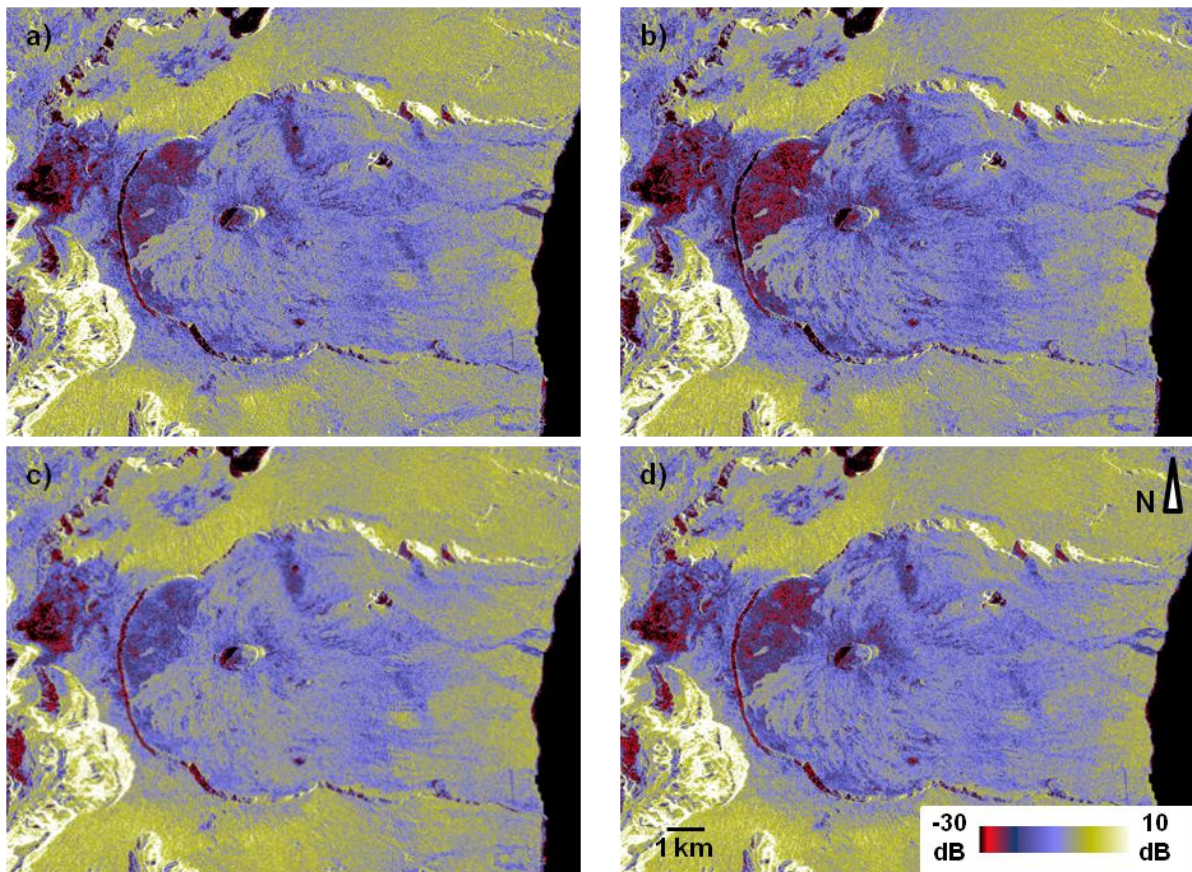
<sup>3</sup> Les lapilli ont un diamètre allant de quelques millimètres à quelques centimètres et les scories mesurent une dizaine de centimètres.





**Figure 3.7.** Images du coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HH, acquises par le capteur PALSAR au-dessus du Piton de la Fournaise à différentes dates : (a) 06-03-2008 ; (b) 21-04-2008 ; (c) 22-07-2008 ; (d) 06-09-2008 ; (e) 22-10-2008 ; (f) 09-03-2009 ; (g) 28-07-2010 ; (h) 12-09-2010.





**Figure 3.8.** Images du coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HV, acquises par le capteur PALSAR au-dessus du Piton de la Fournaise à différentes dates : (a) 06-09-2008 ; (b) 22-10-2008 ; (c) 28-07-2010 ; (d) 12-09-2010.

### 3.1.4.2 Analyse de la cohérence radar

Des images de cohérence en polarisation HH-HH ont été calculées sur différentes scènes PALSAR recalées, afin d'étudier les sources de décorrélation du signal radar en bande L. La cohérence a été estimée selon la relation 2.29 sur une fenêtre de 1 pixel en distance et 8 pixels en azimut, pour les données FBD, et sur une fenêtre de 2 pixels en distance et 8 pixels en azimut, pour les données FBS. La taille de la fenêtre résulte d'un compromis entre la résolution de l'image finale et la précision de l'estimation de la cohérence. Une fenêtre de petite taille induit un biais sur la cohérence, qui est d'autant plus important que celle-ci est faible ; au contraire, une fenêtre de grande taille peut entraîner une surestimation de la cohérence, particulièrement marquée au-dessus des zones accidentées. Dans notre étude, la taille de la fenêtre de moyennage a été choisie de façon à ne pas trop dégrader la résolution spatiale de l'image, tout en gardant à l'esprit qu'il subsiste un biais sur la cohérence. La contribution de la phase topographique a été soustraite en utilisant le MNE SRTM à 90 m de résolution. Les valeurs moyennes de cohérence calculées pour différentes zones homogènes,



avant et après avoir effectué cette opération, sont comparées dans le Tableau 3.3. On observe une amélioration pour chaque classe, plus importante au-dessus des zones peu cohérentes. Par la suite, nous négligerons certaines sources de décorrélation ( $\gamma_{\text{thermique}}$ ,  $\gamma_{\text{traitement}}$ ) pour ne considérer que les principales ( $\gamma_{\text{range}}$ ,  $\gamma_{\text{volumique}}$  et  $\gamma_{\text{temporel}}$ ).

Phase topographique	Coulée de surface lisse	Coulée de surface rugueuse	Dépôts de lapilli	Forêt du Grand Brûlé
Avec	$0,89 \pm 0,02$	$0,52 \pm 0,09$	$0,37 \pm 0,13$	$0,21 \pm 0,08$
Sans	$0,90 \pm 0,02$	$0,56 \pm 0,08$	$0,46 \pm 0,09$	$0,35 \pm 0,04$

**Tableau 3.3.** Cohérence moyenne de différents types de terrain avant et après avoir soustrait la composante topographique (couple interférométrique 06-03-2008/21-04-2008).

### Choix des données

Une variation de la position relative des diffuseurs au sein d'un pixel ou un changement des caractéristiques diélectriques du milieu peuvent entraîner une décorrélation. Deux critères essentiels sont à prendre en compte pour le choix des données, afin de garantir une bonne estimation de la cohérence interférométrique :

- le couple d'images doit avoir une faible *baseline* temporelle (nombre de jours entre deux acquisitions) afin de minimiser les variations d'état de la surface entre les deux dates. Cela suppose que le chatoiement est identique ;
- la distance entre les deux trajectoires du satellite doit être faible afin de minimiser l'effet de la *baseline* spatiale sur l'information de cohérence. En effet, une distance élevée induit une décorrélation spatiale importante qui domine les autres contributions, particulièrement dans les régions accidentées. La *baseline* spatiale critique, valeur théorique maximale au-delà de laquelle l'estimation de la différence de phase est impossible, aide à évaluer ce terme. D'après l'équation 2.37, une grande *baseline* spatiale a aussi pour effet d'augmenter la décorrélation volumique.

Pour quantifier ces deux effets, un certain nombre de paramètres décrits dans le chapitre 2 ont été estimés pour chaque couple d'images SAR (Tableau 3.4). L'écart temporel entre deux images, ou *baseline* temporelle ( $B_{\text{temp}}$ ) va de 46 jours, fréquence de revisite du satellite, à 920 jours. La *baseline* spatiale perpendiculaire ( $B_{\perp}$ ) est comprises entre 80 m et 2987 m et sa valeur critique ( $B_c$ ) peut atteindre 13 km sur terrain plat. Ceci s'explique par la longueur d'onde du capteur et la résolution en distance (Eq. 2.31). La hauteur d'ambiguïté ( $h_a$ ) est supérieure à 21 m, avec un maximum de 800 m.

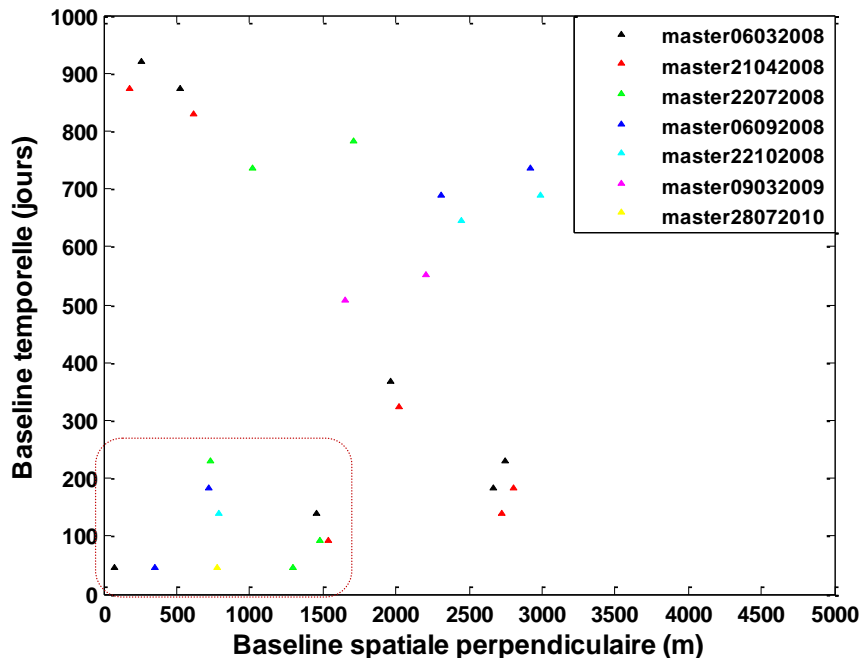
Couples d'images	$B_{temp}$ (jours)	$B_{\perp}$ (m)	$Y_{range\_th}$	$h_a$ (m)	$f_D$ (Hz)
06-03-2008 21-04-2008	46	80,6 ( $B_c=13276$ )	0,99	807,2	-0,715 ( $f_c=2136,752$ )
06-03-2008 22-07-2008	138	1453,4 ( $B_c=13276$ )	0,89	44,8	-29,935 ( $f_c=2136,752$ )
06-03-2008 06-09-2008	184	2665,3 ( $B_c=13276$ )	0,80	24,4	-3,428 ( $f_c=2136,752$ )
06-03-2008 22-10-2008	230	2747,1 ( $B_c=13276$ )	0,79	23,7	16,104 ( $f_c=2136,752$ )
06-03-2008 09-03-2009	368	1964,1 ( $B_c=13276$ )	0,85	33,1	6,008 ( $f_c=2136,752$ )
06-03-2008 28-07-2010	874	529,1 ( $B_c=13276$ )	0,96	122,9	-25,941 ( $f_c=2136,752$ )
06-03-2008 12-09-2010	920	261,2 ( $B_c=13276$ )	0,98	249,1	11,539 ( $f_c=2136,752$ )
21-04-2008 22-07-2008	92	1535,2 ( $B_c=13235$ )	0,88	42,3	-29,220 ( $f_c=2150,538$ )
21-04-2008 06-09-2008	138	2729,2 ( $B_c=13235$ )	0,79	23,8	-2,712 ( $f_c=2150,538$ )
21-04-2008 22-10-2008	184	2804,6 ( $B_c=13235$ )	0,79	23,1	16,819 ( $f_c=2150,538$ )
21-04-2008 09-03-2009	322	2026,1 ( $B_c=13235$ )	0,85	32,0	6,723 ( $f_c=2150,538$ )
21-04-2008 28-07-2010	828	614,7 ( $B_c=13235$ )	0,95	105,6	-25,226 ( $f_c=2150,538$ )
21-04-2008 12-09-2010	874	181,1 ( $B_c=13235$ )	0,99	358,3	12,254 ( $f_c=2150,538$ )
22-07-2008 06-09-2008	46	1294,4 ( $B_c=13204$ )	0,90	50,0	26,508 ( $f_c=2136,752$ )
22-07-2008 22-10-2008	92	1479,7 ( $B_c=13204$ )	0,89	43,8	46,039 ( $f_c=2136,752$ )
22-07-2008 09-03-2009	230	733,8 ( $B_c=13204$ )	0,94	88,3	35,943 ( $f_c=2136,752$ )
22-07-2008 28-07-2010	736	1023,0 ( $B_c=13204$ )	0,92	63,3	3,994 ( $f_c=2136,752$ )
22-07-2008 12-09-2010	782	1711,7 ( $B_c=13204$ )	0,87	37,8	41,474 ( $f_c=2136,752$ )
06-09-2008 22-10-2008	46	357,0 ( $B_c=6635$ )	0,95	182,1	19,532 ( $f_c=2136,752$ )
06-09-2008 09-03-2009	184	724,5 ( $B_c=6635$ )	0,89	89,8	9,436 ( $f_c=2136,752$ )
06-09-2008 28-07-2010	690	2306,5 ( $B_c=6635$ )	0,65	28,2	-22,513 ( $f_c=2136,752$ )
06-09-2008 12-09-2010	736	2917,6 ( $B_c=6635$ )	0,56	22,3	14,967 ( $f_c=2136,752$ )
22-10-2008 09-03-2009	138	791,9 ( $B_c=6635$ )	0,88	82,1	-10,096 ( $f_c=2132,196$ )
22-10-2008 28-07-2010	644	2443,7 ( $B_c=6635$ )	0,63	26,6	-42,045 ( $f_c=2132,196$ )
22-10-2008 12-09-2010	690	2987,4 ( $B_c=6635$ )	0,55	21,8	-4,565 ( $f_c=2132,196$ )
09-03-2009 28-07-2010	506	1652,7 ( $B_c=13281$ )	0,88	39,4	-31,949 ( $f_c=2132,196$ )
09-03-2009 12-09-2010	552	2207,8 ( $B_c=13281$ )	0,83	29,5	5,531 ( $f_c=2132,196$ )
28-07-2010 12-09-2010	46	772,8 ( $B_c=6602$ )	0,88	83,8	37,480 ( $f_c=2132,196$ )

**Tableau 3.4.** Paramètres radar calculés pour différents couples d'images SAR.

La différence de centroïde Doppler ( $f_D$ ) maximum s'élève à 46 Hz et sa valeur critique ( $f_c$ ) correspondant à la largeur de la bande passante en azimuth est égale à 2137 Hz. D'après la relation 2.33, la cohérence  $\gamma_{\text{azimut}}$  vaut 0,98 dans ce cas limite. Les pertes de cohérence dans la direction azimuthale sont négligées. La cohérence théorique liée à la *baseline* spatiale peut être estimée par la relation :

$$\gamma_{\text{range\_th}} = \begin{cases} \frac{B_c - |B_{\perp}|}{B_c}, & \text{si } |B_{\perp}| \leq B_c \\ 0, & \text{si } |B_{\perp}| > B_c \end{cases} \quad (3.5)$$

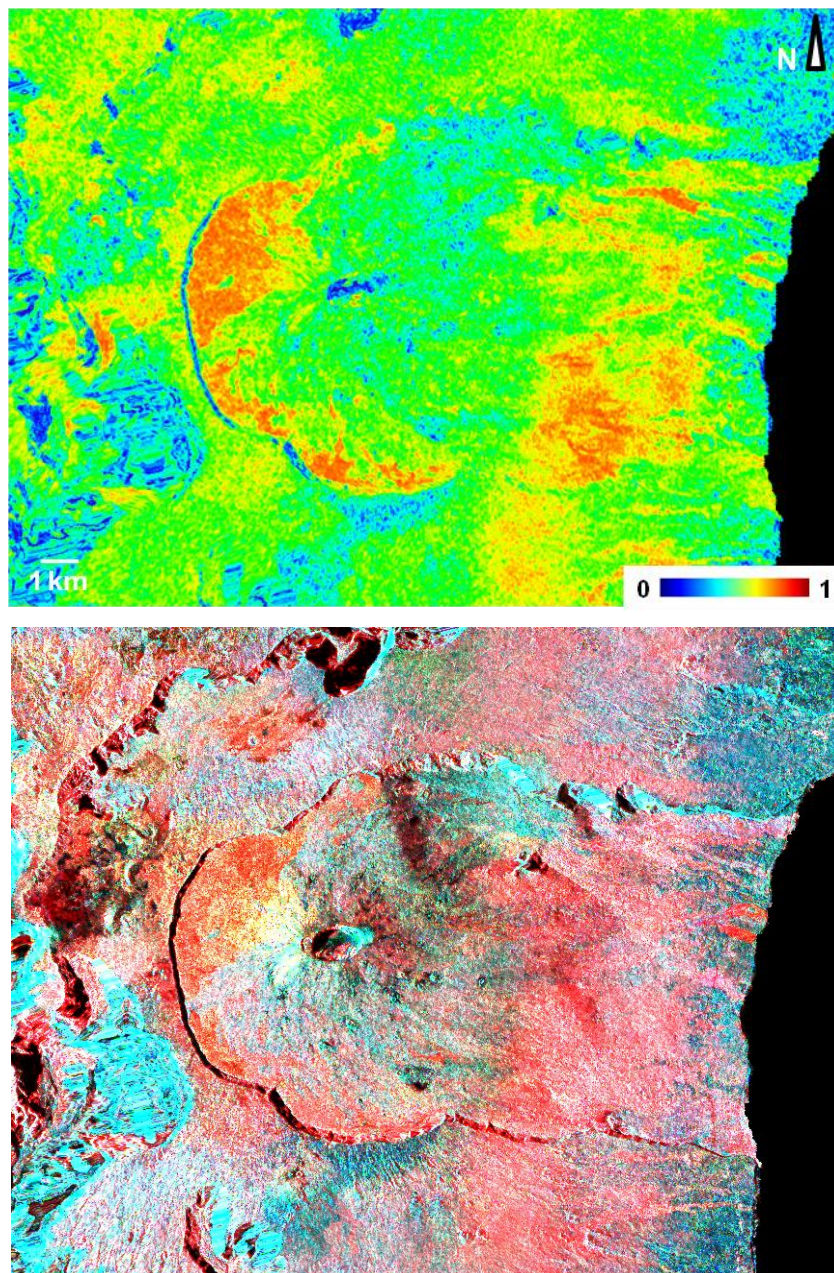
Cette relation suppose une absence de diffusion volumique. La valeur  $\gamma_{\text{range\_th}}$  calculée pour les différents couples est comprise entre 0,55 et 0,99. La cohérence peut chuter de 50 % si la *baseline* interférométrique est trop grande (couples 06-09-2008/12-09-2010 et 22-10-2008/12-09-2010). La Figure 3.9 met en regard les valeurs de la *baseline* temporelle et celles de la *baseline* spatiale perpendiculaire, pour tous les couples interférométriques. En vue d'étudier les propriétés de la surface et les effets volumiques sur la cohérence, les couples ont été choisis de façon à minimiser les impacts de  $B_{\text{temp}}$  et  $B_{\perp}$  ( $B_{\text{temp}} < 300$  jours et  $B_{\perp} < 2000$  m).



**Figure 3.9.** Variations de la *baseline* temporelle en fonction de la *baseline* spatiale perpendiculaire pour les différents couples interférométriques. Le cadre rouge définit les couples interférométriques pour lesquels  $B_{\text{temp}} < 300$  jours et  $B_{\perp} < 2000$  m.

### Analyse de la cohérence

Nous avons choisi comme exemple les deux images acquises le 6 septembre et le 22 octobre 2008 pour étudier la cohérence sur le Piton de la Fournaise. Ce couple présente une *baseline* spatiale de 357 m ( $\gamma_{\text{range\_th}} = 0,95$ ) et une *baseline* temporelle de 46 jours. Pour mieux discerner et interpréter les changements, nous avons réalisé une composition colorée à partir de l'image de cohérence et des deux images d'amplitude correspondantes, auxquelles nous avons attribué les couleurs rouge, vert et bleu (Figure 3.10).



**Figure 3.10.** En haut : carte de cohérence calculée entre les images acquises le 6 septembre et le 22 octobre 2008. En bas : composition colorée construite à partir de l'image de cohérence 06082008/22102008 (canal rouge), de l'image d'amplitude du 06082008 (canal vert) et de celle du 22102008 (canal bleu).

Les pertes de cohérence sont liées à des variations de propriétés physiques des surfaces. On distingue quatre grandes régions :

- Les régions du volcan présentant une cohérence élevée et une faible amplitude radar sont représentées en rouge. Dans la partie ouest de l'Enclos Fouqué, elles correspondent aux coulées pahoehoe dont la surface est constituée de roches dures. Dans le Grand Brûlé, malgré la colonisation partielle des coulées les plus récentes par la végétation, ces surfaces maintiennent une bonne cohérence sur un intervalle de 46 jours. Les caractéristiques physiques de la surface n'ayant pratiquement pas varié entre les deux dates, ces terrains affichent une bonne stabilité de la phase.
- En bleu et vert sont représentés les terrains caractérisés par une forte amplitude et une faible cohérence. On y trouve les coulées a'a dans l'Enclos Fouqué et les forêts littorales et hors enclos. La perte de cohérence observée sur les coulées a'a pourrait s'expliquer par la forte rugosité de surface, à l'origine de diffusions multiples, ou par la porosité des roches, à l'origine de diffusion volumique. Un changement d'état de surface est peu probable, aucune activité volcanique n'ayant été observée durant cette courte période. Au-dessus des peuplements végétaux, la faible cohérence est vraisemblablement due à la diffusion volumique et/ou au mouvement des feuilles causé par le vent lors des acquisitions.
- La Plaine des Sables recouverte de lapilli apparaît en noir : elle affiche des valeurs faibles de cohérence et d'amplitude. La cause est multiple : variation d'humidité entre les deux dates, effet de l'érosion éolienne, ou capacité des matériaux à propager les ondes radar sous la surface.
- Les zones brillantes à l'ouest du cratère Dolomieu ont des valeurs élevées de cohérence et d'amplitude en raison de la forte rugosité des coulées et de la stabilité temporelle de la surface entre les deux dates.

On observe par ailleurs une diminution de la cohérence sur les zones très inclinées par rapport à l'angle d'incidence radar (au sud-ouest de l'image, en bleu). Il s'agit là d'effets liés à la géométrie de l'acquisition radar. Les pertes de cohérence sont une limitation majeure pour l'utilisation de l'interférométrie radar sur le Piton de la Fournaise car elles brouillent la détection des déplacements de surface. En raison de ces difficultés, une meilleure connaissance du terrain permettra de valider les analyses.



## 3.2 Exploitation des données LiDAR

### 3.2.1 Caractéristiques instrumentales

Quatre campagnes de mesures aéroportées ont été réalisées en 2008 et 2009 par l'IGN grâce au système LiDAR Optech ALTM 3100 (Tableau 3.5). La précision des angles d'attitude a été estimée à  $0,005^\circ$  pour le roulis et le tangage, et à  $0,008^\circ$  pour le lacet ; la position absolue de l'avion, calculée à partir d'un GPS différentiel, est garantie à 5-30 cm près (<http://www.optech.ca/>). Les caractéristiques instrumentales, définies au préalable en fonction des objectifs fixés, assurent une densité de points au sol suffisante pour la cartographie des milieux. Les données ont été acquises avec une fréquence de répétition des impulsions laser (*pulse repetition frequency* ou PRF) comprise entre 33 et 100 kHz, une fréquence de balayage de 50 Hz, et une vitesse de vol moyenne d'environ 85 m/s. La longueur d'onde d'émission du laser YAG (yttrium aluminium garnet) est de 1064 nm. Les levés ont été réalisés pour des altitudes de vol moyennes comprises entre 1000 et 3600 m et un angle de balayage de 5 à  $16^\circ$  suivant la densité de points requise. Le faisceau ayant une divergence de 0,8 mrad, les empreintes au sol (*footprint*) sont des cercles de 0,8 m et 2,9 m de diamètre, pour des altitudes de vol de 1000 m et 3600 m. Il en résulte une densité de points comprise entre 0,5 pt/m<sup>2</sup> et 10 pt/m<sup>2</sup>. Chaque point est géoréférencé dans le système géodésique WSG-84 Universal Transverse Mercator, puis est projeté dans le système cartographique UTM40S de La Réunion. Plusieurs attributs sont enregistrés par le système durant le vol : coordonnées tridimensionnelles (x, y, z), numéro d'écho (premier ou dernier) pour chaque impulsion, amplitude du signal de retour (codée sur 8 bits), ligne de vol et angle de scan.



Figure 3.11. Système Optech ALTM 3100EA (<http://www.optech.ca/>).

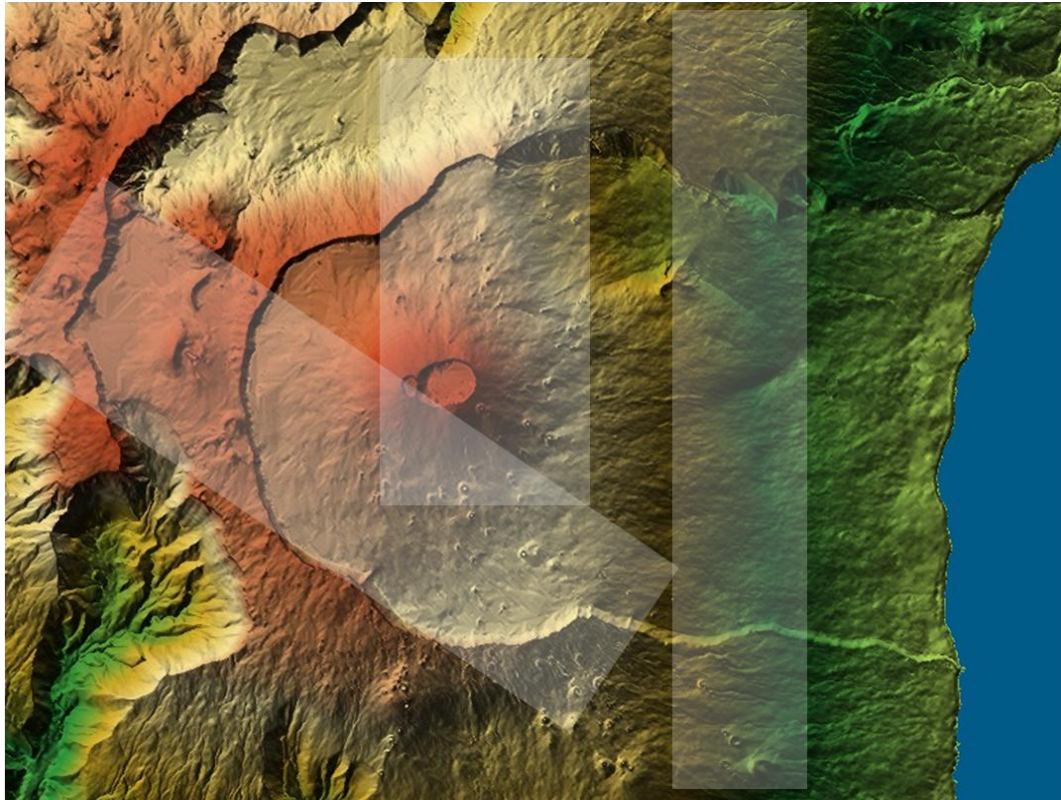
### 3.2.2 Missions aéroportées

Le programme national Litto3D® initié par l'IGN et le SHOM (*Service Hydrographique et Océanographique de la Marine*) vise à produire un modèle numérique de terrain de référence sur les franges littorales de la France métropolitaine et des collectivités départementales d'Outre-mer. En septembre 2008, un avion Beechcraft Super King Air 200T a survolé les 208 km de côtes de La Réunion et acquis des données LiDAR sur une bande s'étendant jusqu'à 2 km à l'intérieur des terres, avec une densité de points de l'ordre de 2 pts/m<sup>2</sup>. Dans le cadre d'une collaboration entre l'IGN et l'IPGP, des levés spécifiques ont été effectués au-dessus du Piton de la Fournaise les 7, 8 et 13 octobre 2008 avec une densité de points plus importante (5-10 pts/m<sup>2</sup>). Les mesures LiDAR correspondent à 44 bandes couvrant le sommet du volcan ainsi qu'une partie de l'Enclos Fouqué jusqu'à la Plaine des Sables, soit une superficie totale d'environ 80 km<sup>2</sup> (Figure 3.12). Cela représente un nuage de 400 millions de points.

Fin 2009, une convention a été passée entre l'IGN, le SHOM et la préfecture de La Réunion afin de réaliser de nouveaux levés altimétriques. Le but était cette fois-ci de cartographier le cœur de l'île avec une densité de points de 0,5 pts/m<sup>2</sup>. Les données altimétriques générées à la suite de cette campagne LiDAR ont été intégrées à la BDAlti® de l'IGN qui décrit le relief de tout le territoire français à moyenne échelle (résolution variant de 25 à 1000 m). Nous avons pu avoir accès aux modèles numériques de terrain (MNT) et d'élévation (MNE) à 5 m de résolution. La différence entre le MNE et le MNT fournit une carte de hauteur de la canopée sur tout l'édifice volcanique, information qui sera corrélée au signal radar. Nous avons profité de cette campagne de mesures pour programmer des vols LiDAR au-dessus du Grand Brûlé, zone en partie recouverte par une végétation abondante (densité de 5-10 pts/m<sup>2</sup>). Ces acquisitions, effectuées les 31 octobre et 4 novembre 2009, se résument à 25 bandes nord-sud couvrant une superficie totale de 42 km<sup>2</sup>, soit un total d'environ 175 millions de points (Figure 3.12).

Date d'acquisition	Zone	Type d'acquisition	Angle de scan	Altitude de vol	PRF
Oct. 2008	Enclos Fouqué Plaine des Sables	5-10 pts/m <sup>2</sup>	± 5°	1000-2000 m	50 kHz
Oct.-Nov. 2009	Enclos Fouqué	5-10 pts/m <sup>2</sup>	± 5°	1000-2000 m	50 kHz
Sept. 2008	Littoral	2 pts/m <sup>2</sup>	± 16,5°	1000 m	100 kHz
Sept.-Oct. 2009	Cœur de l'île	0,5 pts/m <sup>2</sup>	± 9°	2200-3600 m	33 kHz

**Tableau 3.5.** Spécifications techniques du capteur pour les différentes missions.



**Figure 3.12.** Zones survolées par le LiDAR en 2008 (à gauche) et 2009 (à droite) au-dessus du Piton de la Fournaise avec une densité de 5 à 10 pts/m<sup>2</sup>, superposées au MNT (BDAlti®).

### 3.2.3 Génération d'un modèle numérique de terrain

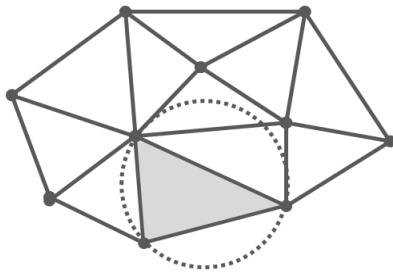
La génération du modèle numérique de terrain nécessite plusieurs étapes successives décrites dans cette section. Les données LiDAR ont été traitées avec le logiciel TerraScan. Les points bruts sont enregistrés au format LAS, spécifique aux données laser et lu par de nombreux logiciels de traitement des données vecteurs. Le nuage de points est d'abord filtré, afin de séparer le sol du sursol, puis le modèle numérique de terrain est calculé à partir des points de la classe sol.

#### Calcul du MNT

Plusieurs algorithmes d'interpolation permettent de générer ces modèles dont la qualité varie selon l'algorithme choisi. Nous nous intéressons ici à technique de triangulation TIN (*triangular irregular network*) qui consiste à connecter tous les points par un réseau de triangles appelé triangulation de Delaunay. La formation des facettes est telle qu'aucun sommet ne se trouve à l'intérieur des cercles dans lesquels les triangles sont circonscrits (Figure 3.13). Il en résulte un réseau de triangles contigus, quasi équilatéraux, dont les sommets sont les points de mesures correspondant aux valeurs d'altitude. La construction

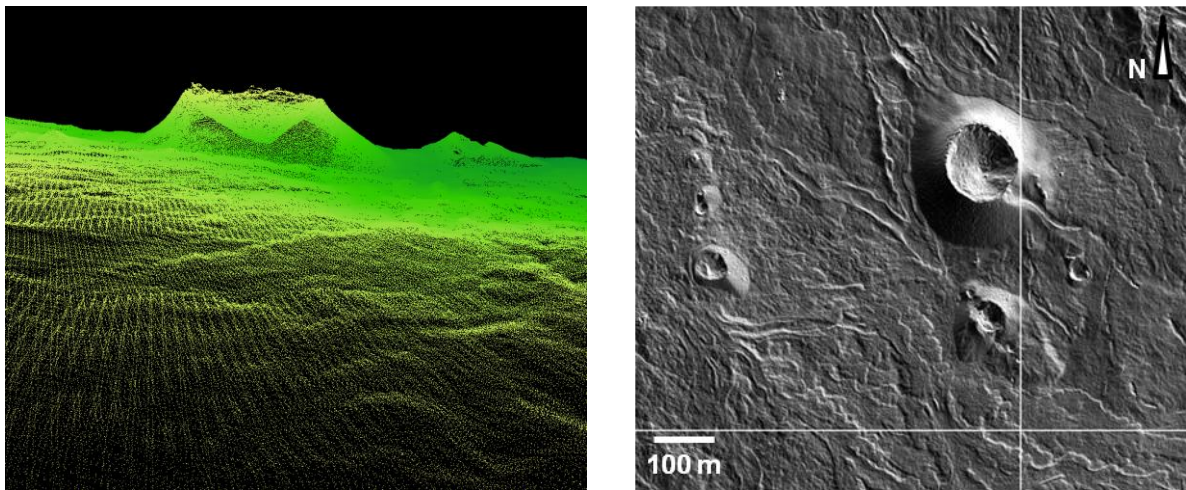


d'un maillage irrégulier a pour avantage de s'adapter aux variations locales du relief : en terrain escarpé, un nombre plus important de points donne lieu à des mailles fines, alors qu'en terrain plat et régulier, les mailles sont plus lâches. La représentation de la surface est ainsi plus réaliste. La conversion de la grille irrégulière définie par le TIN en une maille régulière (donnée raster) s'effectue en associant à chaque pixel, une valeur d'altitude correspondant à une interpolation des valeurs des nœuds contenus dans le pixel.



**Figure 3.13.** Réseau de triangles irréguliers (TIN) formé suivant les critères de Delaunay. Les triangles sont formés à partir de trois points définissant un cercle circonscrit et ne contenant aucun autre sommet.

La densité de points de 5-10 pts/m<sup>2</sup> a permis de générer des MNT avec une résolution spatiale de 1 m, et d'étudier finement la morphologie du volcan (Figure 3.14).



**Figure 3.14.** Nuage de points LiDAR classés sol (à droite) et MNT à 1 m de résolution (à gauche) représentant le cratère Château Fort situé au sud du Dolomieu et formé en 1948.

### Acquisition des mesures topographiques

Afin de vérifier la précision des données topographiques acquises par le LiDAR en octobre 2008, des levés topographiques précis ont été réalisés à l'aide d'un GPS cinématique sur plusieurs régions du volcan les 10, 11 et 12 septembre 2008 par l'unité des *Travaux spéciaux du Service de géodésie et nivellement* de l'IGN et par l'équipe de recherche en *Géophysique spatiale et planétaire* de l'IPGP. Les points ont été échantillonnés à l'ouest et au sud de l'Enclos Fouqué avec une densité de 0,1 pt/m<sup>2</sup> (profils 4 et 5 sur la Figure 3.15), ainsi

que dans la Plaine des Sables avec une densité de 0,2 pt/m<sup>2</sup> (zones 1, 2 et 3 sur la Figure 3.15). L'échantillonnage plus faible des données dans l'Enclos Fouqué s'explique par les difficultés de progression sur les flancs du volcan en raison du relief très accidenté. Le matériel utilisé se compose de deux récepteurs Leica GX1230GG munis d'antennes Leica AX1202GG et de deux récepteurs Ashtech Z-Xtreme munis d'antennes GeodeticIV. Les calculs GPS ont été effectués avec le logiciel Leica GeoOffice, en utilisant comme référence la station géodésique GITG de l'observatoire volcanologique du Piton de la Fournaise supposée fixe. Les coordonnées GPS sont fournies dans le système géodésique RGR92 en vigueur à la Réunion, puis projetées dans le système géographique UTM 40S. La précision altimétrique des données GPS est comprise entre 5 et 10 cm.

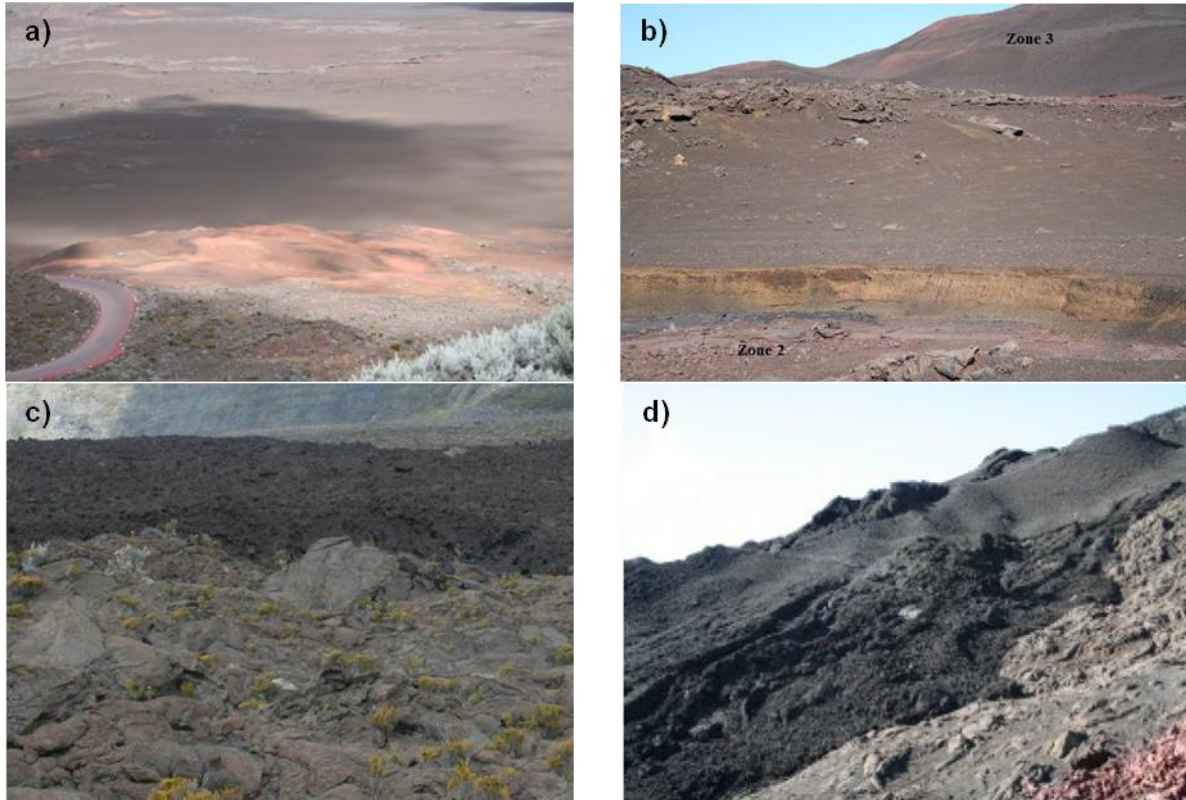
Date d'acquisition	Zone étudiée	Type d'acquisition	Précision verticale
10 sept. 2008	Enclos Fouqué	0,1 pt/m <sup>2</sup>	0,05-0,1 m
11-12 sept. 2008	Plaine des Sables	0,2 pt/m <sup>2</sup>	0,05-0,1 m

**Tableau 3.6.** Mesures topographiques GPS effectuées en septembre 2008.

Les zones étudiées sont dépourvues de végétation, afin de s'affranchir des erreurs liées à la présence de plantes herbacées ou d'arbustes. Il est en effet souvent difficile de discriminer le sommet de la végétation basse des points sol, et si le couvert est dense, le faisceau LiDAR peut ne pas atteindre le sol. Il en résulte un biais sur l'altitude réelle.



**Figure 3.15.** Mesures topographiques effectuées à partir du système GPS cinématique dans l'Enclos Fouqué et dans la Plaine des Sables (en rouge), superposées à une image visible (BDOrtho).



**Figure 3.16.** Zones d'étude : zone 1 (a), zones 2 et 3 (b) dans la Plaine des Sables et zones 4 (c) et 5 (d) dans l'Enclos Fouqué.

### Validation du MNT LiDAR

La précision des données LiDAR est quantifiée par le calcul de la différence altimétrique entre la composante verticale mesurée par le LiDAR ( $z_i$ ) et celle mesurée par GPS ( $z'_i$ ) sur des points voisins :  $\Delta z = z_i - z'_i$ . Il est important de s'assurer que les données ont bien été projetées dans le même système cartographique. L'erreur quadratique moyenne ou RMSE (*Root Mean Square Error*) et l'écart-type  $\sigma_{\Delta z}$  ont été calculés pour différentes régions du volcan.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \Delta z^2}{n}} \quad (3.6)$$

$$\sigma_{\Delta z} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta z - \mu_{\Delta z})^2}{n - 1}} \quad (3.7)$$

avec  $n$  le nombre de points analysés et  $\mu_{\Delta z}$  la moyenne des différences  $\Delta z$  correspondant au biais des données. Les moyennes  $\mu_{\Delta x}$  et  $\mu_{\Delta y}$  des différences  $\Delta x = x_i - x'_i$  et  $\Delta y = y_i - y'_i$  avec  $(x_i, y_i)$  et  $(x'_i, y'_i)$  les coordonnées planimétriques des données LiDAR et GPS, ainsi que



la moyenne  $\mu_{D_{xy}}$  des distances euclidiennes suivant x et y, ont également été calculées afin de s'assurer que les points de contrôle et les points LiDAR sont proches dans le plan horizontal.

Les tableaux 3.7 et 3.8 résument les résultats obtenus sur les cinq zones. Au total, 1328 points topographiques ont été étudiés : 939 dans la Plaine des Sables et 389 dans l'Enclos Fouqué. Les écarts planimétriques entre les points LiDAR et GPS sont de l'ordre du millimètre et la distance euclidienne 2D proche de 14 cm : il existe donc des points LiDAR proche des mesures *in situ* nous permettant de mener à bien notre analyse. Les différences altimétriques entre les deux jeux de données sont décimétriques, avec une valeur moyenne d'environ 27 cm. Les valeurs négatives signifient que les points GPS sont au-dessus des points LiDAR, on observe donc une sous-estimation des valeurs d'altitude LiDAR.

Zone	Région	n	$\mu_{\Delta_x} (10^{-2} \text{ m})$	$\mu_{\Delta_y} (10^{-2} \text{ m})$	$\mu_{D_{xy}} (\text{m})$
Plaine des Sables	1	513	0,67 ± 18	0,20 ± 14	0,14 ± 0,11
	2	86	0,032 ± 18	-3,1 ± 14	0,15 ± 0,11
	3	340	-0,047 ± 17	-0,15 ± 15	0,13 ± 0,11
	<b>Total</b>	<b>939</b>	<b>0,35 ± 18</b>	<b>-0,23 ± 14</b>	<b>0,14 ± 0,11</b>
Enclos Fouqué	4	152	-0,54 ± 21	-0,99 ± 18	0,17 ± 0,18
	5	237	-0,25 ± 19	0,84 ± 16	0,15 ± 0,13
	<b>Total</b>	<b>389</b>	<b>-0,36 ± 20</b>	<b>0,13 ± 17</b>	<b>0,16 ± 0,15</b>
		<b>1328</b>	<b>0,14 ± 18</b>	<b>-0,13 ± 15</b>	<b>0,14 ± 0,13</b>

**Tableau 3.7.** Ecarts  $\mu_{\Delta_x}$  et  $\mu_{\Delta_y}$  entre les points LiDAR et GPS suivant x et y et distance euclidienne  $\mu_{D_{xy}}$ , calculés pour n échantillons sur différentes zones du volcan.

Zone	Région	n	$\mu_{\Delta_z} (\text{m})$	$\sigma_{\Delta_z} (\text{m})$	RMSE (m)
Plaine des Sables	1	513	-0,23	0,13	0,26
	2	86	-0,24	0,12	0,27
	3	340	-0,30	0,13	0,33
	<b>Total</b>	<b>939</b>	<b>-0,25</b>	<b>0,14</b>	<b>0,29</b>
Enclos Fouqué	4	152	-0,21	0,20	0,29
	5	237	-0,37	0,32	0,49
	<b>Total</b>	<b>389</b>	<b>-0,31</b>	<b>0,29</b>	<b>0,42</b>
		<b>1328</b>	<b>-0,27</b>	<b>0,20</b>	<b>0,33</b>

**Tableau 3.8.** Biais  $\mu_{\Delta_z}$ , écart-type  $\sigma_{\Delta_z}$  et erreur moyenne quadratique RMSE, calculés entre les points LiDAR et les points GPS pour n échantillons sur différentes zones du volcan.

Notons que si la pente est trop élevée, un écart planimétrique peut induire un écart altimétrique. Prenons par exemple deux points distants de 15 cm : une déclivité de 10 % induit une différence altimétrique de 1,5 cm, ce qui est faible. L'écart-type plus élevé sur les profils 4 et 5 ( $\sigma_{\Delta_z} = 20 \text{ cm}$  et  $32 \text{ cm}$ ) correspond à des coulées plus ou moins rugueuses se chevauchant dans l'Enclos Fouqué. La moyenne  $\mu_{\Delta_z}$  et l'erreur quadratique moyenne

dépendent en effet de la géométrie de la surface. L'influence de la pente locale sur la mesure des données altimétriques LiDAR est notable, puisque la coordonnée verticale enregistrée par le système est moyennée sur toute la surface de l'empreinte au sol. Ainsi, si le terrain est pentu, la précision verticale est altérée. Pour minimiser cet effet dans les régions à forte topographie, il est recommandé d'utiliser des systèmes LiDAR à petite empreinte au sol. En raison d'une forte déclivité et de ruptures de pente marquées, les zones 3 et 5 possèdent les écarts les plus élevés ( $\mu_{\Delta_z} = -30$  cm et RMSE = 33 cm pour la zone 3 ;  $\mu_{\Delta_z} = -37$  cm et RMSE = 49 cm pour la zone 5).

La réflectance des surfaces est une autre source d'erreur possible sur la mesure des points LiDAR : les matériaux volcaniques sombres (dépôts volcaniques dans la Plaine des Sables et coulées a'a dans l'Enclos Fouqué) (Figure 3.16 c et d) absorbent fortement le rayonnement incident et renvoient donc moins de photons vers le capteur. Dans l'Enclos Fouqué, les différences entre les zones 4 et 5 (écarts de 16 cm pour le biais, 12 cm pour l'écart-type et 20 cm pour l'erreur quadratique moyenne) peuvent s'expliquer aussi par des différences de microrelief : le profil 4 a été réalisé au-dessus de coulées de lave de type pahoehoe et le profil 5 principalement au-dessus de coulées de lave de type a'a. Ces dernières ont une rugosité de surface plus importante, et donc une réflectance plus faible, ce qui a pu engendrer des erreurs sur les mesures LiDAR. Signalons que des crises sismiques ont été enregistrées presque quotidiennement par le réseau de GPS permanents de l'OVPF entre le 8 et le 21 septembre 2008, date à laquelle une éruption sommitale a débuté. Cette éruption, qui a duré jusqu'au 2 octobre 2008, s'est accompagnée d'une très faible déflation du volcan enregistrée par la station permanente *BORY* située près du cratère. Il est cependant peu probable que l'activité volcanique survenue entre les dates d'acquisition des mesures *in situ* et des données LiDAR soit à l'origine des différences entre les points d'impact LiDAR et les points de contrôle.

## **Conclusion**

Cette étude nous a permis de vérifier la qualité du jeu de données LiDAR acquis en octobre 2008 sur différents types de terrains volcaniques dans la Plaine des Sables et dans l'Enclos Fouqué. La différence altimétrique moyenne entre les deux sources de données est de l'ordre de 27 cm, ce qui confirme la fiabilité des points LiDAR acquis au-dessus du Piton de la Fournaise. Nous avons montré que le biais était fortement lié au relief (pente locale et

rugosité de surface) et à la réflectance des matériaux volcaniques (coulées de lave, dépôts pyroclastiques).

Cette étude a été réalisée sur un terrain volcanique complexe, au relief parfois chaotique. Elle nous a cependant permis d'estimer la précision « minimale » des données topographiques LiDAR. Sur un terrain plat ou présentant moins d'irrégularités, on pourrait s'attendre à de meilleurs résultats. Pour une PRF de 50 kHz, le constructeur des systèmes LiDAR Optech annonce une précision altimétrique standard variant de 5 cm (500 m d'altitude) à 15 cm (2000 m d'altitude), et une précision planimétrique variant de 10 cm (500 m d'altitude) à 35 cm à (2000 m d'altitude) (<http://www.optech.ca/>). La précision du levé LiDAR est donc inférieure à celle indiquée.

### 3.2.4 Etablissement d'une carte d'intensité LiDAR

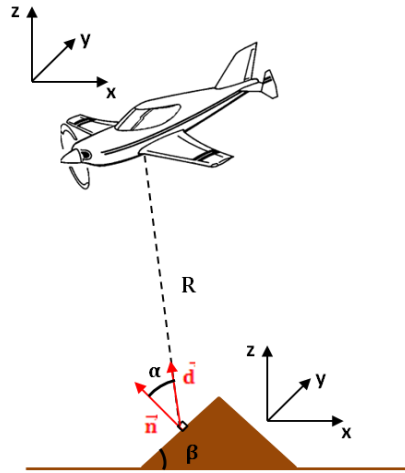
L'intensité LiDAR dépend de paramètres géométriques et environnementaux qu'il est nécessaire de prendre en compte (voir section 2.2.2.1 du chapitre 2). Une étape de normalisation est donc un préalable à toute analyse multi-temporelle. Nous avons d'abord étudié l'influence de la distance entre le capteur et la surface, de l'angle d'incidence et des effets atmosphériques. Nous avons ensuite appliqué un modèle de correction radiométrique basé sur les propriétés physiques de la diffusion LiDAR (Coren & Sterzai, 2006 ; Höfle & Pfeifer, 2007). Il en résulte une intensité normalisée proportionnelle à une réflectance. En raison de la nature cohérente du faisceau LiDAR et de la similitude entre la diffusion des ondes dans les domaines infrarouge et hyperfréquence, ce modèle électromagnétique qui découle des équations de Maxwell semble approprié. Il a montré sa capacité à réduire les discontinuités radiométriques entre différents jeux de données. Les étapes de traitement présentées ci-dessous ont été appliquées au nuage de points LiDAR.

#### Distance entre le capteur et la surface

Pour chaque point topographique, la distance euclidienne  $R$  entre le capteur et le point au sol est calculée par :

$$R = [(x_{\text{cible}} - x_{\text{avion}})^2 + (y_{\text{cible}} - y_{\text{avion}})^2 + (z_{\text{cible}} - z_{\text{avion}})^2]^{1/2} \quad (3.8)$$

où  $(x_{\text{cible}}, y_{\text{cible}}, z_{\text{cible}})$  sont les coordonnées tridimensionnelles de la cible au sol et  $(x_{\text{avion}}, y_{\text{avion}}, z_{\text{avion}})$  celles de l'avion (Figure 3.17).

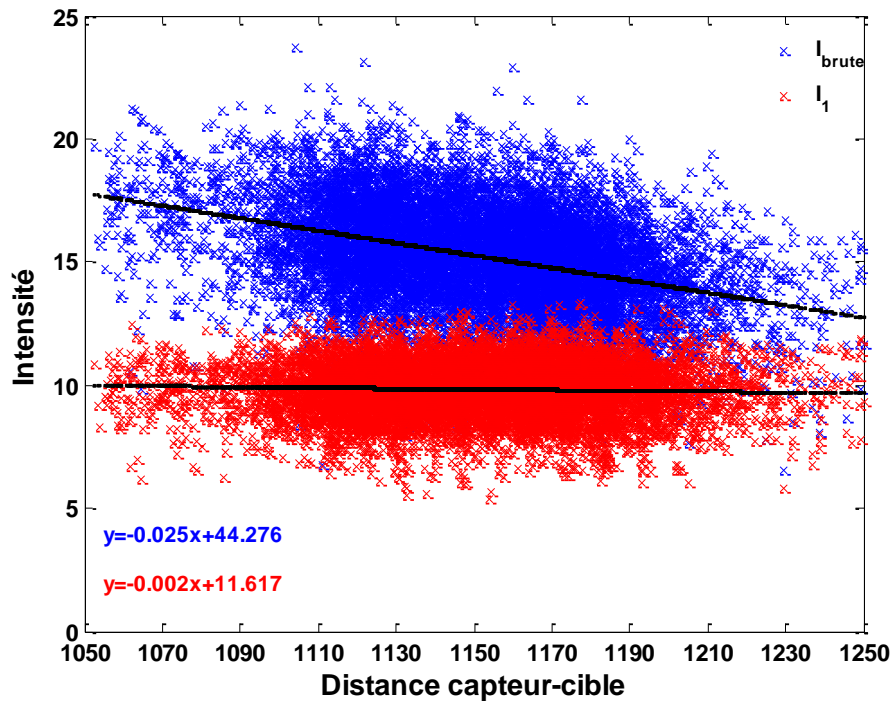


**Figure 3.17.** Géométrie d'acquisition des données LiDAR. Les vecteurs unitaires  $\vec{d}$  et  $\vec{n}$  représentés en rouge indiquent la direction du faisceau laser et la normale à la pente locale.

La correction des pertes d'énergie liées à la distance  $R$  s'effectue en multipliant chaque valeur d'intensité par le carré de la distance. Afin de conserver l'homogénéité de l'équation, ces valeurs sont divisées par un coefficient équivalent à une altitude de vol standard, arbitrairement fixée à 1400 m, et élevée au carré. L'intensité corrigée de la dépendance en  $1/R^2$  et normalisée par ce coefficient s'écrit donc :

$$I_1 = I_{\text{brute}} \times \frac{R^2}{1400^2} \quad (3.9)$$

avec  $I_{\text{brute}}$  l'intensité brute enregistrée par le capteur. La Figure 3.18 représente les variations de  $I_{\text{brute}}$  et  $I_1$  en fonction de la distance capteur-cible au-dessus d'une zone homogène : on observe une décroissance linéaire de l'intensité brute en fonction de la distance qui s'explique par la perte d'énergie en  $1/R^2$ . Après correction de la distance et normalisation des valeurs, l'intensité  $I_1$  ne semble plus dépendre de  $R$ . L'influence de la distance sur l'intensité apparaît nettement sur la Figure 3.19. Les images extraites d'une zone située au nord du Dolomieu montrent différentes coulées de lave se chevauchant ainsi que la présence de cratères secondaires. Les données ont été acquises à une altitude de vol comprise entre 900 m et 1600 m. Les différences de hauteur sont visibles sur la Figure 3.19.a, les distances les plus élevées se trouvant à droite de l'image. Sur des zones homogènes, elles se manifestent par des discontinuités d'autant plus fortes que les variations de distance sont importantes (Figure 3.19.b). Après correction et normalisation de l'information radiométrique, ces effets s'annulent, laissant apparaître une carte d'intensité uniforme (Figure 3.19.c). Cette étape est donc indispensable pour la comparaison de jeux de données acquis à différentes altitudes de vol.



**Figure 3.18.** Variations de l'intensité LiDAR brute (en bleu) et de l'intensité normalisée  $I_1$  (en rouge) d'une coulée de lave de 1999 en fonction de la distance capteur-cible. L'intensité  $I_1$  correspond à l'intensité brute corrigée de l'influence de la distance et normalisée par rapport à une distance de 1400 m. 17726 points ont été tracés.

### Angle d'incidence

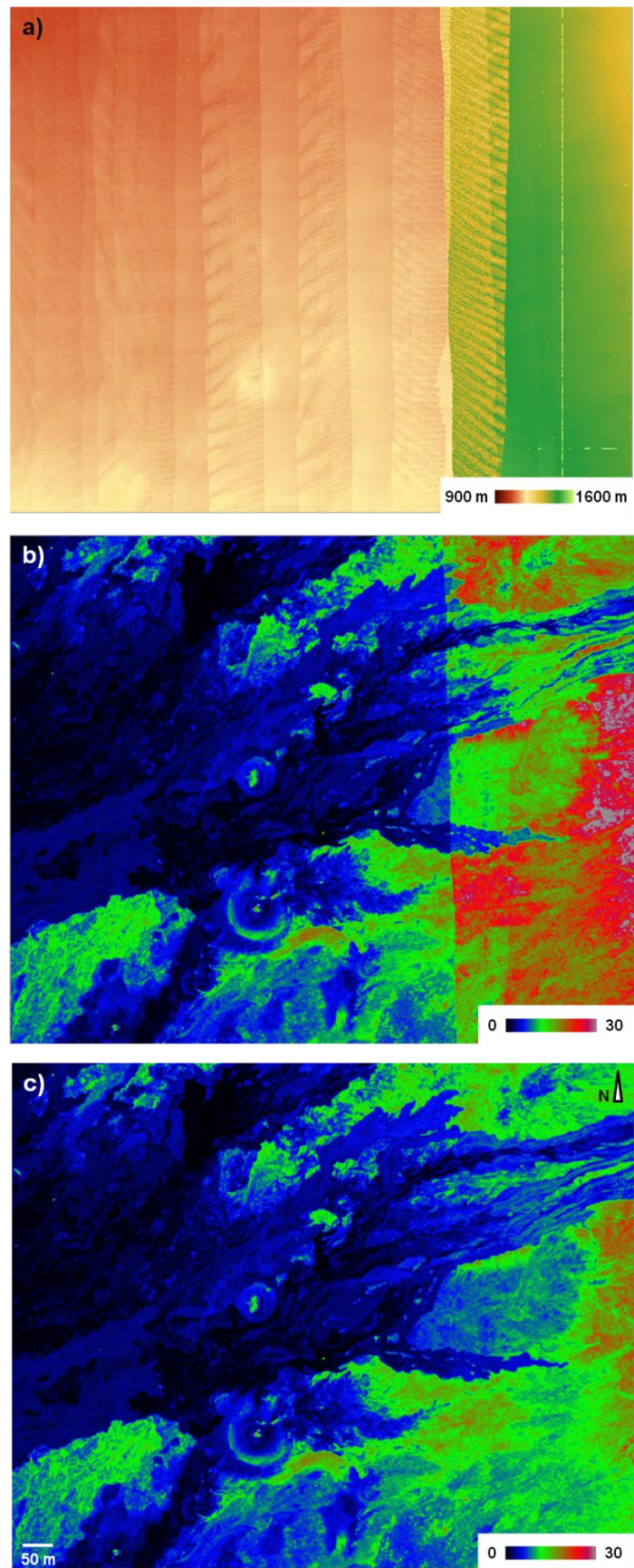
Une fois la correction de distance  $R$  effectuée, il faut vérifier l'influence de la pente locale. L'angle d'incidence (analogue à l'angle solide de diffusion dans l'équation radar) est l'angle entre la direction du faisceau laser et la normale à la surface (Figure 3.17). La direction du faisceau laser est déterminée pour chaque point 3D à partir des coordonnées tridimensionnelles de la cible et de l'avion. Pour cela, on calcule le vecteur unitaire  $\vec{d}$  :

$$\vec{d} = \frac{\vec{R}}{\|\vec{R}\|} = \begin{cases} X_{\text{avion}} - X_{\text{cible}} \\ Y_{\text{avion}} - Y_{\text{cible}} \\ Z_{\text{avion}} - Z_{\text{cible}} \end{cases} \quad (3.10)$$

Pour calculer la normale à la pente en chaque point, l'équation du plan local est déterminée par moindres carrés en considérant tous les points contenus dans un voisinage sphérique de rayon 1 m. L'angle d'incidence  $\alpha$  est ensuite déterminé par la relation :

$$\alpha = \cos^{-1} \left( \frac{\vec{n} \cdot \vec{d}}{\|\vec{n}\| \|\vec{d}\|} \right) \quad (3.11)$$



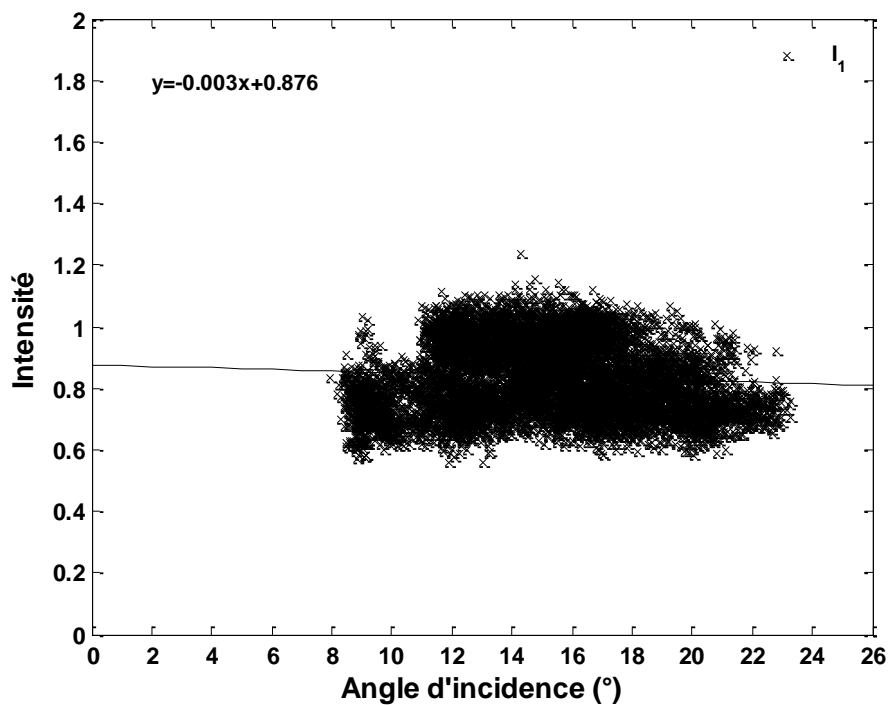


**Figure 3.19.** a) Carte de distance capteur-cible ; b) Carte d'intensité LiDAR brute ; c) Carte d'intensité LiDAR après correction des effets de la distance et normalisation, au-dessus des coulées au nord du Dolomieu.

Il vaut  $0^\circ$  lorsque la direction du faisceau laser est parallèle à la normale à la pente, c'est-à-dire en situation de terrain plat pour une observation au nadir, et tend vers  $90^\circ$  pour une forte pente, l'angle de balayage laser étant toujours inférieur ou égal à  $\pm 5^\circ$ . La surface étant supposée lambertienne, un terme correctif en  $1/\cos(\alpha)$  permet de s'affranchir des effets topographiques (Eq. 3.12).

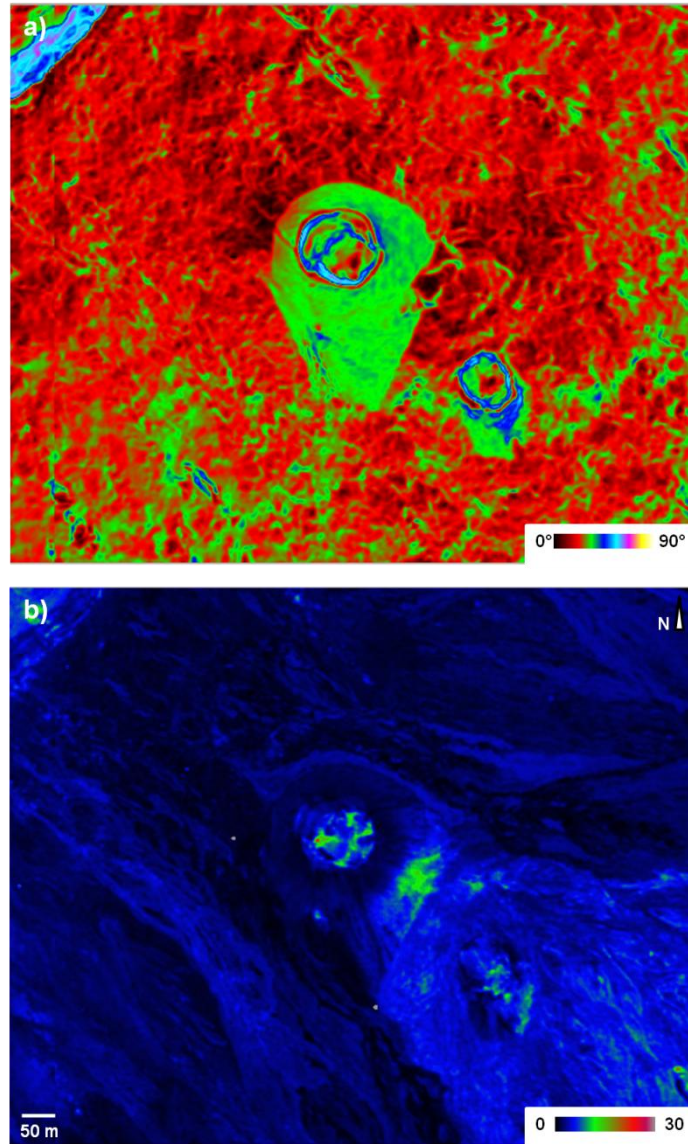
$$I_2 = I_1 \times \frac{1}{\cos(\alpha)} \quad (3.12)$$

L'effet de l'angle d'incidence sur l'intensité LiDAR a été étudié au-dessus d'une surface plane et homogène, recouverte de dépôts pyroclastiques. La Figure 3.20 montre les variations de l'intensité  $I_1$  corrigée des effets de la distance capteur-cible en fonction de l'angle d'incidence  $\alpha$ . On observe une faible dépendance, mais pour des angles supérieurs à  $20^\circ$ , cet effet doit être pris en compte (Kukko et al., 2008).



**Figure 3.20.** Variation de l'intensité LiDAR d'une zone homogène plane située dans la Plaine des Sables, en fonction de l'angle d'incidence.

Malgré les variations de pente (Figure 3.21.a) et donc d'angle d'incidence, la distribution uniforme des valeurs d'intensité de part et d'autre du cône scoriacé du cratère Maillard confirme la nature lambertienne de la surface volcanique (Figure 3.21.b). L'intensité est donc davantage influencée par les propriétés physiques des coulées (texture, réflectance, humidité) que par l'angle d'incidence.



**Figure 3.21.** a) Carte de la pente locale ; b) Carte de l'intensité LiDAR brute au-dessus du cratère Maillard au sud du Dolomieu.

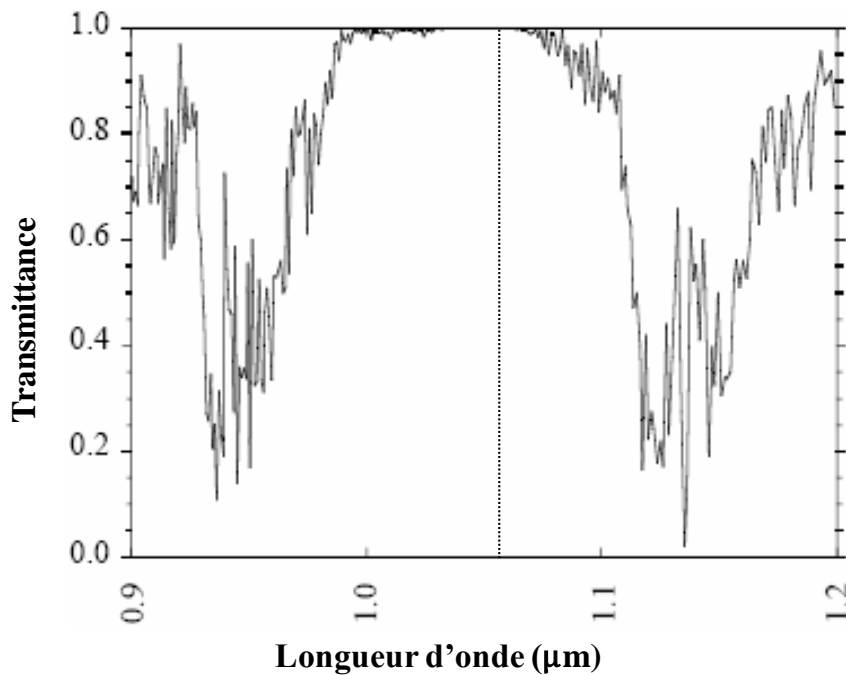
### Atténuation atmosphérique

Lors de sa propagation dans l'atmosphère, le faisceau LiDAR est absorbé et diffusé par les molécules et les aérosols atmosphériques. Cette atténuation suit une loi de Beer-Lambert (Eq. 2.50) et est caractérisée par le paramètre  $\eta_{\text{atm}}$ . Elle dépend de la distance  $R$  entre le capteur et la cible et du coefficient d'extinction  $\sigma_e(\lambda)$  du milieu exprimé en  $\text{m}^{-1}$  et défini par (Yan et al., 2012) :

$$\sigma_e(\lambda) = \sigma_M(\lambda) + \sigma_R(\lambda) + \sigma_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda) \quad (3.13)$$

avec  $\sigma_M(\lambda)$  le coefficient de diffusion de Mie,  $\sigma_R(\lambda)$  le coefficient de diffusion de Rayleigh et  $\sigma_{\text{H}_2\text{O}}(\lambda)$  le coefficient d'absorption par la vapeur d'eau. La diffusion de Mie se produit

lorsque la taille des particules est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde du faisceau incident (aérosols). Elle est directement liée à la visibilité horizontale. La diffusion de Rayleigh résulte de l'interaction entre le rayonnement et les particules atmosphériques dont la taille est très inférieure à la longueur d'onde du faisceau incident (molécules gazeuses). L'absorption du rayonnement électromagnétique à 1,064  $\mu\text{m}$  est due principalement à la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cette contribution est cependant minime car la longueur d'onde du LiDAR se situe dans une fenêtre atmosphérique (Figure 3.22).



**Figure 3.22.** Fenêtre atmosphérique à 1,06  $\mu\text{m}$ . La ligne verticale correspond à la longueur d'onde LiDAR.

Pour quantifier l'atténuation atmosphérique, nous avons utilisé le modèle 6S<sup>4</sup> (*Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum*) de simulation du transfert radiatif à travers l'atmosphère dans le domaine solaire (0,25-4  $\mu\text{m}$ ). Il permet de déterminer les propriétés optiques de l'atmosphère en considérant différents modèles de stratification (*tropical, mid-latitude, sub-arctic...*) et d'aérosols (*continental, oceanic, urban, stratospheric...*). Les principales contraintes du modèle proviennent des configurations angulaires solaires et d'observation qui sont limitées à des angles zénithaux respectivement inférieurs à 60° et 50° et de la visibilité horizontale qui doit être supérieure à 5 km. Le LiDAR étant un capteur actif, on choisira les angles zénithal et azimutal du soleil égaux à 0°.

<sup>4</sup> Le code peut être téléchargé sur le site <http://6s.ltdri.org/>

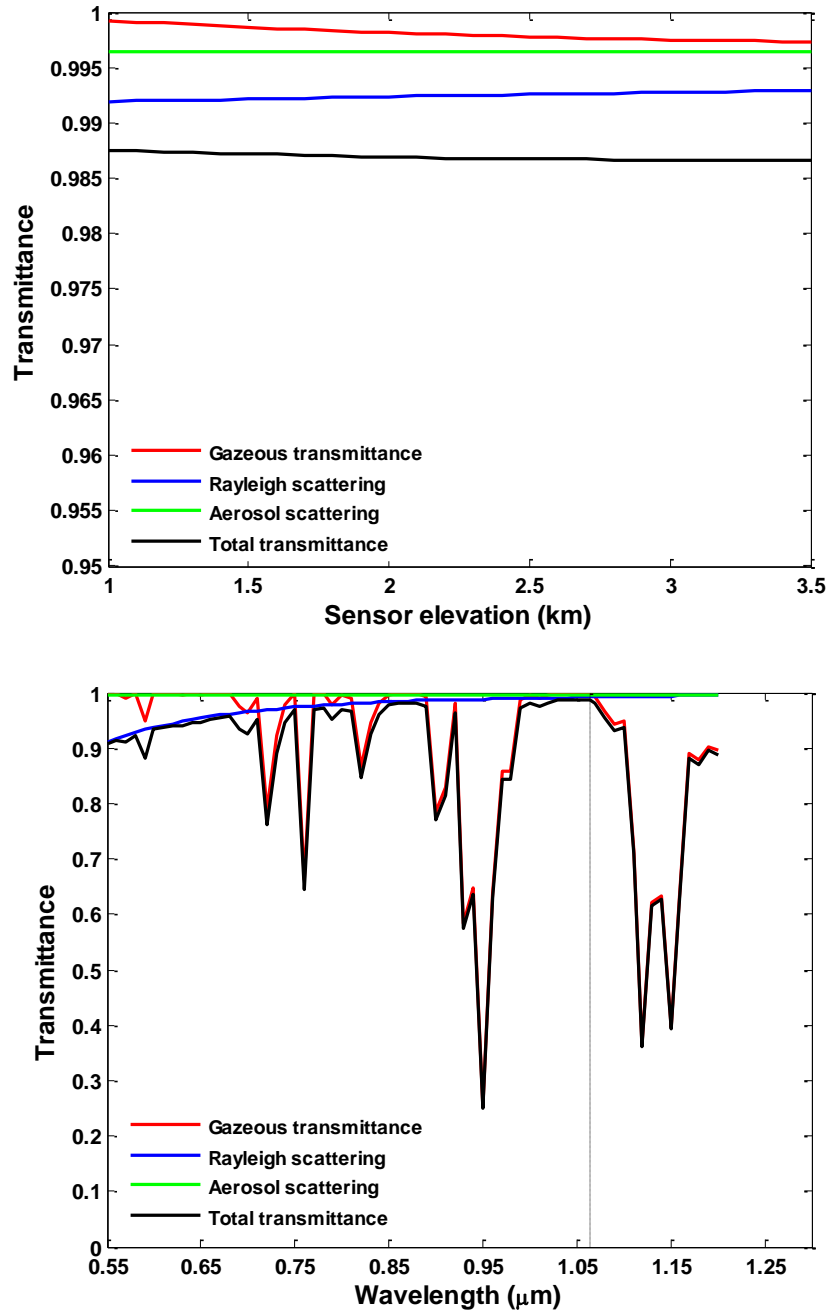
informations météorologiques ont été téléchargées sur la base de données AERONET<sup>5</sup>. Pour chaque date d'acquisition LiDAR, nous connaissons l'épaisseur optique de l'atmosphère, l'épaisseur optique des aérosols et le contenu en vapeur d'eau mesurés à la station Saint Denis au nord de l'île. Le calcul des paramètres caractéristiques de l'atmosphère a été réalisé pour une configuration expérimentale indiquée par les paramètres d'entrée du Tableau 3.9.

Configuration angulaire de visée	nadir
Modèle atmosphérique des gaz	<i>tropical</i>
Modèle atmosphérique des aérosols	maritime
Visibilité horizontale	non disponible
Altitude au sol	0 m
Altitude du capteur	1000 m
Epaisseur optique à 550 nm	0,1035 (sur toute la colonne atmosphérique)
Domaine spectral	1,064 $\mu\text{m}$
Conditions atmosphériques sous le capteur	Contenu en vapeur d'eau : 1,571 $\text{g}/\text{cm}^2$ Epaisseur optique des aérosols à 1,064 $\mu\text{m}$ : 0,050

**Tableau 3.9.** Paramètres d'entrée du modèle 6S.

La transmittance totale de l'atmosphère, qui caractérise sa transparence, est comprise entre 0 et 1, les fortes valeurs indiquant une faible atténuation du rayonnement à travers l'atmosphère. Elle a été estimée à environ 0,98 pour une hauteur de vol de 1000 m et une visibilité horizontale supérieure à 50 km, les mesures ayant été effectuées en condition de ciel clair. Nous avons observé une faible influence de la distance sur la transmittance (Figure 3.23). En raison de la bonne visibilité horizontale, nous considérons que le terme d'atténuation atmosphérique est négligeable par rapport aux autres facteurs atténuant le signal radiométrique.

<sup>5</sup> Le réseau AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) fournit des données photométriques moyennes annuelles, mensuelles, ou journalières grâce à l'installation d'un photomètre solaire à Saint-Denis (latitude : 20.88333° S, longitude : 55.48333° E, altitude : 0 m).



**Figure 3.23.** Valeurs de transmittance en fonction de l'altitude du capteur (en haut) et en fonction de la longueur d'onde (en bas).

### 3.3 Conclusion

Les traitements des données radar et LiDAR ont été décrits dans ce chapitre. Plusieurs images d'amplitude et de cohérence ont été générées avec une résolution spatiale de 25 m, à partir des images SLC PALSAR. L'analyse des cartes du coefficient de rétrodiffusion radar



en polarisation HH et HV ainsi que des cartes de cohérence HH-HH a révélé l'existence de plusieurs zones caractéristiques du volcan :

- les coulées pahoehoe qui ont une cohérence élevée et une amplitude faible ;
- les coulées a'a qui montrent une perte de cohérence et une forte amplitude ;
- la végétation littorale et hors enclos qui tend à décorréler le signal et montre une amplitude élevée ;
- les lapilli qui affichent des valeurs de cohérence et d'amplitude faibles.

Les propriétés géophysiques de ces différentes surfaces seront étudiées dans le chapitre suivant afin d'aider à la compréhension des phénomènes observés.

Les données LiDAR ont d'abord été utilisées pour le calcul d'un modèle numérique de terrain à haute résolution. Sa précision altimétrique, évaluée à l'aide de données GPS, est de l'ordre de 27 cm (RMSE = 33 cm). L'intensité du signal rétrodiffusé enregistré par le LiDAR est également exploitée. Pour normaliser les valeurs d'intensité, nous avons utilisé un modèle de correction radiométrique exploitant les propriétés physiques de l'équation radar : l'influence de la distance capteur-cible et de l'angle d'incidence a été corrigée. A partir du modèle 6S et des données météorologiques téléchargées sur le site du réseau AERONET, nous avons montré que le coefficient d'atténuation atmosphérique pouvait être négligé. Les données LiDAR fournissent donc une description géométrique et une information spectrale intéressantes sur les matériaux rétrodiffusants. L'apport de ces données à l'interprétation des images PALSAR sera présenté dans le chapitre 5.





## Chapitre 4

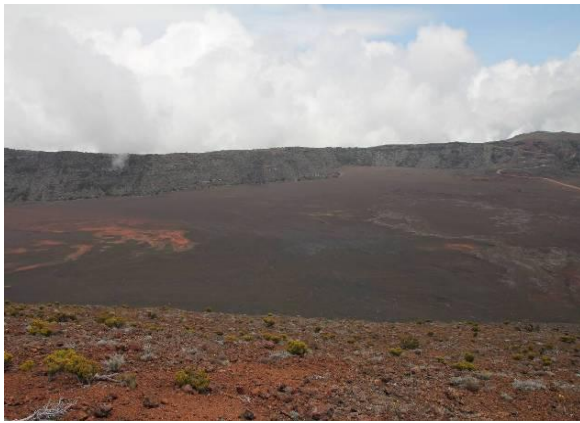
# Caractérisation *in situ* des propriétés géophysiques du volcan

Les signaux électromagnétiques résultent d'interactions complexes entre une onde et un milieu. Le coefficient de rétrodiffusion radar est étroitement lié aux propriétés géophysiques de la surface, principalement sa rugosité et son humidité. En revanche, les paramètres gouvernant l'intensité LiDAR sont encore mal connus, l'effet de la rugosité de surface des sols ou de la réflectance des matériaux étant un sujet encore débattu. Afin de mieux comprendre la structure des images radar et les données LiDAR, les propriétés géophysiques de plusieurs surfaces volcaniques typiques ont été étudiées en octobre 2011 durant une mission de terrain d'une dizaine de jours. Ce chapitre a pour objet de décrire l'acquisition et le traitement de ces mesures *in situ*. Dans une première partie, nous définissons le concept de rugosité de surface des sols et détaillons les principaux paramètres statistiques la décrivant. Afin d'estimer ces paramètres, nous avons mis en œuvre une nouvelle méthode de photogrammétrie permettant de caractériser la topographie des sols avec une résolution inégalée à ce jour. Nous présentons une analyse comparée de plusieurs de ces paramètres. La deuxième partie est consacrée à l'étude des propriétés diélectriques des principaux types de coulées de lave émises par le volcan, ainsi que des dépôts pyroclastiques recouvrant la Plaine des Sables, afin d'estimer la profondeur de pénétration des ondes dans ces milieux. Cette étude est complétée par des mesures GPR destinées à observer les hétérogénéités des premiers mètres de la subsurface. Enfin, nous avons déterminé l'indice foliaire (LAI) et la hauteur de la

végétation colonisant les flancs du volcan. Une approche semi-empirique basée sur l'analyse du NDVI a permis d'établir une carte de LAI à l'échelle du volcan.

## 4.1 Choix des sites d'observation

L'analyse préliminaire des images de cohérence radar nous a permis de sélectionner plusieurs zones d'intérêt dans la Plaine des Sables, l'Enclos Fouqué et le Grand Brûlé. Elles sont caractérisées par des valeurs contrastées de cohérence interférométrique, résultant des divers processus d'interaction entre l'onde radar et le milieu. Elles correspondent à des terrains volcaniques nus présentant divers degrés de rugosité de surface, ou tapissés d'une couverture végétale plus ou moins abondante (Figure 4.1).



(a) Dépôts de lapilli dans la Plaine des Sables, à l'ouest de la caldera de l'Enclos Fouqué.



(b) Superposition d'une coulée a'a (sombre) sur des coulées pahoehoe dans l'Enclos Fouqué, à l'ouest du cratère Dolomieu.



(c) Coulée de lave a'a issue de l'éruption de 2007 qui s'est épanchée près du Rempart du Tremblet, au sud-est du volcan.



(d) Coulée de lave de type pahoehoe colonisée par la végétation dans le Grand Brûlé, près du littoral à l'est du Dolomieu.

**Figure 4.1.** Différentes zones d'étude du Piton de la Fournaise, île de La Réunion.

D'ouest en est on distingue :

- La Plaine des Sables (Figure 4.1.a) : coulées de lave pahoehoe de type « slabby » au relief plus ou moins érodé, parfois recouvertes d'une végétation éparse ; dépôts pyroclastiques (lapilli).
- L'Enclos Fouqué (Figure 4.1.b) : coulées de lave pahoehoe et a'a dépourvues de végétation.
- Le Grand Brûlé : coulées de lave pahoehoe et a'a (Figure 4.1.c) ; coulées anciennes recouvertes d'une végétation de densité variable (lichens, arbustes, forêt ; Figure 4.1.d).

La Plaine des Sables a fait l'objet d'une étude particulière destinée à comprendre la décorrélation volumique causée par la pénétration des ondes radar dans des milieux diffusants, à savoir la végétation (de type arbustive) et les dépôts pyroclastiques. Les mesures dans le Grand Brûlé ont pour but de caractériser la structure de la végétation.

## 4.2 Mesure de la rugosité de surface des sols

### 4.2.1 Introduction

Malgré son intérêt dans des domaines aussi variés que l'hydrologie, la climatologie, ou l'agriculture, la rugosité de surface d'un sol est une variable difficile à mesurer et donc encore mal connue. Dans le domaine hyperfréquence, la géométrie de surface est une donnée fondamentale pour modéliser la diffusion des ondes électromagnétiques puisqu'elle influence directement l'amplitude du signal retour. La rugosité de surface est généralement décrite par les propriétés statistiques de profils topographiques. Sa caractérisation requiert cependant des mesures au sol, avec ou sans contact, qui sont longues et coûteuses.

#### Rugosimètre à aiguilles

C'est un système très utilisé pour acquérir des profils linéaires de 1 à 3 m de long. Il consiste en un réseau de tiges verticales contiguës, alignées le long d'une plaque rectangulaire rigide marquée par un quadrillage, et épousant les irrégularités de surface (Figure 4.2). La numérisation de la hauteur des tiges permet de reconstruire des profils de hauteurs avec un pas d'échantillonnage de 0,5-2 cm et des précisions verticale et horizontale de l'ordre de 1-2 mm et 2-2,5 cm (Jester & Klik, 2005). Cet instrument est facile à mettre en œuvre, mais il est assez imprécis en raison de la forte variabilité des paramètres de rugosité en fonction de la

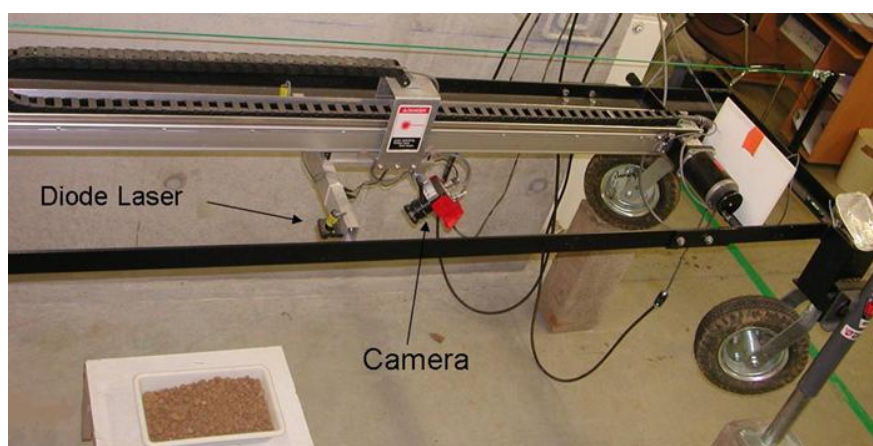
longueur du profil et du pas d'échantillonnage. De plus, le contact des aiguilles avec le sol peut dégrader la surface étudiée et perturber l'acquisition de profils consécutifs (Dexter, 1977 ; García Moreno et al., 2008).



**Figure 4.2.** Photographie d'un rugosimètre à aiguilles (Le Morvan, 2010).

### Rugosimètre laser

Il est constitué d'un système laser suspendu à un chariot se déplaçant horizontalement sur un rail d'entraînement (Figure 4.3). Le profil est déterminé par une mesure de distance entre le laser et la surface. Cet instrument permet de mesurer des profils linéaires de plusieurs mètres avec un pas d'échantillonnage de quelques millimètres et une précision altimétrique sub-millimétrique (Bertuzzi et al., 1990 ; Davidson et al., 2000 ; Vidal Vázquez et al., 2005 ; Blaes & Defourny, 2008). Cependant, sa mise en œuvre est lourde, notamment sur des terrains accidentés.



**Figure 4.3.** Photographie d'un rugosimètre laser (source : <http://www.orleans.inra.fr/>).



## **Stéréovision**

Cette méthode a pour but de reconstruire une scène 3D à partir d'images acquises dans plusieurs directions. Elle nécessite des traitements photogrammétriques spécifiques qui rendent son emploi délicat pour un non-spécialiste. Elle permet néanmoins d'extraire des profils de rugosité directionnels avec une résolution submillimétrique (Zribi, 1998 ; Zribi et al., 2000 ; Chandler et al., 2005 ; Blaes & Defourny, 2008 ; Aguilar et al., 2009). Zribi (1998) a développé une méthode de stéréo-photogrammétrie numérique basée sur l'acquisition d'images par deux caméras CCD montées sur une plate-forme haute de 3 m (Figure 4.4). Des surfaces de 1-3 m<sup>2</sup> ont été reconstruites avec une précision verticale de 1 mm. Malgré la bonne résolution des données, ce dispositif reste lourd à mettre en place.



**Figure 4.4.** Acquisition d'un couple d'images à partir de deux caméras CCD situées sur une plateforme haute de 3 m (Zribi, 1998).

Afin de mesurer la rugosité de surface, nous avons utilisé une méthode photogrammétrique sans contrainte sur les prises de vue permettant de générer des modèles 3D haute-résolution à partir d'un jeu de photographies numériques.

## 4.2.2 Calcul des paramètres de rugosité de surface

Une surface rugueuse peut être considérée comme un phénomène aléatoire, stationnaire et ergodique. L'approche statistique est dès lors souvent utilisée pour étudier et modéliser la rugosité. Une surface est décrite par la fonction  $f(x, y) = z$ , où  $x$  et  $y$  sont les coordonnées cartésiennes des points dans le plan horizontal, pris comme référence, et  $z$  désigne la hauteur par rapport à ce plan. Le plan de référence est en général choisi de telle sorte que la moyenne des hauteurs soit nulle. La distribution des hauteurs s'apparente à une fonction gaussienne (Eq. 4.1) de moyenne nulle et d'écart-type  $s$ .

$$p_G = \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{z^2}{2s^2}\right) \quad (4.1)$$

La description de la rugosité de surface est basée sur le calcul de trois paramètres principaux (Ulaby et al., 1982) : l'écart-type des hauteurs, la fonction d'autocorrélation et la longueur de corrélation. Cependant, on trouve de nombreux autres indices dans la littérature. Nous ne présentons ici que ceux étudiés par la suite.

### 4.2.2.1 Ecart-type des hauteurs $s$

L'écart-type des hauteurs (ou *root mean square rms*) exprime les irrégularités verticales de la surface par rapport à un plan de référence. On le calcule par la formule :

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (z(x_i) - \bar{z})^2} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n z(x_i)^2} \quad (4.2)$$

avec  $z(x_i)$  la hauteur du profil au point  $x_i$ ,  $\bar{z}$  la moyenne des hauteurs (ici  $\bar{z} = 0$ ) et  $n$  le nombre d'échantillons. Plus  $s$  est grand et plus les variations verticales sont importantes. Cependant, ce paramètre ne permet pas à lui seul de caractériser la rugosité, deux surfaces de rugosité différente pouvant présenter la même densité de probabilité des hauteurs. Il est donc nécessaire d'introduire une composante horizontale.

### 4.2.2.2 Longueur de corrélation $L_c$

L'étude de la corrélation des hauteurs de deux points de mesure séparés d'une distance  $\delta$  nécessite le calcul de la fonction d'autocorrélation ou fonction d'autocovariance normalisée  $\rho_N(\delta)$  :

$$\rho_N(\delta) = \frac{\langle (z(x_i + \delta) - \bar{z}) \cdot (z(x_i) - \bar{z}) \rangle}{s^2} \quad (4.3)$$

avec  $\langle \cdot \rangle$  l'opérateur de la moyenne d'ensemble. Cette fonction est comprise entre  $-1$  et  $1$ . Lorsque les points sont confondus ( $\delta = 0$ ), la fonction d'autocorrélation est égale à  $1$ . Si  $\delta$  augmente, les points sont de moins en moins corrélés et  $\lim_{\delta \rightarrow \infty} \rho_N(\delta) = 0$ . L'allure de la décroissance de la fonction d'autocorrélation dépend du type de surface. On appelle longueur de corrélation  $L_c$  la distance minimale entre deux points pour laquelle ils sont considérés comme statistiquement indépendants. Elle est définie par :

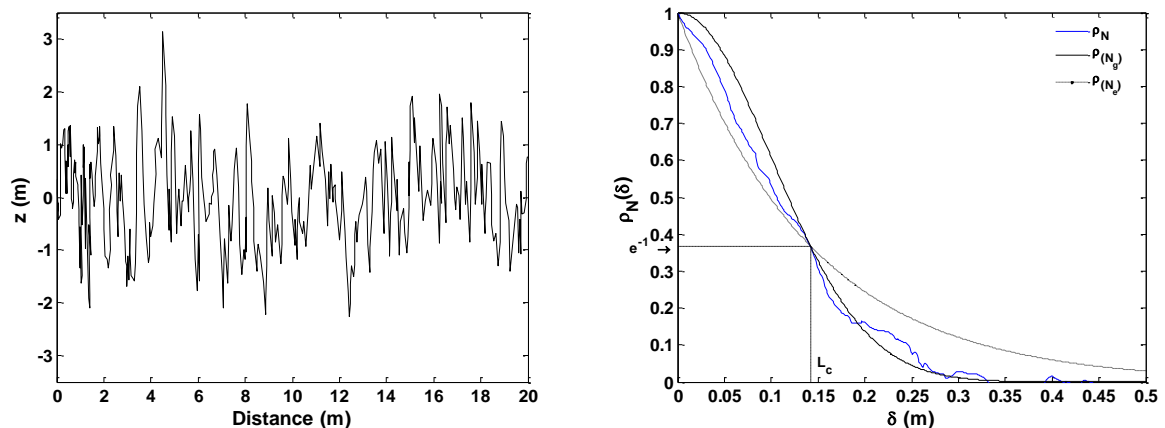
$$\rho_N(L_c) = \frac{1}{e} = 0,3679 \quad (4.4)$$

Lorsque la rugosité de surface est faible, la fonction d'autocorrélation peut être modélisée par une exponentielle (Eq. 4.5). A l'inverse, pour les sols rugueux, elle a plutôt l'allure d'une gaussienne (Eq. 4.6). Ces fonctions sont très souvent utilisées pour modéliser la diffusion du rayonnement électromagnétique par les surfaces naturelles (Oh et al., 1994 ; Zribi et al., 2000, 2005).

$$\rho_{Ne}(\delta) = e^{-\frac{\delta}{L_c}} \quad (4.5)$$

$$\rho_{Ng}(\delta) = e^{-\left(\frac{\delta}{L_c}\right)^2} \quad (4.6)$$

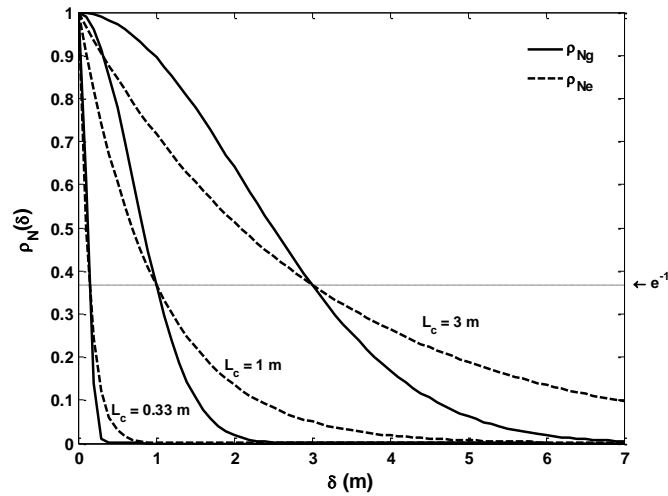
La Figure 4.5 illustre l'ajustement d'une courbe expérimentale par ces deux modèles, pour une longueur de corrélation  $L_c = 14$  cm.



**Figure 4.5.** A gauche : profil de rugosité d'une surface quelconque. A droite : fonction d'autocorrélation ( $\rho_N$ ) correspondante et modèles d'ajustement gaussien ( $\rho_{Ng}$ ) et exponentiel ( $\rho_{Ne}$ ).



La Figure 4.6 représente ces fonctions pour différentes valeurs de  $L_c$ . L'influence de la longueur de corrélation sur la forme de la fonction d'autocorrélation apparaît clairement.



**Figure 4.6.** Exemple de fonctions d'autocorrélation gaussienne et exponentielle pour différentes valeurs de  $L_c$ .

#### 4.2.2.3 Paramètre $Z_s$

Afin de tenir compte à la fois de la hauteur des aspérités et des variations horizontales de la surface, [Zribi & Dechambre \(2002\)](#) ont introduit un nouveau paramètre, noté  $Z_s$ , défini par :

$$Z_s = \frac{s^2}{L_c} \quad (4.7)$$

avec  $s$  l'écart-type des hauteurs et  $s/L_c$  un facteur correctif. Une surface lisse a une faible valeur de  $Z_s$  en raison d'un écart-type des hauteurs faible et d'une longueur de corrélation élevée ; à l'inverse, un sol rugueux a une forte valeur de  $Z_s$  due à un écart-type des hauteurs élevé et/ou une longueur de corrélation faible. Ce paramètre semble approprié pour l'étude de la diffusion de surface par une onde radar.

#### 4.2.2.4 Indice de tortuosité $\tau$

Il tient compte à la fois des variations horizontale et verticale des points de la surface ([Bertuzzi et al., 1990](#)). Il se définit comme le rapport entre la longueur vraie du profil rectiligne  $L$  et celle projetée dans le plan horizontal  $L_0$  :

$$\tau = \frac{L}{L_0} \quad (4.8)$$

L'indice de tortuosité permet de quantifier l'écart entre un profil irrégulier et un profil linéaire. Il augmente donc avec la rugosité du sol. Il a l'avantage d'être facile à calculer.

#### 4.2.2.5 Dimension fractale D

La dimension fractale est un paramètre mesurant le degré d'irrégularité de la surface en fonction de l'échelle de mesure. Il n'existe pas de définition rigoureuse et formelle des fractales<sup>1</sup>. Une fractale peut être définie comme un objet irrégulier présentant des structures répétitives à toutes les échelles d'observation, mais qui n'est pas décrit par la géométrie euclidienne en raison de l'infinité de ses détails. Une structure fractale possède des propriétés d'autosimilarité et d'invariance d'échelle. L'exemple le plus classique est donné par le trait de côte d'un pays, dont la longueur augmente au fur et à mesure que l'échelle de mesure diminue. Cette approche a été très vite adoptée pour décrire la rugosité de surface (Pachevsky et al., 1997 ; Franceschetti et al., 2000 ; Shepard et al., 2001 ; Vidal-Vazquez et al., 2005). Plusieurs méthodes ont été proposées pour caractériser la dimension fractale d'un profil linéaire (semi-variogramme, « box-counting », spectre de puissance, etc.). Nous présentons ici la méthode décrite par Malinverno (1990). La détermination de la dimension fractale est basée sur l'estimation d'une loi de puissance faisant intervenir l'écart-type moyen des hauteurs  $RMS(\Delta)$  calculée pour différentes échelles de longueur  $\Delta$  :

$$RMS(\Delta) = A\Delta^H \quad (4.9)$$

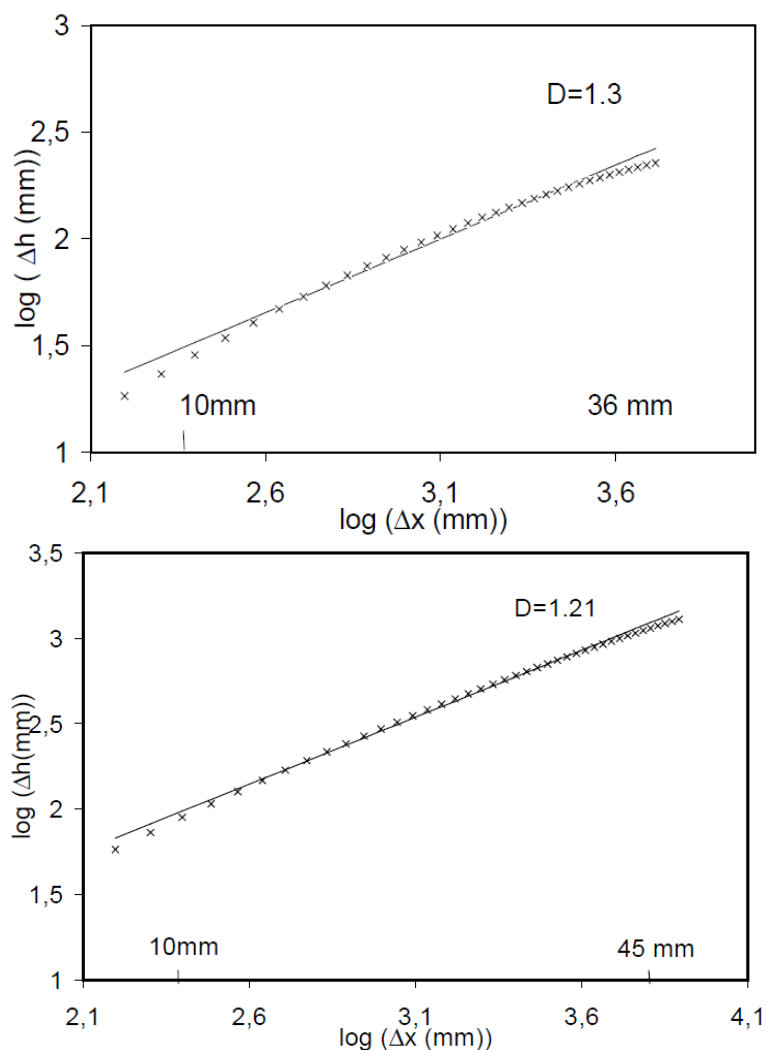
avec  $A$  une constante et  $H$  un paramètre d'échelle appelé exposant de Hurst ( $0 \leq H \leq 1$ ). L'écart type des hauteurs est défini par :

$$RMS(\Delta) = \frac{1}{n_\Delta} \sum_{i=1}^{n_\Delta} \sqrt{\frac{1}{m_i - 2} \sum_{j \in \Delta_i} (z(x_j) - \bar{z}_j)^2} \quad (4.10)$$

où  $n_\Delta$  correspond au nombre d'intervalles de longueur  $\Delta$ ,  $m_i$  est le nombre de points dans la  $i^e$  fenêtre  $\Delta_i$ ,  $z(x_j)$  représente la hauteur résiduelle au point  $x_j$  et  $\bar{z}_j$  la moyenne des hauteurs. Afin de s'affranchir de l'effet de la pente locale dans chaque intervalle (*detrending*), une droite de régression est estimée par moindres carrés sur chaque intervalle et soustraite aux profils. Cette correction nous permet d'obtenir une moyenne des hauteurs nulle. Les écarts-types sont ensuite calculés pour chaque sous-ensemble. La première valeur de  $\Delta$  est fixée à 20% de la longueur totale du profil et sa longueur décroît d'un facteur 0,9 entre deux calculs, jusqu'à l'obtention d'un intervalle contenant au moins 10 points de mesures. Enfin les fenêtres

<sup>1</sup> Le terme fractal vient du latin « fractus » qui signifie fractionné à l'infini.

adjacentes ont un taux de recouvrement de 50%. Si l'on trace maintenant  $\log(\text{RMS}(\Delta))$  en fonction de  $\log(\Delta)$ , les points sont alignés et l'exposant de Hurst  $H$  est alors déterminé comme étant la pente de la droite de régression (voir l'exemple de la Figure 4.7). Par définition, la dimension fractale  $D$  est égale à  $D = 2 - H$  pour un profil linéaire ( $1 \leq D \leq 2$ ). Une valeur  $D$  élevée ( $H$  faible) signifie que la surface apparaît lisse lorsque la résolution augmente, bien qu'elle puisse être considérée comme rugueuse à des échelles plus fines. A l'inverse, une valeur  $D$  faible ( $H$  élevé) indique que la rugosité reste stable lorsque l'échelle de mesure augmente. Lorsque  $D = 1$ , la surface est dite auto-similaire et présente une rugosité statistiquement constante indépendamment de l'échelle.



**Figure 4.7.** Détermination de la dimension fractale de la structure du sol d'une surface moyennement rugueuse (en haut) et d'un sol labouré (en bas).  $\Delta h$  représente la variation de hauteur pour chaque échelle  $\Delta x$ . Les points  $(\log(\Delta h), \log(\Delta x))$  sont ajustés par une loi affine dont la pente est égale au paramètre  $H$  (d'après Zribi, 1998).

### 4.2.3 Mesure de la topographie du sol par stéréovision

Afin de modéliser la surface des sols, nous avons appliqué la suite de logiciels PAM (Pastis-Apero-MicMac) développée par Marc Pierrot-Deseilligny (IGN). Cette approche est basée sur le principe de la stéréovision qui permet la reconstruction tridimensionnelle d'une surface à partir d'un jeu de photographies numériques, avec une résolution spatiale millimétrique.

#### 4.2.3.1 La suite de logiciels PAM

Les logiciels PAM se présentent comme des boîtes à outils paramétrables (via l'utilisation de fichiers xml ou d'une interface) et peuvent être utilisés sans contrainte géométrique sur les prises de vue. Nous décrivons succinctement la chaîne de traitement photogrammétrique, de la prise des photographies numériques à la construction d'un nuage de points dense. Elle consiste en trois modules indépendants :

- 1) Le module Pastis (*Programme utilisant Autopano Sift pour les Tie-points dans les ImageS*) a pour but de mettre les photographies (format *raw*) en correspondance à l'aide d'un algorithme SIFT (*Scale Invariant Feature Transform*, Lowe, 2004). Ce module permet la détection et l'appariement des points homologues dans les images, c'est-à-dire des points d'un même objet présents sur plusieurs clichés pris selon différents points de vue. Ces points sont peu sensibles aux variations d'échelle, aux conditions d'éclairage, aux rotations ou translations des images, et au bruit. A chaque point homologue correspond un descripteur SIFT. L'appariement des points se base sur le calcul des distances euclidiennes dans l'espace des descripteurs SIFT.
- 2) Le module Apero (*Aérotiangulation Photogrammétrique Expérimentale Relativement Opérationnelle*) calcule l'orientation de la caméra lors des différentes prises de vue, puis l'aérotiangulation des photographies, en s'appuyant sur les points de liaison trouvés à l'étape précédente.
- 3) Une fois les positions et orientations de l'appareil photo connues, une carte de profondeur est générée par corrélation dense grâce au module MicMac<sup>2</sup> (*Multi-Images Correspondances, Méthodes Automatiques de Corrélation*). Cette carte contient l'information de distance entre le sommet de la prise de vue et le point imagé. La corrélation assure la mise en correspondance de tous les points d'intérêt sur les images

---

<sup>2</sup> MicMac est un logiciel open source gratuit téléchargeable à l'adresse <http://www.micmac.ign.fr/>.

en recouvrement. Cette opération s'effectue par rapport à une image maîtresse. Pour chaque pixel, la parallaxe<sup>3</sup> se déduit par minimisation d'une fonction d'énergie. MicMac utilise une stratégie multi-résolution qui limite le nombre de combinaisons possibles et rend l'appariement plus robuste. Une pyramide de N images, de résolution spatiale décroissante, est créée. Le processus de corrélation est effectué à chaque niveau de résolution, depuis l'image présentant la plus faible résolution, jusqu'à celle présentant le plus haut niveau de résolution et, à chaque niveau, la solution précédente sert de jeu de paramètres initial. La carte de profondeur est générée dans la même géométrie que l'image maîtresse et convertie en nuage de points 3D texturé. Un fort taux de recouvrement (supérieur à 60 %) autorise l'extraction d'un nuage de points 3D dense à partir duquel un modèle 3D de la scène est calculé par triangulation.

#### 4.2.3.2 Acquisition des données

L'étude a été réalisée sur 14 chantiers (Annexe 1). Quatre types de terrains volcaniques affichant des degrés de rugosité apparente différents ont été étudiés (Tableau 4.1 et Figure 4.8). La surface la plus lisse est constituée de dépôts pyroclastiques (lapilli) (Figure 4.8c) ; les coulées pahoehoe dans l'Enclos Fouqué sont rigides et ont un aspect plissé (Figure 4.8a) ; celles de type « slabby » dans la Plaine des Sables sont fragmentées (Figure 4.8b) et possèdent une rugosité intermédiaire ; les surfaces les plus rugueuses sont les coulées a'a caractérisées par un amoncellement de blocs décimétriques (Figure 4.8a).

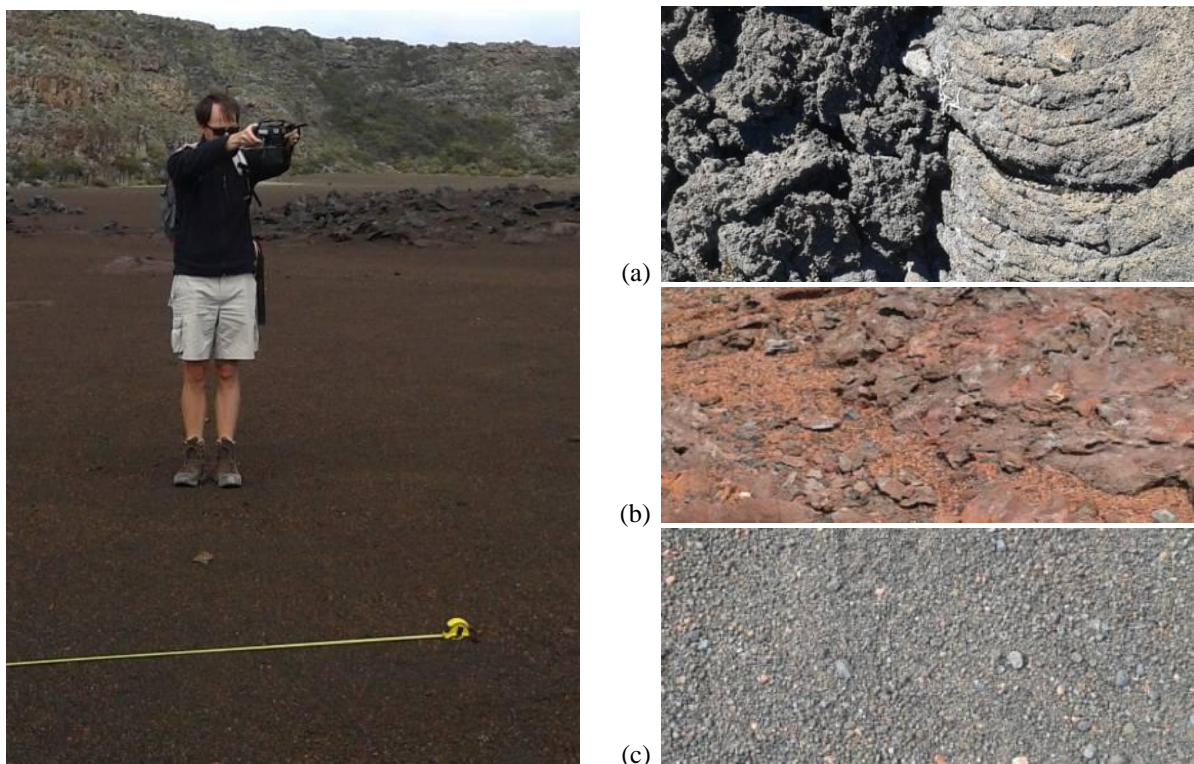
Région	Altitude moyenne	Lapilli	Coulées pahoehoe	Coulées pahoehoe de type « slabby »	Coulées a'a
Grand Brûlé	100 m		GB3215 GB3247		GB3114 GB3332
Est de l'Enclos Fouqué	2270 m		ENC2683 ENC2798		ENC2597 ENC2698
Plaine des Sables	2290 m	PDS1813 PDS2021 PDS2102		PDS1927 PDS2135 PDS3043	

**Tableau 4.1.** Zones d'étude dans la Plaine des Sables (PDS), l'Enclos Fouqué (ENC) et le Grand Brûlé (GB).

Selon les chantiers, entre 30 et 78 photographies numériques présentant un large taux de recouvrement (70 %) ont été acquises grâce à un appareil photo Canon EOS 60D, avec une distance focale de 18 mm et à une hauteur d'environ 1,80 m (Figure 4.8). La focale et la distance de prise de vue conditionnent la résolution du nuage de points final. La qualité du

<sup>3</sup> La parallaxe détermine la profondeur de chaque pixel de l'image maîtresse.

MNT est soumise à deux règles : la mise au point de l'objectif doit être figée lors des acquisitions sur un même chantier et les fichiers d'entrée des logiciels PAM doivent être au format *raw*. Les images successives ont été acquises par un opérateur portant l'appareil à bout de bras suivant des lignes parallèles, de façon à garder l'axe optique de la caméra perpendiculaire à la surface (Figure 4.8). Un mètre à ruban posé sur le sol sert à étalonner le nuage de points. Les zones étudiées couvrent des superficies comprises entre 5,9 m<sup>2</sup> et 24,6 m<sup>2</sup>, la résolution pixellaire est égale à ~ 1,2 mm et la précision verticale ~ 0,7 mm.

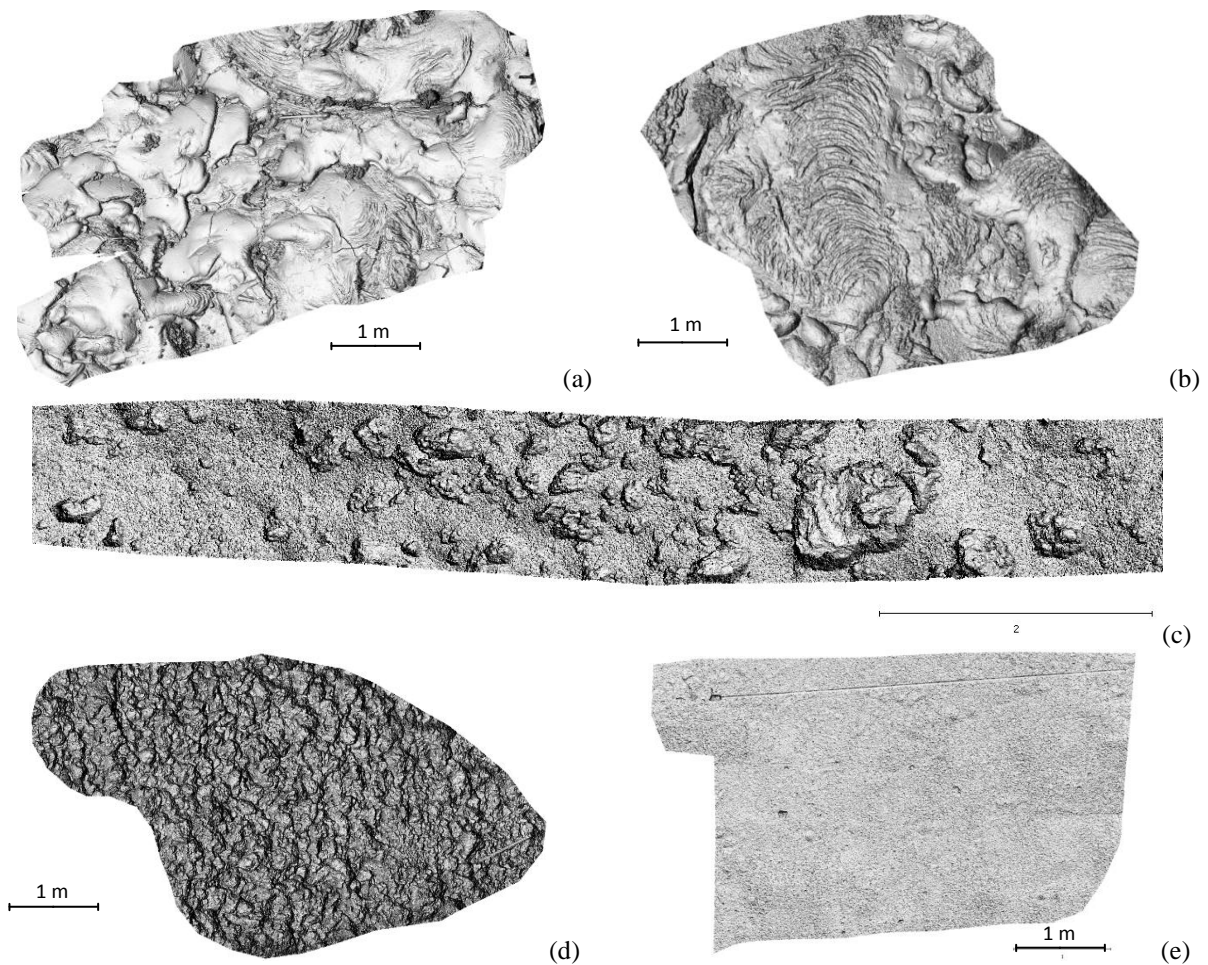


**Figure 4.8.** A gauche, protocole d'acquisition des photographies numériques sur la Plaine des Sables. A droite, quatre types de surfaces étudiées : (a) coulées de types a'a et pahoehoe dans l'Enclos Fouqué, (b) coulée pahoehoe de type « slabby » et (c) lapilli dans la Plaine des Sables.

Les MNT de cinq types de surfaces sont présentés dans la Figure 4.9. Des profils linéaires sont extraits grâce à l'algorithme de tracé de segment de Bresenham (Bresenham, 1965). Ce dernier sélectionne les pixels d'une grille régulière de façon à reproduire une droite. La valeur d'amplitude du MNT correspondant à l'information de hauteur  $z$  est ensuite extraite pour chaque point  $(x, y)$  de la droite. Avant d'estimer les paramètres de rugosité de surface, il est nécessaire de s'affranchir des effets de la pente locale du profil (*detrending*). Celle-ci est estimée par ajustement d'une droite de régression (ou d'un polynôme de degré supérieur) par moindres carrés. Les points du profil sont ensuite projetés dans un nouveau repère, de sorte



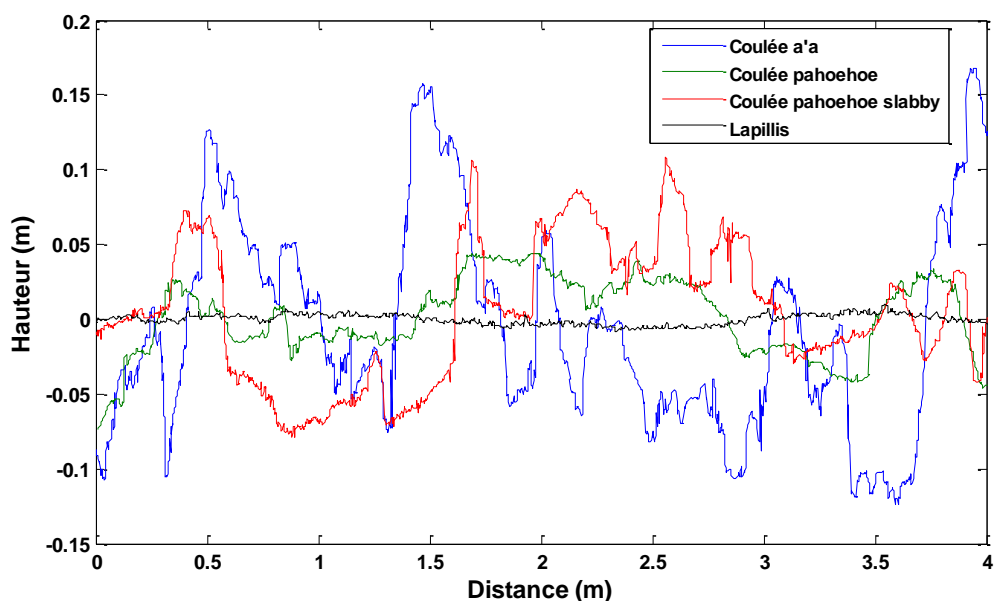
que la droite de régression coïncide avec l'axe horizontal, puis la valeur moyenne des hauteurs est soustraite des valeurs de z. Cette opération s'appelle le filtrage.



**Figure 4.9.** Modèles numériques de terrain des coulées pahoehoe présentant (a) une topographie lisse (GB3247), (b) un aspect cordé (ENC2798) et (c) une structure fragmentée (PDS1927), ainsi que (d) des coulées a'a (ENC2698) et (e) des dépôts pyroclastiques (PDS1851)

La Figure 4.10 illustre les différences entre les profils linéaires filtrés correspondant à quatre surfaces différentes : coulée a'a, coulée pahoehoe d'aspect « cordé », coulée pahoehoe de type « slabby » et lapilli. Les plus grandes amplitudes de hauteurs sont observées pour la coulée a'a (~ 15 cm) qui présente les aspérités les plus grandes, tandis que la surface recouverte de lapilli paraît lisse. Les deux types de coulées pahoehoe semblent proches géométriquement.





**Figure 4.10.** Profils linéaires extraits sur les MNT d'une coulée a'a, d'une coulée pahoehoe, d'une coulée pahoehoe de type « slabby » et des lapilli.

#### 4.2.4 Caractérisation de l'état des surfaces volcaniques

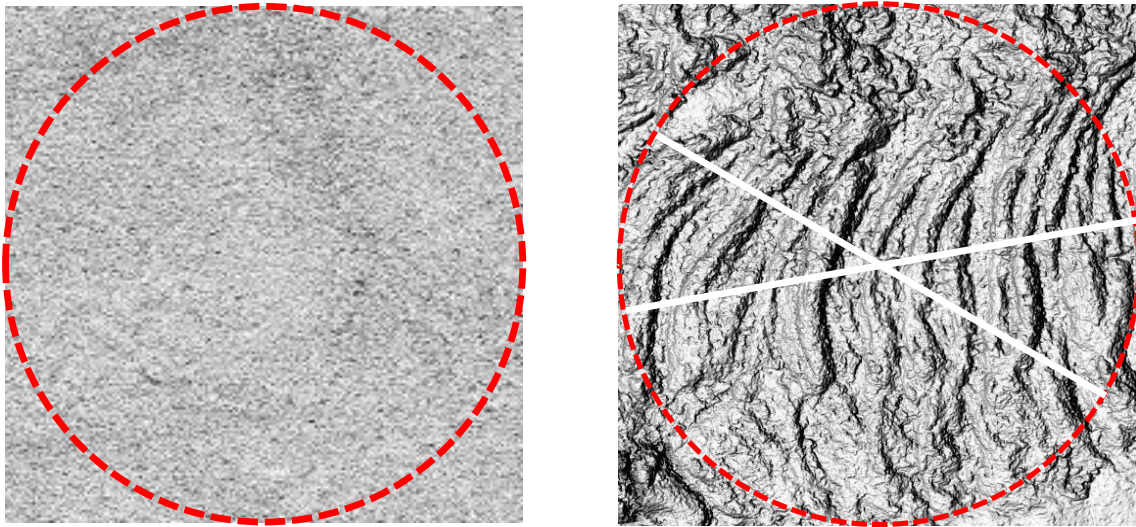
Les paramètres de rugosité présentés dans la section 4.2.2 ont été calculés pour chaque chantier. Nous avons tout d'abord étudié la rugosité de surface sur des profils directionnels afin d'analyser l'anisotropie des différents terrains volcaniques. Une étude complémentaire a été menée afin d'observer l'influence de la longueur du profil sur la statistique des paramètres.

##### 4.2.4.2 Anisotropie des surfaces

Dans la plupart des modèles de diffusion électromagnétique, les surfaces sont supposées isotropes pour simplifier les calculs. Or c'est rarement le cas dans la nature, encore moins pour les sols agricoles. Afin d'étudier l'isotropie des surfaces, plusieurs zones circulaires d'un mètre de rayon ont été sélectionnées sur les MNT. Sur chaque zone, 180 profils linéaires de 1 m de long ont été extraits tous les  $1^\circ$ , de  $0^\circ$  à  $180^\circ$ , par rapport à l'axe horizontal, puis les cinq paramètres de rugosité (écart type des hauteurs  $s$ , longueur de corrélation  $L_c$ , paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité  $\tau$  et dimension fractale  $D$ ) ont été calculés. Les résultats sont présentés en coordonnées polaires, dans un diagramme radial de type « *rose plot* » qui permet d'étudier les variations directionnelles d'un phénomène : les angles correspondent aux directions des profils linéaires, par rapport à l'horizontale et la valeur du paramètre est définie par la

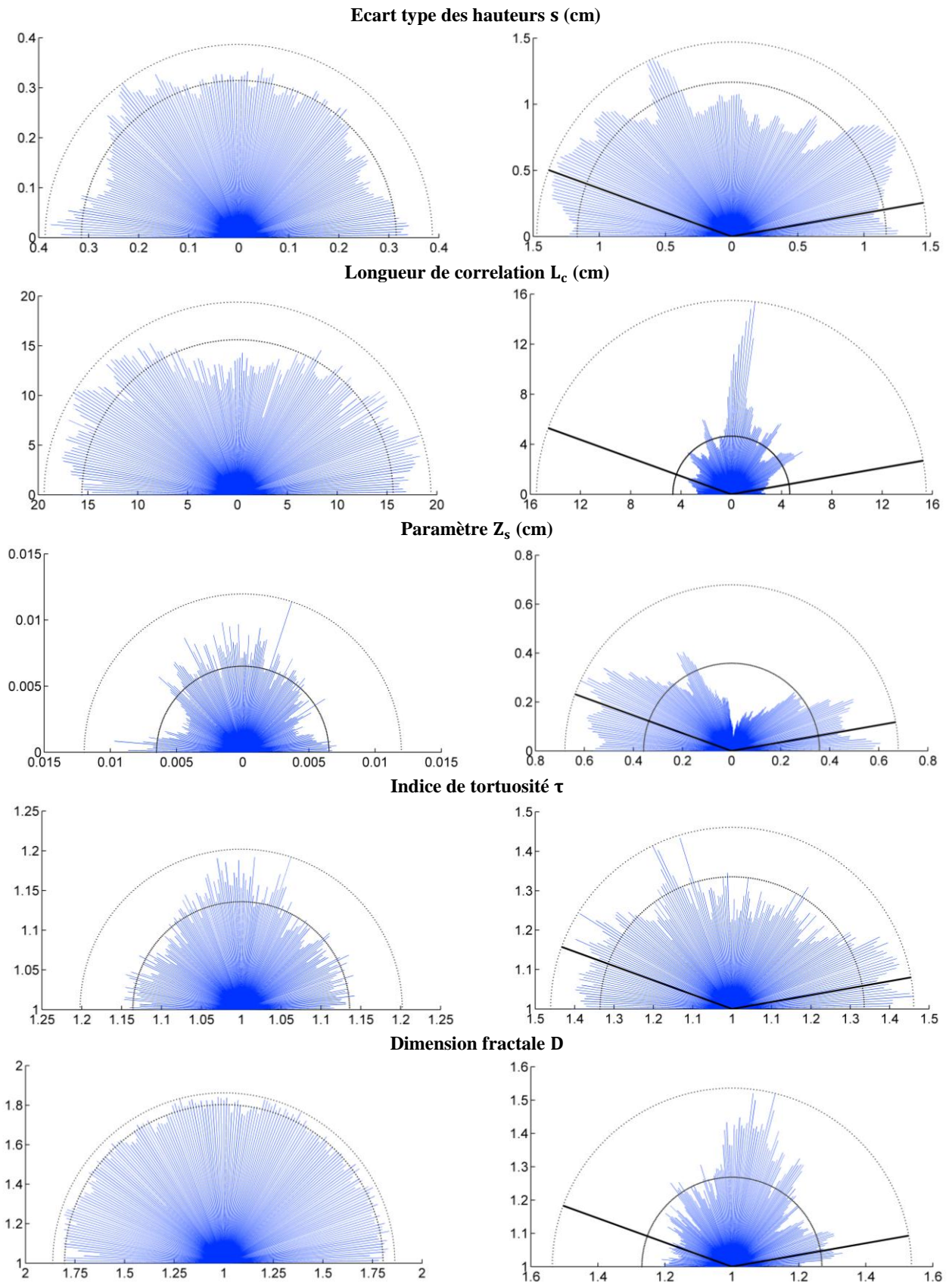
distance au centre du diagramme. L'étude des graphes pour les 14 chantiers révèle différents comportements selon les surfaces.

Nous détaillons ici deux surfaces typiques : une zone recouverte de lapilli dans la Plaine des Sables et une coulée de lave pahoehoe de type cordée dans l'Enclos Fouqué. La première surface semble isotrope et ne montre pas de direction privilégiée (Figure 4.11a) alors que deux directions principales d'écoulement de la lave, à environ  $10^\circ$  et  $150^\circ$  par rapport à l'horizontale (lignes blanches), apparaissent clairement sur la seconde (Figure 4.11b).



**Figure 4.11.** Zoom sur les DTM de deux types de terrains volcaniques : (a) lapilli (PDS2021) et (b) coulée de lave pahoehoe cordée (ENC2683). Le cercle rouge représente une zone circulaire de diamètre égal à 1 m. Les deux lignes blanches sur l'image de droite correspondent aux directions principales d'écoulement de la coulée ( $\sim 10^\circ$  et  $\sim 150^\circ$  par rapport à l'horizontale).

La Figure 4.12 affiche les diagrammes polaires des cinq paramètres de rugosité pour les deux types de surface. Ceux correspondant aux lapilli semblent plus ou moins isotropes alors que ceux correspondant à la coulée de lave pahoehoe révèlent des directions préférentielles. C'est en particulier le cas du paramètre  $Z_s$  pour lequel les valeurs les plus élevées caractérisant une surface plus rugueuse suivent les directions d'écoulement visibles sur le MNT. Ce paramètre montre ici sa capacité à caractériser la rugosité de surface suivant les directions d'observation. Les diagrammes polaires de  $L_c$  et  $D$  mettent aussi en évidence ces deux directions, alors que ceux de  $s$  et  $\tau$  ne montrent pas de lobes particuliers.



**Figure 4.12.** Diagrammes polaires des paramètres de rugosité calculés à partir du MNT PDS2021 caractérisant une surface recouverte de lapilli (à gauche) et du MNT ENC2683 représentant une coulée de lave pahoehoe (à droite). Le cercle extérieur donne la valeur maximale et le cercle intérieur la valeur moyenne des paramètres. Les lignes noires sur les graphes de droite représentent deux directions préférentielles à  $10^\circ$  et  $150^\circ$ .

Le Tableau 4.2 rassemble les valeurs moyennes et les écarts types des paramètres  $s$ ,  $L_c$ ,  $Z_s$ ,  $\tau$  et  $D$  calculés sur les quatre terrains volcaniques dans les 180 directions.

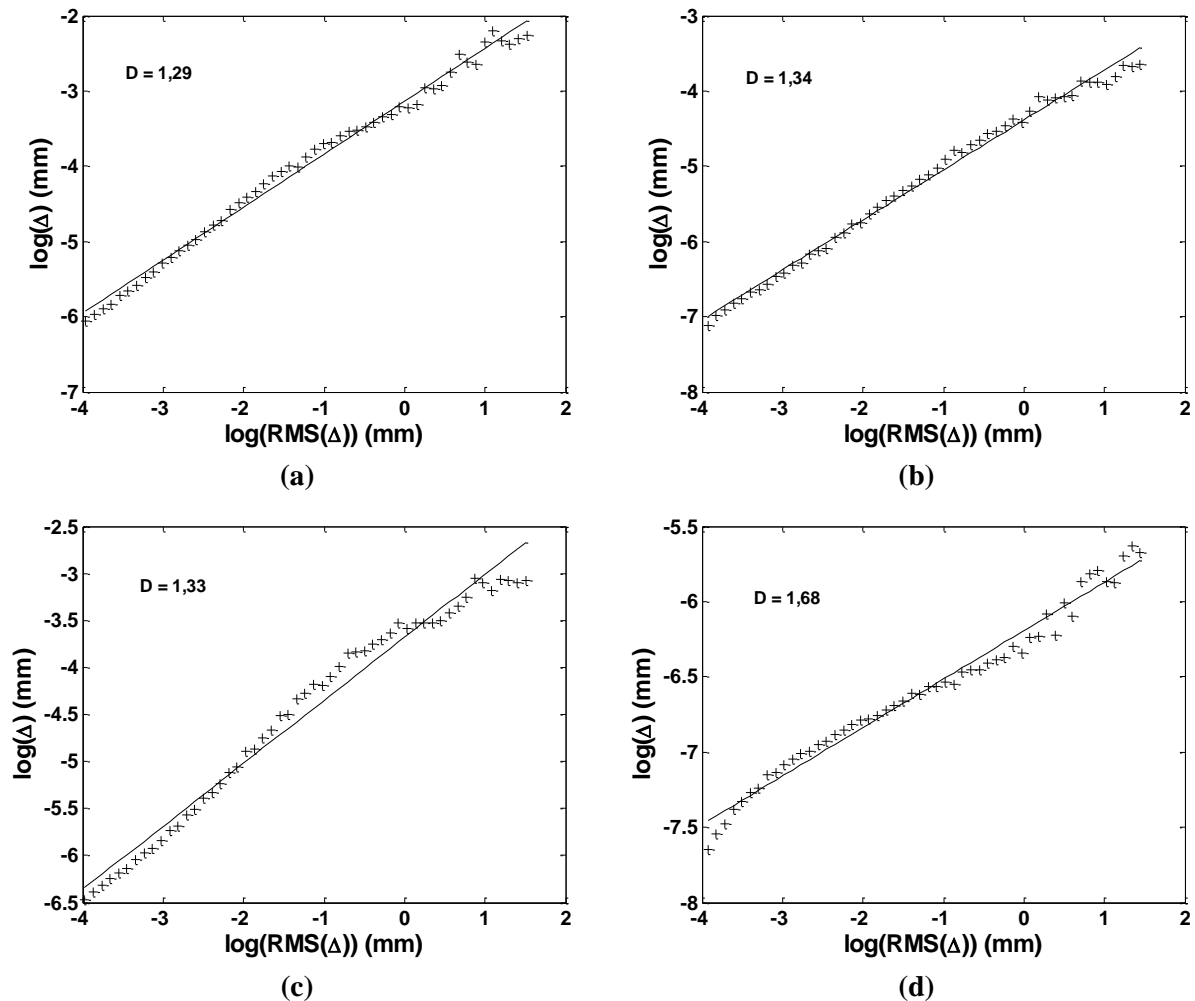
Surface	N	$s$ (cm)	$L_c$ (cm)	$Z_s$ (cm)	$\tau$	D
Lapilli	11	$0,25 \pm 0,09$	$7,30 \pm 3,35$	$0,01 \pm 0,01$	$1,11 \pm 0,04$	$1,74 \pm 0,07$
Coulée pahoehoe slabby	14	$1,80 \pm 0,76$	$7,80 \pm 1,68$	$0,57 \pm 0,39$	$1,43 \pm 0,23$	$1,37 \pm 0,11$
Coulée pahoehoe	20	$2,20 \pm 1,04$	$9,56 \pm 3,05$	$0,62 \pm 0,40$	$1,34 \pm 0,13$	$1,27 \pm 0,10$
Coulée a'a	15	$4,73 \pm 1,03$	$8,28 \pm 1,98$	$3,08 \pm 0,97$	$2,02 \pm 0,24$	$1,21 \pm 0,04$

**Tableau 4.2.** Moyenne et écart type des paramètres de rugosité calculés pour différents terrains volcaniques : écart type des hauteurs  $s$ , longueur de corrélation  $L_c$ , paramètre  $Z_s$ , tortuosité  $\tau$  et dimension fractale  $D$ .  $N$  est le nombre de zones circulaires prises en compte dans les calculs.

Les variations verticales mesurées à l'aide de l'écart type des hauteurs permettent de différencier les surfaces suivant leur degré de rugosité ( $s_{a'a} > s_{pahoehoe} > s_{pahoehoe\ slabby} > s_{lapilli}$ ). Les coulées a'a ont la valeur la plus élevée en raison de fortes aspérités ( $s_{a'a} = 4,73$  cm), alors que les lapilli ont la valeur la plus faible ( $s_{lapilli} = 0,25$  cm). Les variations de  $s$  au sein d'une même surface sont élevées ( $22\% < \Delta s/s < 46\%$ , avec  $\Delta s$  la dispersion de la variable  $s$ ). A l'inverse, la structure horizontale des surfaces semble mal décrite par la longueur de corrélation : on s'attendrait à obtenir une valeur de  $L_c$  décroissante lorsque la texture horizontale du profil augmente ; or les coulées pahoehoe ont des valeurs plus faibles que les lapilli, pourtant d'aspect lisse ( $L_{c,a'a} < L_{c,pahoehoe\ slabby} < L_{c,lapilli} < L_{c,pahoehoe}$ ).  $L_c$  varie peu entre les surfaces ( $7,30\text{ cm} < L_c < 9,56\text{ cm}$ ) et on observe une forte variabilité (de l'ordre de 30 %) qui rend son utilisation délicate. Les paramètres  $Z_s$  et  $\tau$  qui tiennent compte des variations verticale et horizontale des points de la surface semblent en accord avec la description qualitative des surfaces : ils augmentent avec la rugosité de la surface ( $Z_{s,a'a} > Z_{s,pahoehoe} > Z_{s,pahoehoe\ slabby} > Z_{s,lapilli}$  et  $\tau_{a'a} > \tau_{pahoehoe\ slabby} > \tau_{pahoehoe} > \tau_{lapilli}$ ), mais les coulées pahoehoe cordées et fragmentées se différencient faiblement l'une de l'autre. Tout comme l'écart type des hauteurs, le paramètre  $Z_s$  est très discriminant puisqu'il existe un facteur 10 entre les différentes surfaces ( $0,01\text{ cm} < Z_s < 3,08\text{ cm}$ ) alors que  $\tau$  varie peu ( $1,11 < \tau < 2,02$ ). En revanche  $Z_s$  est très variable au sein d'une même surface (avec des variations atteignant 68 % pour les coulées « slabby »).

Comme nous l'avons vu plus haut, la complexité de l'état de surface des terrains est souvent représentée par la dimension fractale  $D$  qui considère les structures à différentes échelles spatiales. La Figure 4.13 montre la relation  $\log(\text{RMS}(\Delta))$  versus  $\log(\Delta)$  pour quatre surfaces de rugosité variable. Une loi affine a pu être ajustée aux données, confirmant la nature fractale de ces surfaces. La dimension fractale montre une stabilité élevée pour une

surface donnée ( $\Delta D/D$  inférieur à 8 %, avec  $\Delta D$  la dispersion de la variable  $D$ ) et est également discriminante. Elle est comprise entre 1,21 pour les coulées a'a et 1,74 pour les lapilli. Elle nous éclaire sur les propriétés d'autosimilarité des surfaces : les lapilli sont considérés comme lisse à l'échelle du mètre, alors qu'ils sont considérés comme rugueux à des résolutions plus fines. Quant aux coulées a'a et pahoehoe, elles sont statistiquement rugueuses quelle que soit l'échelle de mesure.



**Figure 4.13.** Détermination graphique de la dimension fractale  $D$  de la structure du sol à partir des profils (a) d'une coulée a'a, (b) d'une coulée pahoehoe, (c) d'une coulée pahoehoe « slabby » et (d) d'une surface recouverte de lapilli.

La variabilité des paramètres de rugosité peut s'expliquer par la faible longueur des profils (1 m) et par l'anisotropie des surfaces, les paramètres étant calculés dans différentes directions. L'influence de la longueur du profil sur les cinq paramètres de rugosité sera étudiée dans la partie suivante.



#### 4.2.4.3 Influence de la longueur du profil

Les paramètres de rugosité présentent de fortes variabilités au sein d'une zone homogène, ce qui rend leur estimation difficile. La précision semble dépendre de la longueur du profil  $L$  et du pas d'échantillonnage. [Baghdadi et al. \(2000\)](#) ont étudié les variations de  $s$  et  $L_c$  en fonction de  $L$ . Ils observent une augmentation exponentielle de ces paramètres pour des valeurs de  $L$  de l'ordre de quelques mètres, puis une saturation. Ils affirment qu'un profil de 5 m et 10 m de longueur suffit pour calculer avec précision les paramètres  $s$  et  $L_c$ . [Oh & Kay \(1998\)](#) ont montré que l'estimation de  $L_c$  était biaisée lorsque les profils sont trop courts, et que ce biais diminuait avec la longueur du profil. Pour obtenir une précision de  $\pm 10\%$  sur la mesure de  $s$  et  $L_c$ , la longueur du profil devrait être supérieure ou égale à  $100L_c$  et  $270L_c$ , respectivement. Par exemple, si la longueur de corrélation est égale à 15 cm, la longueur du profil doit être comprise entre 15 et 40 m. De plus, le pas d'échantillonnage devrait être inférieur à  $0,5L_c$  et  $0,2L_c$  afin de garantir une précision de  $\pm 5\%$  sur l'estimation de  $s$  et  $L_c$ . Si l'on reprend l'exemple ci-dessus, cela correspond à un pas de 3 cm. Lorsque la longueur des profils est petite, on peut augmenter la fiabilité de ces indices en moyennant les valeurs obtenues sur plusieurs profils ([Zribi et al., 2006](#) ; [Blaes & Defourny, 2008](#)). Ainsi, [Zribi et al. \(2006\)](#) ont montré que 10 profils de 2 m de long, avec un pas d'échantillonnage de 1 cm, garantissaient une précision suffisante sur l'estimation de  $s$  et  $L_c$ .

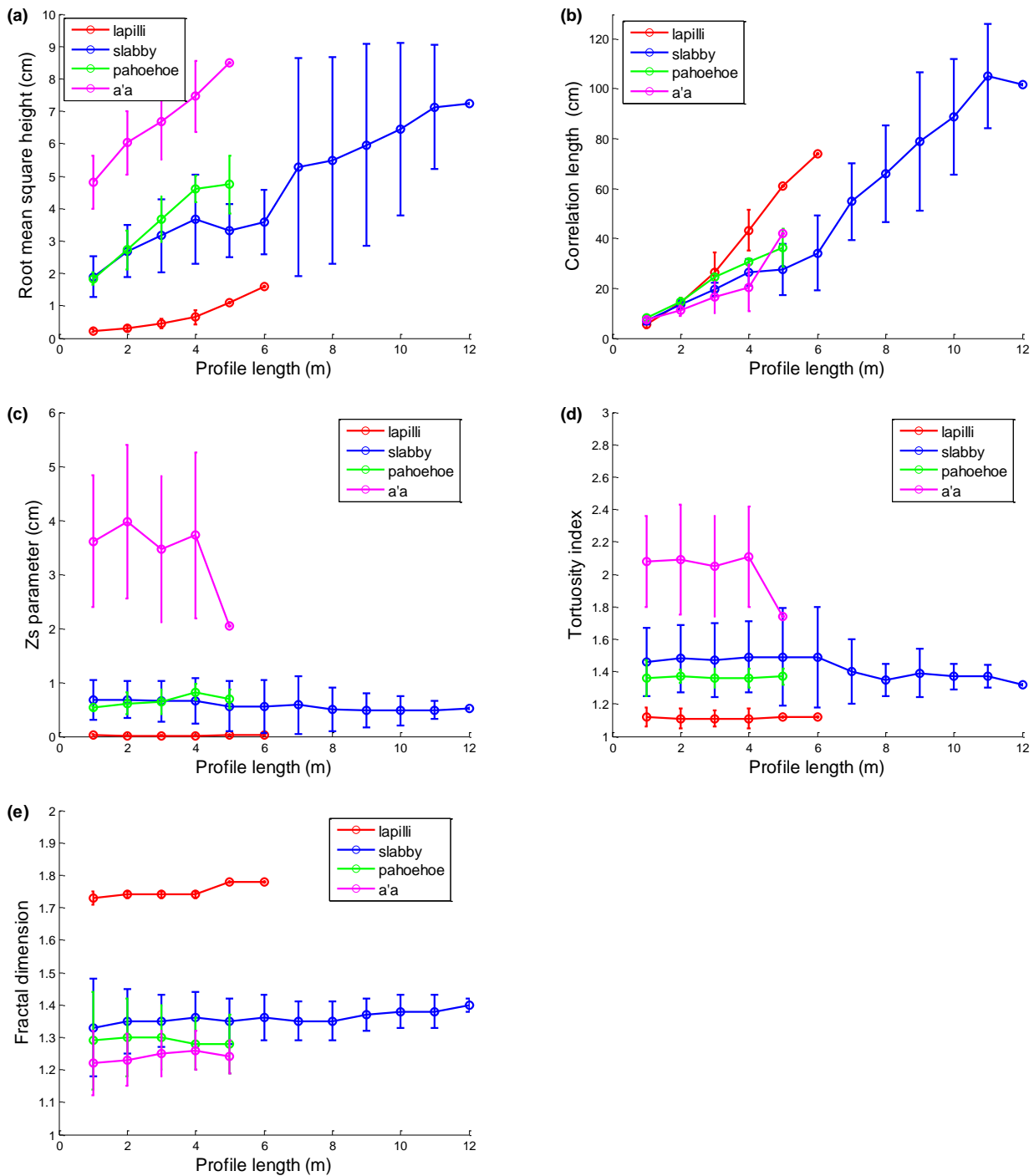
Afin d'étudier l'influence de la longueur du profil sur la stabilité des paramètres de rugosité, nous avons calculé les paramètres  $s$ ,  $L_c$ ,  $Z_s$ ,  $\tau$  et  $D$  sur une cinquantaine de profils aléatoires dont la longueur varie entre 1 et 12 m (Tableau 4.3 et Figure 4.14) (Annexe 2). Pour les longueurs supérieures à 6 m, 20 profils seulement ont été considérés. La moyenne et la dispersion des paramètres ont été calculées en considérant l'ensemble des chantiers de rugosité similaire. Comme précédemment, on observe une forte variabilité des paramètres  $s$ ,  $L_c$  et  $Z_s$  alors que les paramètres  $\tau$  et  $D$  montrent de faibles variations au sein d'une même surface (inférieures à 20 % et 6 %). Les écarts types de  $s$  et  $L_c$  semblent augmenter avec la rugosité de surface et la longueur des profils (Figures 4.14a et 4.14b), alors que les variations de  $Z_s$  diminuent avec la longueur du profil et augmentent avec la rugosité (Figure 4.14.c). Nous observons une augmentation constante des paramètres  $s$  et  $L_c$  avec la longueur du profil. Prenons le cas des coulées « slabby » :  $s = 1,90$  cm et  $L_c = 7,19$  cm pour  $L = 1$  m ;  $s = 7,24$  cm et  $L_c = 101,64$  cm pour  $L = 12$  m. Nous n'avons pas observé de seuils de saturation contrairement à [Baghdadi et al. \(2000\)](#). A l'inverse, les paramètres de rugosité  $Z_s$ ,  $\tau$  et  $D$  varient peu avec la longueur du profil et peuvent être considérés comme stables (Figures

4.14c, 4.14d et 4.14e). Pour déterminer les paramètres  $s$  et  $L_c$  avec fiabilité, des profils plus longs auraient dû être considérés. Ils n'ont pas pu être réalisés dans le cadre de cette étude, en raison de la taille réduite des chantiers. Une amélioration peu coûteuse pourrait être apportée en augmentant la distance de prise de vue afin d'agrandir le champ au sol, par exemple en fixant l'appareil photo sur un drone.

Surface	$L$ (m)	$N_s$	$s$ (cm)	$L_c$ (cm)	$Z_s$ (cm)	$\tau$	$D$
<b>Lapilli</b>	1	4	$0,23 \pm 0,04$	$5,44 \pm 1,31$	$0,02 \pm 0,02$	$1,12 \pm 0,06$	$1,73 \pm 0,05$
	2	4	$0,31 \pm 0,08$	$14,32 \pm 1,97$	$0,01 \pm 0,01$	$1,11 \pm 0,06$	$1,74 \pm 0,04$
	3	4	$0,45 \pm 0,15$	$26,58 \pm 7,75$	$0,01 \pm 0,01$	$1,11 \pm 0,05$	$1,74 \pm 0,05$
	4	4	$0,65 \pm 0,22$	$43,31 \pm 8,19$	$0,01 \pm 0,01$	$1,11 \pm 0,06$	$1,74 \pm 0,05$
	5	1	$1,10 \pm 0,00$	$60,87 \pm 0,00$	$0,02 \pm 0,00$	$1,12 \pm 0,00$	$1,78 \pm 0,00$
	6	1	$1,60 \pm 0,00$	$73,76 \pm 0,00$	$0,03 \pm 0,00$	$1,12 \pm 0,00$	$1,78 \pm 0,00$
<b>Coulées pahoehoe « slabby »</b>	1	3	$1,90 \pm 0,63$	$7,19 \pm 1,56$	$0,67 \pm 0,37$	$1,46 \pm 0,21$	$1,33 \pm 0,07$
	2	3	$2,69 \pm 0,79$	$13,47 \pm 1,90$	$0,68 \pm 0,34$	$1,48 \pm 0,21$	$1,35 \pm 0,03$
	3	3	$3,16 \pm 1,12$	$19,55 \pm 2,59$	$0,65 \pm 0,38$	$1,47 \pm 0,23$	$1,35 \pm 0,05$
	4	3	$3,67 \pm 1,37$	$26,43 \pm 5,33$	$0,66 \pm 0,42$	$1,49 \pm 0,22$	$1,36 \pm 0,05$
	5	2	$3,32 \pm 0,83$	$27,56 \pm 10,08$	$0,56 \pm 0,47$	$1,49 \pm 0,30$	$1,35 \pm 0,06$
	6	2	$3,59 \pm 0,99$	$34,17 \pm 14,87$	$0,55 \pm 0,49$	$1,49 \pm 0,31$	$1,36 \pm 0,06$
	7	2	$5,28 \pm 3,36$	$54,90 \pm 15,41$	$0,58 \pm 0,54$	$1,40 \pm 0,20$	$1,35 \pm 0,05$
	8	2	$5,48 \pm 3,19$	$65,80 \pm 19,39$	$0,50 \pm 0,41$	$1,35 \pm 0,10$	$1,35 \pm 0,07$
	9	2	$5,96 \pm 3,11$	$78,89 \pm 27,69$	$0,48 \pm 0,32$	$1,39 \pm 0,15$	$1,37 \pm 0,04$
	10	2	$6,46 \pm 2,66$	$88,70 \pm 23,24$	$0,48 \pm 0,27$	$1,37 \pm 0,08$	$1,38 \pm 0,05$
	11	2	$7,13 \pm 1,92$	$105,10 \pm 20,85$	$0,49 \pm 0,17$	$1,37 \pm 0,07$	$1,38 \pm 0,05$
	12	1	$7,24 \pm 0,00$	$101,64 \pm 0,00$	$0,52 \pm 0,00$	$1,32 \pm 0,00$	$1,40 \pm 0,00$
<b>Coulées pahoehoe</b>	1	4	$1,84 \pm 0,20$	$8,02 \pm 1,27$	$0,53 \pm 0,03$	$1,36 \pm 0,11$	$1,29 \pm 0,08$
	2	4	$2,72 \pm 0,60$	$14,82 \pm 1,48$	$0,61 \pm 0,20$	$1,37 \pm 0,04$	$1,30 \pm 0,08$
	3	4	$3,67 \pm 0,71$	$24,62 \pm 0,55$	$0,64 \pm 0,22$	$1,36 \pm 0,06$	$1,30 \pm 0,08$
	4	3	$4,61 \pm 0,41$	$30,57 \pm 1,08$	$0,82 \pm 0,15$	$1,36 \pm 0,06$	$1,28 \pm 0,06$
	5	3	$4,74 \pm 0,89$	$36,30 \pm 7,71$	$0,69 \pm 0,17$	$1,37 \pm 0,05$	$1,28 \pm 0,08$
<b>Coulées a'a</b>	1	4	$4,81 \pm 0,83$	$7,29 \pm 0,72$	$3,61 \pm 1,22$	$2,08 \pm 0,28$	$1,22 \pm 0,02$
	2	4	$6,03 \pm 0,98$	$11,05 \pm 2,04$	$3,98 \pm 1,42$	$2,09 \pm 0,34$	$1,23 \pm 0,04$
	3	4	$6,67 \pm 1,16$	$16,41 \pm 6,26$	$3,47 \pm 1,35$	$2,05 \pm 0,31$	$1,25 \pm 0,05$
	4	4	$7,46 \pm 1,10$	$20,15 \pm 9,24$	$3,72 \pm 1,54$	$2,11 \pm 0,31$	$1,26 \pm 0,05$
	5	1	$8,48 \pm 0,00$	$42,01 \pm 0,00$	$2,05 \pm 0,00$	$1,74 \pm 0,00$	$1,24 \pm 0,00$

**Tableau 4.3.** Moyenne et écart type des paramètres de rugosité calculés pour différents terrains volcaniques et plusieurs longueurs de profil  $L$  : écart type des hauteurs  $s$ , longueur de corrélation  $L_c$ , paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité  $\tau$  et dimension fractale  $D$ .  $N_s$  est le nombre de chantiers étudiés.





**Figure 4.14.** Influence de la longueur des profils sur (a) l'écart type des hauteurs  $s$ , (b) la longueur de corrélation  $L_c$ , (c) le paramètre  $Z_s$ , (d) l'indice de tortuosité  $\tau$  et (e) la dimension fractale  $D$ .

### 4.3 Etude de la subsurface

La propagation des micro-ondes dans les milieux naturels dépend de leurs propriétés diélectriques (constante diélectrique) ainsi que des paramètres instrumentaux, en particulier la

longueur d'onde du capteur (voir section 2.1.3.1). Une bonne caractérisation des milieux géophysiques aide donc à mieux comprendre le comportement des ondes. Nous nous sommes intéressés, dans cette partie, à décrire les propriétés diélectriques de quelques surfaces volcaniques constituées de coulées de lave et de dépôts cendreaux. Notre étude se base sur la mesure, en laboratoire, de la constante diélectrique des matériaux. Cette variable permettant d'estimer la profondeur de pénétration d'une onde dans un milieu, à une longueur d'onde donnée. Des profils GPR ont également été réalisés sur le terrain afin d'observer les hétérogénéités de la subsurface et de déterminer l'épaisseur de la couche de lapilli dans la Plaine des Sables.

### 4.3.1 Propriétés diélectriques des matériaux volcaniques

#### 4.3.1.1 Mesure en laboratoire

Plusieurs échantillons de roches représentatives des surfaces volcaniques investiguées ont été prélevés sur le terrain durant la mission de terrain d'octobre 2011, afin de mesurer leurs propriétés électriques : lapilli (Plaine des Sables), débris de coulées de lave a'a et pahoehoe (Enclos Fouqué, à l'ouest du Dolomieu), et échantillons de laves en gratons (coulée de 2007 tombant dans l'Océan Indien). Les parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique des échantillons ont été mesurées en laboratoire au *Jet Propulsion Laboratory* (Pasadena, CA) grâce à une cellule capacitive (*Agilent 16453A*) connectée à un analyseur d'impédance (*Agilent E4991A*) fonctionnant sur une large gamme de fréquences (1 MHz à 3 GHz). L'intérêt est d'obtenir des valeurs de permittivité à la fréquence du radar PALSAR, soit 1,27 GHz. Bien que les échantillons aient séché à l'air libre pendant plusieurs semaines, ils peuvent présenter une humidité résiduelle. Pour déterminer ses caractéristiques diélectriques, l'échantillon est placé dans une cellule cylindrique (diamètre ~ 15 mm et épaisseur ~ 3 mm). L'analyseur d'impédance mesure l'impédance aux bornes de la cellule, dans la gamme de fréquence étudiée. Les parties réelle  $\epsilon'$  et imaginaire  $\epsilon''$  de la permittivité complexe qui en découle sont directement reliée à la capacité  $C_p$  et à la tangente de l'angle de perte  $\tan(\delta)$  :

$$\epsilon' = \frac{C_p \cdot d}{\epsilon_0 \cdot S} \quad (4.11)$$

$$\epsilon'' = \epsilon' \tan(\delta) \quad (4.12)$$

où  $d$  et  $S$  sont l'épaisseur et la surface de l'échantillon, et  $\epsilon_0$  est la permittivité du vide.

La constante diélectrique des mêmes échantillons de roches a été mesurée en fonction de leur masse volumique au Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement (CETE) Normandie-Centre à Rouen (voir Annexe 3). Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'une cavité résonante aux fréquences de 0,57 GHz, 1,32 GHz et 2,06 GHz.

#### 4.3.1.2 Permittivités diélectriques des sols étudiés

Les propriétés diélectriques des matériaux géologiques sont généralement étudiées dans les basses fréquences (inférieures à 10 MHz). D'autre part les valeurs de permittivité dépendent de la composition minéralogique et de la densité des échantillons, et la précision des mesures diffère selon les méthodes employées. La comparaison de nos résultats avec ceux de la littérature est par conséquent difficile. [Ulaby et al. \(1990\)](#) ont étudié les propriétés diélectriques de 80 types de roches dont des basaltes : la partie réelle de la permittivité a été mesurée entre 0,5 et 18 GHz et la partie imaginaire entre 1,6 et 16 GHz. Les valeurs de  $\epsilon'$  et  $\epsilon''$  sont comprises entre 2,5-8,3 et 0,002-0,245 dans les domaines de fréquence étudiés. Ces auteurs montrent que la partie réelle  $\epsilon'$  est indépendante de la fréquence, pour tous les échantillons de roches, alors que la partie imaginaire  $\epsilon''$  diminue lorsque la fréquence augmente, pour la plupart des échantillons. Cette diminution est attribuée à l'humidité résiduelle des échantillons qui doivent être séchés avant la mesure. Cette opération ne modifie pas la valeur de  $\epsilon'$  alors qu'elle peut avoir un effet considérable sur celle de  $\epsilon''$  : sur des roches sédimentaires,  $\epsilon''$  est divisé par deux ; sur des roches volcaniques, aucune différence significative n'a en revanche été observée. [Ulaby et al. \(1990\)](#) ont montré que les variations de  $\epsilon'$  étaient principalement dues à des variations de densité  $\rho_b$  des échantillons et dans une moindre mesure, à la composition minéralogique des roches :

$$\epsilon' = (1,96 \pm 0,14)^{\rho_b} \quad (4.13)$$

Il n'existe à ce jour pas de relation clairement établie entre  $\epsilon'$  et la porosité d'une roche. [Rust et al. \(1999\)](#) proposent un modèle défini à partir de l'étude de 34 échantillons de roches volcaniques (non basaltiques) dans la gamme de fréquence 0,01-10 MHz :

$$(\epsilon')^{0,96} = \phi + 6,51(1 - \phi) \quad (4.14)$$

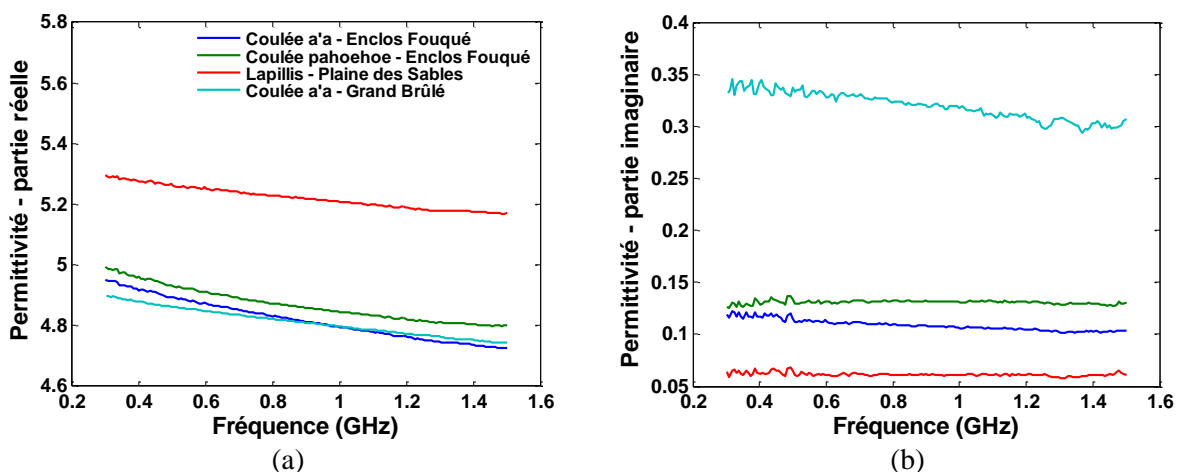
où  $\epsilon'$  est la constante diélectrique de l'échantillon et  $\phi$  est sa porosité. D'après cette relation,  $\epsilon'$  augmente avec  $\phi$ . La partie imaginaire de la permittivité dépend aussi de la porosité des roches, mais surtout de leur composition minéralogique.

La plupart des matériaux géologiques sont des mélanges complexes de minéraux caractérisés par des propriétés diélectriques qui leur sont propres. On trouve dans la littérature des lois de mélange qui permettent d'estimer la constante diélectrique relative des éléments d'une roche (éléments solides, eau, air...). Des modèles empiriques ont été établis pour retrouver la porosité ou la teneur en eau : on peut citer le modèle de Topp (Topp et al., 1980), pour des fréquences comprises entre 500 MHz et 1 GHz ou le modèle CRIM (*Complex Refraction Index Model*). Ces derniers sont cependant restreints à une bande de fréquence, à une échelle de température, ou à un milieu particulier.

Dans la suite de ce travail, nous supposons que les hétérogénéités au sein des échantillons sont faibles devant la longueur d'onde radar. De ce fait, nous mesurons une constante diélectrique effective correspondant à la moyenne des permittivités du milieu considéré.

## Résultats

Les parties réelle et imaginaire de la permittivité des quatre échantillons volcaniques sont présentées en fonction de la fréquence sur la Figure 4.15. Contrairement aux travaux de Ulaby et al. (1990), nous observons une faible diminution de la partie réelle de la constante diélectrique avec la fréquence. La partie imaginaire des coulées a'a décroît légèrement avec la fréquence, alors que celle de la coulée pahoehoe et des lapilli est constante. La diminution de  $\epsilon'$  et  $\epsilon''$  est probablement due à la présence d'humidité résiduelle dans les échantillons.



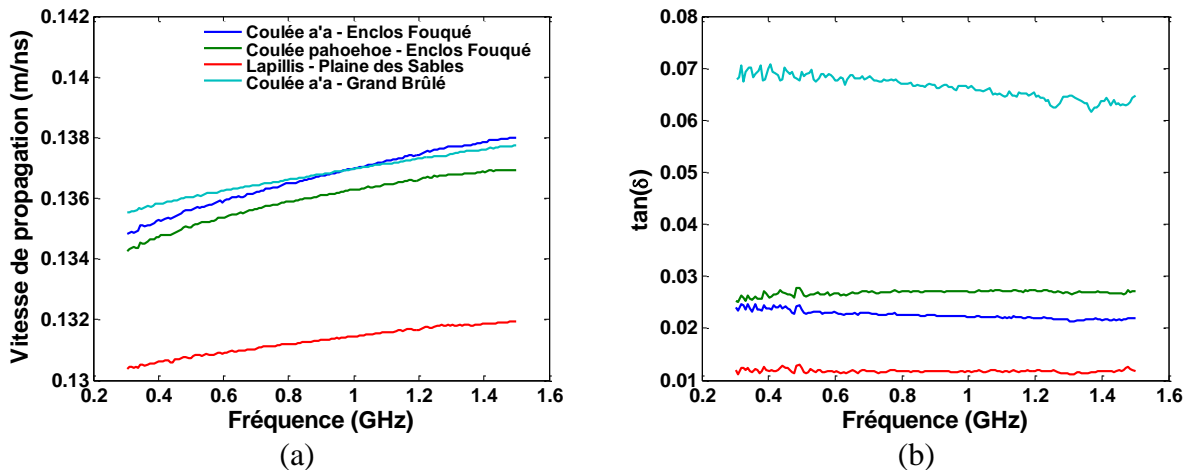
**Figure 4.15.** Parties réelle (a) et imaginaire (b) de la permittivité en fonction de la fréquence, pour différents matériaux volcaniques.

La partie réelle  $\epsilon'$  est directement liée à la vitesse de propagation de l'onde radar dans le milieu  $v$  par la formule :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'}} \quad (4.15)$$

où  $c$  est la vitesse de la lumière dans le vide ( $c = 299\,792\,458$  m/s). La partie réelle  $\epsilon'$  des dépôts de lapilli est plus élevée ( $\sim 5,3$ ) que celles des coulées de lave ( $\sim 4,9$ ) sur notre gamme de fréquence : d'après l'équation (4.15), la vitesse de propagation de l'onde radar dans les dépôts pyroclastiques est donc plus faible que dans les coulées de lave (Figure 4.16a). Cette tendance est également observée par [Russel & Stasiuk \(1997\)](#) et [Gómez-Ortiz et al. \(2006\)](#) : à partir de mesures GPR à 100 MHz effectuées sur des terrains volcaniques situés au Canada et en Espagne, ils ont montré que la vitesse moyenne de propagation de l'onde radar était plus élevée dans des coulées de lave ( $v \approx 0,1$  m/ns) que dans des dépôts pyroclastiques ( $v \approx 0,07$  m/ns). [Russel & Stasiuk](#) ont aussi constaté que les vitesses de propagation des ondes calculées en laboratoire à partir de données de constante diélectrique (Eq. 4.15) étaient surestimées par rapport à celles mesurées sur le terrain, en particulier pour les cendres (0,13-0,15 m/ns au lieu de 0,07 m/ns). Leur hypothèse est que les échantillons cendreux ne sont pas représentatifs de la complexité du terrain en raison de la variation des propriétés géophysiques des échantillons.

La coulée a'a émise en 2007 dans le Grand Brûlé a la valeur de  $\epsilon''$  la plus élevée ( $\sim 0,3$ ) et les lapilli la valeur la plus faible ( $\sim 0,06$ ). On devrait donc s'attendre à une atténuation plus forte de l'onde dans la coulée a'a jeune du Grand Brûlé (Figure 4.16b) et une profondeur de propagation de l'onde plus importante dans les couches pyroclastiques (Eq. 2.5).



**Figure 4.16.** Vitesse de propagation d'une onde (a) et tangente de l'angle de perte (b) en fonction de la fréquence, pour différents matériaux volcaniques.

### 4.3.1.3 Estimation de la profondeur de pénétration des ondes dans le milieu

En supposant que les matériaux étudiés sont non magnétiques, la propagation  $\delta_p$  des ondes radar est entièrement régie par leurs propriétés électriques. La Figure 4.17 montre que  $\delta_p$  diminue lorsque la fréquence augmente, pour tous les échantillons. Les lapilli présentent les valeurs les plus élevées et la décroissance exponentielle la plus forte :  $\delta_p = 6$  m à 0,1 GHz et  $\delta_p = 1,2$  m à 1,5 GHz. Les coulées a'a et pahoehoe situées dans l'Enclos Fouqué affichent des valeurs proches de 3 m à 0,5 GHz et 0,6 m à 1,5 GHz. La coulée a'a mise en place dans le Grand Brûlé en 2007 montre les profondeurs de pénétration les plus faibles, entre 0,2 m et 1 m sur la gamme de fréquences étudiée. Ces matériaux volcaniques ont donc une forte résistivité électrique, ce qui facilite la pénétration des micro-ondes. Rappelons que nous n'avons pas considéré dans cette étude la conductivité des roches qui pourrait avoir une influence sur la valeur de  $\delta_p$ , notre but étant d'obtenir une estimation de l'atténuation du signal dans ces milieux.

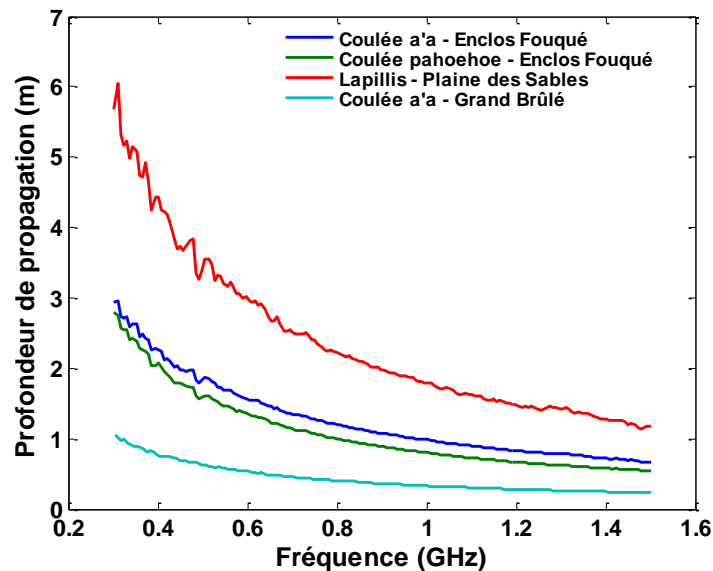


Figure 4.17. Profondeur de pénétration d'une onde à travers différents matériaux volcaniques en fonction de la fréquence.

## 4.3.2 Transects GPR

### 4.3.2.1 Acquisition des profils

Nous avons réalisé des profils GPR (*Ground Penetrating Radar*) dans la Plaine des Sables et dans l'Enclos Fouqué, à l'ouest du cratère principal, afin d'étudier la réflexion des ondes électromagnétiques de haute fréquence par différents types de terrains (Annexe 4). Le

radar géologique est une méthode non destructive utilisée en routine pour la prospection géophysique de subsurface. Il permet la localisation en profondeur des variations de propriétés électriques et magnétiques du milieu, à partir de la mesure de vitesse de propagation de l'onde. La profondeur d'investigation maximale est directement liée à la fréquence de l'antenne émettrice : elle augmente avec la fréquence (de l'ordre de 2 m à 900 MHz et 30 m à 100 MHz), mais a contrario la résolution spatiale des objets visibles diminue (de l'ordre de 4 cm à 900 MHz et 37 cm à 100 MHz). La détection d'une structure dépend de son contraste diélectrique avec son environnement, mais aussi de sa rugosité. Une variation de ces paramètres entre deux zones induit une réflexion plus ou moins importante, permettant notamment de détecter des cavités, des changements de structure géologique ou de texture du sol à l'échelle de la longueur d'onde.

Nous avons utilisé le radar géologique MALA en mode mono-statique, équipé de deux antennes distinctes opérant à 500 MHz et 800 MHz (Figure 4.18). La fréquence de 500 MHz permet un meilleur sondage de la subsurface, et donc une meilleure étude des discontinuités internes, alors que l'antenne à 800 MHz permet de comparer les résultats avec les images PALSAR (1,27 GHz). Le mode d'acquisition en réflexion a permis de générer des profils de réflexion à *offset*<sup>4</sup> constant : le profil est réalisé en déplaçant linéairement l'antenne émettrice/réceptrice sur la surface, par pas d'avancement régulier. La juxtaposition des mesures en chaque point forme un radargramme.



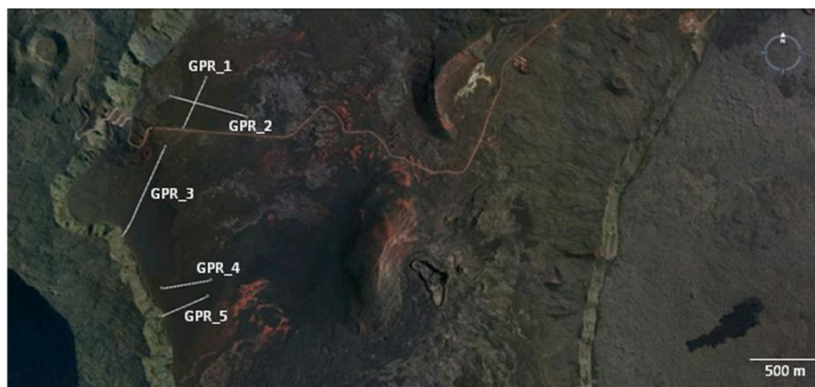
**Figure 4.18.** Antennes GPR fonctionnant à 800 MHz (premier plan) et à 500 MHz (second plan).

Des profils radar d'environ 500 m de long ont été effectués dans la Plaine des Sables, de part et d'autre de la route menant au Pas de Bellecombe, en utilisant les deux antennes (profils

<sup>4</sup> La distance séparant l'antenne émettrice de l'antenne réceptrice est appelée *offset*.



GPR\_1 à GPR\_5 sur la Figure 4.19). Les profils GPR\_4 et GPR\_5 avaient pour but de confirmer la présence de deux petits cratères enfouis, et non répertoriés, que nous avons identifiés sur les images ALOS. Ces cratères fournissent des informations intéressantes sur l'histoire éruptive du volcan. Dans l'Enclos Fouqué, des mesures GPR d'environ 20 m de long ont aussi été effectuées sur des coulées de lave de type a'a et pahoehoe (profils GPR\_EF1 et GPR\_EF2 sur la Figure 4.20). Seule l'antenne à 800 MHz, moins encombrante et plus légère, a été déployée car il s'agit d'une zone d'accès difficile. Le but n'était pas ici d'étudier la subsurface mais d'évaluer la profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques à cette fréquence dans ces deux types de terrains.



**Figure 4.19.** Profils GPR effectués dans la Plaine des Sables, superposés à une image visible (BDOrtho, IGN 2008).



**Figure 4.20.** Profils GPR réalisés dans l'Enclos Fouqué sur des coulées de lave de types a'a (GPR\_EF1) et pahoehoe (GPR\_EF2), superposés à une image visible (BDOrtho, IGN 2008).

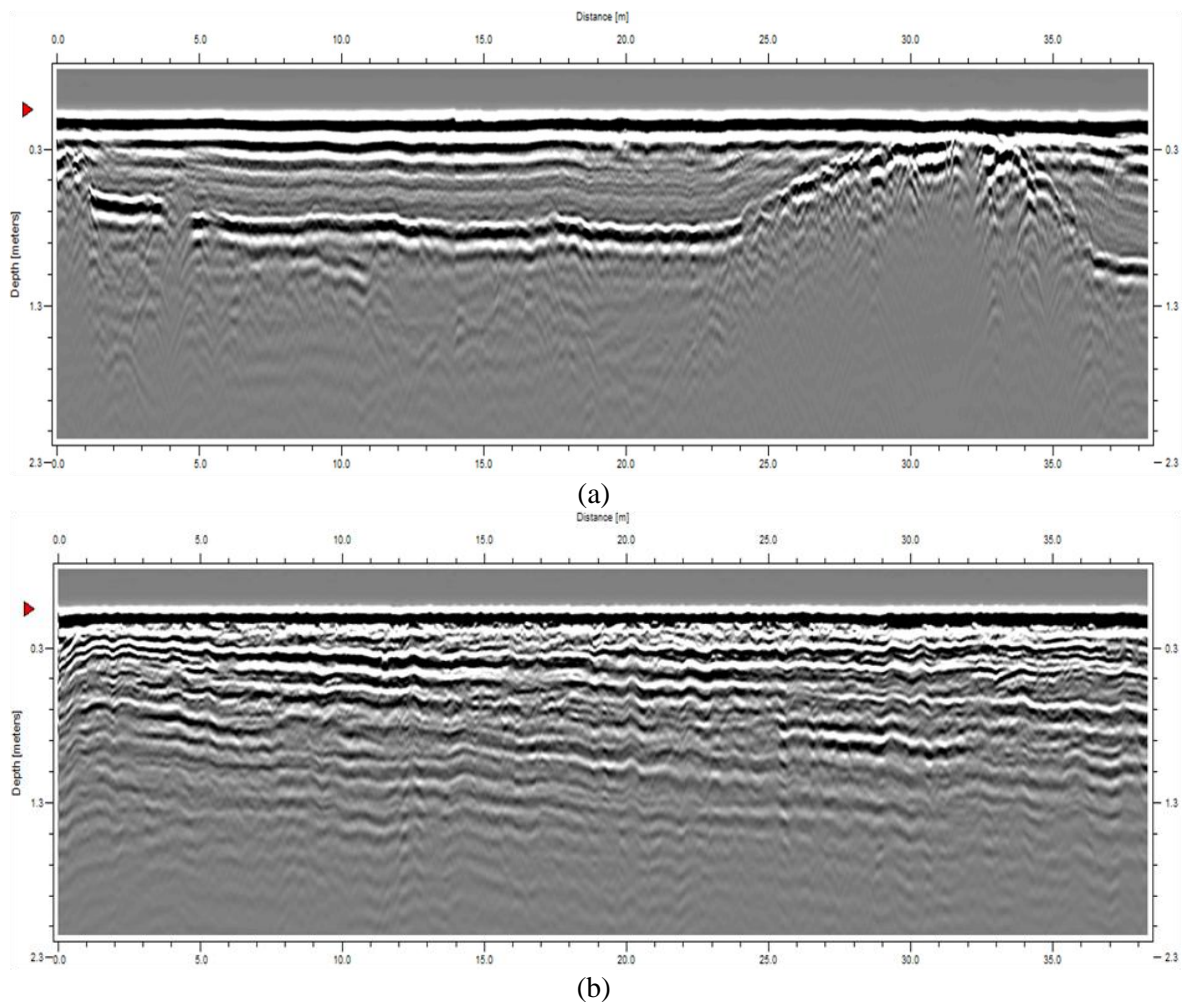
#### 4.3.2.2 Observation de la subsurface

Les Figures 4.21 et 4.22 montrent les données radar brutes obtenues sur les différents sites aux fréquences centrales de 500 et 800 MHz. Une série de prétraitements destinés à normaliser les données par rapport à l'horizontale et à amplifier le contraste a été effectuée au moyen du logiciel ReflexW. Ces radargrammes donnent des indications sur la profondeur de

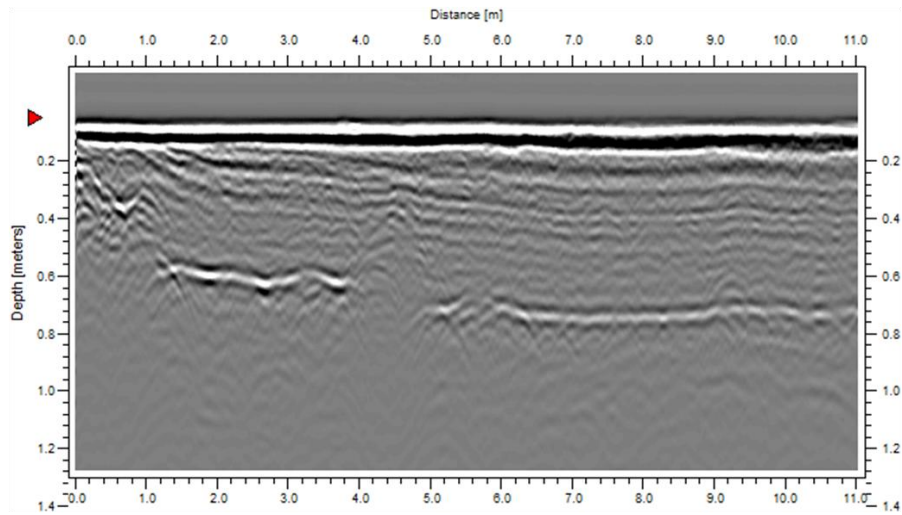
pénétration de l'onde radar dans les différents milieux aux deux fréquences étudiées. On peut aussi calculer la profondeur de pénétration  $\delta_p$  à partir de la constante diélectrique des matériaux. Le Tableau 4.4 montre une surestimation des valeurs calculées par rapport à celles mesurées par GPR.

Méthode	GPR		Constante diélectrique		
	Fréquence	500 MHz	800 MHz	500 MHz	800 MHz
Lapilli (Plaine des Sables)		~ 2,3 m	~ 1,1 m	~ 3,2 m	~ 2,0 m
Lave a'a (Enclos Fouqué)		-	~ 0,6 m	~ 2,0 m	~ 1,2 m
Lave pahoehoe (Enclos Fouqué)		-	~ 0,5 m	~ 1,7 m	~ 1,0 m

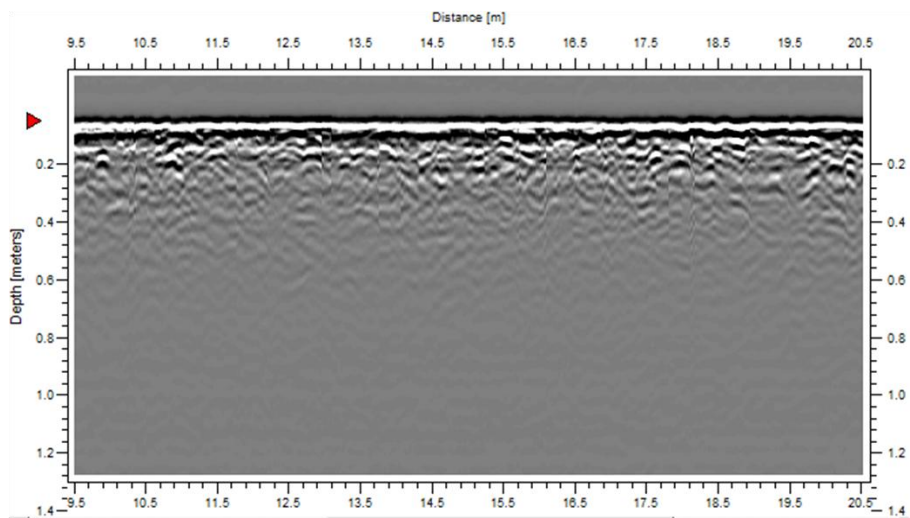
**Tableau 4.4.** Profondeur de pénétration (en m) de l'onde radar à deux fréquences, estimée à partir de mesures GPR et calculée à partir de mesures de constante diélectrique, pour trois types de roches volcaniques.



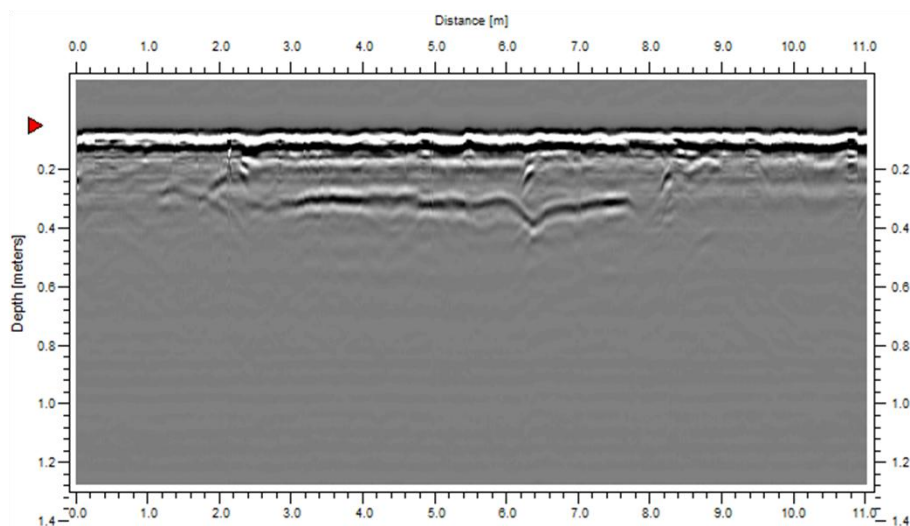
**Figure 4.21.** Radargrammes bruts à 500 MHz de lapilli dans la Plaine des Sables (profils GPR\_1 en haut et GPR\_2 en bas).



(a)



(b)



(c)

**Figure 4.22.** Exemples de radargrammes bruts à 800 MHz (a) de lapilli dans la Plaine des Sables (profil GPR\_4), (b) d'une coulée de lave a'a (profil GPR\_EF1) et (c) d'une coulée de lave pahoehoe (profil GPR\_EF2) dans l'Enclos Fouqué.

L'analyse qualitative des radargrammes permet aussi de déterminer la nature des réflecteurs. Dans la Plaine des Sables, les Figures 4.21 et 4.22c font clairement apparaître la stratification horizontale des couches pyroclastiques et la présence de quelques blocs rocheux signalés par des formes hyperboliques dont le sommet signale la position en profondeur. Sur la Figure 4.22c, on remarque une interface inclinée descendant jusqu'à 0,7 m et correspondant à une surface rigide en profondeur. De telles structures sont également visibles sur les données à 500 MHz. La Plaine des Sables est donc caractérisée par un empilement de dépôts pyroclastiques d'époques différentes, qui se sont accumulés sur un mètre de profondeur voire plus selon les zones, et qui surmontent des coulées de lave ou des cratères plus anciens. Sur la coulée de lave a'a dans l'Enclos Fouqué, on constate une forte présence de multiples en raison de sa structure rugueuse et chaotique (Figure 4.22b). Enfin sur la coulée pahoehoe, on observe une variation d'interface à 0,3 m pouvant révéler le chevauchement de coulées de nature géologique différente (Figure 4.22a).

#### **4.4 Caractérisation de la végétation**

La télédétection fournit des informations continues sur l'état de la végétation par le biais d'indices de végétation. Le plus connu est le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) qui calcule la différence normalisée de réflectance entre le rouge (600-700 nm) et le proche infrarouge (700-1300 nm), permettant ainsi de déterminer la densité de végétation sur un territoire (Rouse et al., 1974). Des études expérimentales et théoriques ont montré que ces indices étaient corrélés à des changements d'état des couverts végétaux, notamment à l'évolution de l'indice foliaire (*Leaf Area Index* ou LAI) (Baret & Guyot, 1991 ; Myneni et al., 1997 ; Duchemin et al., 2006 ; Steltzer & Welker, 2006). Grâce aux images multi-spectrales acquises par le satellite SPOT 5, nous proposons de cartographier le LAI des formations végétales du Piton de la Fournaise. Nous avons établi une relation empirique entre le NDVI SPOT 5 et les mesures expérimentales de LAI dans le but de générer des cartes d'indice foliaire à différentes dates entre 2007 et 2011. Ces cartes pourront être mises en relation avec des images de cohérence radar en bande L (polarisations HH et HV) et ainsi permettre d'étudier l'influence de la densité de la végétation sur la cohérence.



#### 4.4.1 Diversité végétale du volcan

La végétation de La Réunion dépend clairement de l'altitude, des conditions climatiques, et de la nature du sol. La flore indigène est caractérisée par une biodiversité élevée et une forte endémicité, typique des îles océaniques isolées. On dénombre plus de 800 espèces de plantes vasculaires dont 30% environ sont endémiques. Le relief accidenté de l'île favorise les microclimats : la côte est est exposée aux vents et aux précipitations, alors que la côte ouest jouit d'un climat plus sec. La végétation présente sur le Piton de la Fournaise est étagée (Cadet, 1977) : on distingue la végétation altimontaine (au dessus de 2000 m d'altitude), les forêts de montagne (vers 900-1000 m d'altitude), la forêt tropicale humide de moyenne altitude (entre 750 et 1100 m d'altitude), et la forêt tropicale humide de basse altitude (en dessous de 500 m d'altitude).

La végétation altimontaine de la Plaine des Sables est adaptée aux conditions climatiques des hautes altitudes (basses températures, sécheresse marquée). Elle est dominée par le branle vert (*Philippia montana*) et le branle blanc (*Stoebe passerinoides*), surtout présents près du Rempart de Bellecombe (Figure 4.23a). Ces arbustes peuvent atteindre 3 à 5 m de hauteur. On observe également ci et là la présence de tamarin des Hauts (*Acacia heterophylla*) et de nombreuses graminées.

Dans l'Enclos Fouqué, les coulées subactuelles et actuelles abritent une végétation pionnière à base de lichens, mousses (*Grimmia*) et fougères (*Nephrolepis abrupta*). Du fait de leur porosité, les coulées a'a se sont des milieux humides plus favorables à la colonisation végétale que les coulées pahoehoe. Elles se tapissent plus vite et plus abondamment de lichens (*Stereocaulon*).

Dans le Grand Brûlé, forêts et coulées de lave se succèdent jusqu'à l'océan. La stratification végétale est liée à l'âge des coulées. Les parties superficielles des coulées a'a récentes sont rapidement recouvertes d'un lichen de couleur blanche caractéristique (*Stereocaulon vulcani*), qui éclaircit la surface au fur et à mesure de sa prolifération (Figure 4.23c). Des groupements de fougères (*Nephrolepis abrupta*) ou de plantes herbacées (*Machaerina iridifolia*) peuvent s'enraciner entre les gratons ou dans les fissures (Figures 4.23c et 4.23d). La strate arborée du Grand Brûlé s'est développée à la faveur d'une pluviométrie et d'une humidité relative de l'air élevées. Les arbres ou arbustes pionniers comme le bois de rempart (*Agoria salicifolia*) ou le bois de fer bâtard (*Sideroxylon borbonicum*) peuvent atteindre 10-15 m de haut ; le bois de chapelet (*Boehmeria penduliflora*) et les fougères arborescentes envahissent les coulées les plus anciennes (Figure 4.23b). La

strate herbacée est ici dominée par une fougère (*Nephrolepis biserrata*). Au-delà de 300 ans se développe la forêt climacique dominée par le petit natte (*Labourdonnaisia calophylloides*). Les arbustes d'ombres prolifèrent, tandis que les premiers arbres pionniers disparaissent, faute d'ensoleillement. Les Grandes Pentes présentent une végétation arbustive (branles) et herbacée (*Machaerina*) progressant sur les coulées récentes, tandis que les coulées anciennes sont recouvertes de forêts à *Agauria* et *Sideroxylon* (10 m de haut) dans les plus basses altitudes et de fourrés de 2-3 m dans les plus hautes altitudes.

Le lecteur désirant obtenir plus d'informations sur la flore de l'île La Réunion est invité à consulter les ouvrages de **Cadet (1977)** et **Raunet (1991)** ou le site Web <http://www.flore-reunion.websilon.net/>.



(a) Végétation éparse dans la Plaine des Sables dominée par la présence de branles blancs et verts.



(b) Végétation humide et luxuriante dans le Grand Brûlé. La strate arbustive est composée de fougères *Nephrolepis biserrata* et la strate arborée de bois de rempart.



(c) Colonisation d'une coulée a'a par le lichen *Stereocaulon* et les fougères *Nephrolepis abrupta* dans le Grand Brûlé.



(d) Colonisation d'une coulée pahoehoe par les fougères *Nephrolepis abrupta* et les plantes herbacées *Machaerina iridifolia* dans le Grand Brûlé.

**Figure 4.23.** Diversité végétale de la Plaine des Sables et du Grand Brûlé.

#### 4.4.2 Mesure de l'indice foliaire

L'indice foliaire ou LAI (*Leaf Area Index*), défini comme la moitié de la surface foliaire totale par unité de surface au sol, fournit une information sur la structure du couvert végétal, mais aussi sur son potentiel d'absorption du rayonnement solaire et d'échanges gazeux avec l'atmosphère. C'est donc une variable biophysique importante. Des mesures de LAI ont été effectuées dans la Plaine des Sables et le Grand Brûlé en octobre 2011, à l'aide du *LAI-2200 Plant Canopy Analyzer* (LI-COR) (Figure 4.24). L'instrument comprend un capteur de rayonnement composé de cinq anneaux sensoriels, relié à un ordinateur portable. Il mesure la fraction de lumière solaire transmise par le couvert végétal et la transforme en LAI grâce à un modèle simplifié de transfert radiatif. Pour chaque zone étudiée, des mesures ont été faites tous les 5 m sur le long de profils rectilignes. Les valeurs sont ensuite étalonnées puis moyennées.



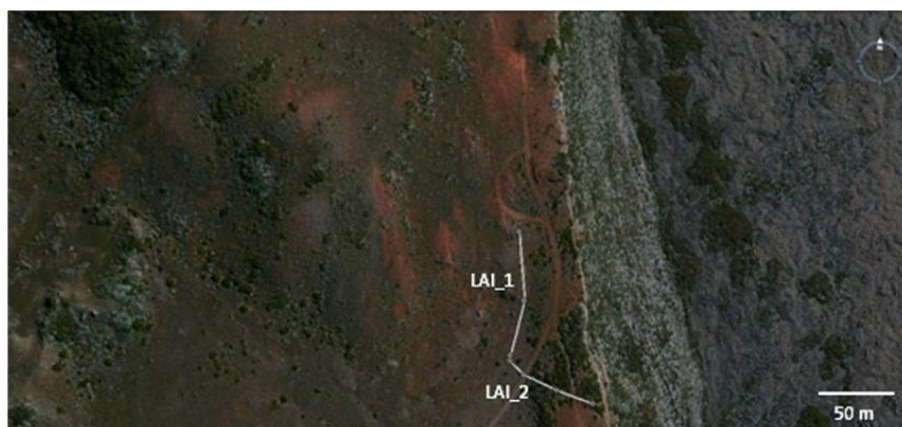
**Figure 4.24.** A gauche : *LAI-2200 Plant Canopy Analyzer* (LI-COR ; <http://www.licor.co.za>). A droite : mesures de LAI sur une zone semi-aride de la Plaine des Sables, le long du Rempart de Bellecombe.

Les mesures doivent être effectuées dans des conditions bien précises d'éclaircement : ciel couvert ou ciel clair avant le lever du soleil ou après son coucher. Les régions étudiées présentent différentes densités de végétation :

- Deux profils ont été réalisés dans la Plaine des Sables, sur la crête du Rempart de Bellecombe (Figure 4.25). Cette zone est caractérisée par une végétation arbustive.
- Quatre profils ont été réalisés dans des couverts plus ou moins denses le long de la coulée de 2004 (Figure 4.26). La hauteur de la végétation varie entre 1,20 m et 12 m. Elle peut présenter une stratification verticale marquée à 2 m et 8-10 m.



- Deux profils ont été acquis le long de la coulée de 2002. La végétation est également stratifiée : fougères (1-2 m), arbustes (8-10 m) et filaos (15-20 m).
- Un dernier profil a été réalisé dans la forêt entre les coulées de 2003 et 2007.



**Figure 4.25.** Profils de LAI réalisés dans la Plaine des Sables superposés à une image visible (BDOrtho, IGN, 2008).



**Figure 4.26.** Profils de LAI réalisés près de la coulée de 2004 dans le Grand Brûlé superposés à une image visible (BDOrtho, IGN, 2008).

Les valeurs de LAI sont comprises entre  $1,72 \text{ m}^2/\text{m}^2$  et  $9,80 \text{ m}^2/\text{m}^2$  (Tableau 4.5). Les valeurs les plus faibles correspondent à la végétation arbustive éparse de la Plaine des Sables (2300 m d'altitude). Les forêts tropicales le long du littoral (120 m d'altitude) affichent les valeurs les plus élevées (Figure 4.23b).

Région	Profil	Lat/Long (WGS84)	Altitude moyenne	Type de végétation	Hauteur de la canopée	LAI (m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> )
Rempart de Bellecombe	LAI_1	21°15'09,4"S 55°40'44,6"E	2310 m	Végétation épars (lichen, arbuste)	0,1 – 1 m	1,72 ± 0,30
		21°15'6,8"S 55°40'44,8"E	2313 m			
Rempart de Bellecombe	LAI_2	21°15'10,4"S 55°40'46,3"E	2311 m			
		21°15'09,7"S 55°40'44,9"E	2310 m			
Grand Brûlé	LAI_GB1	21°14'22,1"S 55°47'57,8"E	108 m	Végétation tropicale	~ 10 m	7,33 ± 0,42
		21°14'21,0"S 55°47'57,9"E	108 m			
Grand Brûlé	LAI_GB2	21°14'12,5"S 55°47'49,0"E	129 m	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2004	~ 10 m	8,46 ± 0,35
		21°14'9,5"S 55°47'50,7"E	140 m			
Grand Brûlé	LAI_GB3	21°14'15,4"S 55°47'46,3"E	140 m	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2004	Strate 1 : ~ 1,20 m Strate 2 : ~ 1,80 m	9,39 ± 0,55
		21°14'15,2"S 55°47'46,1"E	139 m			
Grand Brûlé	LAI_GB4	21°14'16,1"S 55°47'40,8"E	165 m	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2004	Strate 1 : ~ 2 m Strate 2 : ~10 m	9,80 ± 0,54
		21°14'15,8"S 55°47'40,7"E	167 m			
Grand Brûlé	LAI_GB5	21°13'13,3"S 55°48'19,7"E	103 m	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2002	~10 – 15 m	2,60 ± 0,46
		21°13'15,0"S 55°48'16,8"E	110 m			
Grand Brûlé	LAI_GB6	21°13'17,3"S 55°48'15,7"E	122 m	Végétation tropicale proche de la coulée de 2002	Strate 1 : 1 – 2 m (fougère) Strate 2 : 8 – 10 m (arbuste) Strate 3 : 15 – 20 m (Filaos)	9,50 ± 0,56
		21°13'17,6"S 55°48'18,0"E	121 m			
Grand Brûlé	LAI_GB7	21°15'22,6"S 55°47'40,8"E	141 m	Végétation tropicale entre les coulées de 2003 et 2007	~ 8 m	7,01 ± 0,18
		21°15'21,3"S 55°47'39,2"E	152 m			

**Tableau 4.5.** Valeurs moyennes des profils de LAI effectués en octobre 2011 dans la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué.

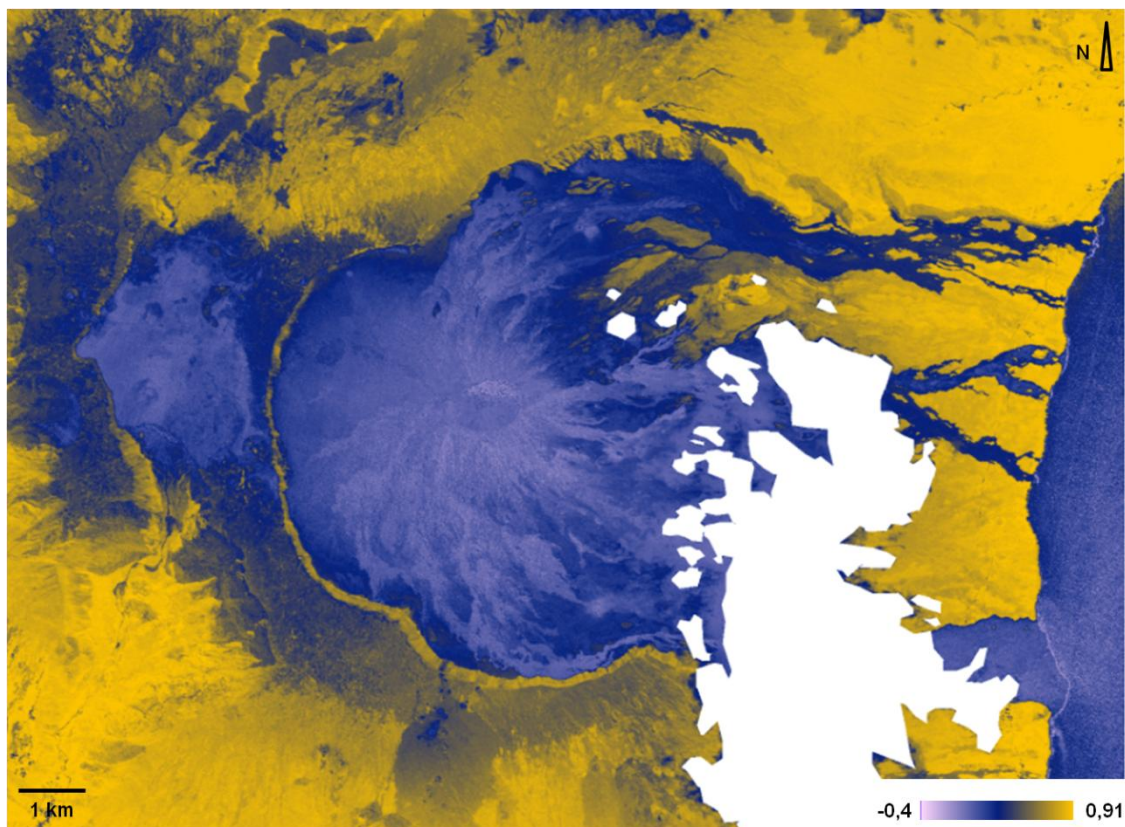
#### 4.4.3 Calcul du NDVI à partir d'images SPOT

L'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) est calculé à partir des réflectances mesurées dans les bandes rouge  $\rho_R$  et proche infrarouge  $\rho_{PIR}$  (Rouse et al., 1974) :

$$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R} \quad (4.15)$$

Il varie théoriquement entre  $-1$  et  $+1$ . Les valeurs négatives correspondent aux surfaces pour lesquelles la réflectance dans le rouge est supérieure à celle dans le proche infrarouge : eau, neige, nuages. La réflectance des sols nus étant à peu près la même dans ces deux longueurs d'onde, leur NDVI est proche de 0. Enfin celui des couverts végétaux est positif, compris entre 0,1 (couverts éparses) et 0,8 (végétation abondante).

Une carte de NDVI du Piton de la Fournaise a été établie à la résolution spatiale de 10 m à partir des bandes spectrales rouge (0,61-0,68  $\mu\text{m}$ ) et proche infrarouge (0,78-0,89  $\mu\text{m}$ ) d'une image SPOT 5 (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*). Ces images ont été téléchargées sur la base de données Kalideos (<http://kalideos.cnes.fr/>) : le CNES met en effet à disposition des chercheurs des séries temporelles d'images SPOT couvrant toute l'île de La Réunion. Elles sont prétraitées géométriquement (ortho-rectifiées) et radiométriquement, (calibrées en réflectance). Nous avons utilisé une image SPOT 5 acquise le 30 mai 2011, date la plus proche de nos mesures de terrain et pour laquelle la couverture nuageuse au-dessus du volcan était faible. La Figure 4.27 présente la carte de NDVI calculée à partir d'une image acquise le 30 mai 2011. Les valeurs les plus faibles correspondent aux coulées de lave dans l'Enclos Fouqué ( $\sim 0,04-0,11$ ) et aux retombées pyroclastiques dans la Plaine des Sables ( $\sim 0,09$ ). Sur les couverts végétaux, le NDVI affiche des valeurs comprises entre 0,5 (plantes arbustives dans la Plaine des Sables) et 0,87 (forêts tropicales dans le Grand Brûlé) ou 0,91 (forêts tropicales hors enclos près du rempart du Tremblet au sud ou du rempart de Bois Blanc au nord).

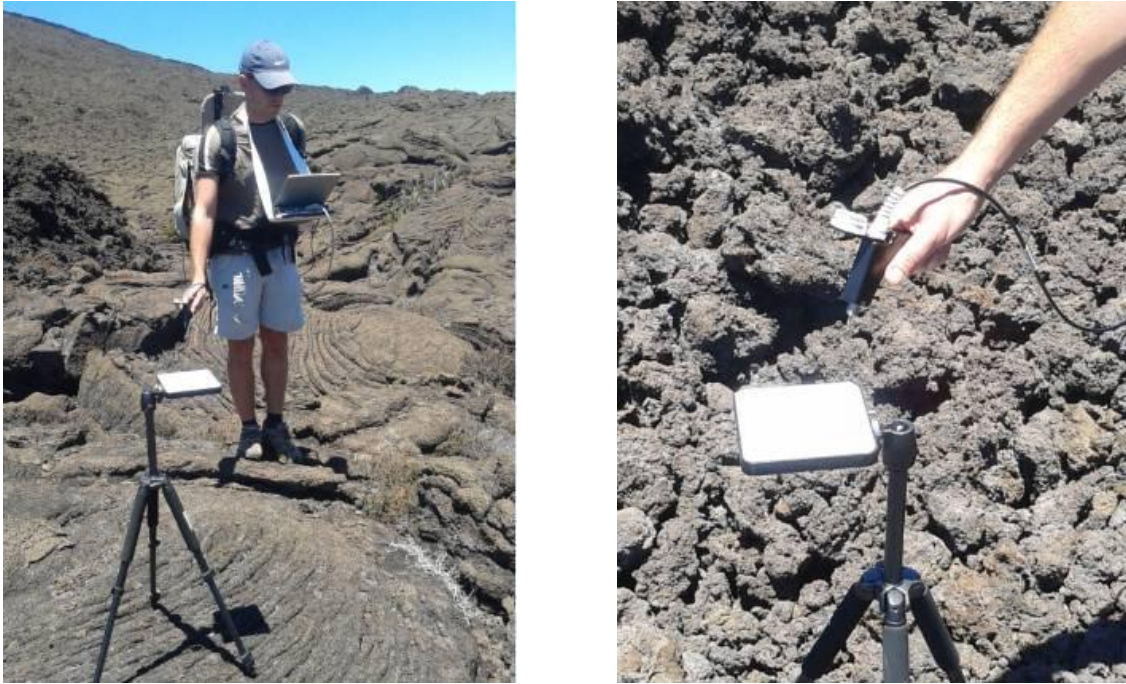


**Figure 4.27.** Carte de NDVI au-dessus du Piton de la Fournaise calculée à partir de l'image SPOT 5 du 30 mai 2011. Le masque des nuages apparaît en blanc.

#### 4.4.4 Données complémentaires de réflectance

Des spectres de réflectance des surfaces étudiées ont été mesurés sur le terrain (Annexe 5) au moyen du spectro-radiomètre portable FieldSpec (*Analytical Spectral Device*). Ce dernier enregistre la radiance d'une cible (énergie lumineuse réfléchiée par la cible) entre 350 nm et 2500 nm, sous forme de comptes numériques. L'étalonnage des mesures, c'est-à-dire le calcul de la réflectance absolue, se fait en mesurant la radiance d'un panneau de référence en Spectralon dont la réflectance est considérée comme isotrope et proche de 1, dans les mêmes conditions de mesure (Figure 4.28). Pour chaque zone, nous avons moyenné cinq spectres de radiance afin d'estimer la réflectance des coulées pahoehoe et a'a dans l'Enclos Fouqué, ainsi que celle des dépôts pyroclastiques dans la Plaine des Sables. Ces mesures permettront un meilleur ajustement de la relation entre le LAI et le NDVI au-dessus des surfaces dépourvues de végétation ( $LAI = 0 \text{ m}^2/\text{m}^2$ ).





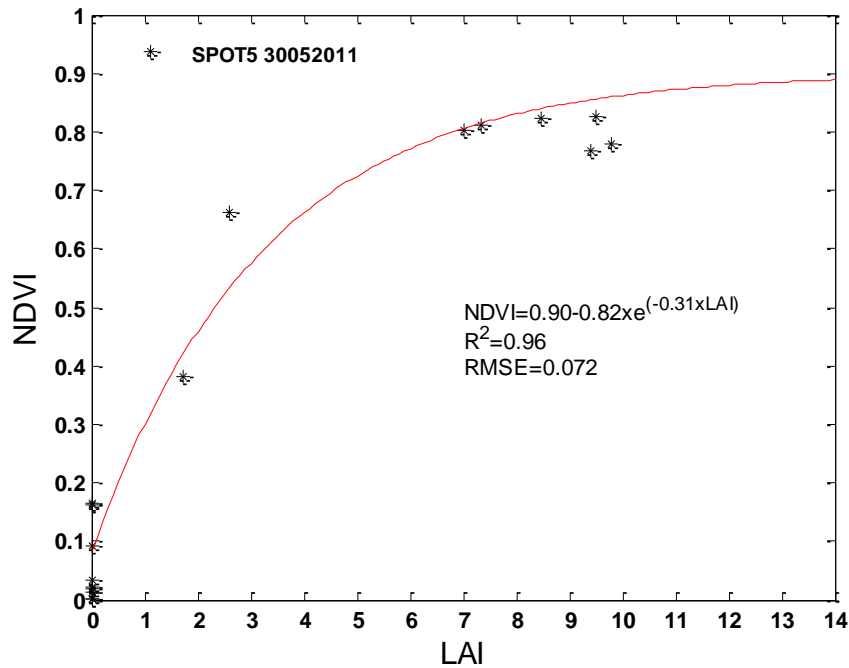
**Figure 4.28.** Mesures de spectres de réflectance d'une coulée de lave dans l'Enclos Fouqué (à gauche) et du panneau de référence (à droite).

#### 4.4.5 Relation NDVI versus LAI

Le LAI peut être relié au NDVI par la relation (Stelzer & Welker, 2006) :

$$NDVI = NDVI_{\infty} + (NDVI_{sol} - NDVI_{\infty}) \times e^{-K \times LAI} \quad (4.16)$$

avec  $NDVI_{\infty}$  la valeur asymptotique du NDVI lorsque le LAI tend vers l'infini,  $NDVI_{sol}$  la valeur du NDVI correspondant à un sol nu, et  $K$  le coefficient d'extinction de la lumière à travers la couche végétale.  $NDVI_{\infty}$  correspond à la valeur maximale observée sur toute la zone étudiée, soit 0,9, et  $NDVI_{sol}$  est la moyenne des valeurs calculées à partir des mesures de terrain acquises grâce au spectro-radiomètre ASD, soit 0,083. Le coefficient  $K$  est donc le seul paramètre inconnu dans l'équation 4.16. La relation LAI-NDVI a été estimée en utilisant la carte de NDVI (Figure 4.27) générée à partir des réflectances SPOT 5 et les mesures *in situ* de LAI (Figure 4.29). On constate une évolution exponentielle du NDVI en fonction du LAI, comme prédit par le modèle théorique (Eq. 4.16). Le coefficient d'extinction  $K$  a été calculé numériquement et vaut 0,31. Le *fit* est bon avec un coefficient de détermination ( $R^2$ ) de 0,96 et une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 0,072. Comme le montre la Figure 4.29, le NDVI augmente régulièrement avec le LAI jusqu'à une valeur de 0,7-0,8, puis il se stabilise autour de 0,9. Une fois ce palier atteint, l'accroissement du LAI n'a donc plus aucun effet sur la réflectance spectrale du couvert végétal.



**Figure 4.29.** Relation entre les mesures *in situ* de LAI et le NDVI calculé à partir d'une image SPOT 5 (Annexe 6).

Comme nous souhaitons générer des cartes de LAI à partir d'images satellite, c'est plutôt la fonction réciproque de l'équation (4.16) qui nous intéresse. Elle s'écrit :

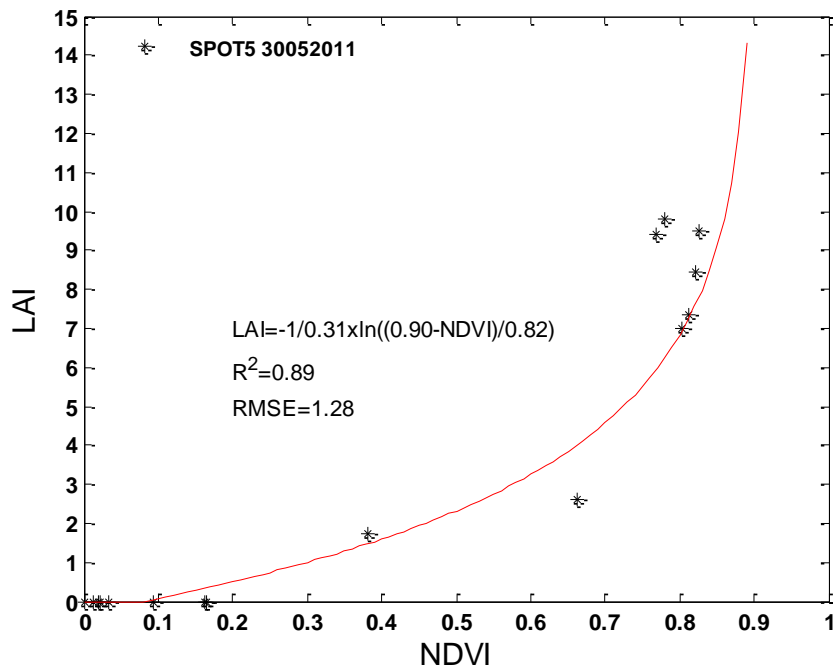
$$\text{LAI} = \frac{-1}{K} \times \ln \left( \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\infty}}{\text{NDVI}_{\text{sol}} - \text{NDVI}_{\infty}} \right) \quad (4.17)$$

En remplaçant  $\text{NDVI}_{\infty}$ ,  $\text{NDVI}_{\text{sol}}$  et  $K$  par leurs valeurs, on trouve :

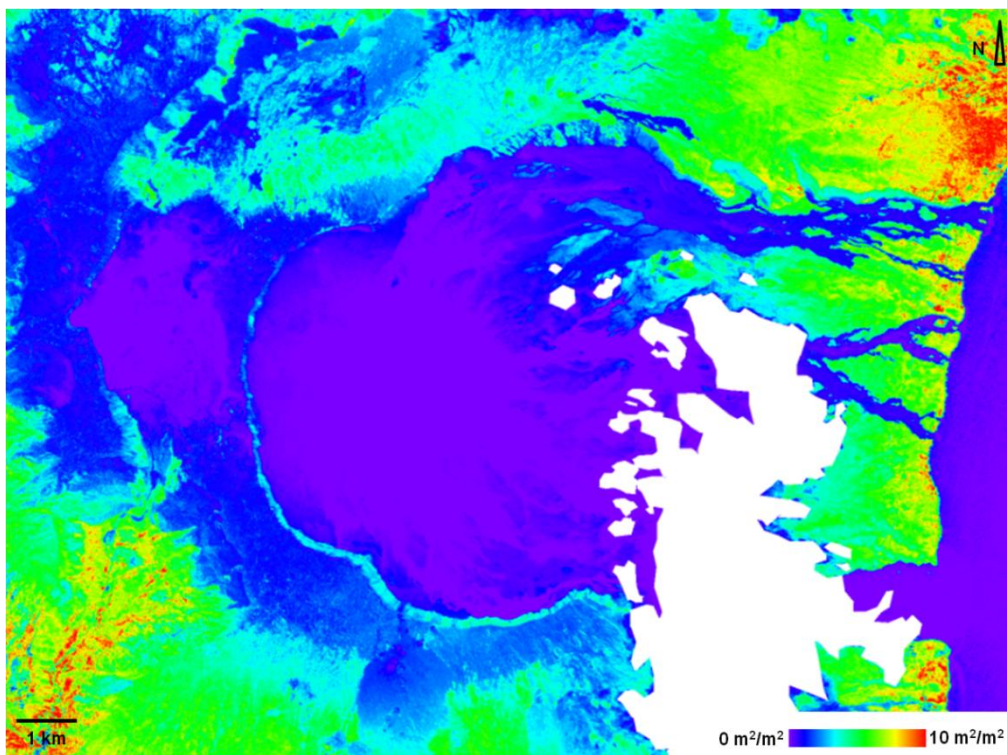
$$\text{LAI} = \frac{-1}{0,31} \times \ln \left( \frac{0,90 - \text{NDVI}}{0,82} \right) \quad (4.18)$$

Le modèle obtenu à partir de l'image SPOT 5 est représenté sur la Figure 4.30 ( $R^2 = 0,89$  et  $\text{RMSE} = 1,28$ ). Notons que les relations ont été déterminées sur un nombre limité de points de mesures et qu'elles ne tiennent pas compte du facteur variétal : en effet, dans la réalité, elles dépendent du type de végétation étudié (plantes arbustives, végétation tropicale, cultures, etc.). La figure 4.31 représente la carte de LAI établie sur le Piton de la Fournaise à partir d'une image SPOT 5 acquise le 30 mai 2011. Les valeurs les plus faibles (0-0,15) correspondent aux surfaces nues dépourvues de végétation (coulées de lave, lapilli) ; la végétation arbustive de la Plaine de Sables affiche des valeurs comprises entre 1,8  $\text{m}^2/\text{m}^2$  et 3,9  $\text{m}^2/\text{m}^2$  ; dans l'Enclos Fouqué, la couverture végétale est caractérisée par un LAI de 3  $\text{m}^2/\text{m}^2$  en haut des Grandes Pentés, et atteint des valeurs proches de 10  $\text{m}^2/\text{m}^2$  près du littoral.

Les valeurs les plus élevées se trouvent hors enclos sur des surfaces forestières et agricoles, principalement composés de plantations de canne à sucre.



**Figure 4.30.** Relation entre les mesures *in situ* de LAI et le NDVI calculé à partir de l'image SPOT 5 (30 mai 2011).



**Figure 4.31.** Carte du LAI au-dessus du Piton de la Fournaise calculé à partir des valeurs de NDVI SPOT 5 (30 mai 2011). Un masque des nuages est représenté en blanc.



## 4.5 Conclusion

La mission de terrain effectuée en octobre 2011 a donné naissance à un jeu de données géophysiques unique sur le volcan, qui complète ceux déjà accumulés par les équipes de recherche qui s'y succèdent depuis des décennies :

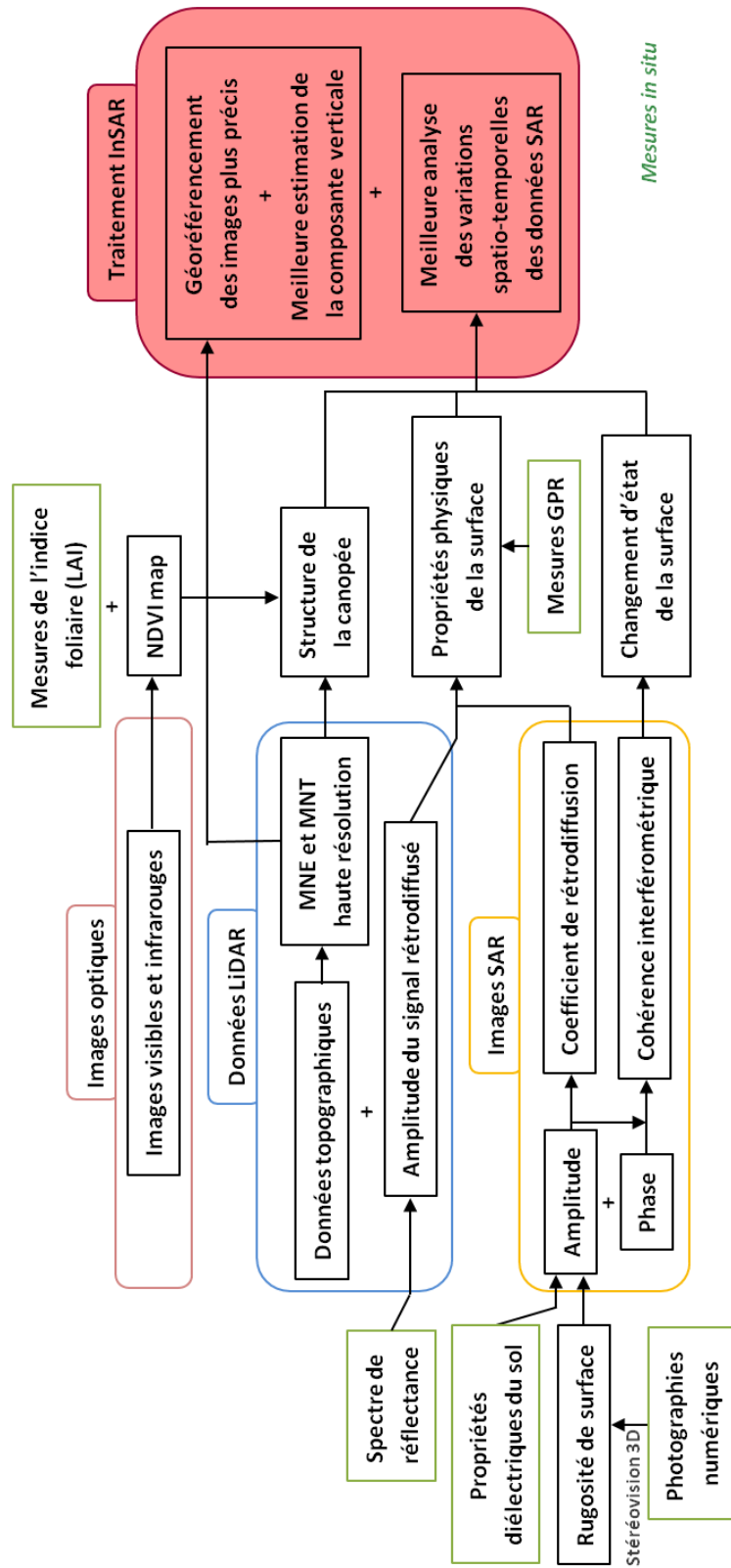
- Nous avons étudié la rugosité de surfaces des coulées a'a et pahoehoe, des coulées pahoehoe « slabby » et des régions recouvertes de lapilli à partir du calcul de cinq paramètres statistiques : écart type des hauteurs, longueur de corrélation, paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité et dimension fractale. Pour cela, nous avons généré des modèles numériques de terrain de cinq types de surfaces, avec une résolution spatiale de 1,2 mm et une précision altimétrique de 0,7 mm. Puis, nous avons extraits des profils topographiques directionnels. Ces profils ont permis d'étudier l'anisotropie des surfaces et de mettre en évidence certaines directions préférentielles. Nous avons étudié l'influence de la longueur des profils sur les paramètres de rugosité : l'écart type des hauteurs et la longueur de corrélation augmentent avec la longueur du profil, alors que le paramètre  $Z_s$ , l'indice de tortuosité et la dimension fractale semblent stables.
- Nous avons mesuré en laboratoire la constante diélectrique complexe d'échantillons de deux coulées de lave a'a, d'une coulée pahoehoe et de lapilli, en fonction de la fréquence. Ces mesures ont été utilisées pour estimer la vitesse de propagation et la profondeur de pénétration des ondes radar dans les milieux à la fréquence PALSAR (1,27 GHz). Les dépôts pyroclastiques qui recouvrent une vaste région de la Plaine des Sables favorisent la pénétration des ondes jusqu'à plus d'un mètre de profondeur, ce qui explique la faible amplitude du signal retour et la perte de cohérence d'origine volumique au-dessus de ces surfaces. L'onde radar traverse également les coulées a'a ou pahoehoe sur quelques dizaines de centimètres, mais il semble que la décorrélation plus élevée au-dessus des coulées a'a soit liée à la diffusion multiple de l'onde sur ces surfaces rugueuses. En revanche, la vitesse de propagation des ondes dans ces milieux est du même ordre de grandeur, avec une valeur légèrement plus faible pour les lapilli. Nous avons aussi réalisé des profils GPR à 500 MHz et 800 MHz, dans la Plaine des Sables et dans l'Enclos Fouqué, à l'ouest du cratère principal, pour étudier la réflexion des ondes électromagnétiques hautes fréquences par les différents types de terrains. Nous avons observé une stratification horizontale des dépôts pyroclastiques jusqu'à plus d'un mètre de profondeur.

- Enfin des mesures de LAI ont été effectuées dans la Plaine des Sables ainsi que dans le Grand Brûlé. A partir d'une image SPOT 5, nous avons établi la relation LAI-NDVI sur quelques pixels pour lesquels l'indice foliaire a été mesuré, puis l'avons étendue à toute la zone d'étude afin d'établir une carte de LAI sur tout l'édifice.

## Chapitre 5

# Complémentarité des données de télédétection et *in situ*

Ce chapitre présente les principaux résultats obtenus dans le cadre de cette thèse. Dans un premier temps, nous évaluerons le bénéfice procuré par les données LiDAR pour la compréhension et l'interprétation des données SAR (coefficient de rétrodiffusion, cohérence interférométrique). Les données LiDAR acquises en 2008 et 2009 fournissent une description précise de la géomorphologie du volcan ; elles permettent d'estimer des volumes de lave émise entre deux dates, ou de générer des cartes de hauteur de la végétation. L'exploitation de l'information radiométrique améliore la caractérisation des types de surface. Dans une deuxième partie, la sensibilité de la mesure radar aux paramètres physiques de la surface (rugosité, constante diélectrique, LAI) est étudiée. Notre démarche repose sur une analyse expérimentale des relations entre les grandeurs physiques radar et les mesures de terrain présentées au chapitre 4. La méthodologie générale de la thèse est présentée dans la Figure 5.1 : ce schéma introduit et met en relation les divers jeux de données (satellite, aéroporté et terrain).



**Figure 5.1.** Méthodologie générale de la thèse.

## 5.1 Apport des données LiDAR à l'interprétation des données radar

### 5.1.1 Comparaison des modèles numériques d'élévation (SRTM) et de terrain (LiDAR)

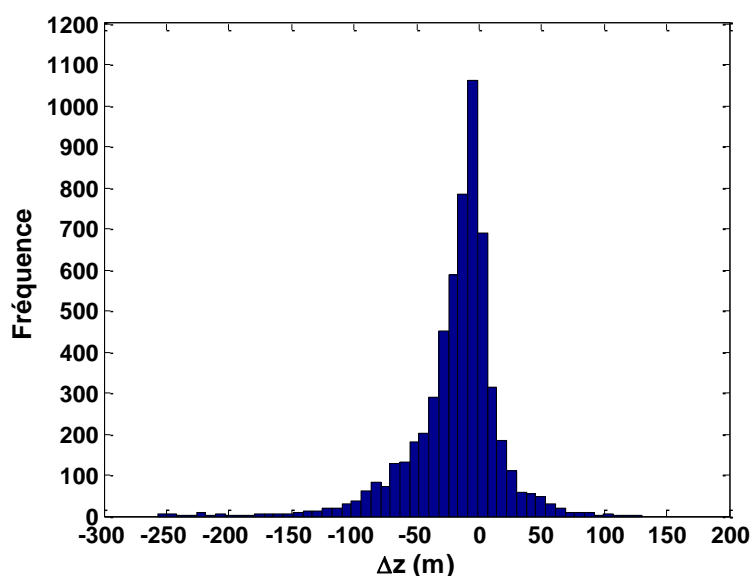
Comme nous l'avons vu dans la section 3.1.3, certaines étapes du traitement interférométrique (coregistration, correction de la phase topographique) requièrent un modèle numérique de terrain précis. Jusqu'à présent, nous avons utilisé le modèle numérique d'élévation SRTM, dont la résolution spatiale est égale à 90 m. Sur les zones couvertes de végétation, le signal radar en bande C de SRTM est réfléchi par les premières strates de la canopée : l'information sur la topographie de la Terre est par conséquent dégradée, contrairement au signal radar en bande L d'ALOS-PALSAR, qui pénètre davantage dans les couverts végétaux. Cela induit donc des erreurs de mesure d'altitude. Pour pallier ce problème, nous avons intégré le modèle numérique de terrain LiDAR à 5 m de résolution à la chaîne de traitement interférométrique.

Nous avons d'abord comparé le MNE SRTM au MNT LiDAR acquis en 2008 au-dessus du volcan, après avoir rééchantillonné ce dernier à la résolution spatiale du MNE SRTM. Cette étape permet d'évaluer les différences entre les deux sources de données, et par conséquent, les variations topographiques du volcan entre 2000 et 2008. Rappelons que la précision verticale annoncée des données SRTM est de  $\sim 16$  m sur l'ensemble des continents, et que celle des données LiDAR avait, quant à elle, été estimée à  $\sim 27$  cm en utilisant des points de contrôle DGPS (voir chapitre 3). La moyenne  $\mu_{\Delta_z}$ , l'écart-type  $\sigma_{\Delta_z}$  et l'erreur quadratique moyenne RMSE des différences altimétriques entre le MNT LiDAR et MNE SRTM ont été calculés sur différentes régions du volcan recoupant la zone survolée par le LiDAR en 2008 (Tableau 5.1).

Zone	n	$\mu_{\Delta_z}$ (m)	$\sigma_{\Delta_z}$ (m)	RMSE (m)
Enclos Fouqué	2758	-18,2	21,5	28,1
Plaine des Sables	563	-2,2	5,4	5,8
Volcan	5776	-18,5	36,5	40,9

**Tableau 5.1.** Différences altimétriques entre les données LiDAR (2008) et SRTM (2000).  
n est le nombre de pixels sur lesquels ont porté les calculs statistiques.

Les valeurs négatives signifient que les points SRTM sont au-dessus des points LiDAR. Les différences s'expliquent en grande partie par des variations de relief entre 2000 et 2008. La Plaine des Sables a subi peu de changements entre ces deux dates ( $\mu_{\Delta z} = -2,2 \text{ m} \pm 5,4 \text{ m}$  et  $\text{RMSE} = 5,8 \text{ m}$ ). En revanche, plusieurs éruptions se sont produites dans l'Enclos Fouqué, ce qui explique les écarts importants relevés sur cette région ( $\mu_{\Delta z} = -18,2 \text{ m} \pm 21,5 \text{ m}$  ;  $\text{RMSE} = 5,8 \text{ m}$ ). L'histogramme de la Figure 5.2 montre une nette sous-estimation de la topographie par le MNE SRTM.

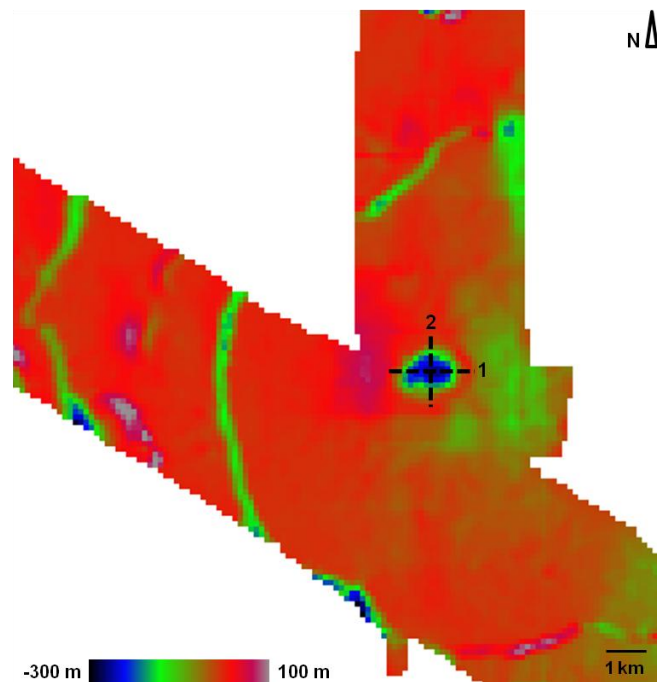


**Figure 5.2.** Histogramme des différences altimétriques entre le MNT LiDAR (2008) et le MNE SRTM (2000), calculées sur toute la zone de la Figure 5.3.

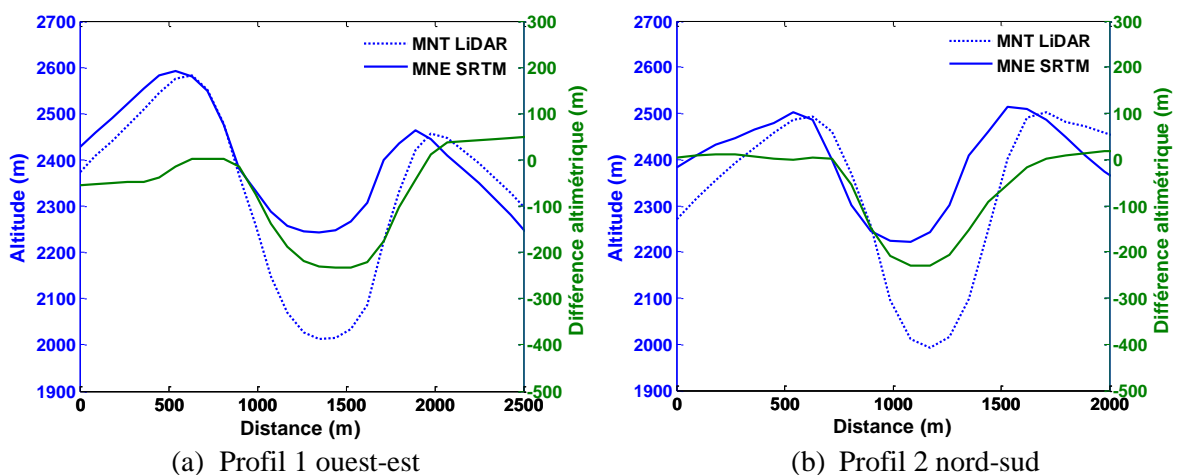
La carte des différences altimétriques met en lumière les zones où les écarts sont les plus importants (Figure 5.3). Le rempart de l'Enclos Fouqué apparaît clairement, avec un écart moyen d'environ  $-111 \text{ m}$ , alors que le cratère Chisny et le Demi-Piton, dans la Plaine des Sables, affichent des valeurs d'environ  $55 \text{ m}$ . Ces différences pourraient s'expliquer par la faible résolution spatiale du MNE SRTM. Au centre de l'image (en bleu), on observe clairement l'effondrement de la caldera du cratère Dolomieu, survenu en avril 2007. On mesure une différence  $\mu_{\Delta z}$  de l'ordre de  $-257 \text{ m}$  (Figure 5.4) pour une résolution spatiale de  $90 \text{ m}$ . Sachant que le fond du cratère s'est affaissé de  $320 \text{ m}$  (Figure 5.5) (Michon et al. 2007b ; Urai et al., 2007), cette mesure est donc sous-estimée. On observe également des différences positives ( $\sim 50 \text{ m}$ ) et négatives ( $\sim -90 \text{ m}$ ) à l'ouest et à l'est du cratère principal, témoignant de l'activité du volcan, alors que les écarts moyens sont proches de  $-17 \text{ m}$  sur le reste de l'Enclos. Cette étude montre que pour mieux contraindre les erreurs liées à la



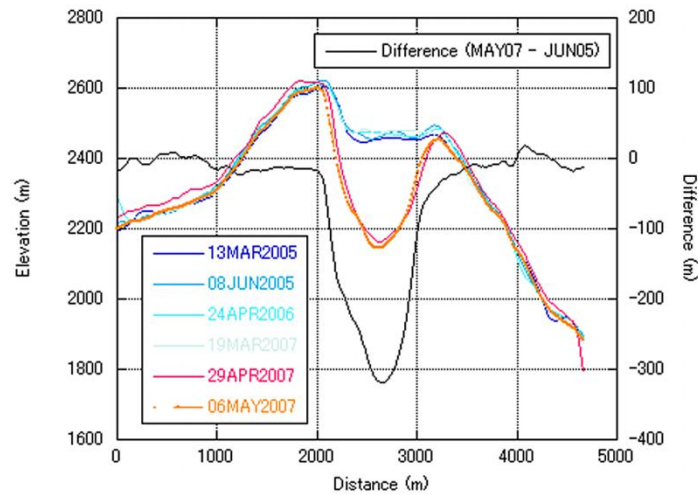
topographie lors du traitement des images InSAR, il est important de disposer d'un modèle numérique de terrain précis.



**Figure 5.3.** Carte des différences altimétriques entre le MNT LiDAR (2008) et le MNE SRTM (2000) au-dessus du Piton de la Fournaise. Résolution spatiale = 90 m. Les lignes en pointillés situés au niveau du cratère Dolomieu indiquent la localisation des profils 1 et 2 présentés sur la Figure 5.4.

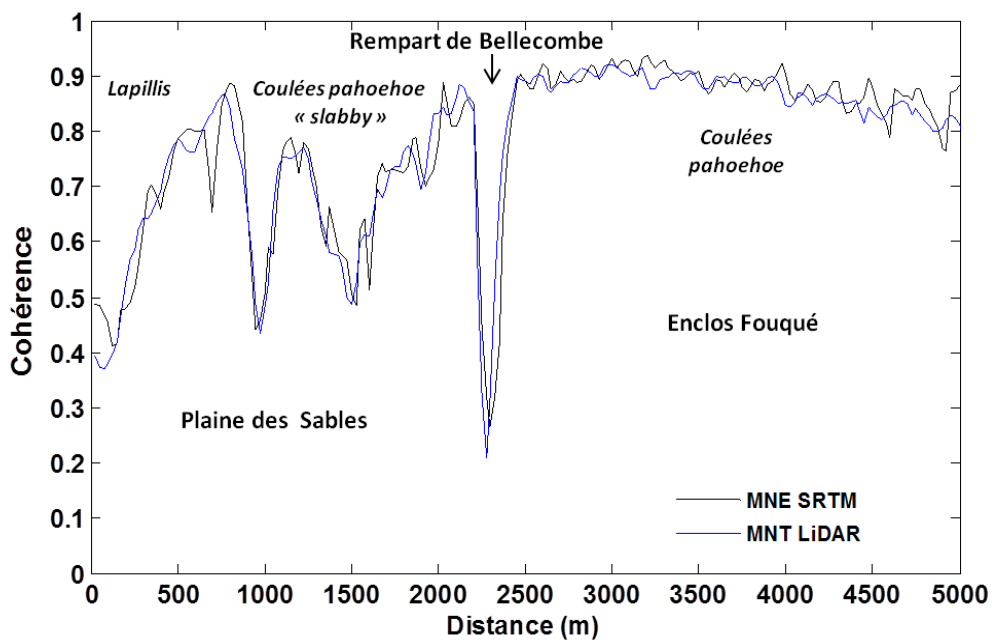


**Figure 5.4.** En bleu : profils d'élévation du cratère Dolomieu extraits du MNT LiDAR (en pointillés) et du MNE SRTM (trait plein). En vert : profil représentant la différence entre les MNT LiDAR et le MNE SRTM (échelle de droite).

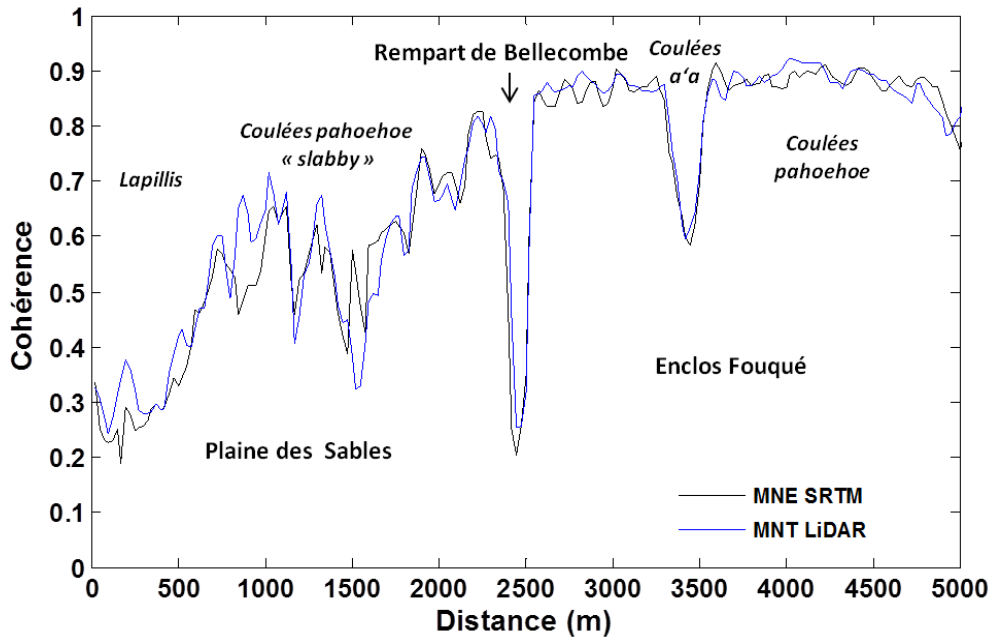


**Figure 5.5.** Profils d'élévation du cratère Dolomieu (ouest-est) extraits des MNE générés à partir de données ASTER. Ceux en bleu ont été mesurés avant l'effondrement du Dolomieu et ceux en orange et en rouge après l'évènement. Le profil en noir représente la différence entre les MNE calculés à partir d'images ASTER du 6 mai 2007 et du 8 juin 2005 (échelle de droite) (Urai et al., 2007).

Les Figures 5.6 et 5.7 illustrent l'impact de la résolution spatiale du MNT sur la cohérence calculée à partir des couples 06/03/2008 – 21/04/2008 (*baseline* spatiale de 87 m) et 22/07/2008 – 06/09/2008 (*baseline* spatiale de 1294 m). On observe de faibles différences. L'utilisation du MNT LiDAR à 5 m de résolution ne semble pas améliorer de façon conséquente l'information de cohérence interférométrique, probablement en raison de la faible *baseline* spatiale.



**Figure 5.6.** Profils de cohérence calculée à partir du couple 06/03/2008 – 21/04/2008 en utilisant le MNE SRTM à 90 m de résolution (en noir) ou le MNT LiDAR à 5 m de résolution (en bleu).

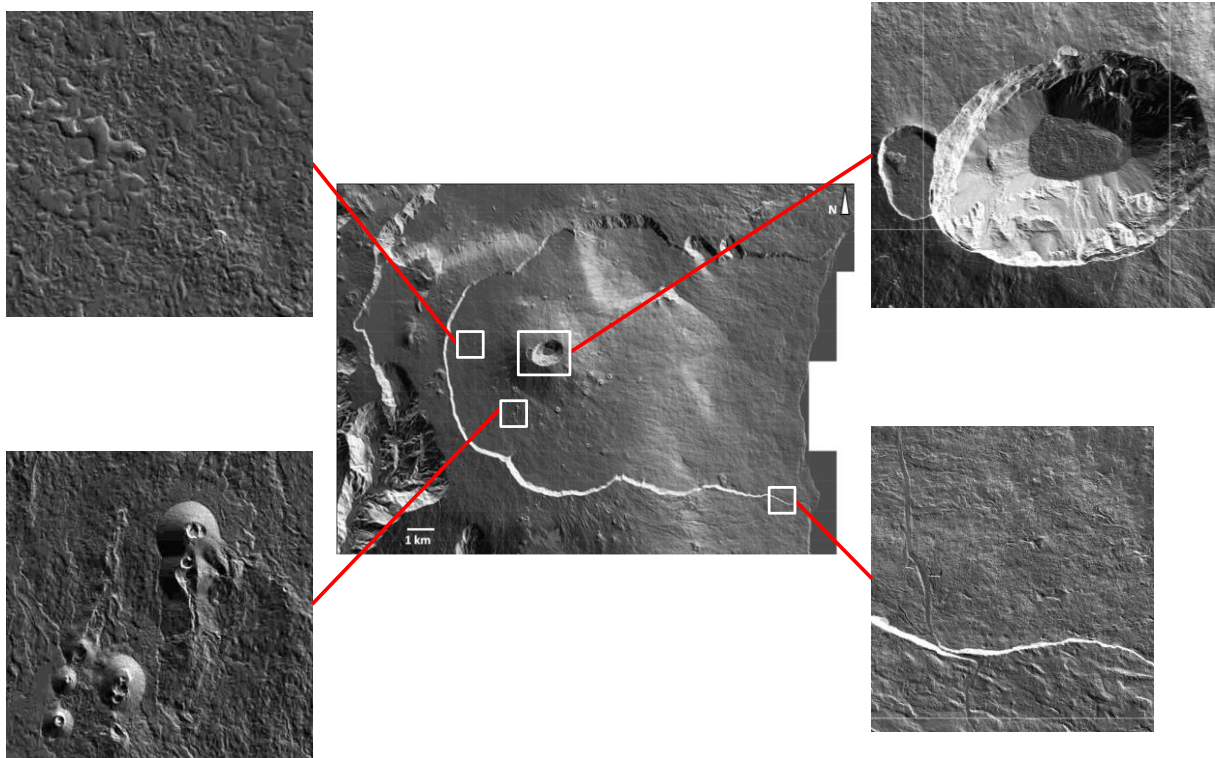


**Figure 5.7.** Profils de cohérence calculée à partir du couple 22/07/2008 – 06/09/2008 en utilisant le MNE SRTM à 90 m de résolution (en noir) ou le MNT LiDAR à 5 m de résolution (en bleu).

## 5.1.2 Analyse morphométrique des terrains volcaniques

### 5.1.2.1 Géomorphologie du volcan

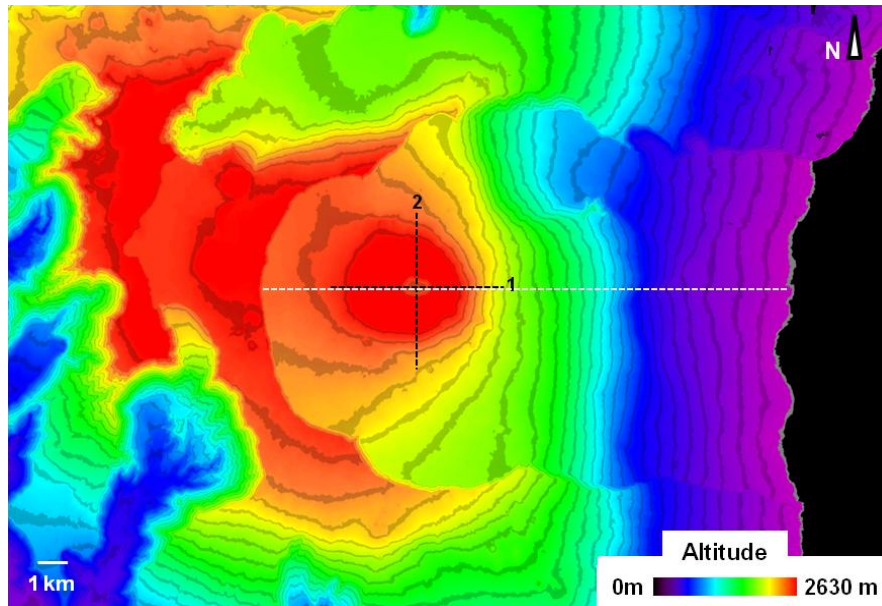
Les données topographiques LiDAR, qui fournissent une représentation réaliste de la surface, sont très utiles pour décrire la morphologie des volcans (géométrie des cratères ou des coulées de lave). Cette information peut être incluse dans des modèles de rhéologie, de dynamique et d'évolution des coulées (Csatho et al., 2008). La Figure 5.8 représente le MNT du Piton de la Fournaise à la résolution spatiale de 5 m, calculé à partir des données LiDAR acquises en 2008 (littoral) et 2009 (cœur de l'île). Elle révèle les principales structures morphologiques du volcan : la caldera du Dolomieu, ainsi que le cratère Bory, sont clairement visibles au centre de l'image ; les cratères Chisny et Demi-Piton sont identifiables dans la Plaine des Sables ; on peut également apercevoir des cônes secondaires dans l'Enclos Fouqué au nord et au sud du cratère principal. Les structures fines telles que l'enchevêtrement des coulées de lave pahoehoe dans l'Enclos Fouqué, ou les éboulements de falaise autour du cratère Dolomieu, sont aussi parfaitement identifiables.



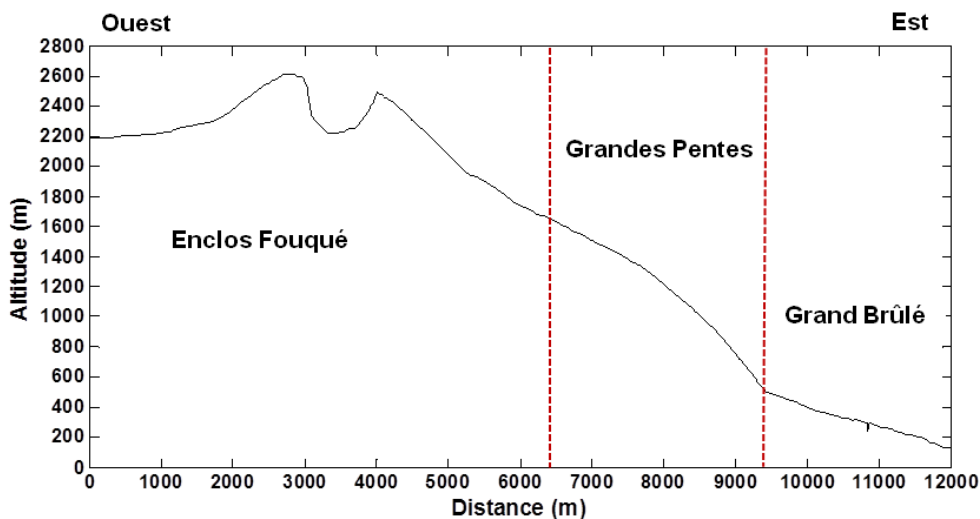
**Figure 5.8.** Modèle numérique de terrain du volcan du Piton de la Fournaise à 5 m de résolution spatiale. Un effet d'ombrage (illumination vers le sud) est appliqué au MNT afin de faire ressortir les structures de la surface. Les zooms montrent la qualité des données : coulées de lave pahoehoe (en haut à gauche), petits cônes à proximité du Château Fort (en bas à gauche), cratères Dolomieu et Bory (en haut à droite), et RN 2 qui traverse la partie basse du Grand Brûlé (en bas à droite).

Cette représentation 3D est aussi une aide à l'identification des surfaces rugueuses et des surfaces lisses, à la résolution du MNT : la vaste zone de la Plaine des Sables, recouverte de lapilli, apparaît très lisse alors que les différentes coulées de lave dans l'Enclos Fouqué ou autour de la Plaine des Sables sont clairement visibles. [Mazzarini et al. \(2005\)](#) ont étudié une coulée basaltique émise par le Mont Etna en septembre 2004, six jours après le début de l'événement : grâce à des données LiDAR, ils ont généré un MNT à 2,2 m de résolution spatiale et ont déterminé plusieurs paramètres morphologiques comme l'épaisseur de la coulée, sa largeur, sa hauteur et sa profondeur. Le volume total de lave émise et le taux d'effusivité (quantité de magma par unité de temps) ont ainsi pu être estimés avec précision.

A partir du MNT LiDAR, nous avons établi une carte topographique (Figure 5.9). Le Piton de la Fournaise présente des zones très accidentées sur son flanc est, liées à des effondrements successifs vers la mer. La Figure 5.10 montre un profil topographique ouest-est, qui va du bord du rempart de l'enclos jusqu'au Grand Brûlé, en traversant le cratère. Les deux pics situés à 2613 m et 2495 m d'altitude indiquent les bords ouest et est du cratère Dolomieu. On observe un important dénivelé sur le flanc est du volcan, avec une pente de 37 % dans les Grandes Pentès et de 17 % dans le Grand Brûlé.



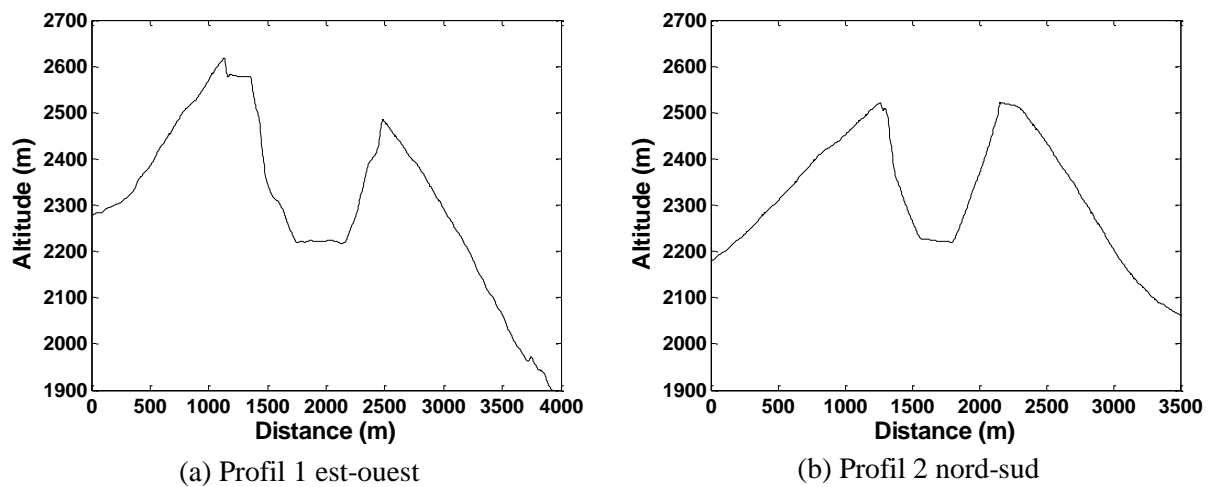
**Figure 5.9.** Carte topographique du Piton de la Fournaise établie par LiDAR. La ligne blanche en pointillés indique le profil de la Figure 5.10 et les lignes noires en pointillés les deux profils de la Figure 5.11.



**Figure 5.10.** Profil topographique d'ouest en est du Piton de la Fournaise, extrait de la Figure 5.9.

Les profils topographiques 1 et 2 du cratère Dolomieu nous renseignent sur ses dimensions : il mesure 1100 m de long (est-ouest), 865 m de large (nord-sud), et le fond du cratère est à une altitude moyenne de 2223 m (Figure 5.11). Ces résultats confirment les travaux de [Staudacher et al. \(2009\)](#) qui ont mesuré les dimensions de la caldera grâce à un télémètre laser Leica, quatre jours après l'effondrement du Dolomieu en avril 2007. Selon eux, le cratère a pour dimension 1030 m × 870 m et son plancher est situé à 2150 m d'altitude. Plusieurs éruptions et des éboulements de falaise qui se sont produits dans le Dolomieu depuis

cette date ont commencé à combler le cratère. Cela pourrait expliquer l'écart d'altitude d'environ 70 m observée entre les mesures de 2007 et 2009.



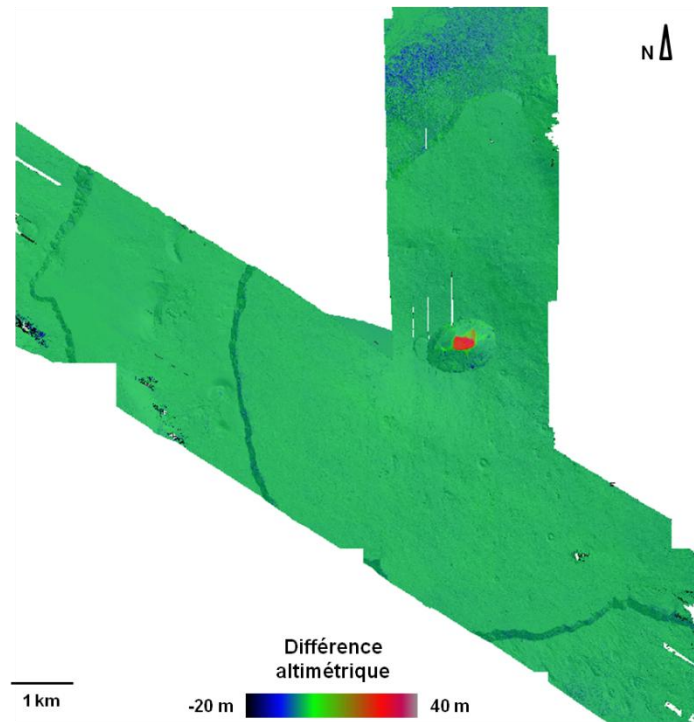
**Figure 5.11.** Profils topographiques du cratère Dolomieu, extraits de la Figure 5.9.

### 5.1.2.2 Variations de surface

Les changements de topographie liés à des retombées de débris, des coulées de lave, ou des effondrements de roches, peuvent être évalués en calculant la différence altimétrique entre des jeux de données LiDAR acquis à deux ou plusieurs dates. [Joyce et al. \(2009\)](#) ont ainsi étudié la morphologie d'une coulée de boue formée d'eau, de cendres volcaniques et de téphras (lahar) qui s'est déclenchée sur le Ruapehu, volcan actif de Nouvelle-Zélande, à la suite de la vidange d'un lac, et a parcouru plus de 200 km. De même, [Favalli et al. \(2009\)](#) ont analysé le volume des coulées de lave émises par le Mont Etna en 2006, ainsi que le degré d'érosion de la surface et la quantité de retombées de cendres entre 2005 et 2007.

A partir des données LiDAR acquises en octobre 2008 et en septembre-octobre 2009 au-dessus du Piton de la Fournaise, nous avons quantifié les variations d'altitude entre ces deux dates. Nous n'avons pas observé d'écarts importants dans l'Enclos Fouqué, hormis dans le cratère Dolomieu ( $\Delta z = 14,9 \pm 4,8$  cm ; Figure 5.12).

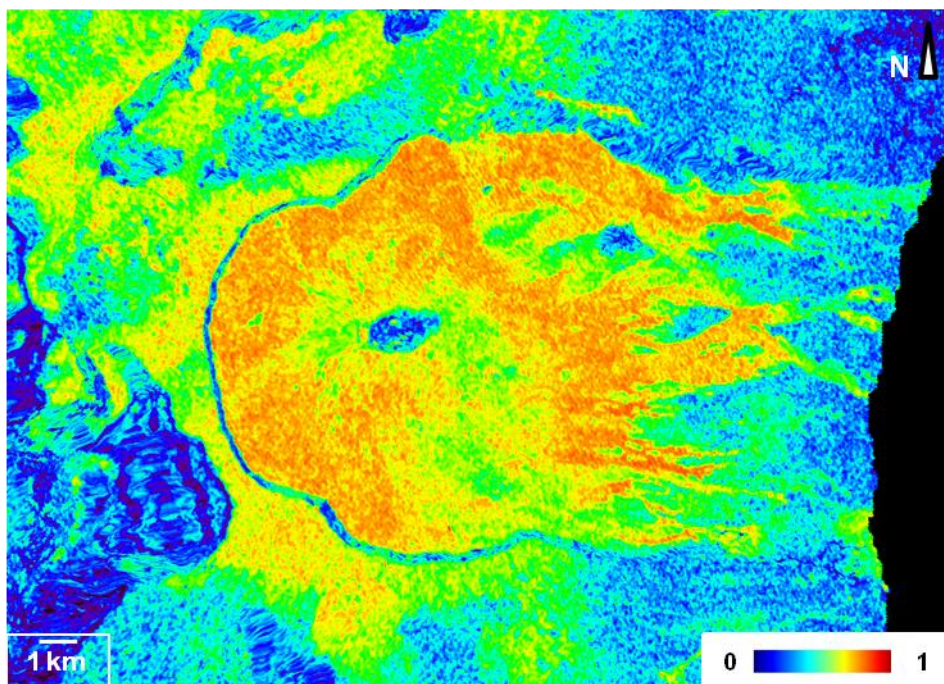




**Figure 5.12.** Carte des différences altimétriques entre les données LiDAR acquises en 2009 et 2008 au-dessus du Piton de la Fournaise, superposée au MNT LiDAR (2008).

Lorsqu'elles sont disponibles, les données topographiques LiDAR permettent aussi d'expliquer les variations temporelles de la cohérence radar. Nous avons établi la carte de cohérence interférométrique à partir des images SLC en polarisation HH acquises le 6 septembre 2008 et le 9 mars 2009 ( $B_{temp} = 184$  jours ;  $B_{\perp} = 725$  m) (Figure 5.13). Malgré l'intervalle de 184 jours séparant les deux acquisitions radar, la cohérence est bien conservée (en rouge - jaune) dans l'Enclos Fouqué. La perte de cohérence dans le Grand Brûlé et hors enclos au-dessus des forêts tropicales (en bleu) est d'origine volumique. Celle constatée à l'intérieur du cratère Dolomieu peut s'expliquer par un changement d'état de surface entre les deux dates. Ceci est confirmé par la carte des différences altimétriques de la Figure 5.12 qui indique la présence d'une activité volcanique dans le cratère.





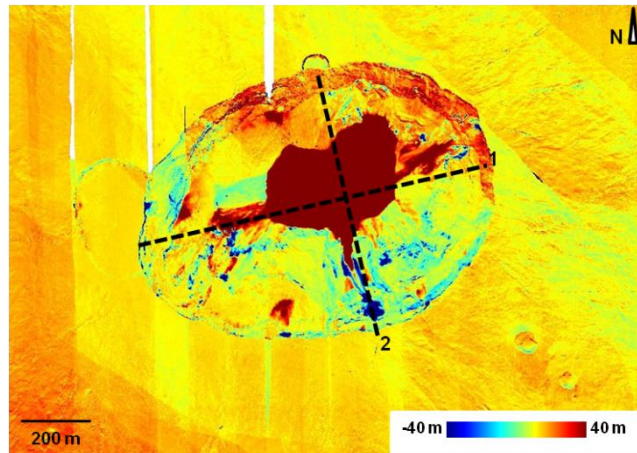
**Figure 5.13.** Carte de cohérence calculée à partir des images HH acquises le 6 septembre 2008 et le 9 mars 2009.

### Volume des coulées

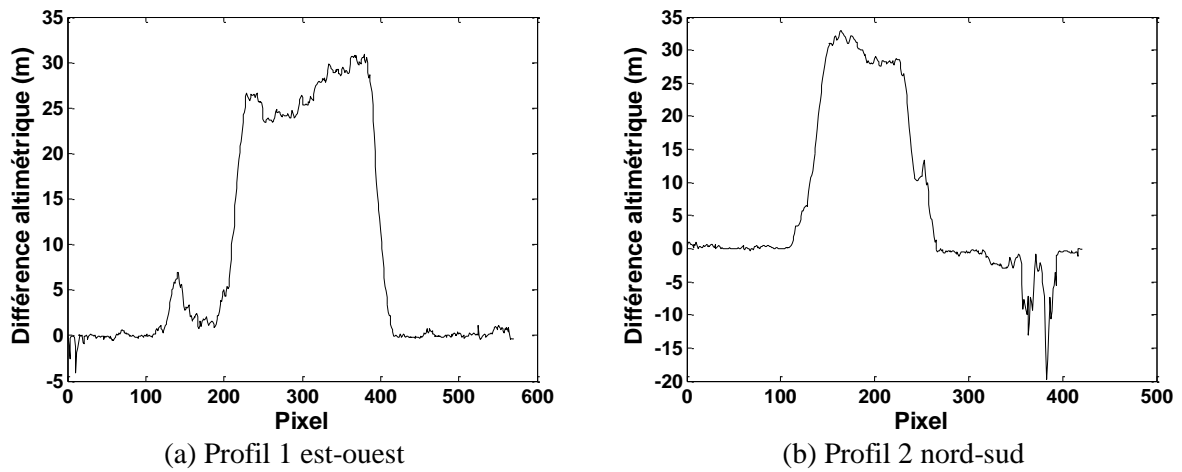
La Figure 5.14 est une carte des différences altimétriques calculées entre octobre 2008 et 2009 au-dessus du cratère principal, et la Figure 5.15 montre deux profils de hauteur perpendiculaires. Les écarts positifs ( $\Delta z_{\max} = 36$  m, en rouge) indiquent la présence de nouvelles coulées de lave et les écarts négatifs ( $\Delta z_{\min} = -32$  m, en bleu) sont associés à des effondrements de la paroi du cratère. Trois éruptions ont été rapportées dans le cratère Dolomieu durant ce laps de temps (Tableau 5.2) :

- L'éruption du 27-28 novembre 2008 a produit une coulée de lave dans la partie ouest du cratère, dont le volume a été estimé à  $\sim 10^6$  m<sup>3</sup> (OVPF, 2008).
- Les éruptions du 14-19 décembre 2008 et du 24 décembre 2008 au 4 février 2009 qui se sont déclenchées dans la partie nord-est du cratère ont produit des coulées de lave dont le volume total est évalué à  $\sim 2,2 \times 10^6$  m<sup>3</sup> (OVPF, 2009).

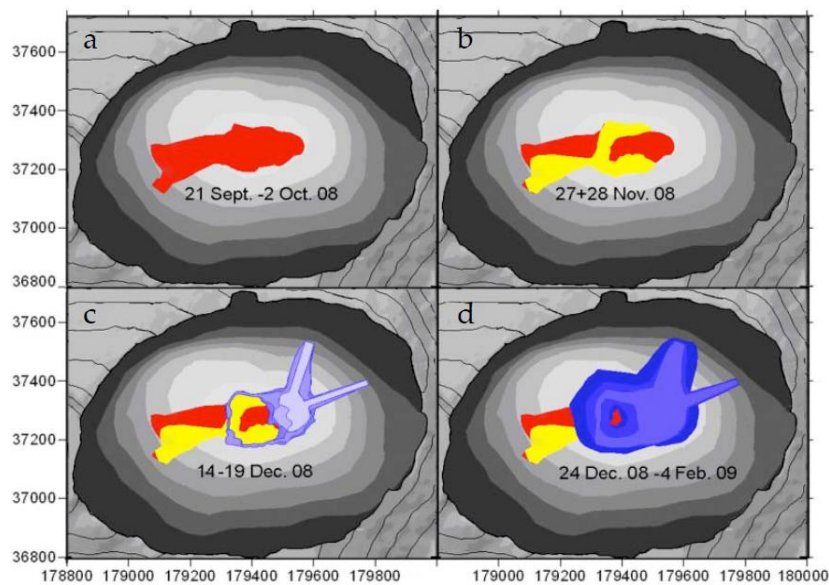
En comparant la carte des différences altimétriques (Figure 5.14) à celle indiquant l'emplacement des différentes coulées émises dans le cratère entre septembre 2008 et février 2009 (Figure 5.16), on retrouve la forme approximative de la coulée formée au cours des éruptions successives, entre novembre 2008 et février 2009. Les données LiDAR ont aussi permis de calculer l'épaisseur moyenne de la coulée ( $e \approx 22$  m) et sa surface ( $S \approx 104$  km<sup>2</sup>). A partir de ces mesure nous avons estimé son volume à  $V=S \times e = 2,3 \times 10^6$  m<sup>3</sup>.



**Figure 5.14.** Carte des différences altimétriques entre les données LiDAR acquises en 2009 et 2008 au-dessus du double cratère. Les lignes noires en pointillés indiquent l'emplacement de deux profils de la Figure 5.15.



**Figure 5.15.** Profils des différences altimétriques entre les jeux de données LiDAR 2009 et 2008 extraits de la Figure 5.14.



**Figure 5.16.** Localisation des différents épisodes éruptifs dans le Dolomieu entre septembre 2008 et février 2009. Système de coordonnées UTM WGS 84 (Staudacher, 2010).

Période	Activité éruptive	Observations
21 sept. 2008 - 2 oct. 2008	Eruption sommitale limitée au cratère Dolomieu (partie sud-ouest entre 2340 m à 2380 m d'altitude)	- Eruption précédée par une inflation du massif - Volume de lave émise estimé à 850 000 m <sup>3</sup> - Faible déflation du massif enregistré suite à l'éruption
27 nov. 2008 - 28 nov. 2008	Eruption sommitale limitée au cratère Dolomieu (partie ouest)	- Faible gonflement pré-éruptif du sommet enregistré par GPS - Coulée de lave émise recouvrant partiellement celle de septembre
14 déc. 2008 - 19 déc. 2008 et 24 déc. 2008 - 4 fév. 2009	Eruptions sommitales limitées au cratère Dolomieu (partie nord-est)	- Gonflement rapide du sommet enregistré par GPS suite à la précédente éruption - Volume de lave émis estimé à 2,2 × 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> - La succession des coulées des trois éruptions de 2008 a formé une coulée de 420 m de long, 220 m de large et 75 m d'épaisseur - Fond du Dolomieu situé à environ 2230 m d'altitude
5 nov. 2009 - 7 nov. 2009	Eruption sommitale située sur les flancs est, sud et sud-est du cratère Dolomieu	- Coulées de lave de type a'a - Propagation des coulées sur 2 km - Volume de lave émis estimé à 0,16 × 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
14 déc. 2009 - 15 déc. 2009	- Eruption sommitale située sur le bord sud et le flanc est du cratère Dolomieu - Coulées répandues sur la pente sud et sud-est du volcan, à l'intérieur de l'enclos	- Gonflement progressif du massif depuis août 2009 - Déformation lente sur les flancs nord et sud

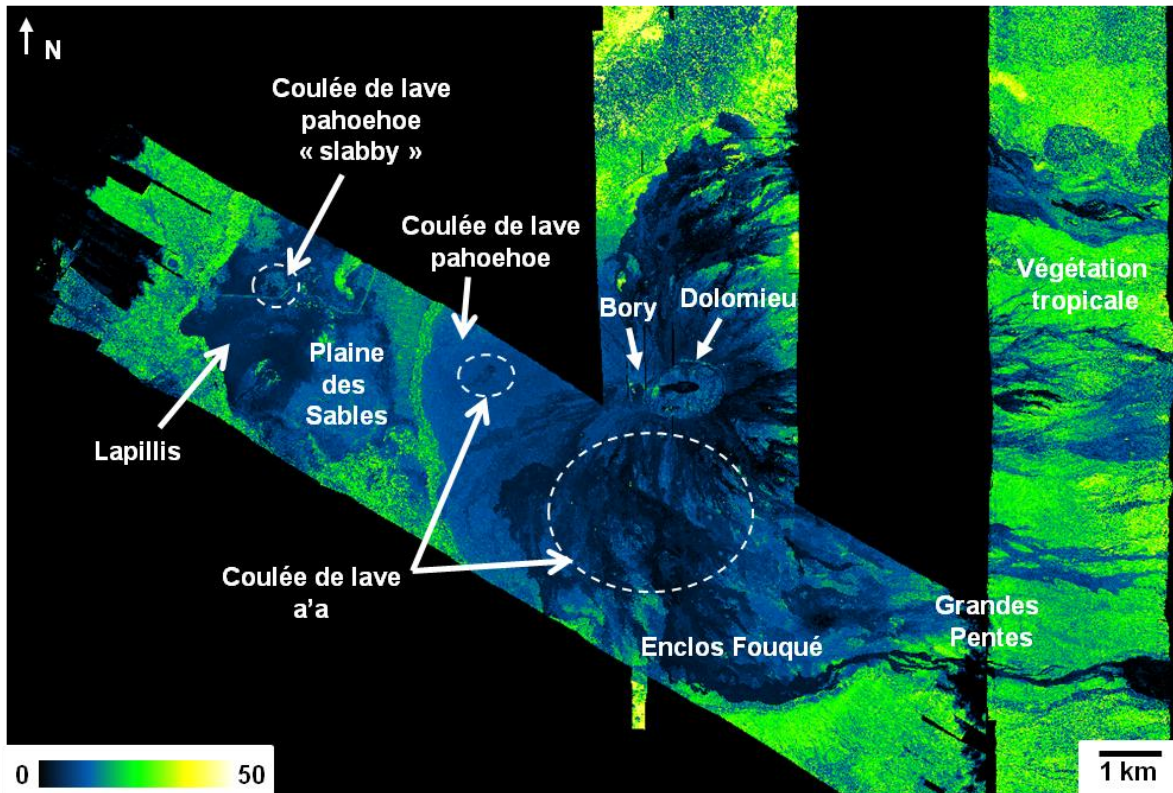
**Tableau 5.2.** Historique des éruptions du Piton de la Fournaise entre 2008 et 2009 (Source : **OVPF**).

### 5.1.3 Analyse spectrale des surfaces volcaniques

#### 5.1.3.1 Intensité LiDAR

Plusieurs études ont montré la capacité du LiDAR à analyser les propriétés spectrales des matériaux de surface. En volcanologie, l'information radiométrique a été principalement utilisée pour différencier les types de roches volcaniques (**Mazzarini et al., 2007** ; **Spinetti et al., 2009** ; **Fornaciai et al., 2010**). Les données LiDAR acquises au-dessus du Piton de la Fournaise en 2008 et 2009 ont été corrigées des effets de distance entre le capteur et la surface, et de l'angle d'incidence, puis normalisées par rapport à une altitude de vol standard (voir chapitre 3). Les valeurs d'intensités de 2009 ont été ajustées sur celles de 2008 en calculant la différence radiométrique entre les deux jeux de données, sur des zones de recouvrement. La Figure 5.17 représente la carte d'intensité LiDAR obtenue sur une partie du volcan à partir des points LiDAR non filtrés, afin de conserver l'information radiométrique sur la végétation. Les données sont comprises entre 0 et 50 (unité arbitraire, ua).





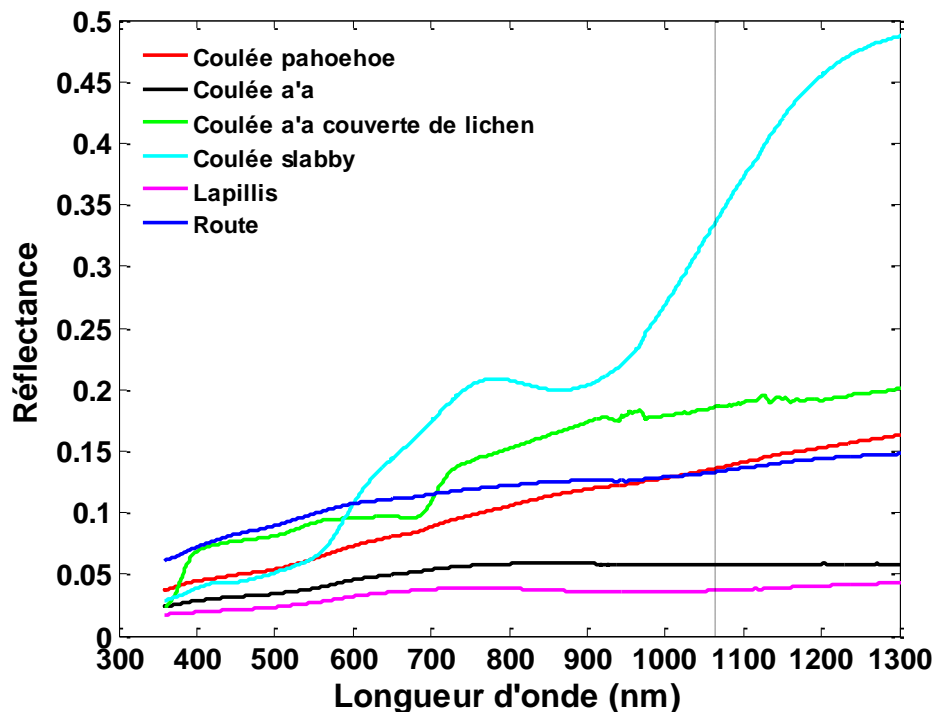
**Figure 5.17.** Carte d'intensité LiDAR normalisée, générée à partir des données acquises en 2008 (image de gauche) et 2009 (bande nord-sud à droite).

Les zones couvertes de végétation dans les Grandes Pentès ou sur le pourtour de l'Enclos Fouqué affichent des valeurs élevées ( $> 20$  ua ; en vert-jaune) en raison de la forte réflectance des couvert végétaux dans le proche infrarouge. Dans les Grandes Pentès, on discerne nettement la juxtaposition des coulées de lave (en bleu-noir) et des forêts (en vert-jaune). La végétation arbustive de la Plaine des Sables est aussi identifiable. De façon générale, les coulées de lave et les dépôts pyroclastiques apparaissent sombres sur l'image : les coulées a'a dans l'Enclos Fouqué présentent les valeurs les plus faibles ( $< 6$  ua), suivies des lapilli ( $\sim 4,3$  ua) dans la Plaine des Sables, des coulées pahoehoe ( $\sim 7-9$  ua) dans l'Enclos Fouqué, et des coulées pahoehoe de type « slabby » (entre 9 et 20 ua) qui forment des tâches plus claires dans la Plaine des Sables (bleu clair à vert). Les différences de teinte s'expliquent par des différences de composition minéralogique ou, pour un même type de roche, par des phénomènes d'altération et d'oxydation. Par exemple, les coulées pahoehoe « slabby » de la Plaine des Sables apparaissent rougeâtre à l'œil en raison de l'oxydation du fer. Afin de comprendre l'origine de ces variations d'intensité, nous proposons d'étudier l'influence de la réflectance des matériaux, de l'âge des coulées et de l'altitude sur l'intensité LiDAR.

## Réflectance des matériaux

L'intensité LiDAR dépend essentiellement de la réflectance des matériaux de surfaces et de l'humidité des sols. Pesci et al. (2008) ont utilisé cette information pour étudier la géologie du cratère principal du Vésuve (Italie). Ils ont pu différencier les laves des blocs volcaniques ou des scories, et ont observé une stratification rocheuse des bords du cratère. De même, Burton et al. (2011) ont montré que l'intensité LiDAR était directement liée à la lithologie et possédait un fort potentiel pour la classification des roches.

En octobre 2011, nous avons mesuré des spectres de réflectance sur plusieurs types de surfaces volcaniques à l'aide d'un spectro-radiomètre ASD FieldSpec 4 (Figure 5.18). La réflectance des matériaux volcaniques est généralement faible dans le proche infrarouge, à la longueur d'onde du LiDAR (1064 nm). Les lapilli affichent les valeurs les plus faibles (< 0,05), les coulées « slabby » les valeurs les plus élevées (~ 0,3) en raison de leur teinte rougeâtre ; les coulées a'a ont une réflectance (~ 0,05) inférieure à celle des coulées pahoehoe (~ 0,15) en raison de leur composition minéralogique et de leur porosité, mais lorsqu'elles sont recouvertes de lichens du genre *Stereocaulon*, qui ont une couleur blanchâtre caractéristique, la réflectance proche infrarouge augmente jusqu'à 0,2 (Figure 4.23.c).

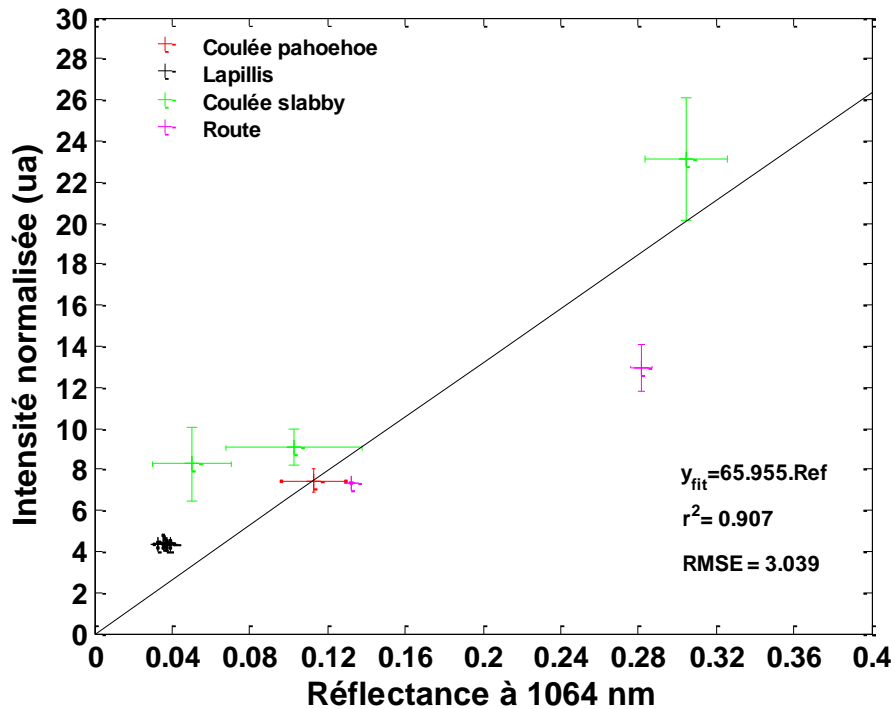


**Figure 5.18.** Spectres de réflectance (350-1300 nm) de différents types de surfaces volcaniques mesurés en octobre 2011. La ligne verticale en pointillés indique la longueur d'onde du LiDAR.

Nous avons comparé la réflectance des coulées de lave et des dépôts pyroclastiques à 1064 nm et l'intensité LiDAR normalisée (données de 2008) (Tableau 5.3 et Figure 5.19). Les valeurs de réflectance affichées dans le tableau sont des moyennes de cinq spectres représentatifs d'une zone homogène (section 4.4.3) ; l'intensité LiDAR est la moyenne de plusieurs centaines de pixels extraits sur cette même zone. La Figure 5.19 indique une bonne corrélation entre les deux variables : l'intensité LiDAR augmente avec la réflectance. Cette corrélation confirme la forte dépendance de la réflectance des surfaces à l'amplitude du signal LiDAR rétrodiffusé. Des matériaux caractérisés par des signatures spectrales différentes peuvent donc être différenciés grâce aux variations d'intensité LiDAR.

Région	Caractéristiques de la surface	Coordonnées GPS des mesures ASD	Intensité LiDAR	Mesure ASD à 1064 nm
Plaine des Sables	Lapilli au nord de la route menant à l'Enclos Fouqué	21°13'45,5"S 55°39'15,2"E 2266 m	4,46 ± 0,32	0,035 ± 0,002
Plaine des Sables	Lapilli au nord de la route (zone plus granuleuse)	21°13'47,3"S 55°39'22,0"E 2268 m	4,32 ± 0,17	0,039 ± 0,002
Plaine des Sables	Lapilli au sud de la route	21°14'03,4"S 55°39'15,3"E 2269 m	4,30 ± 0,16	0,033 ± 0,002
Plaine des Sables	Lapilli au sud de la route	21°14'04,2"S 55°39'08,7"E 2269 m	4,36 ± 0,16	0,038 ± 0,002
Plaine des Sables	Lapilli au sud de la route	21°14'29,9"S 55°39'12,9"E 2264 m	4,46 ± 0,17	0,036 ± 0,003
Enclos Fouqué	Coulée de lave pahoehoe	21°14'12,8"S 55°41'50,6"E 2274 m	7,44 ± 0,58	0,11 ± 0,02
Plaine des Sables	Coulée pahoehoe « slabby » au nord de la route	21°13'48,7"S 55°39'30,4"E 2269 m	9,06 ± 0,44	0,10 ± 0,04
Plaine des Sables	Coulée pahoehoe « slabby » au sud de la route	21°14'27,2"S 55°39'29,4"E 2273 m	23,12 ± 1,48	0,30 ± 0,02
Plaine des Sables	Coulée pahoehoe du cratère Chisny au sud de la route	21°14'39,7"S 55°39'46,1"E 2289 m	8,26 ± 0,90	0,050 ± 0,020
Plaine des Sables	Route menant à l'Enclos Fouqué	21°13'52,3"S 55°39'19,9"E 2267 m	12,96 ± 0,56	0,28 ± 0,005
Plaine des Sables	Plaque de béton au nord de la route	21°13'36,9"S 55°39'19,2"E 2265 m	7,36 ± 0,00	0,13 ± 0,0009

**Tableau 5.3.** Valeurs moyennes de réflectance et d'intensité LiDAR normalisée, pour différents types de terrains volcaniques.



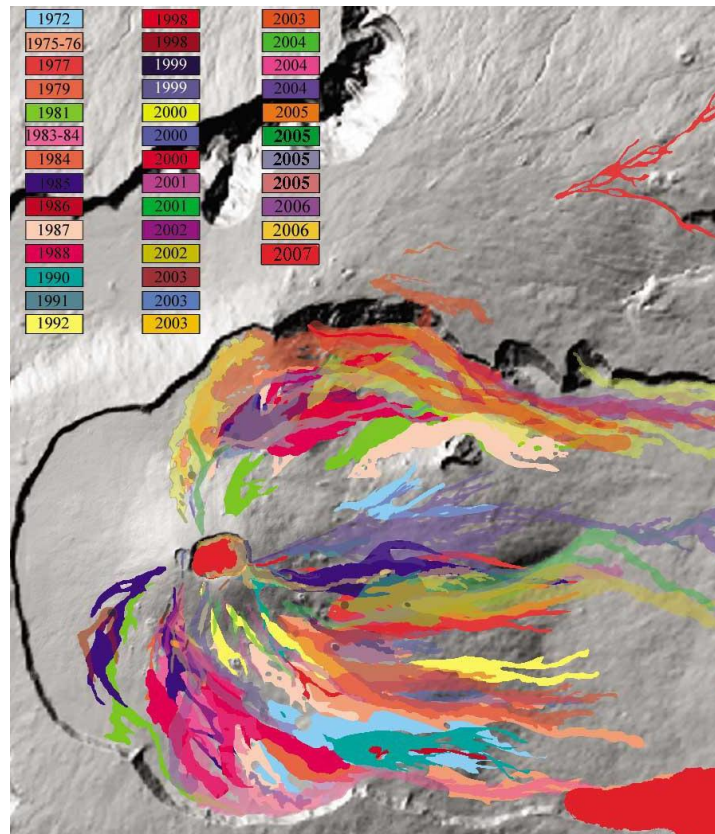
**Figure 5.19.** Intensité LiDAR normalisée en fonction de la réflectance à 1064 nm pour différents types de terrains volcaniques.

### Age et altitude des coulées de lave

Nous avons examiné s'il existait une relation entre l'âge des coulées de lave  $a$  et l'intensité du signal LiDAR. Plusieurs zones d'intérêt ont été localisées grâce à la carte des coulées mises en place entre 1972 et 2007 (Figure 5.20) et aux travaux de [Roult et al. \(2012\)](#) sur la classification des événements éruptifs entre 1985 et 2010 (Figure 1.2). Les intensités LiDAR ont été moyennées sur plusieurs centaines de pixels appartenant à la même coulée (Tableau 5.4). On observe une légère diminution de l'intensité en fonction de l'âge des coulées (Figure 5.21) : les valeurs varient de 4,2 pour la coulée de 1981 à 1,4 pour la coulée de 2003. [Mazzarini et al. \(2007\)](#) ont aussi observé une augmentation de l'intensité LiDAR avec l'âge des coulées.

Les variations d'intensité LiDAR sont principalement dues à des variations de composition minéralogique des roches et à la présence de végétaux. En effet, immédiatement après une éruption, les plantes colonisent les coulées de lave plus ou moins rapidement en fonction des conditions climatiques (température, humidité) et donc de l'altitude (voir section 4.4). Les lichens et les fougères sont les plus rapides à s'installer, quelques années à peine après la mise en place des coulées, ce qui a pour effet d'augmenter la valeur de l'intensité LiDAR.

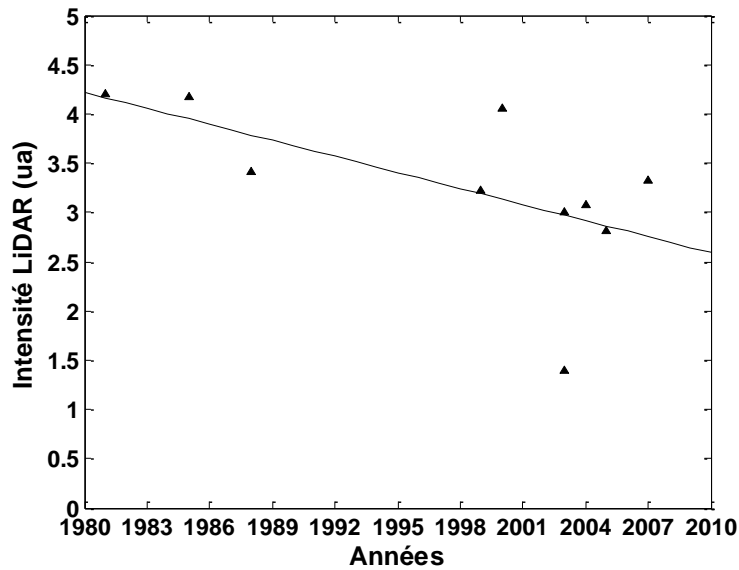




**Figure 5.20.** Carte de coulées de lave, Piton de la Fournaise (source : **OVPF**).

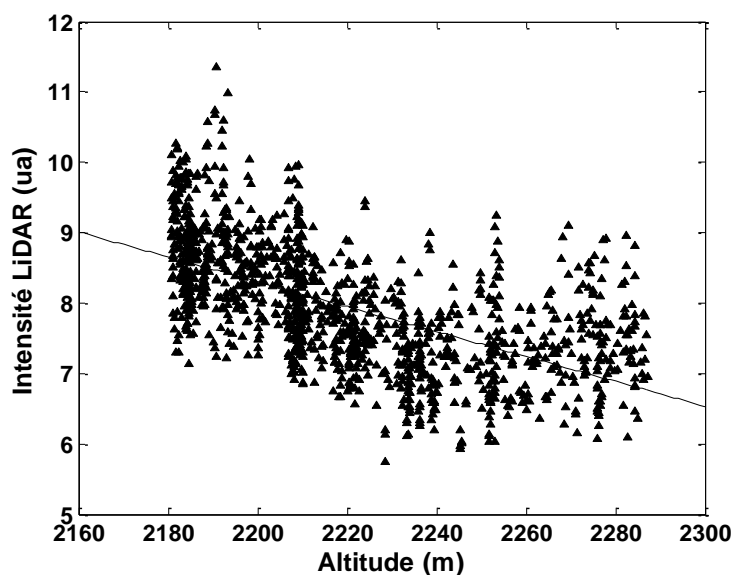
Année	Intensité LiDAR (ua)	Altitude (m)
1981	$4,20 \pm 0,88$	2070
1985	$4,18 \pm 0,64$	2420
1988	$3,42 \pm 0,52$	2169
1990	$7,96 \pm 1,82$	1622
1999	$3,22 \pm 0,56$	2366
2000	$4,06 \pm 0,78$	2215
2003	$3,00 \pm 1,42$	2094
2003	$1,40 \pm 0,88$	2139
2004	$3,08 \pm 0,38$	1812
2005	$2,82 \pm 0,52$	2505
2007	$3,32 \pm 0,38$	1797

**Tableau 5.4.** Age et intensité LiDAR moyenne pour plusieurs coulées de lave a'a émises entre 1981 et 2007.

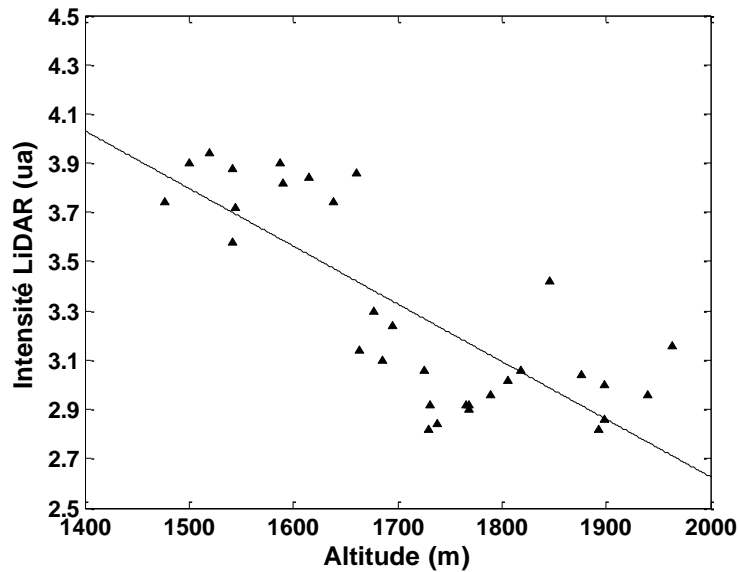


**Figure 5.21.** Intensité LiDAR normalisée en fonction de l'âge des coulées de lave de type a'a.

Les variations d'intensité en fonction de l'altitude ont été étudiées sur deux types de coulées de lave : une coulée de type pahoehoe très ancienne située à l'ouest du Dolomieu (Figure 5.22) et une coulée a'a datant de 2004 au sud du cratère principal (Figure 5.23). Dans les deux cas, on observe une diminution de l'intensité LiDAR en fonction de l'altitude, liée en particulier à la présence de végétation à basse altitude : l'intensité moyenne de la coulée pahoehoe varie de 9 ua à 2180 m d'altitude à 7 ua à 2290 m, soit une décroissance d'environ 7 % pour un dénivelé de 100 m ; celle de la coulée a'a est comprise entre 3,9 ua à 1500 m et 2,8 ua à 1950 m, soit une décroissance d'environ 7 % pour un dénivelé de 450 m.



**Figure 5.22.** Intensité LiDAR normalisée en fonction de l'altitude au-dessus de coulées pahoehoe anciennes dans l'Enclos Fouqué, à l'ouest du Dolomieu.



**Figure 5.23.** Intensité LiDAR normalisée en fonction de l'altitude au-dessus de la coulée a'a émise en 2004 dans l'Enclos Fouqué.

### Rugosité de surface

Le critère de Rayleigh stipule qu'une surface est considérée comme rugueuse à une longueur d'onde  $\lambda$  donnée si l'écart type des hauteurs  $s$  vérifie l'équation (2.14) :  $s \geq \lambda / (8 \cos(\theta))$  avec  $\theta$  l'angle d'incidence. Ce paramètre a été calculé sur des profils linéaires longs de 5 m pour quatre types de terrains volcaniques (chapitre 4) :  $s_{\text{lapilli}} \approx 1,10$  cm,  $s_{\text{pahoehoe}} \approx 4,74$  cm,  $s_{\text{pahoehoe slabby}} \approx 3,32$  cm, et  $s_{\text{ara}} \approx 8,48$  cm. En supposant  $\theta$  compris entre  $0^\circ$  et  $90^\circ$ , le rapport  $\lambda / (8 \cos(\theta))$  est de l'ordre de  $10^{-6}$ - $10^{-7}$  cm. Ces surfaces sont donc considérées comme rugueuses à la longueur d'onde du LiDAR.

Afin de quantifier l'influence de la rugosité de surface des sols sur l'amplitude du signal LiDAR, des analyses complémentaires sont en cours, en collaboration avec le laboratoire DOTA (ONERA Toulouse). Elles consistent à simuler l'intensité du signal LiDAR après rétrodiffusion sur les MNT générés par photogrammétrie (voir chapitre 4), grâce à un code de lancer de rayons développé par Thomas Ristorcelli (ONERA).

#### 5.1.3.2 Corrélation avec les données radar

Les données d'intensité LiDAR peuvent servir à cartographier les surfaces volcaniques sur la base de leurs propriétés optiques. Cette information est complémentaire des données radar en bande L (coefficient de rétrodiffusion et cohérence interférométrique). Pour étudier cette complémentarité, nous avons sélectionné deux images radar selon trois critères :

- la période entre les deux acquisitions radar doit recouvrir la date d'acquisition LiDAR ;
- la *baseline* spatiale entre les deux images doit être inférieure à 1 km afin de minimiser les décorrélations géométriques ;
- la *baseline* temporelle entre les deux acquisitions doit être courte afin de limiter les décorrélations liées à des changements d'état de surface.

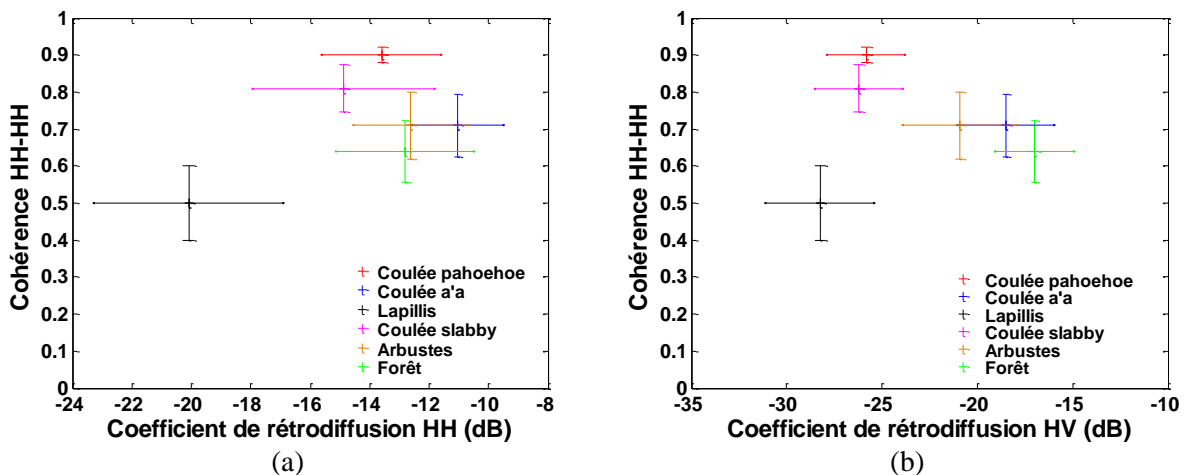
Les images radar acquises le 06/09/2008 et le 22/10/2008 satisfont ces critères ( $B_{temp}=46$  jours et  $B_{\perp} = 357$  m ; Tableau 3.4). Six surfaces distinctes ont été identifiées : coulées a'a et pahoehoe dans l'Enclos Fouqué, coulée pahoehoe « slabby », lapilli et végétation arbustive dans La Plaine des Sables, et forêts hors enclos. Le Tableau 5.5 affiche l'intensité LiDAR (octobre 2008), le coefficient de rétrodiffusion (polarisations HH et HV) des deux images, ainsi que la cohérence calculée entre les deux images HH. Ces sont des valeurs moyennes calculées à partir de plusieurs centaines de pixels extraits sur les images LiDAR et radar. Ces pixels correspondent à des régions homogènes et sont localisés dans le même système de coordonnées. Les valeurs d'intensité LiDAR ont été étalées entre 0 et 1, la valeur la plus élevée correspondant aux zones couvertes d'une végétation dense (en jaune sur la Figure 5.17). Notons que la cohérence HV-HV n'a pas été exploitée en raison des fortes décorrélations observées sur tout l'édifice.

Surface	Coulée a'a	Coulée pahoehoe	Coulée pahoehoe « slabby »	Lapilli	Arbustes	Forêts
<b>Intensité LiDAR</b>	0,18 ± 0,02	0,42 ± 0,02	0,38 ± 0,08	0,22 ± 0,02	0,68 ± 0,14	0,88 ± 0,07
<b><math>\sigma_{HH}^0</math> (dB) 06/09/2008</b>	-10,57 ± 1,49	-11,91 ± 2,22	-13,54 ± 3,40	-19,91 ± 3,47	-11,77 ± 2,01	-11,88 ± 2,22
<b><math>\sigma_{HH}^0</math> (dB) 22/10/2008</b>	-11,05 ± 1,54	-13,59 ± 2,01	-14,87 ± 3,05	-20,09 ± 3,20	-12,62 ± 1,94	-12,81 ± 2,33
<b><math>\sigma_{HV}^0</math> (dB) 06/09/2008</b>	-20,85 ± 2,32	-26,72 ± 2,12	-26,30 ± 2,53	-31,07 ± 2,91	-22,99 ± 3,02	-19,35 ± 2,14
<b><math>\sigma_{HV}^0</math> (dB) 22/10/2008</b>	-18,48 ± 2,53	-25,82 ± 2,05	-26,22 ± 2,29	-28,24 ± 2,85	-20,91 ± 2,98	-16,98 ± 2,08
<b>Cohérence HH-HH</b>	0,71 ± 0,09	0,90 ± 0,02	0,81 ± 0,07	0,50 ± 0,10	0,71 ± 0,09	0,64 ± 0,08

**Tableau 5.5.** Intensité LiDAR, coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HH ( $\sigma_{HH}^0$ ) et HV ( $\sigma_{HV}^0$ ) et cohérence entre deux images en polarisation HH-HH, calculés sur six zones homogènes.

Nous avons dans un premier temps étudié la corrélation entre la cohérence HH-HH et le coefficient de rétrodiffusion radar  $\sigma_{HH}^0$  (polarisation HH, Figure 5.24a) et  $\sigma_{HV}^0$  (polarisation HV, Figure 5.24b) de l'image acquise le 22 octobre 2008. Les lapilli semblent se détacher des autres surfaces (faible amplitude du signal radar et faible cohérence). En revanche sur la

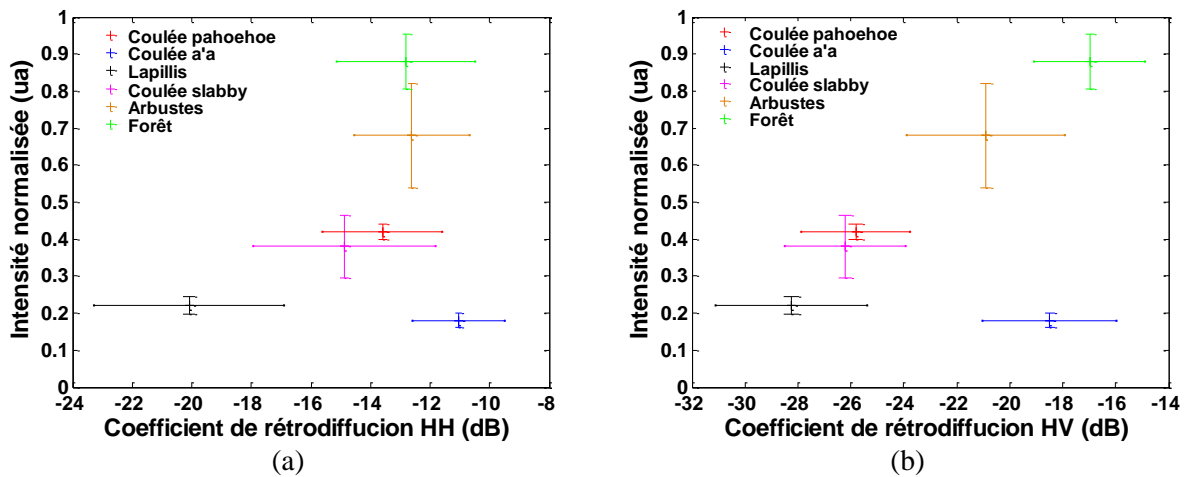
Figure 5.24a, il est difficile de distinguer les autres types de surfaces dont les valeurs d'amplitude sont comprises entre  $-13,5$  dB et  $-10,5$  dB, avec une forte variabilité. En polarisation HV (Figure 5.24b), on distingue trois groupes : les surfaces sombres et planes caractérisées par une faible amplitude radar et une faible cohérence, les surfaces moyennement lisses (coulées de type pahoehoe) qui maintiennent une bonne cohérence, et les surfaces rugueuses (coulées a'a) ou recouvertes de végétation (arbustes ou forêt) qui renvoient un signal plus fort vers le capteur. Les images HH et HV acquises le 6 octobre 2008 montrent les mêmes tendances puisque les coefficients  $\sigma_{HH}^0$  et  $\sigma_{HV}^0$  ont faiblement varié entre les deux dates (Tableau 5.5). L'information d'amplitude radar seule ne permet donc pas de différencier les surfaces couvertes de végétation des sols nus. En revanche, les surfaces lisses et rugueuses n'ont pas le même impact sur l'amplitude et la cohérence radar.



**Figure 5.24.** Corrélation entre la cohérence radar en polarisation HH-HH et le coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HH (a) et HV (b) (image radar du 22/10/2008).

Nous avons aussi représenté les variations de l'intensité LiDAR en fonction des coefficients de rétrodiffusion  $\sigma_{HH}^0$  (Figure 5.25a) et  $\sigma_{HV}^0$  (Figure 5.25b) de l'image radar acquise le 22 octobre 2008. Ces graphes contiennent une information supplémentaire en raison de la capacité de l'intensité LiDAR à différencier les types de sols en fonction de leur réflectance dans l'infrarouge, ce qui permet notamment de distinguer les surfaces nues des surfaces couvertes de végétation, les surfaces sombres (lapilli, coulées a'a) des surfaces claires (coulées pahoehoe). Contrairement aux données radar, l'intensité LiDAR paraît peu affectée par la rugosité de surface : les valeurs moyennes mesurées sur les lapilli, les coulées a'a ou pahoehoe sont proches, avec de faibles écarts types. Sur les coulées pahoehoe de type « slabby », l'écart type est néanmoins plus fort en raison d'une variation texturale naturelle de ce type de sol constitué de blocs rocheux dispersés sur des dépôts de lapilli. Les plus fortes

valeurs d'intensité sont observées au-dessus de la végétation arbustive et tropicale. L'écart type plus élevé sur la végétation arbustive est lié au fait que le signal LiDAR se propage plus facilement jusqu'au sol. Les informations véhiculées concernent à la fois les arbres et le sol. La densité de végétation est mieux différenciée par le coefficient  $\sigma^0_{HV}$  (Figure 5.25b) car le signal est plus intense au-dessus des forêts hors enclos.

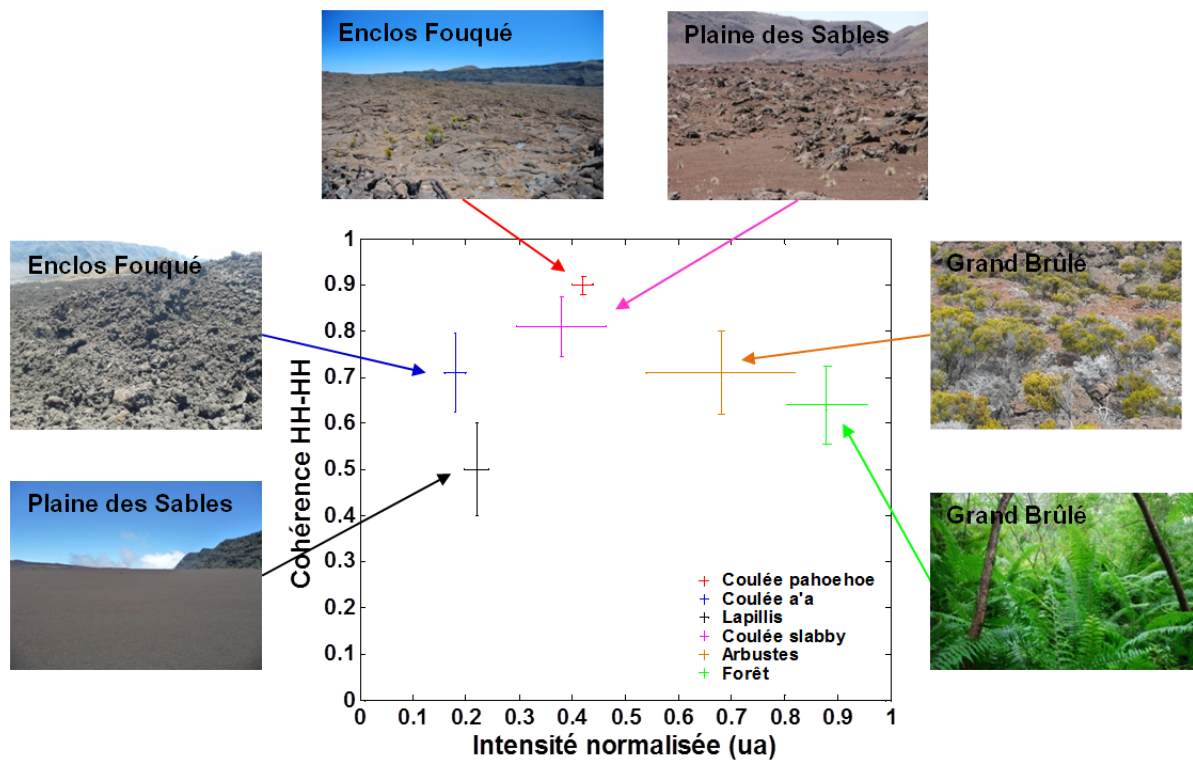


**Figure 5.25.** Corrélation entre l'intensité LiDAR normalisée et le coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HH (a) et HV (b) (image radar du 22/10/2008).

Nous avons enfin étudié la relation entre la cohérence radar HH-HH et l'intensité LiDAR, toutes deux dépendant du type de terrain (Figure 5.26). Les surfaces se différencient clairement et présentent les caractéristiques suivantes :

- coulées de lave de type pahoehoe : cohérence élevée ( $0,90 \pm 0,02$ ) ; intensité moyenne ( $0,42 \pm 0,02$ ).
- Coulées de lave de type a'a : cohérence élevée et variable ( $0,71 \pm 0,09$ ) ; intensité faible ( $0,18 \pm 0,02$ ).
- Coulées de lave de type pahoehoe « slabby » : cohérence élevée et variable ( $0,81 \pm 0,07$ ) ; intensité moyenne et variable ( $0,38 \pm 0,08$ ).
- Zones couvertes par la végétation : cohérence plus faibles et variable (entre  $0,71 \pm 0,09$  et  $0,64 \pm 0,08$ ) ; intensité élevée et variable (entre  $0,68 \pm 0,14$  et  $0,88 \pm 0,07$ ). Ces deux variables dépendent de la densité de végétation : l'intensité augmente et la cohérence diminue lorsque la végétation devient abondante.
- Dépôts pyroclastiques : cohérence faible et variable ( $0,50 \pm 0,10$ ) ; intensité faible ( $0,22 \pm 0,02$ ).





**Figure 5.26.** Corrélation entre la cohérence radar et l'amplitude normalisée LiDAR pour différents types de terrains volcaniques et différentes densités de végétation.

Les surfaces sont plus difficiles à discriminer en utilisant seulement les données radar. L'intensité LiDAR apporte par conséquent une information complémentaire bien réelle sur la nature des terrains, permettant une meilleure évaluation des phénomènes surfaciques et une meilleure compréhension des sources de décorrélation en l'absence d'information a priori.

## 5.2 Comportement du signal radar en fonction du type de surface

L'analyse des images d'amplitude et de cohérence radar a montré leur forte dépendance aux propriétés physiques des surfaces : la diversité des terrains volcaniques et de la couverture végétale s'accompagne de différents types d'interaction entre l'onde radar et les milieux. La compréhension du signal passe donc par une description quantitative précise des surfaces. Dans cette section, nous nous sommes intéressés aux effets de la rugosité de surface, de la constante diélectrique des sols, ainsi que l'architecture de la végétation (LAI, hauteur des arbres) sur le comportement du signal radar en bande L. Les mesures de terrain présentées au chapitre 4 permettent de mieux comprendre les images radar.

## 5.2.1 Impact de la rugosité de surface

Le coefficient de rétrodiffusion radar  $\sigma^0$  augmente avec la rugosité de surface et la teneur en eau des sols. Il existe plusieurs modèles empiriques ou électromagnétiques reliant ces deux paramètres à  $\sigma^0$ . Par exemple sur une image ERS-2, [Zribi & Dechambre \(2002\)](#) ont montré une forte dépendance entre le coefficient de rétrodiffusion radar  $\sigma^0_{HH}$  (en dB) (bande C) et la rugosité de surface ou l'humidité du sol  $M_v$ . Ils ont proposé le modèle linéaire empirique suivant :

$$\sigma^0_{HH} = 0,22M_v + f(\text{rugosité}) \quad (5.1)$$

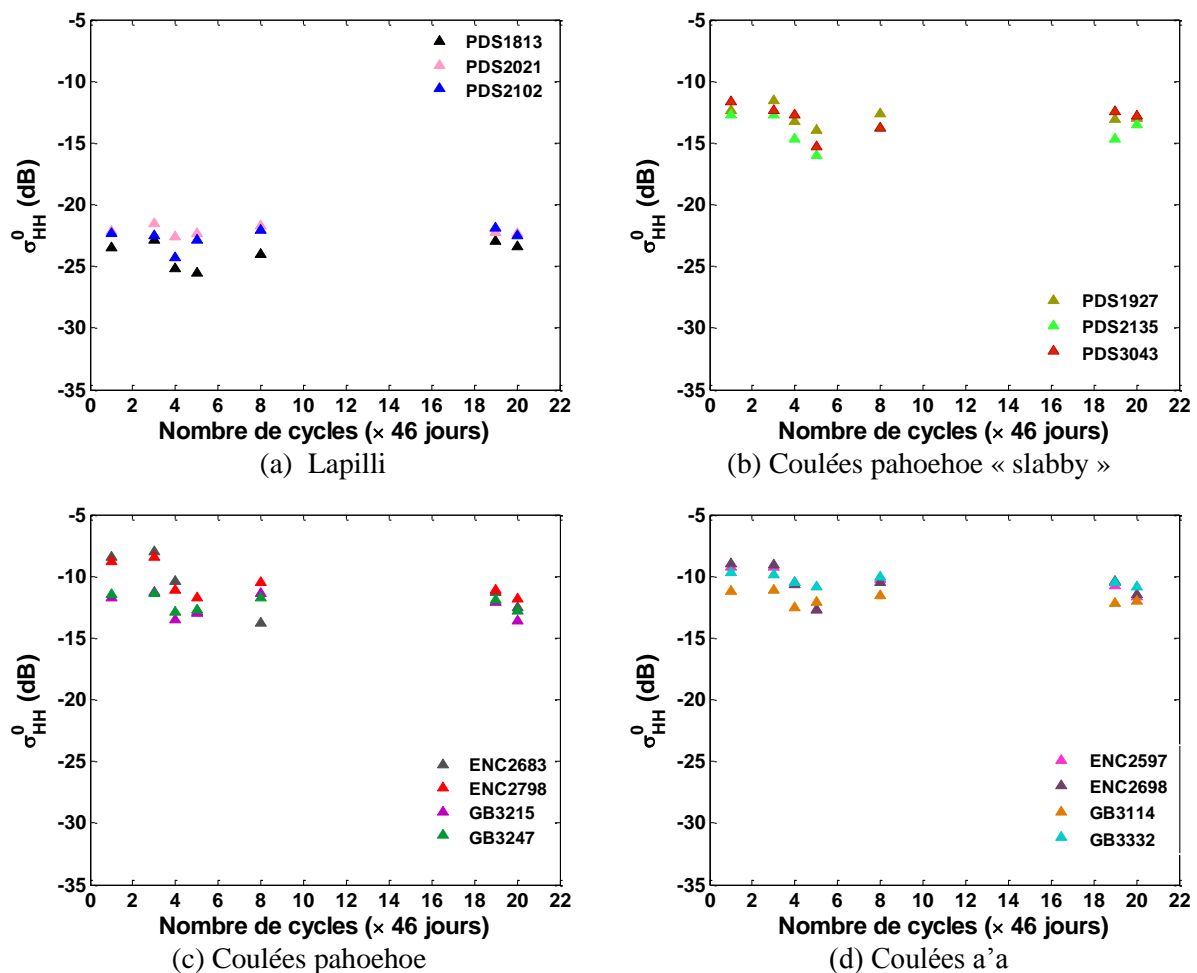
Pour évaluer l'impact de la rugosité de surface sur l'amplitude du signal radar, nous avons considéré les cinq paramètres de rugosité présentés au chapitre 4 (écart type des hauteurs  $s$ , longueur de corrélation  $L_c$ , paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité  $\tau$  et dimension fractale  $D$ ) pour chacun des quatorze chantiers (Tableau 5.6). Les valeurs moyennes de ces paramètres ont été calculées à partir de 50 profils linéaires de 4 m de long extraits aléatoirement sur les différents MNT. Le nombre de profils, ainsi que leur longueur, permettent une meilleure estimation des paramètres, malgré la forte variabilité de  $s$ ,  $L_c$  et  $Z_s$ .

Surface	Chantier	$s$ (cm)	$L_c$ (cm)	$Z_s$ (cm)	T	D
Lapilli	PDS1813	$0.50 \pm 0.04$	$44.49 \pm 8.74$	$0.01 \pm 0.01$	$1.06 \pm 0.01$	$1.68 \pm 0.06$
	PDS2021	$0.73 \pm 0.10$	$47.68 \pm 8.06$	$0.01 \pm 0.01$	$1.12 \pm 0.02$	$1.78 \pm 0.04$
	PDS2102	$0.92 \pm 0.17$	$49.62 \pm 8.55$	$0.02 \pm 0.02$	$1.18 \pm 0.06$	$1.75 \pm 0.06$
Coulée pahoehoe « slabby »	PDS1927	$5.12 \pm 2.04$	$30.22 \pm 13.82$	$1.04 \pm 0.69$	$1.47 \pm 0.21$	$1.31 \pm 0.11$
	PDS2135	$2.43 \pm 0.52$	$28.73 \pm 10.98$	$0.22 \pm 0.07$	$1.28 \pm 0.10$	$1.36 \pm 0.06$
	PDS3043	$3.47 \pm 0.62$	$20.34 \pm 10.16$	$0.71 \pm 0.32$	$1.72 \pm 0.13$	$1.40 \pm 0.04$
Coulée pahoehoe	ENC2683	$5.07 \pm 2.36$	$31.02 \pm 12.20$	$0.96 \pm 0.64$	$1.42 \pm 0.11$	$1.32 \pm 0.05$
	ENC2798	$4.30 \pm 1.26$	$31.34 \pm 12.11$	$0.68 \pm 0.34$	$1.30 \pm 0.07$	$1.30 \pm 0.07$
	GB3215	$2.62 \pm 0.97$	$23.97 \pm 9.57$	$0.33 \pm 0.24$	$1.40 \pm 0.14$	$1.38 \pm 0.07$
	GB3247	$4.47 \pm 1.37$	$29.34 \pm 12.22$	$0.81 \pm 0.67$	$1.36 \pm 0.13$	$1.22 \pm 0.07$
Coulée a'a	ENC2597	$6.15 \pm 1.80$	$11.50 \pm 7.03$	$4.28 \pm 3.59$	$2.45 \pm 0.38$	$1.33 \pm 0.04$
	ENC2698	$8.27 \pm 1.68$	$13.30 \pm 4.85$	$5.62 \pm 2.08$	$2.25 \pm 0.11$	$1.27 \pm 0.05$
	GB3114	$8.45 \pm 1.47$	$30.56 \pm 12.53$	$2.77 \pm 1.46$	$1.76 \pm 0.14$	$1.22 \pm 0.05$
	GB3332	$6.98 \pm 0.50$	$25.24 \pm 9.90$	$2.22 \pm 0.85$	$1.97 \pm 0.10$	$1.25 \pm 0.04$

**Tableau 5.6.** Moyenne et écart type des paramètres de rugosité calculés pour différents terrains volcaniques : écart type des hauteurs  $s$ , longueur de corrélation  $L_c$ , paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité  $\tau$  et dimension fractale  $D$ .

Les valeurs moyennes du coefficient de rétrodiffusion radar  $\sigma^0_{HH}$  (polarisation HH) ont été calculées sur une quinzaine de pixels, qui correspondent à des zones homogènes centrées sur les 14 chantiers MNT. L'acquisition de points GPS durant la campagne de terrain d'octobre 2011 nous avait permis de géolocaliser précisément l'emplacement de ces chantiers. Aucune image radar n'étant disponible à cette date, nous avons choisi l'image HH la plus

proche acquise le 12 septembre 2009. Afin de nous assurer que ce choix ne faussait pas la relation entre les données radar et les mesures de rugosité, nous avons étudié la variation de  $\sigma_{HH}^0$  sur chaque zone entre le 21 avril 2008 et le 12 septembre 2009. La Figure 5.27 montre de faibles variations temporelles au-dessus des coulées de lave et des dépôts pyroclastiques. Les écarts les plus forts, de l'ordre de 2 dB, pourraient s'expliquer par des variations de teneur en eau des terrains suite à des précipitations. Sachant, qu'il n'y pas eu d'activité volcanique entre 2009 et 2011 dans les zones où les mesures de rugosité ont été effectuées, nous accordons toute notre confiance à la comparaison entre les données radar de septembre 2009 et les données de terrain d'octobre 2011.



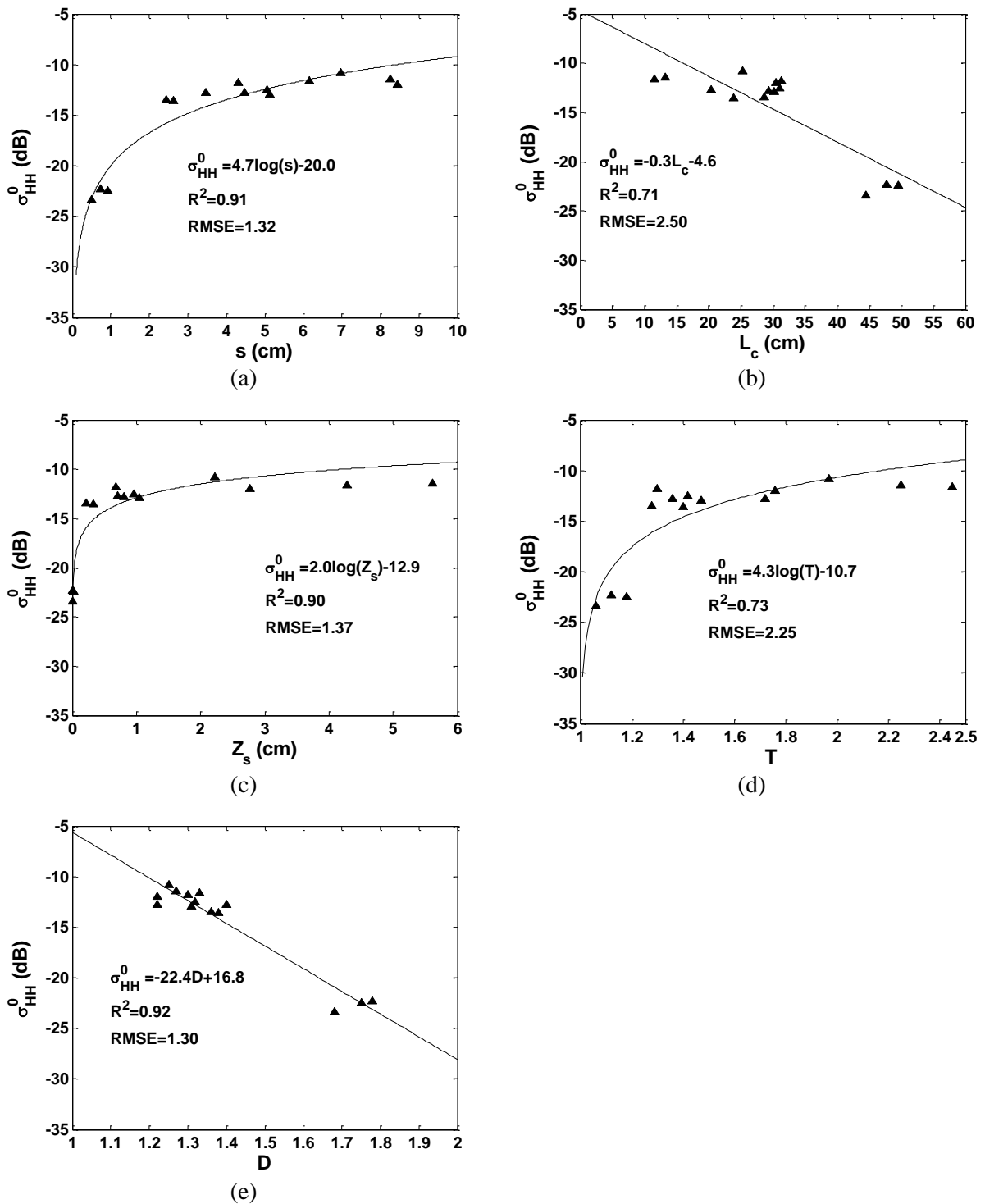
**Figure 5.27.** Variations temporelles du coefficient de rétrodiffusion en polarisation HH entre avril 2008 et septembre 2010 pour chaque chantier.

Les relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar  $\sigma_{HH}^0$  et les cinq paramètres de rugosité sont représentées sur la Figure 5.28. Ne disposant pas d'informations sur l'humidité des sols, nous supposons ici que son effet est secondaire par rapport à la rugosité. Les résultats montrent une augmentation de  $\sigma_{HH}^0$  avec la rugosité de surface. La croissance est

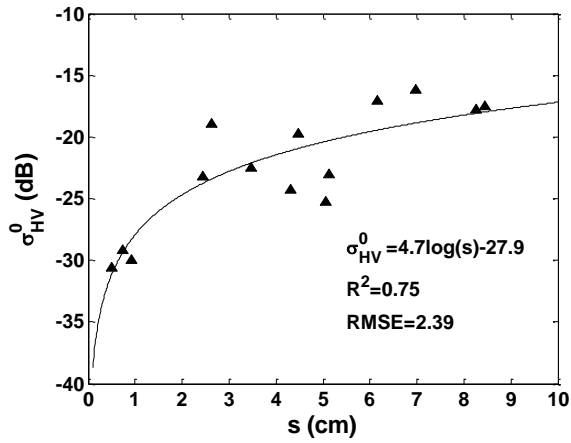
logarithmique avec l'écart type des hauteurs  $s$  (Figure 5.28a), le paramètre  $Z_s$  (Figure 5.28c) et l'indice de tortuosité  $\tau$  (Figure 5.28d) ; en revanche  $\sigma_{HH}^0$  décroît linéairement avec la longueur de corrélation  $L_c$  (Figure 5.28b) et la dimension fractale  $D$  (Figure 5.28e). Sur la Figure 5.28a, les valeurs de  $\sigma_{HH}^0$  sont comprises entre  $-24$  dB ( $s = 0,6$  cm) et  $-11$  dB ( $s = 8,5$  cm). On observe une augmentation rapide du coefficient de rétrodiffusion en dessous de  $s = 3$  cm, puis les données se stabilisent autour d'une valeur moyenne égale à  $-13$  dB : le coefficient de rétrodiffusion HH en bande L est donc particulièrement sensible aux faibles variations verticales de la surface (inférieures à 3 cm). Sur la Figure 5.28b,  $\sigma_{HH}^0$  diminue rapidement avec  $L_c$ , c'est-à-dire lorsque les variations de structure horizontale du terrain sont fortes : on mesure  $\sigma_{HH}^0 = -10$  dB pour  $L_c = 15$  cm et  $\sigma_{HH}^0 = -25$  dB pour  $L_c = 60$  cm. La relation de la Figure 5.28c montre une augmentation très rapide de  $\sigma_{HH}^0$  avec  $Z_s$  pour des valeurs de  $Z_s$  inférieures à  $\sim 1$  cm, puis  $\sigma_{HH}^0$  se stabilise autour d'une valeur proche de  $-10$  dB : l'effet de la rugosité de surface sur  $\sigma_{HH}^0$  devient alors négligeable lorsque  $Z_s$  augmente. La relation entre  $\sigma_{HH}^0$  et l'indice de tortuosité  $\tau$  (Figure 5.28d) montre la même tendance :  $\sigma_{HH}^0$  augmente avec  $\tau$  jusqu'à une valeur seuil  $\tau = 1.3$  au-delà de laquelle  $\sigma_{HH}^0$  sature. Enfin, le coefficient de rétrodiffusion est inversement proportionnel à la dimension fractale  $D$  :  $\sigma_{HH}^0$  varie entre  $-11$  dB ( $D = 1,2$ ) et  $-23$  dB ( $D = 1,8$ ).

Une analyse similaire a été réalisée avec le coefficient de rétrodiffusion radar  $\sigma_{HV}^0$  (polarisation HV) de l'image du 12 septembre 2009 (Figure 5.29).  $\sigma_{HV}^0$  est également sensible à la rugosité de surface des sols et son évolution en fonction des paramètres de rugosité est comparable à celle de  $\sigma_{HH}^0$ . On observe la même dynamique du signal radar en polarisation HH et HV, de l'ordre de 15 dB, entre les surfaces lisses et rugueuses. Cependant, la corrélation entre le coefficient de rétrodiffusion radar et la rugosité de surface semble meilleure en polarisation HH qu'en polarisation HV,  $\sigma_{HV}^0$  présentant une plus forte dispersion. Les modèles d'ajustement (lois logarithmiques, droites de régression) sont meilleurs (erreur plus faible) en polarisation HH. Dans le cadre de sa thèse, [Holah \(2005\)](#) a également observé une augmentation du coefficient de rétrodiffusion (image ASAR, bande C, polarisation HH et HV) avec la rugosité de surface de sols agricoles. Elle a montré une plus forte dépendance du signal radar à la géométrie de surface pour des angles d'incidence élevés ( $\sim 43^\circ$ ). Elle a aussi montré que les polarisations HH et HV étaient plus sensibles à la rugosité de surface que la polarisation VV, quel que soit l'angle d'incidence radar. Enfin, lorsque les sols sont très humides (teneur en eau volumique supérieure à 30-35%), le coefficient de

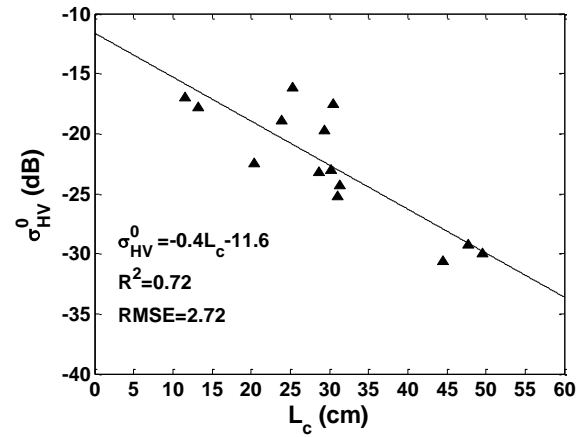
rétrodiffusion devient indépendant de la rugosité quelle que soit la polarisation ; cet effet est particulièrement marqué pour les faibles incidences.



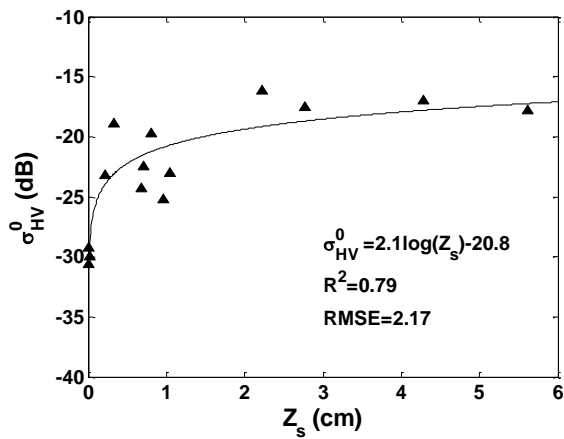
**Figure 5.28.** Coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HH en fonction des paramètres de rugosité : (a) écart type des hauteurs  $s$  ; (b) longueur de corrélation  $L_c$  ; (c) paramètre  $Z_s$  ; (d) indice de tortuosité  $\tau$  ; (e) dimension fractale  $D$ .



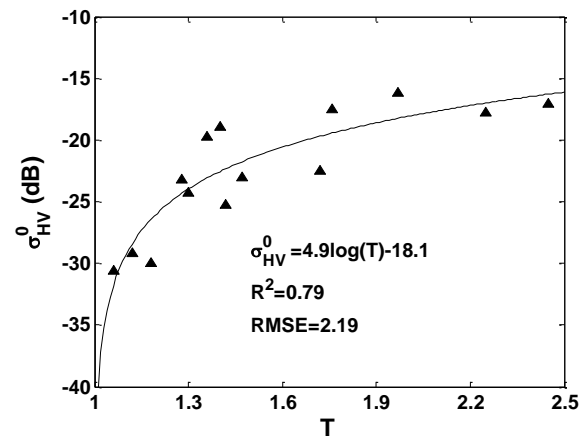
(a)



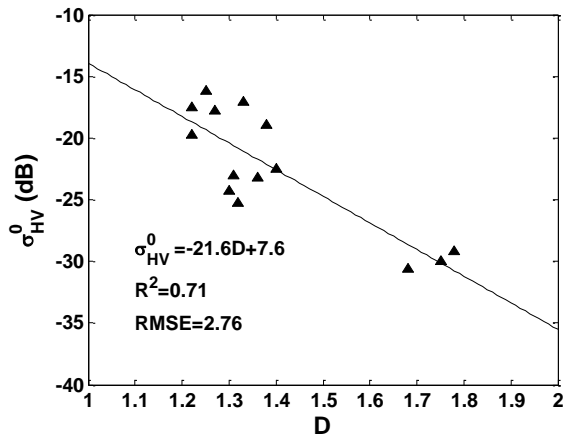
(b)



(c)



(d)



(e)

**Figure 5.29.** Coefficient de rétrodiffusion radar en polarisation HV en fonction des paramètres de rugosité : (a) écart type des hauteurs  $s$  ; (b) longueur de corrélation  $L_c$  ; (c) paramètre  $Z_s$  ; (d) indice de tortuosité  $\tau$  ; (e) dimension fractale  $D$ .

## 5.2.2 Pénétration de l'onde radar dans le milieu

Outre la rugosité de surface, le signal radar est sensible aux propriétés diélectriques du milieu. Les mesures de constante diélectrique complexe des échantillons de roches (lapilli, laves a'a et pahoehoe) réalisées en laboratoire pour des fréquences comprises entre 0,3 GHz et 1,5 GHz nous ont permis d'estimer la profondeur de pénétration de l'onde radar dans ces milieux, à la fréquence du capteur PALSAR (bande L : 1,27 GHz ou 23,6 cm). Le Tableau 5.7 regroupe les parties réelle  $\epsilon'$  et imaginaire  $\epsilon''$  de la constante diélectrique, la tangente de l'angle de perte  $\tan \delta$ , la vitesse de propagation des ondes  $v$  et la profondeur de pénétration  $\delta_p$  pour quatre surfaces volcaniques.

Surface	Lapilli Plaine des Sables	Coulée pahoehoe Enclos Fouqué	Coulée a'a ancienne Enclos Fouqué	Coulée a'a de 2007 Grand Brûlé
$\epsilon'$	5,18	4,81	4,75	4,77
$\epsilon''$	$5,85 \times 10^{-2}$	$1,29 \times 10^{-1}$	$1,03 \times 10^{-1}$	$3,01 \times 10^{-1}$
$\tan \delta$	$1,13 \times 10^{-2}$	$2,69 \times 10^{-2}$	$2,16 \times 10^{-2}$	$6,32 \times 10^{-2}$
$v$ (m/ns)	0,132	0,137	0,138	0,137
$\delta_p$ (cm)	146,1	63,9	79,5	27,3

**Tableau 5.7.** Parties réelle  $\epsilon'$  et imaginaire  $\epsilon''$  de la constante diélectrique, tangente de l'angle de perte  $\tan \delta$ , vitesse de propagation des ondes  $v$  et profondeur de pénétration dans le milieu  $\delta_p$  mesurées à 1,27 GHz pour quatre surfaces volcaniques.

La partie imaginaire de la permittivité varie entre  $1,03 \times 10^{-1}$  pour la coulée a'a située dans l'Enclos Fouqué et  $5,85 \times 10^{-2}$  pour les dépôts pyroclastiques. Les deux échantillons de coulées a'a ont des valeurs de  $\epsilon'$  similaires alors que  $\epsilon''$  diffère d'un facteur 3, certainement en raison de l'humidité résiduelle et de différences de composition minéralogique. Par exemple, nous avons observé une concentration en olivine plus forte dans la coulée de 2007. La tangente de l'angle de perte est maximum pour la coulée a'a de 2007 et minimum pour les lapilli. Les deux coulées mises en place dans l'Enclos Fouqué ont des valeurs intermédiaires. Ces mesures révèlent une forte atténuation de l'onde radar dans la coulée a'a du Grand Brûlé et une faible atténuation dans les couches de lapilli. Les vitesses de propagation de l'onde dans les milieux sont proches : elles varient de  $1,32 \times 10^8$  m/s pour les lapilli à  $1,38 \times 10^8$  m/s pour les échantillons de lave.

L'étude de la stratification des dépôts de lapilli dans la Plaine des Sables, grâce à l'acquisition de profils GPR, avait montré une superposition de couches jusqu'à un mètre de profondeur (section 4.3.2). Dans cette vaste région, les ondes radar pénètrent donc largement dans la subsurface, ce qui explique le faible retour sur les images d'amplitude (Figures 3.7 et 3.8). La perte de cohérence interférométrique observée au-dessus de cette région pour les



différents couples d'images (Tableau 5.9) a donc principalement une origine volumique. Les radargrammes réalisés dans l'Enclos Fouqué (Figures 4.22a & 4.22b) indiquent que l'onde radar à 800 MHz pénètre davantage dans les coulées a'a (~ 60 cm) que dans les coulées pahoehoe (~ 50 cm). Cette tendance est la même à 1,27 GHz, mais les valeurs de  $\delta_p$  calculées semblent surestimées. En analysant les images d'amplitude radar des Figures 3.7 et 3.8, on observe pourtant une forte rétrodiffusion sur les coulées a'a, tandis que les coulées pahoehoe apparaissent plus sombres. On en conclut que les propriétés diélectriques des matériaux jouent un rôle secondaire dans l'interaction du signal avec ces milieux, le paramètre le plus influant étant la rugosité de surface.

La cohérence interférométrique moyenne a été calculée entre plusieurs images HH au-dessus des deux régions englobant ces coulées (Tableau 5.8). Les valeurs de cohérence sont en moyenne plus élevées sur les coulées pahoehoe (0,80-0,92) que sur les coulées a'a (0,66-0,81). Les pertes de cohérence engendrées par les coulées a'a proviennent de la diffusion multiple du rayonnement électromagnétique au contact de la surface. Une dégradation liée à la pénétration de l'onde dans la subsurface est possible mais faible. De plus, malgré la faible profondeur de pénétration (27,3 cm) de l'onde dans la coulée a'a du Grand Brûlé, la cohérence mesurée au-dessus de cette surface est plus faible (0,41-0,79) que celle située à l'ouest du Dolomieu : ceci indiquerait que la décorrélation du signal est ici liée à la géométrie de surface de la coulée. En effet, la coulée 2007 (chantier MNT GB3332) présente une rugosité élevée ( $s = 6.98 \pm 0.50$ ,  $L_c = 25.24 \pm 9.90$ ,  $Z_s = 2.22 \pm 0.85$ ,  $T = 1.97 \pm 0.10$  et  $D = 1.25 \pm 0.04$  ; valeurs moyennes déterminées sur 50 profils de 4 m de long) qui pourrait expliquer la décorrélation spatiale du signal.

<b>Couple d'images</b>	<b>Lapilli Plaine des Sables</b>	<b>Coulée pahoehoe Enclos Fouqué</b>	<b>Coulée a'a ancienne Enclos Fouqué</b>	<b>Coulée a'a de 2007 Grand Brûlé</b>
06/03/2008- 21/04/2008	0,48 ± 0,13	0,90 ± 0,017	0,66 ± 0,049	0,41 ± 0,049
21/04/2008- 22/07/2008	0,33 ± 0,13	0,92 ± 0,011	0,81 ± 0,035	0,77 ± 0,056
22/07/2008- 06/09/2008	0,33 ± 0,087	0,88 ± 0,018	0,72 ± 0,024	0,50 ± 0,048
06/09/2008- 22/10/2008	0,48 ± 0,084	0,88 ± 0,023	0,69 ± 0,041	0,64 ± 0,064
22/10/2008- 09/03/2009	0,35 ± 0,071	0,80 ± 0,043	0,66 ± 0,060	0,52 ± 0,051
28/07/2010- 12/09/2010	0,59 ± 0,15	0,90 ± 0,034	0,69 ± 0,071	0,79 ± 0,050

**Tableau 5.8.** Cohérence HH-HH moyenne calculée entre différentes dates et pour quatre surfaces volcaniques.

## 5.2.3 Influence de la végétation

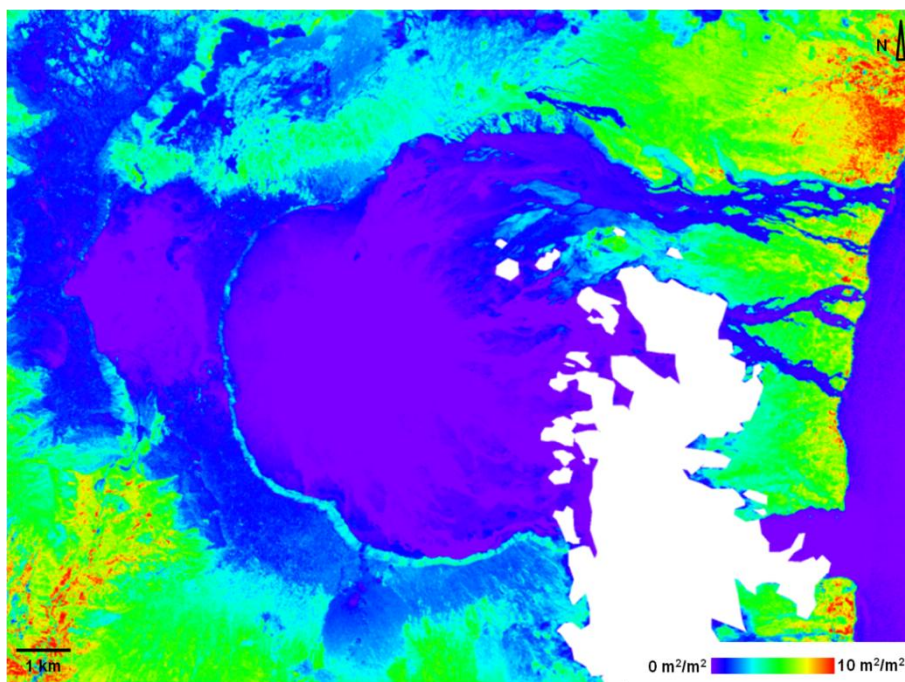
### 5.2.3.1 Variations en fonction de la densité de végétation

La télédétection radar offre une capacité de pénétration plus ou moins importante dans les couverts forestiers en fonction des caractéristiques de l'onde incidente (fréquence, polarisation, angle) et des propriétés des diffuseurs élémentaires (répartition, taille, propriétés diélectriques des feuilles et des troncs). Comme nous l'avons vu, les ondes radar en bande C et X interagissent surtout avec le feuillage et les petites branches situées au sommet de la canopée, alors que les ondes radar en bande L et P interagissent surtout avec les grosses branches et les troncs. Elles ont donc plus de chance d'atteindre le sol. Les propriétés diélectriques de la végétation sont très largement dominées par le contenu en eau des feuilles et des branches : plus il est élevé et plus le coefficient de rétrodiffusion est élevé. Un couvert végétal étant composé d'un nombre important de diffuseurs de tailles et formes variables, l'interprétation des mécanismes de rétrodiffusion reste difficile. Il existe cependant des relations simples entre le coefficient de rétrodiffusion radar et les caractéristiques structurales d'une forêt, qui permettent notamment d'estimer la biomasse à partir de données radar (Wegmüller & Werner, 1997 ; Askne et al., 2003 ; Garestier et al., 2008).

Lorsqu'on met en regard l'image visible du volcan (Figure 5.30), la carte de LAI (Figure 5.31) générées à partir des mesures *in situ* et du NDVI (voir chapitre 4), et la carte de cohérence calculée entre deux images HH acquises le 28 juillet et le 22 septembre 2010 (Figure 5.32), on constate une corrélation entre les caractéristiques des surfaces, la densité de végétation et l'information interférométrique. Afin de comprendre les phénomènes de décorrélation volumique du signal interférométrique en bande L au-dessus zones couvertes de végétation, nous avons étudié la relation entre l'indice foliaire (LAI) et la cohérence radar (Figure 5.33). Les zones choisies pour cette étude représentent divers types de végétation dans le Grand Brûlé (forêt), la Plaine des Sables (végétation arbustive) et hors enclos (forêt). La Figure 5.33 montre que la cohérence radar diminue avec le LAI : elle varie de 0,85 pour un LAI nul (sol nu) à 0,4 pour un LAI de 11 (végétation dense). Cette relation qui met en évidence la sensibilité du signal interférométrique à la densité de végétation peut être utilisée pour déterminer le seuil à partir duquel les mesures de déformation sont altérées, voire rendues impossibles. Dans notre étude, la cohérence radar, qui était proche de 1, a chuté de presque 50 % pour un LAI de 7 : au delà de cette valeur, le signal interférométrique devient inexploitable.



**Figure 5.30.** Image visible du Piton de la Fournaise (BDOrtho®, IGN, 2008).



**Figure 5.31.** Carte du LAI au-dessus du Piton de la Fournaise calculé à partir des valeurs de NDVI SPOT 5 (30 mai 2011). Un masque des nuages est représenté en blanc.

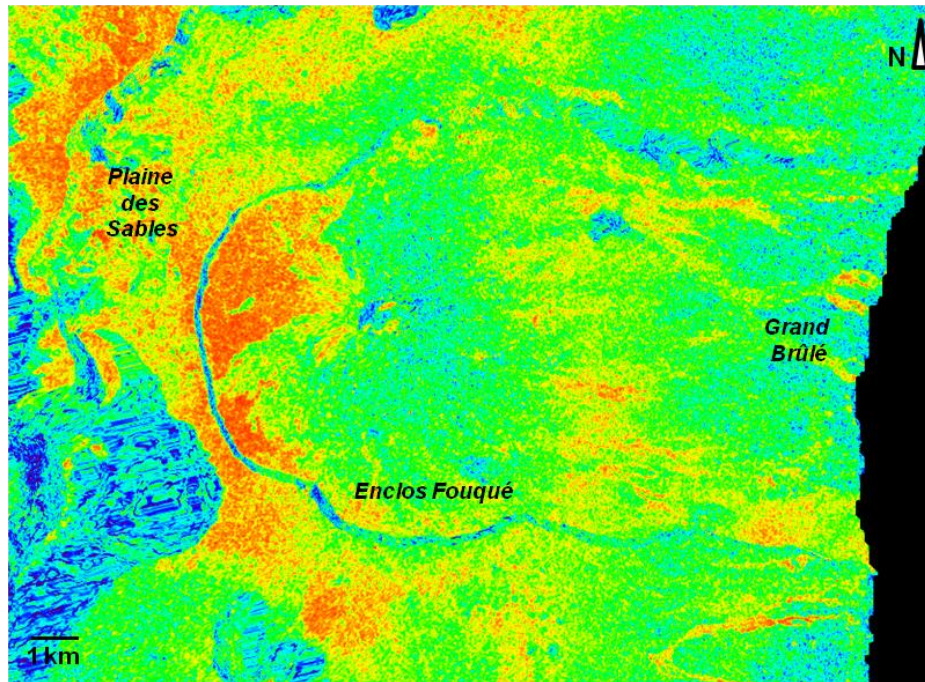


Figure 5.32. Carte de cohérence calculée entre les images acquises le 28 juillet et le 22 septembre 2010. La baseline spatiale vaut 773 m et la baseline temporelle est de 46 jours.

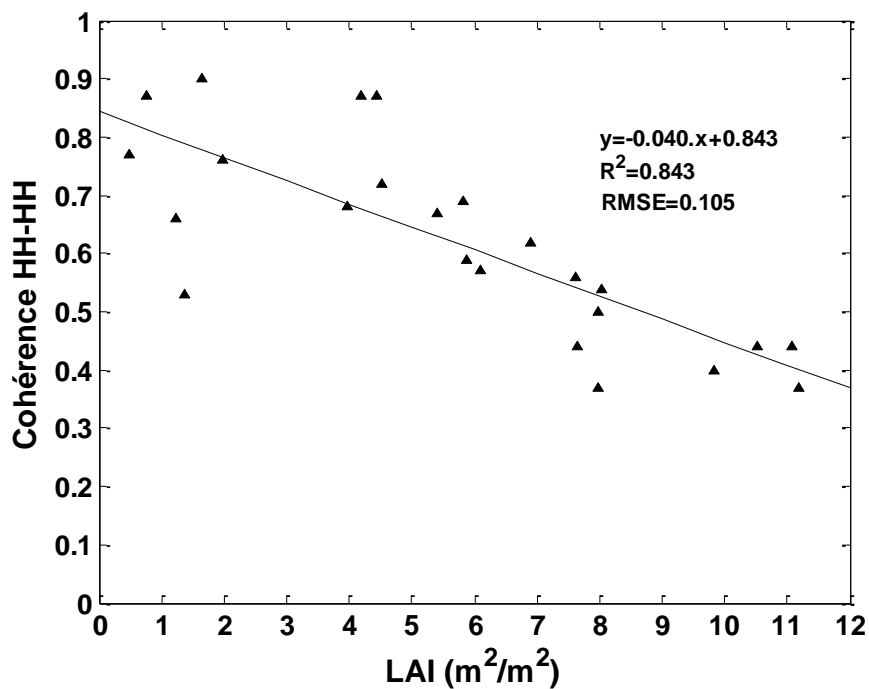


Figure 5.33. Corrélation entre le LAI [m<sup>2</sup>.m<sup>-2</sup>] et la cohérence radar en polarisation HH (dates couples).

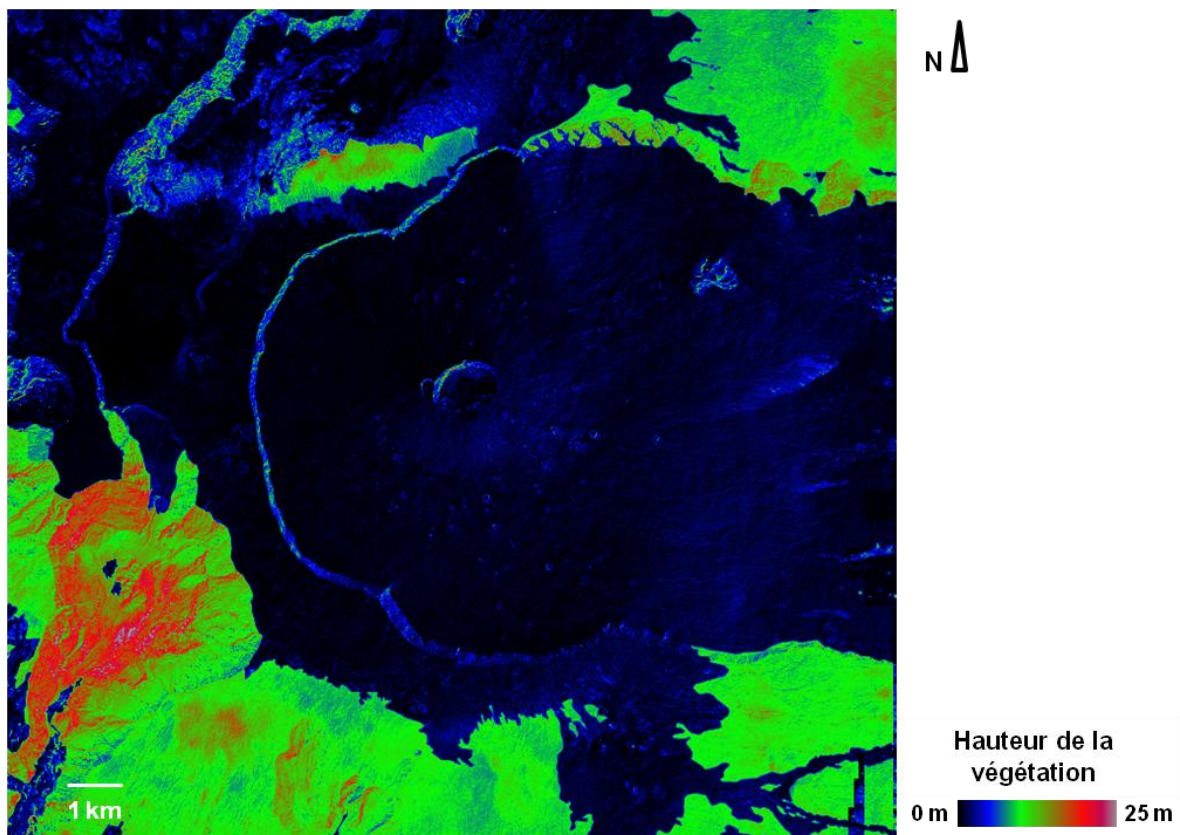
### 5.2.3.2 Variations en fonction de la hauteur de la végétation

En utilisant les modèles numériques de terrain (MNT) et d'élévation (MNE) calculés par l'IGN à partir des données 2009 sur toute l'île, la hauteur du couvert forestier peut être déduite avec précision à l'échelle de l'édifice. En effet, en soustrayant le MNT au MNE, on



obtient un modèle numérique de hauteur de canopée (MNH) directement relié à la hauteur moyenne des arbres notée  $H_c$ . La qualité du MNH dépend de la précision (classification sol/sursol, interpolation) des deux modèles altimétriques. Si la densité de végétation est trop forte, le signal LiDAR peine à atteindre le sol, ce qui induit une erreur de mesure sur la hauteur de la végétation. Le MNH permet d'estimer plusieurs variables forestières comme la position du sommet des arbres, la hauteur du couvert ou la délimitation des couronnes, ainsi que d'autres paramètres qui en découlent plus ou moins directement : surface terrière, volume de bois, structure verticale, longueur de la couronne, densité du boisé ou encore indice foliaire (Bortolot & Wynne, 2005).

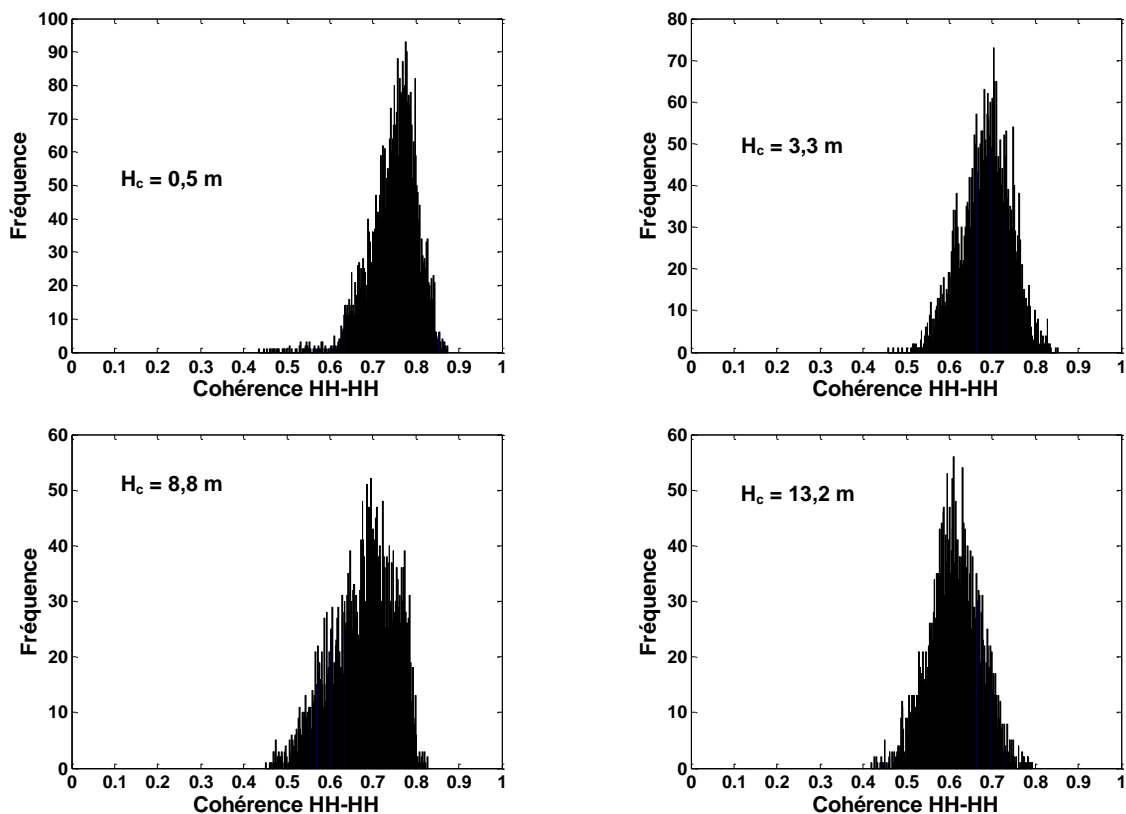
La Figure 5.34 présente le MNH calculé à partir des données LiDAR 2009 sur le Piton de la Fournaise, avec une résolution spatiale de 10 m. Ce modèle nous permet de visualiser les zones à forte densité de végétation (couleur verte à rouge) et nous renseigne sur l'homogénéité de la canopée. On constate la quasi absence de végétation dans l'enclos ( $H_c = 11$  cm ; en bleu-noir) alors que les régions hors enclos présentent différentes densités de végétation :  $H_c = 10$  m au nord-est et au sud-est de l'image ;  $H_c = 0,6 - 1,1$  m au sud de l'Enclos Fouqué près du rempart.



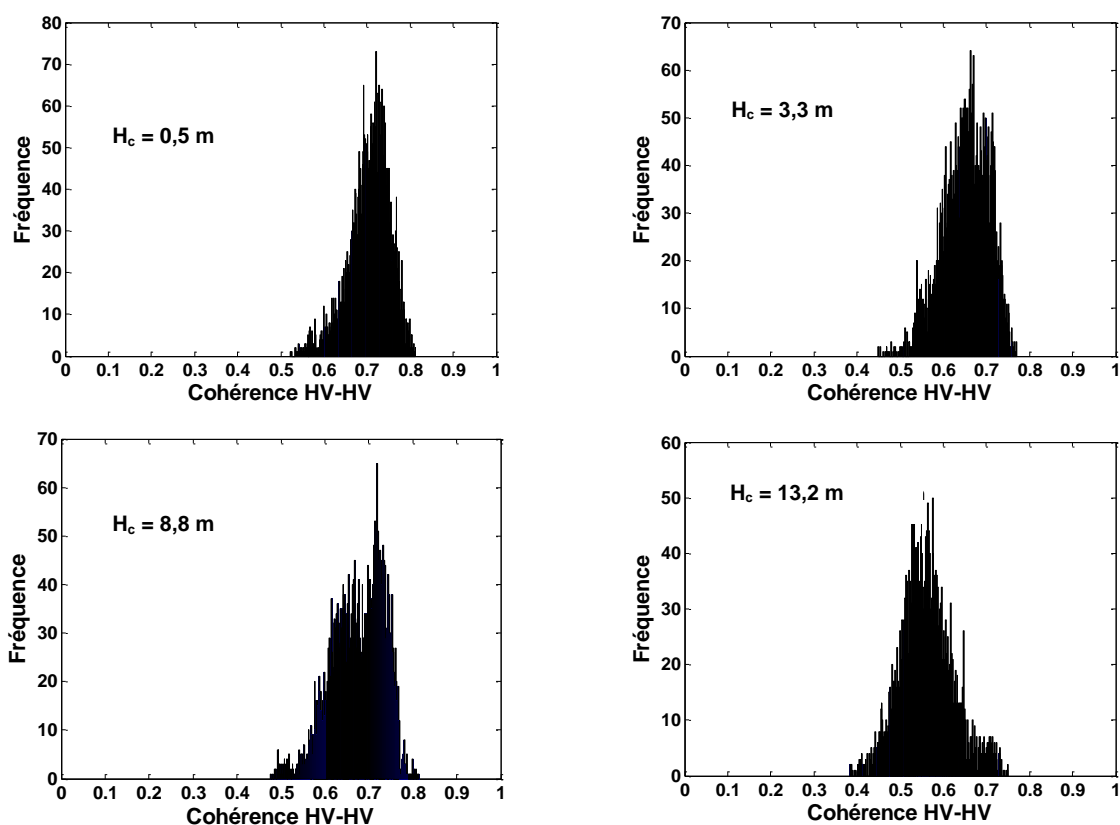
**Figure 5.34.** Modèle numérique de hauteur de canopée (MNH) du Piton de la Fournaise. Résolution spatiale de 10 m (données LiDAR 2009).

## Corrélation avec les données radar

Les Figures 5.35 et 5.36 illustrent la variabilité de la cohérence radar au-dessus de la végétation pour les configurations polarimétriques HH-HH et HV-HV. Elles présentent les histogrammes de cohérence de quatre régions homogènes caractérisées des hauteurs moyennes de végétation égales à 0,5 m, 3,3 m, 8,8 m et 13,2 m. Nous avons utilisé pour cela les cartes de cohérence générées à partir des images acquises le 6 septembre et le 22 octobre 2008 (modes polarimétriques HH et HV ;  $B_{temp} = 46$  jours ;  $B_{\perp} = 357$  m), soit un an avant l'acquisition des données LiDAR. Les distributions des cohérences HH-HH et HV-HV varient peu d'une région à l'autre. Les statistiques des quatre zones sont présentées dans le Tableau 5.9. On observe une diminution de la cohérence moyenne pour les deux modes polarimétriques lorsque la hauteur des arbres augmente : en polarisation HH-HH la cohérence moyenne vaut 0,75 pour  $H_c = 0,5$  m et 0,61 pour  $H_c = 13,2$  m. En polarisation HV-HV elle vaut 0,75 et 0,56. La cohérence HV-HV est légèrement plus faible que la cohérence HH-HH. La hauteur des arbres a donc une influence sur la cohérence HH-HH et HV-HV.



**Figure 5.35.** Histogrammes des valeurs de cohérence radar calculées à partir des images HH acquises le 6 septembre et le 22 octobre 2008, pour quatre régions caractérisées par différentes hauteurs moyennes de végétation  $H_c$  de : (a) 0,5 m ; (b) 3,3 m ; (c) 8,8 m ; (d) 13,2 m.



**Figure 5.36.** Histogrammes des valeurs de cohérence radar calculées à partir des images HV acquises le 6 septembre et le 22 octobre 2008, pour quatre régions caractérisées par différentes hauteurs moyennes de végétation  $H_c$  de : (a) 0,5 m ; (b) 3,3 m ; (c) 8,8 m ; (d) 13,2 m.

$H_c$	polarisation	Cohérence			
		minimum	maximum	moyenne	écart type
0,5 m	HH-HH	0,43	0,87	0,75	0,056
	HV-HV	0,52	0,81	0,71	0,048
3,3 m	HH-HH	0,46	0,85	0,68	0,058
	HV-HV	0,45	0,77	0,65	0,054
8,8 m	HH-HH	0,45	0,83	0,68	0,072
	HV-HV	0,48	0,82	0,68	0,059
13,2 m	HH-HH	0,42	0,79	0,61	0,059
	HV-HV	0,38	0,75	0,56	0,063

**Tableau 5.9.** Statistiques des cohérences HH-HH et HV-HV pour différentes hauteurs moyennes de canopée  $H_c$ .

### Hauteur des arbres versus LAI

Afin d'étudier la corrélation entre la hauteur de la végétation estimée à partir des données LiDAR et l'indice foliaire (LAI), nous avons tracé la relation  $LAI = f(H_c)$  pour vingt zones présentant des densités de végétation différentes. Le LAI et la hauteur de la canopée ont été moyennés sur plusieurs pixels au-dessus de surfaces homogènes. Sur la Figure 5.37



montrant la relation entre le LAI et  $H_c$ , on observe une croissance logarithmique du LAI avec la hauteur des arbres : le LAI augmente fortement (0 à 3  $m^2/m^2$ ) pour  $H_c$  inférieur à 2 m, puis il croît plus lentement de 3  $m^2/m^2$  pour  $H_c = 2$  m à 7-8  $m^2/m^2$  pour  $H_c = 14$  m. Cette relation montre la dépendance du LAI à la structure de la canopée.

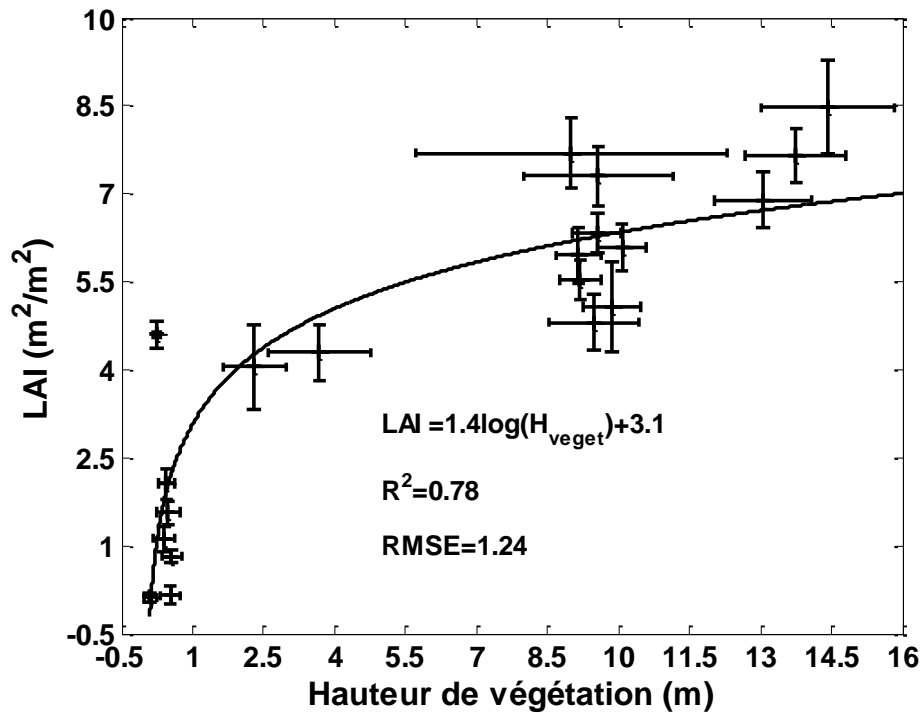


Figure 5.37. Relation entre le LAI ( $m^2/m^2$ ) et la hauteur moyenne de la végétation (m) au-dessus du Piton de la Fournaise.

### 5.3 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté une étude comparative entre les images radar acquises par le capteur PALSAR à bord du satellite ALOS, les données aéroportées LiDAR et les mesures *in situ* réalisées en octobre 2011 sur le Piton de la Fournaise. Cette étude a montré les capacités du LiDAR à fournir des informations géophysiques précises sur les surfaces du volcan pouvant aider à l'interprétation des images radar. Plusieurs produits LiDAR ont été réalisés pour la première fois sur le Piton de la Fournaise :

- Les données topographiques ont fourni une description détaillée de la géomorphologie du volcan et permis d'identifier des variations de surface liées à l'émergence de nouvelles coulées de lave dans le cratère Dolomieu entre 2008 et 2009, à l'origine de

pertes de cohérence radar. De plus, nous avons estimé le volume de lave émis lors de trois éruptions successives au sein du cratère principal à  $\sim 2,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

- A partir du MNE et du MNT LiDAR, nous avons généré une carte de hauteur de la canopée nous informant sur la présence d'un couvert végétal et son homogénéité. Cette carte a été utilisée pour caractériser l'effet de la végétation sur la cohérence radar : nous avons observé une légère diminution de ce paramètre avec la hauteur des arbres pour plusieurs configurations polarimétriques.
- L'information radiométrique fournie par le LiDAR a également été étudiée. Celle-ci est directement liée à la réflectance des matériaux et permet une classification précise des produits volcaniques.

En parallèle, nous avons confronté les mesures *in situ* et les données radar afin de quantifier l'influence des propriétés physiques de surface sur le signal radar, dans le but de mieux interpréter les interactions entre les ondes électromagnétiques en bande L et les différents milieux. L'analyse expérimentale des relations entre les grandeurs physiques radar et les mesures *in situ* a révélé certaines corrélations :

- Nous avons observé une forte dépendance du signal radar à la géométrie de surface pour les polarisations HH et HV : les coefficients de rétrodiffusion HH et HV augmentent d'environ 15 dB entre les surfaces lisses recouvertes de lapilli dans la Plaine des Sables et les coulées très rugueuses dans l'Enclos Fouqué.
- Nous avons mis en évidence une corrélation linéaire négative entre l'indice foliaire et la cohérence HH-HH : la cohérence diminue lorsque la densité de végétation augmente. Nous avons également observé une corrélation entre la hauteur de la canopée estimée à partir des données LiDAR et le LAI : ce dernier tend à augmenter avec la hauteur des arbres, suivant une loi logarithmique. Les forêts surplombant le volcan sont très denses, compactes et constituées d'arbres pouvant atteindre jusqu'à 8-14 m de haut, ce qui engendre des pertes de cohérence d'origine volumique importantes.

## Conclusion générale

Les travaux de recherche que j'ai menés au cours de cette thèse ont amélioré notre compréhension des variations spatio-temporelles du coefficient de rétrodiffusion radar et des phénomènes de décorrélation. Notre étude est basée sur des images PALSAR, des données LiDAR et des mesures *in situ* accumulées durant quatre ans sur le Piton de la Fournaise. Nous nous sommes focalisés sur quatre grands types de terrains volcaniques, typiques des volcans boucliers : les coulées de lave a'a et pahoehoe situées dans l'Enclos Fouqué et le Grand Brûlé ; les coulées de lave pahoehoe « slabby » et les lapilli situés dans la Plaine des Sables. Nous avons également étudié la couverture végétale du volcan qui présente des degrés de densité variables : végétation arbustive dans la Plaine des Sables et forêt tropicale dans le Grand Brûlé et hors enclos.

Nous nous sommes attachés à décrire dans ce manuscrit les principaux facteurs physiques gouvernant la rétrodiffusion des ondes radar sur les surfaces volcaniques. Celle-ci résulte d'interactions complexes entre les ondes électromagnétiques et le milieu. Nous avons pu observer l'impact de la rugosité de surface sur le coefficient de rétrodiffusion  $\sigma_{HH}^0$  (polarisation HH) et  $\sigma_{HV}^0$  (polarisation HV) des images ALOS, acquises entre mars 2008 et septembre 2010 : les coulées a'a, d'aspect rugueux, apparaissent brillantes alors que les coulées pahoehoe, d'aspect plus lisse, réfléchissent moins le signal en direction du radar. Les valeurs de  $\sigma^0$  les plus faibles s'observent sur les lapilli en raison de la pénétration des ondes dans les couches de cendre, tandis que la végétation affiche les valeurs les plus élevées. Deux types de diffusion résultent de ces interactions :

- la diffusion de surface liée à la géométrie de surface ;
- la diffusion volumique qui dépend des propriétés diélectriques des matériaux.

Le coefficient de rétrodiffusion radar nous renseigne sur la nature des terrains observés. Il apporte une information complémentaire à la cohérence interférométrique, qui est calculée par la corrélation entre deux images SAR et qui quantifie la qualité de l'interférogramme. Nous avons considéré les sources de décorrélation d'origines géométrique et volumique, ainsi que celles liées aux variations temporelles des propriétés géophysiques des réflecteurs. Pour minimiser les effets liés au relief et aux changements d'état de surface entre deux acquisitions radar, nous avons sélectionné des couples d'images présentant de faibles *baselines* spatiale et temporelle ( $B_{\perp} < 1$  km et  $B_{temp} = 46$  jours). Les contributions de la phase topographique ont

été soustraites en utilisant un modèle numérique de surface (MNE SRTM à 90 m de résolution spatiale ou MNT LiDAR à 5 m de résolution spatiale). La cohérence interférométrique semble peu sensible à la résolution spatiale du modèle. L'analyse des cartes de cohérence HH-HH a révélé l'existence de plusieurs zones caractéristiques :

- les coulées pahoehoe ont une cohérence élevée ;
- les coulées a'a montrent une perte de cohérence ;
- la végétation littorale et hors enclos tend à décorrélérer le signal ;
- les lapilli affichent une diminution importante de la cohérence.

Une meilleure connaissance du terrain permet de comprendre et de quantifier ces effets. La démarche générale de la thèse est résumée par le schéma de la Figure 6.1 qui présente les jeux de données dont nous disposons et leur articulation. Nous rappelons ci-dessous les principaux résultats.

Les données LiDAR ont montré tout leur intérêt en fournissant une caractérisation précise des surfaces étudiées. La précision des données topographiques a pu être quantifiée par comparaison des points LiDAR à des levés GPS : nous avons estimé un biais moyen de l'ordre de 27 cm (RMSE = 33 cm) qui valide le modèle numérique d'élévation produit par cette technique. La carte précise de la géomorphologie du volcan constitue un outil précieux pour l'étude des variations topographiques. La carte des différences altimétriques mesurées par le LiDAR entre 2008 et 2009 a été utilisée pour analyser les variations temporelles de surface susceptibles d'expliquer les pertes de cohérence observées au-dessus du cratère Dolomieu d'une année sur l'autre.

En faisant la différence entre le MNE et le MNT LiDAR, nous avons généré un modèle numérique de hauteur de canopée, qui représente la hauteur des arbres et nous renseigne sur l'homogénéité du couvert. En comparant ce modèle aux cartes de cohérence radar, pour plusieurs configurations polarimétriques, nous avons observé une faible influence de la hauteur du couvert sur les données interférométriques : les cohérences HH-HH et HV-HV diminuent légèrement lorsque la hauteur des arbres augmente. Les signaux radar en bande L souffriraient davantage de décorrélation volumique au-dessus des forêts de plus de 10 m de haut situées dans le Grand Brûlé et hors enclos.

Le LiDAR enregistre aussi l'intensité du signal rétrodiffusé, grandeur liée aux propriétés optiques des surfaces. Pour la normaliser, nous avons utilisé un modèle de correction radiométrique qui tient compte de l'influence de la distance capteur-cible et de

l'angle d'incidence. Nous avons observé une forte corrélation entre l'intensité LiDAR et la réflectance des surfaces volcaniques nues ou recouvertes de végétation, ce qui permet de les différencier. Les coulées a'a, pahoehoe, ou pahoehoe de type « slabby », les dépôts pyroclastiques, la végétation arbustive et les forêts sont caractérisés par des signatures spectrales qui leur sont propres. En outre, nous avons observé que l'intensité LiDAR augmentait avec l'âge des coulées et diminuait avec l'altitude : la cause principale de cette variation est la présence de végétation basse (lichens, fougères) qui colonise les coulées de moyenne et basse altitude quelques mois seulement après leur mise en place. Couplée aux données radar (coefficient de rétrodiffusion radar et cohérence interférométrique), l'intensité LiDAR aide ainsi à comprendre les phénomènes surfaciques.

La mission de terrain réalisée en octobre 2011 fut l'occasion de constituer un jeu de données géophysiques original et unique sur le volcan, qui nous a permis de mieux interpréter les interactions entre les ondes électromagnétiques en bande L et les différents milieux volcaniques. Nous avons d'abord étudié la rugosité de surfaces des coulées a'a et pahoehoe, des coulées pahoehoe « slabby » et des régions recouvertes de lapilli à partir du calcul de cinq paramètres statistiques : écart type des hauteurs, longueur de corrélation, paramètre  $Z_s$ , indice de tortuosité et dimension fractale. Nous avons démontré l'influence de la longueur des profils sur les paramètres de rugosité : l'écart type des hauteurs et la longueur de corrélation augmentent avec la longueur du profil, alors que le paramètre  $Z_s$ , l'indice de tortuosité et la dimension fractale sont stables.

Nous avons mesuré en laboratoire la constante diélectrique complexe des échantillons de coulées de lave de type a'a et pahoehoe et des lapilli, en fonction de la fréquence. Nous avons estimé une forte pénétration des ondes radar en bande L au-dessus de la Plaine des Sables, recouverte de lapilli, ce qui explique la faible amplitude du signal retour observée sur les cartes de coefficient de rétrodiffusion radar et la perte de cohérence d'origine volumique. De plus, à partir de profils GPR à 500 MHz et 800 MHz réalisés dans la Plaine des Sables, nous avons observé une stratification horizontale des dépôts pyroclastiques jusqu'à 1-2 m de profondeur.

Enfin, les mesures de LAI effectuées dans la Plaine des Sables ainsi que dans le Grand Brûlé nous ont permis d'établir une carte d'indice foliaire sur tout l'édifice, grâce à des images SPOT. Cette carte est utile pour localiser les régions faiblement végétalisées, les forêts et les surfaces nues.

Ces résultats ont été confrontés aux données radar. Nous avons observé deux grandes tendances :

- une forte dépendance du signal radar à la géométrie de surface pour les polarisations HH et HV : les coefficients de rétrodiffusion augmentent entre les surfaces lisses recouvertes de lapilli dans la Plaine des Sables et les coulées très rugueuses dans l'Enclos Fouqué.
- une corrélation linéaire négative entre l'indice foliaire et la cohérence HH-HH : la cohérence diminue lorsque la densité de végétation augmente.

La sensibilité des mesures radar aux paramètres physiques de la surface (réflectance, rugosité, constante diélectrique, hauteur de la canopée, LAI) a donc pu être analysée de façon qualitative ou quantitative grâce à l'utilisation de mesures auxiliaires fournies par le système LiDAR ou acquises sur le terrain. Nous avons vérifié un certain nombre de phénomènes intuitifs qui, faute de mesures expérimentales, avait rarement été mis en évidence auparavant. Plusieurs résultats présentés dans ce manuscrit sont nouveaux, ouvrant des perspectives intéressantes en télédétection active des surfaces terrestres et planétaires.

## **Perspectives**

Nous présentons ici les principales perspectives qui font suite aux travaux menés dans cette thèse.

- Nous avons analysé des images acquises par le capteur PALSAR (bande L). Afin de quantifier l'influence de la longueur d'onde du faisceau incident, de l'angle d'incidence, et de la polarisation sur les phénomènes d'interaction onde-surface, il serait intéressant d'utiliser d'autres capteurs présentant des configurations instrumentales différentes, comme RADARSAT-2 (bande C, 3,75-7,50 cm) ou TerraSAR-X (bande X, 2,40-3,75 cm). L'étude des effets de la rugosité de surface, des propriétés diélectriques et de la végétation, sur le coefficient de rétrodiffusion et la cohérence radar dans ces bandes de fréquence pourrait apporter des informations complémentaires sur la compréhension physique du signal radar et des sources de décorrélation. Cela représentait malheureusement une quantité de travail trop importante que nous n'avons pas pu mener au cours des trois années de thèse.

- Les modèles électromagnétiques de diffusion sont aujourd'hui capables de simuler le coefficient de rétrodiffusion radar en considérant les propriétés géométrique et diélectrique de la surface. Les mesures de terrain effectuées à La Réunion, qui décrivent très précisément le micro-relief de quelques surfaces volcaniques typiques, pourraient être utilisées dans ce dessein. Ce travail pourrait donner lieu à une collaboration avec le laboratoire LATMOS spécialisé dans ce domaine.
- L'étude de la rugosité de surface a d'ores et déjà suscité une collaboration aussi inattendue que prometteuse avec l'ONERA-DOTA de Toulouse. Ce laboratoire, qui travaille depuis quelques années sur les LiDAR à faible empreinte au sol, a développé un code de lancer de rayons permettant de simuler l'intensité LiDAR. Les études en cours consistent à étudier l'effet de la réflectance du sol et de la géométrie de surface sur l'amplitude du signal retour. Les analyses sont en cours de traitement.
- Bien que cette information soit cruciale pour interpréter les images radar, les scientifiques utilisant l'imagerie satellitaire manquent cruellement de données sur la rugosité de surface. Il serait intéressant de générer des MNT sur des zones du volcan plus grandes, par la même technique de photogrammétrie, en utilisant un drone. Certains paramètres de rugosité variant avec la longueur du profil, cela permettrait de les déterminer avec une plus grande précision.
- L'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise a étudié la composition minéralogique des matériaux volcaniques, à partir de carottes géologiques prélevées dans la Plaine des Sables. Ces carottes fournissent une description géologique des éléments en profondeur, qui pourrait aider à interpréter nos radargrammes. En outre, il serait intéressant de corréliser ces données minéralogiques avec l'intensité LiDAR afin d'évaluer l'influence des caractéristiques intrinsèques de la surface sur la capacité de rétrodiffusion du signal dans le proche infrarouge.
- Nous avons vu que la constante diélectrique des matériaux dépendait de la teneur en eau. Il aurait été judicieux de mesurer l'humidité du sol *in situ* en utilisant des méthodes de contact (méthode capacitive, mesure par sonde TDR par exemple), afin de quantifier son influence sur la permittivité et donc sur la pénétration des ondes radar.
- Enfin le volcan du Piton de la Fournaise présente des surfaces volcaniques typiques des volcans bouclier et différents types de végétation. Ce site pourrait devenir un site d'étude privilégié de la mission spatiale DESDynI.



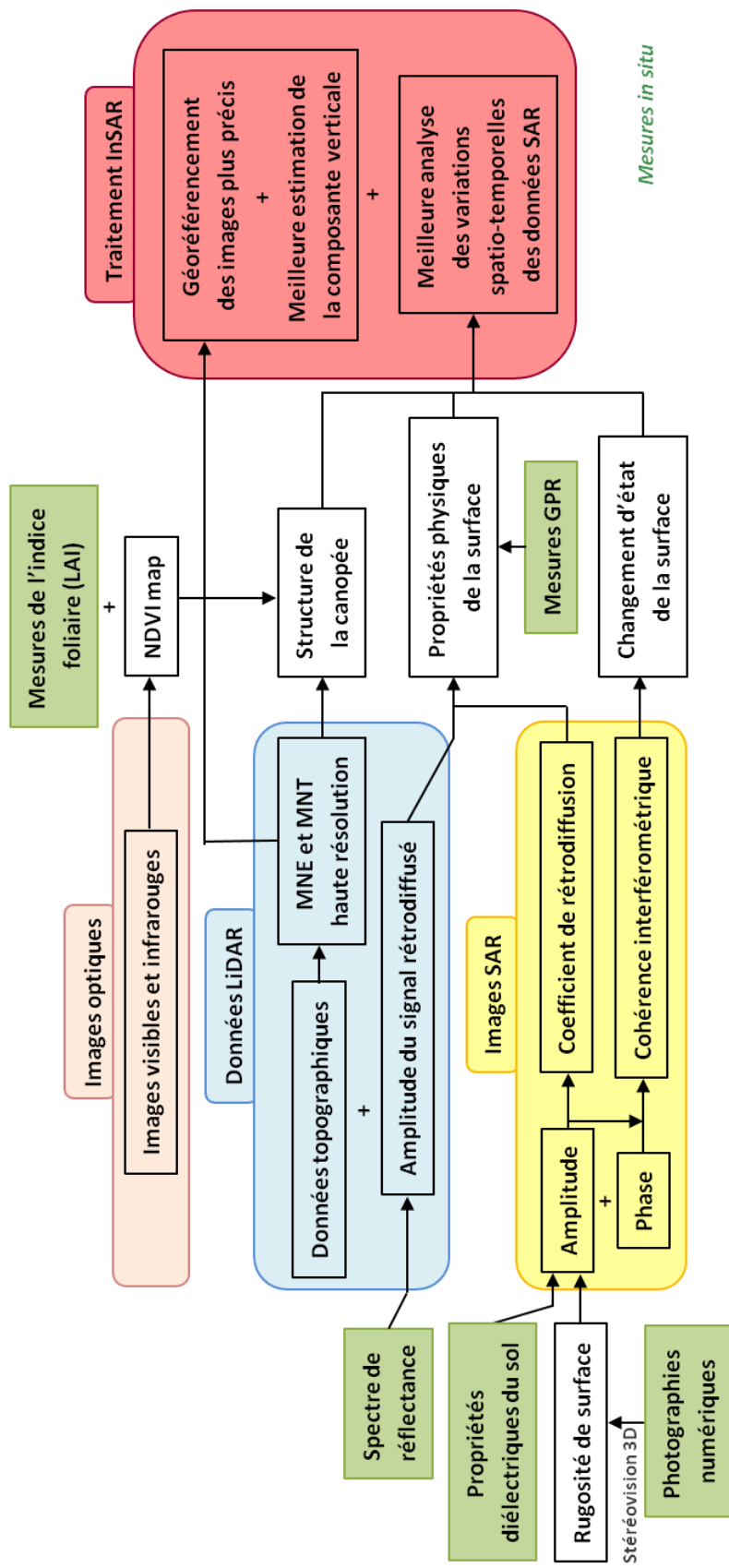


Figure 6.1. Méthodologie générale de la thèse.

## Références bibliographiques

- Abdalati W. & Krabill W.B., Calculation of ice velocities in the Jakobshavn Isbrae area using airborne laser altimetry, *Remote Sensing of Environment*, 67:194-204,1999.
- Ackermann F., Airborne laser scanning: present status and future expectations, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 54:64-67, 1999.
- Aguilar M.A., Aguilar F.J. & Negreiros J., Off-the-shelf laser scanning and close-range digital photogrammetry for measuring agricultural soils microrelief, *Biosystems Engineering*, 103:504-517, 2009.
- Ahmed R., Siqueira P., Hensley S., Chapman B. & Bergen K., A survey of temporal decorrelation from spaceborne L-Band repeat-pass InSAR, *Remote Sensing of Environment*, 115:2887-2896, 2011.
- Aki K., Ferrazzini V., Seismic monitoring and modeling of an active volcano for prediction, *Journal of Geophysical Research*, 105:16617-16640, 2000.
- Albarède F., Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series, *Geochemica et Cosmechemica Acta*, 57:615-621, 1993.
- Amelung F., Jonsson S., Zebker H. & Segall P., Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galàpagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature*, 407:993-996, 2000.
- Arnold N.S., Rees W.G., Devereux B.J. & Amable G.S., Evaluating the potential of high-resolution airborne LiDAR data in glaciology, *International Journal of Remote Sensing*, 27(6):1233-1251, 2006.
- Askne J. & Hagberg J.O., Potential of Interferometric SAR for Classification of Land Surfaces. in *Proceedings of the 13<sup>th</sup> International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 18-21 août 1993, Tokyo, Japan, Vol. 3, pp. 985-987, 1993.
- Askne J., Santoro M., Smith G. & Fransson J.E.S., Multitemporal repeat-pass SAR interferometry of boreal forest, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(7):1540-1550, 2003.
- Bachèlery P., *Le Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion) : étude volcanologique, structurale et pétrologique*. Thèse de doctorat, Université Clermont Ferrand II, 1981.
- Bachèlery P. & Montaggioni J., Morphostructure du flanc oriental du volcan de la Fournaise, Ile de la Réunion, (Océan Indien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 297:81-84, 1983.
- Bachèlery P. & Mairine P., Evolution volcano-structurale du Piton de La Fournaise depuis 0.53 Ma, *Le volcanisme de La Réunion* (Lénat J.F., ed.), pp. 213-243, 1990.
- Bachèlery P., *Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de La Fournaise*, Rapport quadriennal 1991-1994, Comité National Français de Géodésie et Géophysique, Paris, France, pp. 107-112, 1995.
- Baghdadi N., Paillou P., Grandjean G., Dubois P. & Davidson M., Relationship between profile length and roughness variables for natural surfaces, *International Journal of Remote Sensing*, 21(17):3375-3381, 2000.
- Baltsavias E.P., Airborne laser scanning: basic relations and formulas, *ISPRS Journal of*

- Photogrammetry & Remote Sensing*, 54:199-214, 1999.
- Bamler R. & Hartl P., Synthetic aperture radar interferometry, *Inverse Problems*, 14(4):R1-R54, 1998.
- Baret F. & Guyot G., Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment, *Remote Sensing of Environment*, 35:161-173, 1991.
- Battaglia J., Ferrazzini V., Staudacher T., Aki K. & Cheminée J.L., Pre-eruptive migration of earthquakes at the Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island), *Geophysical Journal International*, 161:549-558, 2005.
- Berardino P., Fornaro G., Lanari R. & Sansosti E., A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11):2375-2383, 2002.
- Bertuzzi P., Rauws G. & Courault D., Testing roughness indices to estimate soil surface roughness changes due to simulated rainfall, *Soil & Tillage Research*, 17:87-99, 1990.
- Bisson M., Behncke B., Fornaciai A. & Neri M., LiDAR-based digital terrain analysis of an area exposed to the risk of lava flow invasion: the Zafferana Etnea territory, Mt. Etna (Italy), *Natural Hazards*, 50:321-334, 2009.
- Blaes X. & Defourny P., Characterizing bidimensional roughness of agricultural soil surfaces for SAR modeling, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46:4050-4061, 2008.
- Bonneville A., Structure de la lithosphère, *Le volcanisme de la Réunion* (Lénat J.F., ed.), pp 1-18, 1990.
- Bortolot Z.J. & Wynne R.H., Estimating forest biomass using small footprint LiDAR data: an individual tree-based approach that incorporates training data, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 59:342-360, 2005.
- Bresenham J.E., Algorithm for computer control of a digital plotter, *IBM Systems Journal*, 4:25-30, 1965.
- Briole P., Massonnet D. & Delacourt C., Post-eruptive deformation associated with the 1986-1987 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 24:37-40, 1997.
- Brügelmann R. & de Lange R., Airborne laserscanning versus airborne InSAR – A quality comparison of DEM's, in *Proceeding of the OEEPE Workshop on Airborne Laserscanning and Interferometric SAR for Detailed Digital Elevation Models*, 1-3 March 2001, Stockholm, 2001.
- Budkewitsch P., D'Iorio M.A., Vachon P.W., Pollard W.H. & Andersen D.T., Geomorphic, active layer and environmental change detection using SAR scene coherence images, in *Proceedings of the Sixth Circumpolar Symposium on Remote Sensing of Polar Environments*, 12-14 June 2000, Yellowknife, NT, Canada, pp. 8-16, 2000.
- Burke K., The african plate, *South African Journal of Geology*, 4:339-407, 1996.
- Bureau H., Métrich N., Pineau F. & Semet M.P., 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, 1998.
- Burton D., Dunlap D.B., Wood L.J. & Flaig P.P. Lidar intensity as a remote sensor of rock properties, *Journal of Sedimentary Research*, 81:339-347, 2011.

- Cadet T., La végétation de l'île de La Réunion : Etude phytoécologique et phytosociologique, *Thèse de Doctorat*, Université Aix Marseille III, 1977.
- Carabajal C.C., Harding D.J. & Haugerud R.A., Monitoring Mount St. Helens activity by airborne and space-based laser altimetry elevation measurements, *American Geophysical Union*, 86(52), abstract G53B-0888, 2005.
- Carnec C., Massonnet D. & King C., Two examples of the use of SAR interferometry on displacement fields of small spatial extent, *Geophysical Research Letters*, 23(24):3579-3582, 1996.
- Carter A., van Wyk de Vries B., Kelfoun K., Bachèlery P. & Briole P., Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de La Fournaise, *Bulletin of Volcanology*, 69:741-756, 2007.
- Cayol V. & Cornet F.H., Three-dimensional modelling of the 1983-1984 eruption at Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, *Journal of Geophysical Research*, 103(B8):18025-18037, 1998.
- Chandler J.H., Fryer J.G., & Jack A., Metric capabilities of low-cost digital cameras for close range surface measurement, *The Photogrammetric Record*, 20:12-26, 2005.
- Chevallier L. & Bachèlery P., Evolution structurale du volcan actif du Piton de La Fournaise, *Bulletin Volcanologique*, 44:723-741, 1981.
- Chust G., Galparsoro I., Borja A., Franco J. & Uriarte A., Coastal and estuarine habitat mapping, using LIDAR height and intensity and multi-spectral imagery, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78:633-643, 2008.
- Clark M.L., Clark D.B. & Roberts D.A., Small-footprint lidar estimation of sub-canopy elevation and tree height in a tropical rain forest landscape, *Remote Sensing of Environment*, 91(1):68-89, 2004.
- Cloude S.R., *Polarisation: applications in remote sensing*, Oxford University Press, 352 pp., 2009.
- Coren F. & Sterzai P., Radiometric correction in laser scanning, *International Journal of Remote Sensing*, 27:3097-3104, 2006.
- Courtillot V., Férauld G., Maluski H., Vandamme D., Moreau M.G. & Besse J., Deccan flood basalts and the cretaceous/tertiary boundary, *Nature*, 333:843-846, 1986.
- Csatho B., Schenk T., Kyle P., Wilson T. & Krabil W.B., Airborne laser swath mapping of the summit of Erebus volcano, Antarctica: applications to geological mapping of a volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177:531-548, 2008.
- Davidson M.W.J., Le Toan T., Mattia F., Satalino G., Manninen T. & Borgeaud M., On the characterization of agricultural soil roughness for radar remote sensing studies, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38:630-640, 2002.
- Davila N., Capra L., Gavilanes-Ruiz J.C., Varley N., Norini G. & Vazquez A.G., Recent lahars at Volcan de Colima (Mexico): drainage variation and spectral classification, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165:127-141, 2007.
- Deniel C., Kieffer G. & Lecointre J., New  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: a revised chronology for the differentiated series, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51:253-267, 1992.
- De Voogd B., Pou Palomé S., Hirn A., Charvis P., Gallard J., Rousset D., Dañobeitia J. &

- Perroud H., Vertical movements and material transport during hotspot activity : seismic reflection profiling offshore La Réunion, *Journal of Geophysical Research*, 104(B2):2855-2874, 1999.
- Dexter A.R., Effect of rainfall on the surface micro-relief of tilled soil, *Journal of Terramechanics*, 14:11-22, 1977.
- Doin M.P., Lasserre C., Peltzer G., Cavalié O. & Doubre C., Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry: Validation with global atmospheric models, *Journal of Applied Geophysics*, 69:35-50, 2009.
- Donoghue D.N.M., Watt P.J., Cox N.J & Wilson J., Remote sensing of species mixtures in conifer plantations using LiDAR height and intensity data, *Remote Sensing of Environment*, 110:509-522, 2007.
- Duchemin B., Hadria R., Er-Raki S., Boulet G., Maisongrande P., Chehbouni A., Escadafal R., Ezzahar J., Hoedjes J., Kharrou M.H., Khabba S., Mougenot B., Oliosio A., Rodriguez J.C. & Simonneaux V., Monitoring wheat phenology and irrigation in Center of Morocco: on the use of relationship between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices, *Agricultural Water Management*, 79:1-27, 2006.
- Duffield W.A., Stieltjes L. & Varet J., Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Reunion, and Kilauea Volcano, Hawaii, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12:147-160, 1982.
- Elachi C., Roth L.E. & Schaber G.G., Spaceborne radar subsurface imaging in hyperarid regions, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-22(4):383-388, 1984.
- Favalli M., Fornaciai A. & Pareschi M.T., LIDAR strip adjustment: Application to volcanic areas, *Geomorphology*, 111:123-135, 2009.
- Ferretti A., Prati C. & Rocca F., Permanent scatterers in SAR interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1):8-20, 2001.
- Finnegan D.C., Ghent R.R., Bymes J.M. & Burke M., Morphometric LiDAR analysis of Amboy Crater, California: application to MOLA analysis of analogue features on Mars, *Lunar and Planetary Science XXXV*, abstract n.1736, Houston, TX, 2004.
- Fornaciai A., Bisson M., Landi P., Mazzarini F. & Pareschi M.T., A LiDAR survey of Stromboli volcano (Italy): digital elevation model-based geomorphology and intensity analysis, *International Journal of Remote Sensing*, 31(12):3177-3194, 2010.
- Franceschetti G., Iodice A., Maddaluno S. & Riccio D., A fractal-based theoretical framework for retrieval of surface parameters from electromagnetic backscattering data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38:641-650, 2000.
- Froger J.L., Merle O. & Briole P., Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry, *Earth and Planetary Science Letters*, 187:245-258, 2001.
- Froger J.L., Fukushima Y., Briole P., Staudacher T., Souriot T. & Villeneuve N., The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry, *Geophysical Research Letters*, 31(L14601), 2004.
- Froger J.L., Remy D., Bonvalot S. & Legrand D., Two scales of inflation at Lastarria- Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-ENVISAT

- interferometric data, *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1-2):148-163, 2007.
- Frost V.S., Stiles J.P., Shanmugan K.S. & Holtzmann J.C., A model for radar images and its application to adaptive digital filtering of multiplicative noise, *IEEE Transactions on Pattern Analyses and Machine Intelligence*, 4(2):157-166, 1982.
- Fukushima Y., Cayol V. & Durand P., 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), 2005.
- Furuta R., Shimada M., Tadono T. & Watanabe M., Interferometric capabilities of ALOS PALSAR and its utilization, in *Proceedings of the Fringe 2005 Workshop*, 28 November – 2 December 2005, Frascati, Italy, 2005.
- Gabriel A.K., Goldstein R.M. & Zebker H.A., Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry, *Journal of Geophysical Research*, 94:9183-9191, 1989.
- Gailler L.S., Lénat J.F., Lambert M., Levieux G., Villeneuve N. & Froger J.L., Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184:31-48, 2009.
- Gallard J., Driad L., Charvis P., Sapin M., Hirn A., Diaz J., de Voogd B. & Sachpazi M., Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Réunion from an offshore-onshore seismic transect, *Journal of Geophysical Research*, 104(B2):2895-2908, 1999.
- Gamba P. & Houshmand B., Digital surface models and building extraction: a comparison of IFSAR and LiDAR data, *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(4):1959-1968, 2000.
- Gamba P., Dell'Acqua F. & Houshmand B., Comparison and fusion of LiDAR and InSAR digital elevation models over urban areas, *International Journal of Remote Sensing*, 24(22):4289-4300, 2003.
- García Moreno R., Saa Requejo A., Tarquis Alonso A.M., Barrington S. & Díaz M.C., Shadow analysis: a method for measuring soil surface roughness, *Geoderma*, 146:201-208, 2008.
- Garestier F., Dubois-Fernandez P.C. & Champion I., Forest height inversion using high-resolution P-band Pol-InSAR data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(11):3544-3559, 2008.
- Garvin J.B., Topographic characterization and monitoring of volcanoes via airborne laser altimetry, *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, W.J. McGuire, A.P. Jones and J. Neuberg (Eds), *Geological Society Special Publication*, 110:137-152, 1996.
- Gillot P.Y. & Nativel P.E., Eruption history of the Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, Indian Ocean, *Journal of Volcanology and Geothermical Research*, 36:53-55, 1989.
- Gillot P.Y., Lefevre J.C. & Nativel P.E., Model for a structural evolution of the volcanoes of réunion island, *Earth Planetary Science Letters*, 122:291-302, 1994.
- Goetz S.J., The lost promise of DESDynI (editorial), *Remote Sensing of Environment*, 115:2751, 2011.
- Gómez-Ortiz D., Martín-Velázquez S., Martín-Crespo T., Márquez A., Lillo J., López I. & Carreño F., Characterization of volcanic materials using ground penetrating radar: A case of study at Teide volcano (Canary Islands, Spain), *Journal of Applied Geophysics*,

59:63-78, 2006.

- Graham L.C., Synthetic interferometric radar for topographic mapping, *Proceedings of the IEEE*, 62:763-768, 1974.
- Hagberg J. O., Ulander L. M. H., & Askne J., Repeat-pass SAR interferometry over forested terrain, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33:331-340, 1995.
- Haneberg W.C., Creghton A.L., Medley E.W. & Jonas D.A., Use of LiDAR to assess slope hazards at Lihir gold mine, Papua New Guinea, in *Proceedings of the International Conference on Landslide Risk Management*, 31 May – 3 June 2005, Vancouver, BC, Canada, 2005.
- Hanssen R.F., *Radar Interferometry - Data Interpretation and Error Analysis*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 328 pp., 2001.
- Harding D.J. & Berghoff G.S., Fault scarp detection beneath dense vegetation cover: airborne lidar mapping of the Seattle fault zone, Bainbridge island, Washington state, in *Proceedings of the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing Annual Conference*, Washington, DC, USA, 11 pp., 2000.
- Harris A., Favalli M., Mazzarini F. & Pareschi M.T., Best-fit results from application of a thermo-rheological model for channelized lava flow to high spatial resolution morphological data, *Geophysical Research Letters*, 34(L01301), 2007.
- Haugerud R.A. & Harding D.J., Some algorithms for virtual deforestation (VDF) of lidar topographic survey data, in *Proceedings of the ISPRS Workshop on Airborne Laserscanning*, Annapolis, MA, USA, Vol. 34, pp. 211-217, 2001.
- Haugerud R.A., Harding D.J., Johnson S.Y., Harless J.L., Weaver C.S. & Sherrod B.L, High-resolution lidar topography of the Puget Lowland – a bonanza for earth science, *GSA Today*, 13(6):4-10, 2003 .
- Hochard G., *Détection de changements en imagerie radar*, Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications, 2011.
- Hoen E.W. & Zebker H.A., Penetration depths inferres from interferometric volume decorrelation observed over the Greenland Ice Sheet, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(6):2571-2583, 2000.
- Höfle B. & Pfeifer N., Correction of laser scanning intensity data: data and model-driven approaches, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 62:415-433, 2007.
- Hofton M.A. & Blair J.B., Laser altimeter return pulse correlation: a method for detecting surface topographic change, *Journal of Geodynamics*, 34:477-489, 2002.
- Hofton M.A., Malavassi E. & Blair J.B., Quantifying recent pyroclastic and lava flows at Arenal volcano, Costa Rica, using medium-footprint lidar, *Geophysical Research Letters*, 33(L21306), 2006.
- Holah N., *Potential des nouveaux capteurs radar multipolarisation et polarimétrique pour la caractérisation des états de surface en milieu agricole*, Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 2005.
- Hooper A. & Zebker H.A., Phase unwrapping in three dimensions with application to insar time series. *Journal of the Optical Society of America A*, 24(9):2737–2747, 2007.
- Hyde P., Nelson R., Kimes D & Levine E., Exploring LiDAR–RaDAR synergy – predicting aboveground biomass in a southwestern ponderosa pine forest using LiDAR, SAR and



- InSAR, *Remote Sensing of Environment*, 106:28-38, 2007.
- Jester W. & Klik A., Soil surface roughness measurement-methods, applicability, and surface representation, *Catena*, 64:174-192, 2005.
- Jonsson S., Zebker H., Cervelli P., Segall P., Garbeil H., Mougini-Mark P. & Rowland S., A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at Fernandina volcano, Galàpagos, observed by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 26:1077-1080, 1999.
- Joyce K.E., Samsonov S., Manville V., Jongens R., Graettinger A. & Cronin S.J., Remote sensing data types and techniques for lahar path detection: a case study at Mt Ruapehu, New Zealand, *Remote Sensing of Environment*, 113:1778-1786, 2009.
- Kaasalainen S., Hyyppä H., Kukko A., Litkey P., Ahokas E., Hyyppä J., Lehner H., Jaakkola A., Suomalainen J., Akujärvi A., Kaasalainen M. & Pyysalo U., Radiometric calibration of LIDAR intensity with commercially available reference targets, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(2):588-598, 2009.
- Kim I.I., McArthur B. & Korevaar E., Comparison of laser beam propagation at 785 nm and 1550 nm in fog and haze for optical wireless communications, in *Proceeding of Optical Wireless Communications III*, SPIE, Boston, MA, USA, Vol. 4214, pp. 26-37, 2001.
- Krabill W.B., Thomas R.H., Martin C.F., Swift R.N. & Frederick E.B., Accuracy of airborne laser altimeter over the Greenland ice sheet, *International Journal of Remote Sensing*, 16:1211-1222, 1995.
- Kraus K. & Pfeifer N., Determination of terrain models in wooded areas with airborne laser scanner data, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 53:193-203, 1998.
- Kuan D., Sawchuk A., Strand T. & Chavel P., Adaptive restoration of images with speckle, *IEEE Transactions of Acoustics, Speech and Signal Processing*, 35(3):373-382, 1987.
- Kukko A., Kaasalainen S. & Litkey P., Effect of incidence angle on laser scanner intensity and surface data, *Applied Optics*, 47(7):986-992, 2008.
- Labuzuy P., *Instabilité au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion)*, Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand, 1991.
- Labuzuy P., Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets* (Mc Guire W.J., Jones A.P. et Neuberg J., eds.), pp. 295-306, 1996.
- Lanari R., Lundgren P. & Sansosti E., Dynamic deformation of Etna volcano observed by satellite radar interferometry, *Geophysical Research Letters*, 24:2519-2522, 1998.
- Lee J.S., Digital image enhancement and noise filtering by use of local statistics, *IEEE Transactions on Pattern Analyses and Machine Intelligence*, 2(2):165-168, 1980.
- Le Gall A., *Sondage des sous-sols planétaires par radar à pénétration de sol : Etude et modélisation des performances de l'instrument TAPIR*, Thèse de Doctorat, 2007.
- Le Morvan A., *Modifications des modèles de diffusion pour une meilleure compréhension de la mesure radar sur le sols agricoles nus*, Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 2010.
- Lénat J.F. & Aubert M., Structure of the Piton de la Fournaise Volcano (Réunion Island, Indian Ocean) from magmatique investigations. An illustration of analysis of magnetic

- data in a volcanic area, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12:361-392, 1982.
- Lénat J.F., *Structure et dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique; le Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion)*, Thèse de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 1987.
- Lénat J.F. & Bachèlery, P., Dynamics of magma transfers at Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean), in *Earth Evolution Sciences – Special issue Modeling of volcanic processes* (Chi-Yu and R. Scarpa, eds.), Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, pp. 57-72, 1987.
- Lénat J.F., Vincent P. & Bachèlery P., The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean). Structural and geomorphological, interpretation from seabeam mapping, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36:1-36, 1989.
- Lénat J.F. & Bachèlery P., Structure et fonctionnement de la zone centrale du Piton de La Fournaise, *Le volcanisme de La Réunion* (Lénat J.F., ed.), pp. 213-242, 1990.
- Lénat J.F. & Labazuy P., Morphologies et structures sous-marines de la Réunion, *Le volcanisme de La Réunion* (Lénat J.F., ed.), pp. 43-74, 1990.
- Lénat J.F., Malengreau B.G. & Galdéano A., A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean), *Journal of Geophysical Research*, 106:8645-8663, 2001.
- Lesquet, Structure profonde de l'île de La Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques, *Le volcanisme de la Réunion* (Lénat J.F., ed.), pp. 19-28, 1990.
- Lesur D., *Rapport d'étude sur l'utilisation des données Lidar (Light detection and ranging) pour la caractérisation des milieux forestiers de Mayotte*, Direction de l'Agriculture, des Ressources Terrestres et Maritimes (DARTM), Service des Ressources Forestières, 2011.
- Levieux G., *Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de La Fournaise*, Mémoire de DEA, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 2004.
- Longpré M.A., Staudacher T. & Stix J., The November 2002 eruption at Piton de La Fournaise volcano, La Reunion Island: ground deformation, seismicity, and pit crater collapse, *Bulletin of Volcanology*, 69(5):511-525, 2006.
- Lowe D. G., Distinctive image features from scale-invariant keypoints, *International Journal of Computer Vision*, 60:91-110, 2004.
- Lucas R.M., Lee A.C. & Williams M.L., Enhanced simulation of radar backscatter from forests using LiDAR and optical data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44:2736-2754, 2006.
- Ma R., DEM generation and building detection from Lidar data, *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 71(7):847-854, 2005.
- Maas H. & Vosselman G., Two algorithms for extracting building models from raw laser altimetry data., *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 54:153-163 , 1999.
- Malengreau B., *Structure profonde de La Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques*, Thèse de doctorat, Université de Clermont Ferrand, 1995.

- Malengreau B., Lénat J.F. & Froger J.L., Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88:131-146, 1999.
- Malinverno A., A simple method to estimate the fractal dimension of self-affine series, *Geophysical Research Letters*, 17(11):1953-1956, 1990.
- Mallet C. & Bretar F., Full-waveform topographic lidar: State-of-the-art, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 64:1-16, 2009.
- Massonnet D. & Rabaute T., Radar Interferometry: Limits and potential, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31(2):455-464, 1993.
- Massonnet D., Rossi M., Carmona C. Adragna F., Peltzer G., Feigl K. & Rabaute T., The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*, 364:138-142, 1993.
- Massonnet D., Briole & Arnaud A., Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, 375:567-570, 1995.
- Massonnet, D. & Feigl K.L., Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Reviews of Geophysics*, 36(4):441-500, 1998.
- Massonnet D. & Sigmundsson F., Remote sensing of volcano deformation by radar interferometry from various satellites, *Remote Sensing of Active Volcanism, Geophysical Monograph*, 116:207-221, 2000.
- Massonnet D. & Souyris J.C., *Imaging with synthetic aperture radar (Engineering Sciences: Electrical Engineering)*, EPFL Press, 250 pp., 2008.
- Mazzarini F., Pareschi M.T., Favalli M., Isola I., Tarquini S. & Boschi E., Morphology of basaltic lava channels during the Mt. Etna September 2004 eruption from airborne laser altimeter data, *Geophysical Research Letters*, 32:L04305, 2005.
- Mazzarini F., Pareschi M.T., Favalli M., Isola I., Tarquini S. & Boschi E., Lava flow identification and aging by means of lidar intensity: Mount Etna case, *Journal of Geophysical Research*, 112:B02201, 2007.
- McKean J. & Roering J., Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry, *Geomorphology*, 57:331-351, 2004.
- Mercer B., Comparing LIDAR and IFSAR: what can you expect? *Proceedings of Photogrammetric Week, Stuttgart*, 2001.
- Merle O. & Lénat J.F., Hybrid collapse mechanism at piton de la fournaise (reunion island, indian ocean), *Journal of Geophysical Research*, 108:2166-2176, 2003.
- Michon L., Saint-Ange F., Bachelery P., Villeneuve N. & Staudacher T., 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*, 112(B04205), 2007a.
- Michon L., Staudacher T., Ferrazzini V., Bachèlery P. & Marti J., April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation, *Geophysical Research Letters*, 34(L21301), 2007b.
- Morris A.R., Anderson F.S., Mouginiis-Mark P.J., Haldemann A.F.C., Brooks B.A. & Foster J., Roughness of Hawaiian volcanic terrains, *Journal of Geophysical Research*, 113(E12007), 2008.

- Mouginis-Mark P.J. & Garbeil H., Quality of TOPSAR topographic data for volcanology studies at Kilauea Volcano, Hawaii: an assessment using airborne lidar data, *Remote Sensing of Environment*, 96:149-164, 2005.
- Myneni R.B., Nemani R.R. & Running S.W., Estimation of global leaf area index and absorbed PAR using radiative transfer models, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 35:1380-1393, 1997.
- Nelson R.F., Hyde P., Johnson P., Emessiene B., Imhoff M.L., Campbell R. & Edwards W., Investigating RaDAR–LiDAR synergy in a North Carolina pine forest, *Remote Sensing of Environment*, 110:98-108, 2007.
- Nercessian A., Hirn A., Lépine J.C. & Sapin M., Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70:123-143, 1996.
- Nillson M., Estimation of tree heights and stand volume using airborne Lidar system, *Remote Sensing Environment*, 56:1-7, 1996.
- Norheim R.A., Queija V.R. & Haugerud R.A, Comparison of LiDAR and INSAR DEMs with dense ground control, *Environmental Systems Research Institute 2002 User Conference, San Diego*, 2002.
- Oh Y., Sarabandi K., Ulaby F.T., An inversion algorithm to retrieve soil moisture and surface roughness from polarimetric radar observations, in *Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'94)*, Firenze, Italy, Vol. 3, pp. 1582-1584, 1994.
- Oh Y. & Kay Y.C., Condition for precise measurement of soil surface roughness, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(2):691-695, 1998.
- OVPF, *Bulletin mensuel de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise*, novembre 2008.
- OVPF, *Rapport d'activité 2009 de l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise*, 2 novembre 2009.
- Pachevsky Y.A., Ritchie J.C. & Gimenez D., Fractal modeling of airborne laser altimetry 496 data, *Remote Sensing of Environment*, 61:150-161, 1997.
- Peltier A., Staudacher T. & Bachèlery P., Constraints on magma transfers and structures involved in the 2003 activity at Piton de La Fournaise from displacement data, *Journal of Geophysical Research*, 112(B03207), 2007.
- Peltier A., Bachèlery P. & Staudacher T., Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geothermal data, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184:93-108, 2009.
- Pesci A., Teza G. & Ventura G., Remote sensing of volcanic terrains by terrestrial laser scanner: preliminary reflectance and RGB implications for studying Vesuvius crater (Italy), *Annals of Geophysics*, 51:633-653, 2008.
- Pyle D.M. & Elliott J.R., Quantitative morphology, recent evolution, and future activity of the Kameni Islands volcano, Santorini, Greece, *Geosphere*, 2:253-268, 2006.
- Raunet M., *Le milieu physique et les sols de l'île de La Réunion, Conséquences pour la mise en valeur agricole*, CIRAD, Montpellier, 1991.
- Reynolds J.M., *An introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John Wiley, 712

- pp., 1997.
- Rodriguez E., Morris C.S., Belz J.E., Chapin E.C., Martin J.M., Daffer W. & Hensley S., *An assessment of the SRTM topographic products*, JPL Technical Report D-31639, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, USA, 2005.
- Rosenqvist A., Shimada M. & Watanabe M., ALOS PALSAR: technical outline and mission concepts, in *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, 16-19 November 2004, Innsbruck, Austria, 2004.
- Roult G., Peltier A., Taisne B., Staudacher T., Ferrazzini V., Di Muro A. & the OVPF team, A new comprehensive classification of the Piton de la Fournaise activity spanning the 1985–2010 period. Search and analysis of short-term precursors from a broad-band seismological station, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241-242:78-104, 2012.
- Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A. & Deering D.W., Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS, In *Proceedings of the Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium*, Greenbelt, MD, USA, NASA SP-351, pp. 309-317, 1974.
- Rousset D., Lesquet A., Bonneville A. & Lénat J.F., Complete gravity study of Piton de La Fournaise volcano, Réunion Island, *Journal of Volcanology and Geophysical Research*, 36:37-52, 1989.
- Rowland S.K. & Garbeil H., Slopes of oceanic basalt volcanoes, *Remote Sensing of Active Volcanism, Geophysical Monograph*, 116:223-247, 2000.
- Rowland S.K., Harris A.J.L., Wooster M.J., Amelung F., Harold G., Wilson L. & Mougini-Mark P.J., 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(5):311-330, 2003.
- Russel J.K. & Stasiuk M.V., Characterization of volcanic deposits with ground-penetrating radar, *Bulletin of Volcanology*, 58:515-527, 1997.
- Rust A.C., Russel J.K. & Knight R.J., Dielectric constant as a predictor of porosity in dry volcanic rocks, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91:79-96, 1999.
- Sandwell D.T., Myer D., Mellors R., Shimada M., Brooks B. & Foster J., Accuracy and resolution of ALOS interferometry: vector deformation maps of the Father's Day intrusion at Kilauea, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(11):3524:3534, 2008.
- Seymour M.S. & Cumming I.G., Maximum likelihood estimation for SAR interferometry, in *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'94)*, Pasadena, CA, USA, pp. 2272-2275, 1994.
- Sexton J.O., Bax T., Siqueira P., Swenson J.J. & Hensley S., A comparison of lidar, radar, and field measurements of canopy height in pine and hardwood forests of southeastern North America, *Forest Ecology and Management*, 257:1136-1147, 2009.
- Shepard M.K., Campbell B.A., Bulmer M.H., Farr T.G., Gaddis L.G. & Plaut J.J., The roughness of natural terrain: a planetary and remote sensing perspective, *Journal of Geophysical Research*, 106:32777-32795, 2001.
- Sigmarsson O., Condomines M. & Bachèlery P., Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria, *Earth Planetary*

- Science Letters*, 234:223-234, 2005.
- Sigmundsson F., Durand P. & Massonnet D., 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, 1999.
- Slatton K.C., Crawford M.M. & Evans B.L., Improved accuracy for interferometric radar images using polarimetric radar and laser altimetry data, *Proceedings of the 4<sup>th</sup> IEEE Southwest Symposium on Image Analysis and Interpretation*, pp. 156-160, 2000.
- Slatton K.C., Crawford M.M. & Evans B.L., Fusing interferometric radar and laser altimeter data to estimate surface topography and vegetation heights, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(11):2470-2482, 2001.
- Song J., Han S. & Kim Y., Assessing the possibility of land-cover classification using lidar intensity data, in *Proceedings of ISPRS Commission III Photogrammetric Computer Vision*, Graz, Austria, 9-13 September 2002, Vol. 34, pp. 259-263, 2002.
- Spinetti C., Mazzarini F., Casacchia R., Colini L., Neri M., Behncke B., Salvatori R., Buongiorno M.F. & Pareschi M.T., Spectral properties of volcanic materials from hyperspectral field and satellite data compared with LiDAR data at Mt. Etna, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 11:142-155, 2009.
- Staudacher T., Ferrazzini V., Peltier A., Kowalski P., Boissier P., Catherine P., Lauret F. & Massin F., The April 2007 eruption and the Dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (La Réunion Island, Indian Ocean), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184:126-137, 2009.
- Staudacher T., Field observations of the 2008 summit eruption at Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) and implications for the 2007 Dolomieu collapse, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191:60-68, 2010.
- Steltzer H. & Welker J.M., Modeling the effect of photosynthetic vegetation properties on the NDVI-LAI relationship, *Ecology*, 87:2765-2772, 2006.
- Stevens N.F., Wadge G. & Williams C.A., Post-emplacement lava subsidence and the accuracy of ERS InSAR digital elevation models of volcanoes, *International Journal of Remote Sensing*, 22(5):891-828, 2001.
- Stieltjes L. & Moutou P., A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean, *Journal of Geophysical Research*, 36:67-86, 1989.
- Sties M., Krüger S., Mercer J.B. & Schnick S., Comparison of digital elevation data from airborne laser and interferometric SAR systems, *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, Vol. 33, pp. 866-873, 2000.
- Tinard P., *Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir des données interférométriques, Août 2003 – Avril 2007*, Thèse de doctorat, 2007.
- Topp G.C., Davis J.L. & Annan A.P., Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, 16(3):574-582, 1980.
- Touzi R., Lopes A., Bruniquel J. & Vachon P.W., Coherence estimation for SAR imagery, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(1):135-149, 1999.

- Ulaby F.T., Moore R.K. & Fung A.K., *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Volume II, Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, Addison-Wesley, 1982.
- Ulaby F.T., Moore R.K. & Fung A.K., *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Volume III: From Theory to Applications*, Artech House Publishers, 1120 pp., 1986.
- Ulaby F.T., Bengal T.H. & Dobson M.C., East J.R., Garvin J.B. & Evans D.L., Microwave dielectric properties of dry rocks, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(3):325-336, 1990.
- Urai M., Geshi N. & Staudacher T., Size and volume evaluation of the caldera collapse on Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 eruption using ASTER stereo imagery, *Geophysical Research Letters*, 34(L22318), 2007.
- Ventura G. & Vilardo G., Emplacement mechanism of gravity flows inferred from high resolution LiDAR data: the 1944 Somma-Vesuvius lava flow (Italy), *Geomorphology*, 95:223-235, 2008.
- Vidal Vázquez E., Vivas Miranda J.G. & Paz González A., Characterizing anisotropy and heterogeneity of soil surface microtopography using fractal models, *Ecological Modelling*, 182:337-353, 2005.
- Villeneuve N. & Bachèlery P., Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés, *Cybergeo*, 336, 2006.  
<http://cybergeo.revues.org/2536>
- Vlastélic I., Staudacher T. & Semet M., 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, 2005.
- Wadge G., Mattioli G.S. & Herd R.A., Ground deformation at Soufriere Hills volcano, Montserrat during 1998–2000 measured by radar interferometry and GPS, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152:157-173, 2006.
- Webster T.L., Forbes D.L., Dickie S. & Shreenan R., Using topographic lidar to map flood risk from storm-surge events for Charlottetown, Prince Edward Island, Canada, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(1):64-76, 2004.
- Webster T.L., Murphy J.B. & Gosse J.C., Mapping subtle structures with light detection and ranging (LiDAR): flow units and phreatomagmatic rootless cones in the North Mountain Basalt, Nova Scotia, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43:157-176, 2006.
- Wegmüller U. & Werner C.L., SAR interferometry signatures of forest, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(5):1153-1161, 1995.
- Wegmüller U. & Werner C.L., Retrieval of vegetation parameters with SAR interferometry, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(1):18-24, 1997.
- Wehr A. & Lohr U., Airborne laser scanning – an introduction and overview, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 54:68-82, 1999.
- Wei M. & Sandwell D.T., Decorrelation of L-band and C-band interferometry over vegetated areas in California, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(7):2442-2552, 2010.
- White S. & Wang Y., Utilizing DEMs derived from LIDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline, *Remote Sensing Environment*, 85:39-47, 2003.



- Wicks C.W.Jr., Dzurisin D., Ingebritsen S., Thatcher W., Lu Z. & Iverson J., Magmatic activity beneath the quiescent Three Sisters volcanic center, central Oregon Cascade Range, USA, *Geophysical Research Letters*, 29(7):1122, 2002.
- Yan W.Y., Shaker A., Habib A. & Kersting A.P., Improving classification accuracy of airborne LiDAR intensity data by geometric calibration and radiometric correction, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, 67:35-44, 2012.
- Zebker H.A. & Villasenor J., Decorrelation in interferometric radar echoes, *IEEE Transaction in Geoscience Remote Sensing*, 30:950-959, 1992.
- Zebker H.A., Rosen P.A., Hensley S. & Mouginis-Mark P., Analysis of active lava flows on Kilauea volcano, Hawaii, using SIR-C radar correlation measurements, *Geology*, 24:495-498, 1996.
- Zebker H.A., Amelung F. & Jonsson S., Remote sensing of volcano surface and internal processes using radar interferometry, *Remote Sensing of Active Volcanism, Geophysical Monograph*, 116:179-205, 2000.
- Zribi M., *Développement de nouvelle méthode de modélisation de la rugosité pour la rétrodiffusion hyperfréquence de la surface du sol*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 1998.
- Zribi M., Ciarletti V. & Taconet O., Validation of a rough surface model based on fractional brownian geometry with SIRC and ERASME radar data over Orgeval site, *Remote Sensing of Environment*, 73:65-72, 2000.
- Zribi M. & Dechambre M., A new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from C-band radar data, *Remote Sensing of Environment*, 84:42-52, 2002.
- Zribi M., Baghdadi N., Holah N., Fafin O. & Guérin C., Evaluation of a rough soil surface description with ASAR-ENVISAT radar data, *Remote Sensing of Environment*, 95(1):67-76, 2005.
- Zribi M., Baghdadi N. & Guérin C., Analysis of surface roughness heterogeneity and scattering behavior for radar measurements, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(9):2438-2444, 2006.

# Annexes

## Annexe 1

Coordonnées GPS des photographies numériques effectuées durant la mission géologique en octobre 2011 dans la Plaine des Sables, l'Enclos Fouqué et le Grand Brûlé

Zone	Nom du chantier	Lat/Long (WGS84)	Altitude moyenne	Caractéristiques de la surface
Plaine des Sables	PdS_1813	21°14'4,0"S 55°39'15,0"E	2269 m	Dépôts pyroclastiques au sud de la route menant à l'Enclos Fouqué
	PdS_1927	21°14'36,10"S 55°39'39,38"E	2279 m	Coulée pahoehoe « slabby » à l'ouest du cratère Chisny
	PdS_2021	21°13'45"S 55°39'19"E	2266 m	Dépôts pyroclastiques au nord de la route
	PdS_2102	21°13'47"S 55°39'21,1"E	2268 m	Dépôts pyroclastiques au nord de la route
	PdS_2135	21°13'48,8"S 55°39'30,4"E	2269 m	Coulée pahoehoe « slabby » au nord de la route
	PdS_3043	21°13'28,2"S 55°39'23,9"E	2269 m	Coulée pahoehoe « slabby » au nord de la route
Enclos Fouqué	ENC_2597	21°14'11,6"S 55°41'52,1"E	2274 m	Coulée de lave de type a'a
	ENC_2683	21°14'13,5"S 55°41'50,0"E	2273 m	Coulée de lave de type pahoehoe
	ENC_2698	21°14'12,1"S 55°41'51,6"E	2274 m	Coulée de lave de type a'a
	ENC_2798	21°14'12,8"S 55°41'50,7"E	2273 m	Coulée de lave de type pahoehoe
Grand Brûlé	GB_3114	21°13'12,4"S 55°48'23,3"E	78 m	Coulée de lave de type a'a recouverte de lichens
	GB_3215	21°14'20,4"S 55°47'54,9"E	106 m	Coulée de lave de type pahoehoe
	GB_3247	21°14'19,6"S 55°47'53,19"E	109 m	Coulée de lave de type pahoehoe
	GB_3332	21°16'53,9"S 55°47'42,8"E	133 m	Coulée de lave de type a'a émise en 2007

## Annexe 2

Moyenne et écart type des paramètres de rugosité calculés pour différents terrains volcaniques et plusieurs longueurs de profil : écart type des hauteurs , longueur de corrélation , paramètre , indice de tortuosité et dimension fractale

Chantier	Surface	(m)	(cm)	(cm)	(cm)	$\tau$	D
PDS_1813	lapillis	1	0.21 ± 0.08	5.53 ± 3.23	0.01 ± 0.01	1.07 ± 0.02	1.67 ± 0.11
		2	0.26 ± 0.08	11.70 ± 7.47	0.01 ± 0.01	1.07 ± 0.02	1.70 ± 0.08
		3	0.31 ± 0.11	17.83 ± 10.72	0.01 ± 0.01	1.06 ± 0.01	1.68 ± 0.08
		4	0.50 ± 0.04	44.49 ± 8.74	0.01 ± 0.01	1.06 ± 0.01	1.68 ± 0.06
PDS_1851	lapillis	1	0.22 ± 0.09	7.16 ± 3.81	0.01 ± 0.01	1.08 ± 0.02	1.74 ± 0.05
		2	0.27 ± 0.10	14.03 ± 6.24	0.01 ± 0.01	1.08 ± 0.01	1.75 ± 0.04
		3	0.36 ± 0.11	22.36 ± 8.78	0.01 ± 0.01	1.08 ± 0.02	1.74 ± 0.04
		4	0.45 ± 0.11	31.45 ± 12.71	0.01 ± 0.02	1.09 ± 0.02	1.74 ± 0.05
PDS_1927	coulée pahoehoe « slabby »	1	2.47 ± 1.79	8.99 ± 3.07	1.01 ± 1.28	1.40 ± 0.22	1.40 ± 0.21
		2	3.41 ± 2.12	15.54 ± 5.72	0.96 ± 1.01	1.43 ± 0.20	1.36 ± 0.14
		3	4.21 ± 2.13	22.11 ± 10.86	0.98 ± 0.74	1.42 ± 0.16	1.30 ± 0.10
		4	5.12 ± 2.04	30.22 ± 13.82	1.04 ± 0.69	1.47 ± 0.21	1.31 ± 0.11
		5	6.10 ± 1.65	39.08 ± 14.38	1.09 ± 0.55	1.48 ± 0.15	1.29 ± 0.06
		6	6.78 ± 1.41	50.73 ± 14.18	1.03 ± 0.52	1.48 ± 0.12	1.30 ± 0.07
		7	7.65 ± 1.38	65.80 ± 19.41	0.96 ± 0.37	1.54 ± 0.21	1.32 ± 0.06
		8	7.74 ± 1.18	79.51 ± 17.61	0.79 ± 0.23	1.42 ± 0.14	1.31 ± 0.05
		9	8.16 ± 0.82	98.46 ± 21.33	0.70 ± 0.15	1.49 ± 0.18	1.35 ± 0.06
		10	8.33 ± 0.61	105.13 ± 11.41	0.67 ± 0.13	1.42 ± 0.12	1.35 ± 0.05
		11	8.49 ± 0.61	119.83 ± 15.27	0.61 ± 0.12	1.42 ± 0.10	1.35 ± 0.05

PDS_2021	lapillis	1	0.20 ± 0.05	4.01 ± 3.02	0.02 ± 0.02	1.13 ± 0.03	1.77 ± 0.05
		2	0.31 ± 0.08	16.19 ± 6.82	0.01 ± 0.01	1.12 ± 0.02	1.77 ± 0.06
		3	0.48 ± 0.12	32.26 ± 8.60	0.01 ± 0.01	1.12 ± 0.02	1.78 ± 0.04
		4	0.73 ± 0.10	47.68 ± 8.06	0.01 ± 0.01	1.12 ± 0.02	1.78 ± 0.04
		5	1.10 ± 0.09	60.87 ± 6.36	0.02 ± 0.01	1.12 ± 0.02	1.78 ± 0.04
		6	1.60 ± 0.07	73.76 ± 4.97	0.03 ± 0.01	1.12 ± 0.02	1.78 ± 0.03
PDS_2102	lapillis	1	0.28 ± 0.12	5.05 ± 2.82	0.03 ± 0.06	1.20 ± 0.11	1.74 ± 0.08
		2	0.42 ± 0.10	15.37 ± 5.91	0.02 ± 0.03	1.19 ± 0.09	1.76 ± 0.05
		3	0.64 ± 0.13	33.87 ± 8.97	0.01 ± 0.02	1.18 ± 0.07	1.76 ± 0.04
		4	0.92 ± 0.17	49.62 ± 8.55	0.02 ± 0.02	1.18 ± 0.06	1.75 ± 0.06
PDS_2135	coulée pahoehoe « slabby »	1	1.23 ± 0.54	6.22 ± 3.02	0.29 ± 0.24	1.29 ± 0.19	1.27 ± 0.10
		2	1.86 ± 0.60	13.05 ± 5.08	0.31 ± 0.19	1.30 ± 0.12	1.32 ± 0.08
		3	1.99 ± 0.47	19.60 ± 8.02	0.23 ± 0.12	1.28 ± 0.09	1.36 ± 0.07
		4	2.43 ± 0.52	28.73 ± 10.98	0.22 ± 0.07	1.28 ± 0.10	1.36 ± 0.06
		5	2.73 ± 0.69	34.69 ± 13.63	0.23 ± 0.10	1.28 ± 0.07	1.36 ± 0.05
		6	2.89 ± 0.77	44.68 ± 17.17	0.20 ± 0.10	1.28 ± 0.10	1.38 ± 0.05
		7	2.90 ± 0.57	44.01 ± 17.89	0.20 ± 0.04	1.26 ± 0.06	1.38 ± 0.05
		8	3.23 ± 0.63	52.09 ± 18.35	0.21 ± 0.06	1.28 ± 0.06	1.40 ± 0.03
		9	3.77 ± 0.98	59.31 ± 20.43	0.25 ± 0.08	1.28 ± 0.05	1.39 ± 0.04
		10	4.58 ± 0.92	72.27 ± 17.79	0.30 ± 0.09	1.31 ± 0.05	1.41 ± 0.03
		11	5.78 ± 0.60	90.36 ± 11.87	0.38 ± 0.08	1.32 ± 0.05	1.42 ± 0.03
		12	7.24 ± 0.30	101.64 ± 9.07	0.52 ± 0.08	1.32 ± 0.03	1.40 ± 0.02

PDS_3043	coulée pahoehoe « slabby »	1	1.99 ± 0.59	6.36 ± 2.31	0.71 ± 0.39	1.68 ± 0.24	1.33 ± 0.08
		2	2.80 ± 0.75	11.82 ± 5.54	0.77 ± 0.34	1.71 ± 0.15	1.37 ± 0.06
		3	3.29 ± 1.17	16.94 ± 8.12	0.73 ± 0.43	1.72 ± 0.15	1.38 ± 0.06
		4	3.47 ± 0.62	20.34 ± 10.16	0.71 ± 0.32	1.72 ± 0.13	1.40 ± 0.04
		5	3.90 ± 0.68	20.44 ± 9.42	0.89 ± 0.37	1.70 ± 0.10	1.40 ± 0.04
		6	4.29 ± 0.52	23.65 ± 11.85	0.89 ± 0.29	1.71 ± 0.07	1.40 ± 0.03
ENC_2597	a'a	1	5.05 ± 1.95	6.57 ± 2.22	4.27 ± 2.61	2.38 ± 0.31	1.25 ± 0.09
		2	6.36 ± 2.59	10.04 ± 5.38	5.52 ± 5.99	2.48 ± 0.58	1.27 ± 0.08
		3	6.21 ± 1.83	13.65 ± 9.88	4.06 ± 3.82	2.39 ± 0.32	1.30 ± 0.06
		4	6.15 ± 1.80	11.50 ± 7.03	4.28 ± 3.59	2.45 ± 0.38	1.33 ± 0.04
ENC_2683	pahoehoe	1	1.69 ± 1.05	6.33 ± 3.56	0.52 ± 0.38	1.35 ± 0.15	1.27 ± 0.14
		2	3.06 ± 1.94	13.28 ± 7.27	0.79 ± 0.64	1.40 ± 0.12	1.28 ± 0.09
		3	4.13 ± 2.12	25.19 ± 10.83	0.80 ± 0.58	1.40 ± 0.11	1.32 ± 0.05
		4	5.07 ± 2.36	31.02 ± 12.20	0.96 ± 0.64	1.42 ± 0.11	1.32 ± 0.05
		5	3.87 ± 1.18	31.48 ± 9.44	0.51 ± 0.27	1.42 ± 0.10	1.35 ± 0.06
ENC_2698	a'a	1	5.83 ± 2.51	7.54 ± 2.60	4.97 ± 3.23	2.23 ± 0.35	1.21 ± 0.12
		2	6.79 ± 1.49	10.45 ± 3.87	4.75 ± 1.76	2.24 ± 0.22	1.21 ± 0.06
		3	7.44 ± 1.26	11.82 ± 3.40	5.06 ± 1.83	2.22 ± 0.17	1.22 ± 0.05
		4	8.27 ± 1.68	13.30 ± 4.85	5.62 ± 2.08	2.25 ± 0.11	1.27 ± 0.05
ENC_2798	pahoehoe	1	1.90 ± 1.00	8.35 ± 3.36	0.52 ± 0.48	1.29 ± 0.15	1.28 ± 0.13
		2	2.76 ± 1.35	15.08 ± 6.96	0.63 ± 0.61	1.33 ± 0.11	1.31 ± 0.09
		3	4.03 ± 1.31	24.93 ± 9.01	0.76 ± 0.47	1.29 ± 0.08	1.28 ± 0.08
		4	4.30 ± 1.26	31.34 ± 12.11	0.68 ± 0.34	1.30 ± 0.07	1.30 ± 0.07
		5	5.63 ± 0.83	45.19 ± 9.70	0.74 ± 0.21	1.35 ± 0.05	1.28 ± 0.05

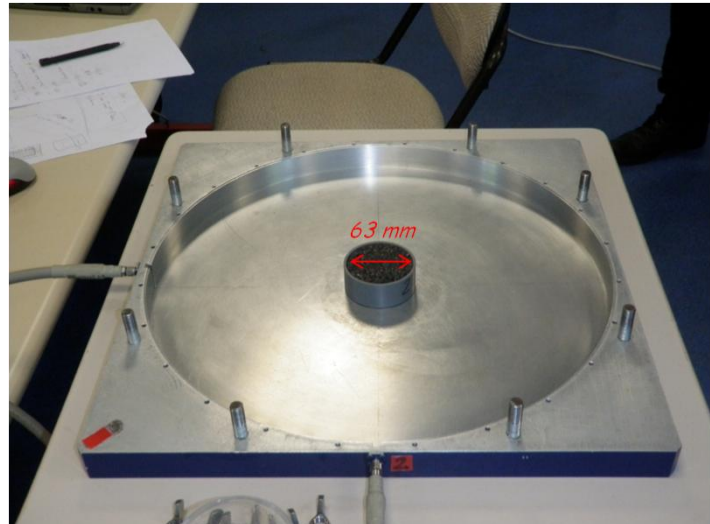
GB_3114	a'a	1	4.43 ± 2.44	8.18 ± 2.98	2.75 ± 2.43	1.79 ± 0.32	1.22 ± 0.11
		2	6.36 ± 2.43	14.05 ± 5.63	3.28 ± 2.17	1.73 ± 0.16	1.18 ± 0.09
		3	7.79 ± 2.23	25.64 ± 10.86	2.66 ± 1.19	1.71 ± 0.11	1.20 ± 0.05
		4	8.45 ± 1.47	30.56 ± 12.53	2.77 ± 1.46	1.76 ± 0.14	1.22 ± 0.05
		5	8.48 ± 1.55	42.01 ± 16.49	2.05 ± 1.10	1.74 ± 0.13	1.24 ± 0.05
GB_3215	pahoehoe	1	1.70 ± 0.76	8.02 ± 3.44	0.52 ± 0.64	1.51 ± 0.26	1.40 ± 0.12
		2	1.88 ± 0.82	14.18 ± 7.26	0.34 ± 0.48	1.38 ± 0.19	1.39 ± 0.11
		3	2.62 ± 0.97	23.97 ± 9.57	0.33 ± 0.24	1.40 ± 0.14	1.38 ± 0.07
GB_3247	pahoehoe	1	2.09 ± 1.11	9.37 ± 3.19	0.56 ± 0.49	1.30 ± 0.21	1.22 ± 0.15
		2	3.20 ± 1.04	16.73 ± 6.04	0.68 ± 0.41	1.35 ± 0.21	1.21 ± 0.12
		3	3.90 ± 1.09	24.37 ± 7.73	0.68 ± 0.36	1.34 ± 0.15	1.20 ± 0.08
		4	4.47 ± 1.37	29.34 ± 12.22	0.81 ± 0.67	1.36 ± 0.13	1.22 ± 0.07
		5	4.71 ± 1.11	32.23 ± 15.21	0.83 ± 0.54	1.33 ± 0.11	1.19 ± 0.07
GB_3332	a'a	1	3.92 ± 1.53	6.88 ± 3.04	2.44 ± 1.40	1.93 ± 0.25	1.20 ± 0.09
		2	4.60 ± 1.12	9.64 ± 4.03	2.37 ± 0.85	1.90 ± 0.14	1.23 ± 0.06
		3	5.27 ± 1.27	14.52 ± 6.40	2.09 ± 0.74	1.89 ± 0.11	1.27 ± 0.05
		4	6.98 ± 0.50	25.24 ± 9.90	2.22 ± 0.85	1.97 ± 0.10	1.25 ± 0.04

### Annexe 3

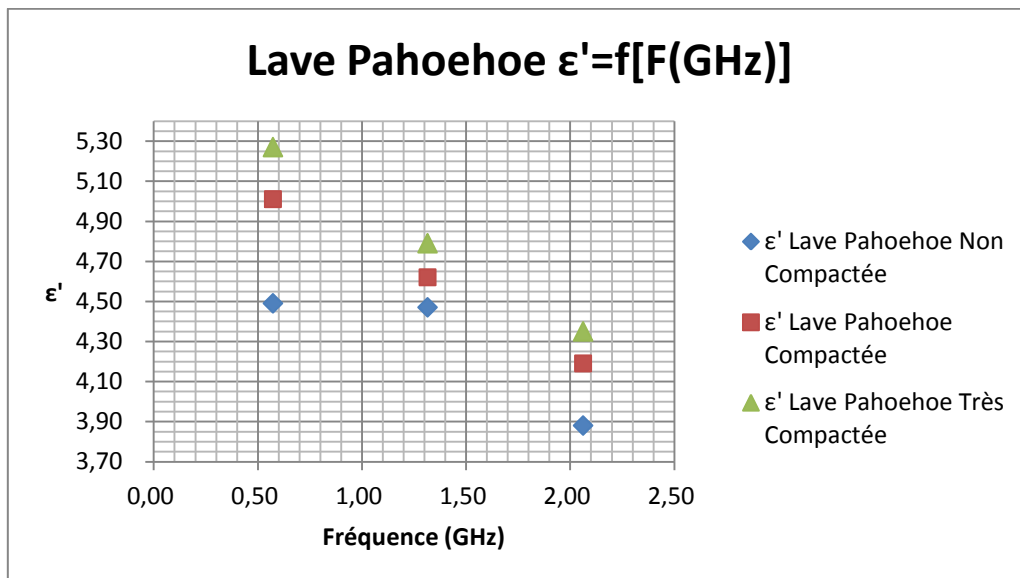
Mesures de la constante diélectrique des coulées pahoehoe à l'aide d'une cavité résonante cylindrique, réalisés au Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement (CETE) de Normandie



Cavité cylindrique (au premier plan) et analyseur de réseau.

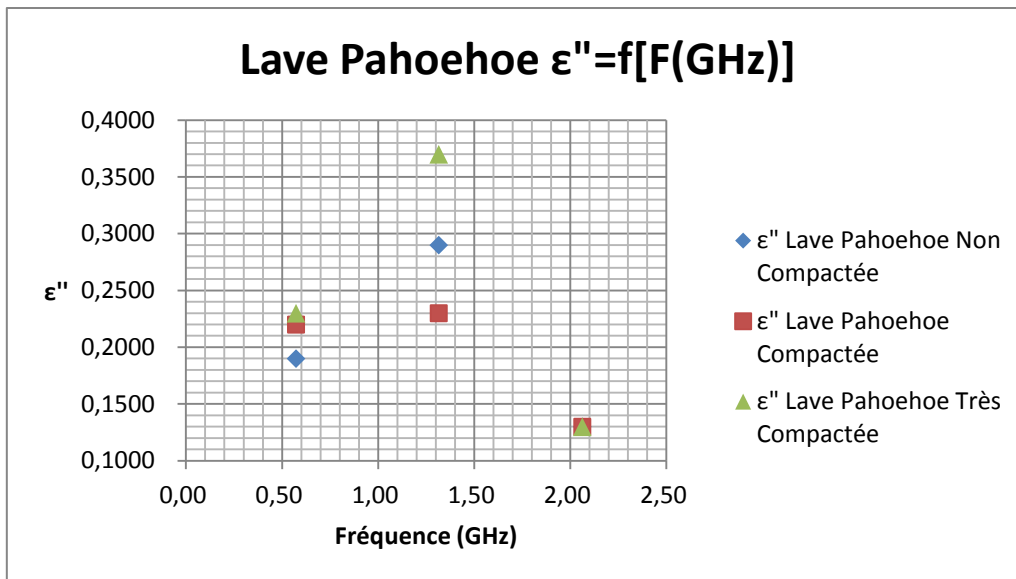


Mesure de la constante diélectrique en cavité cylindrique sur un échantillon de lapillis (Plaine des Sables).

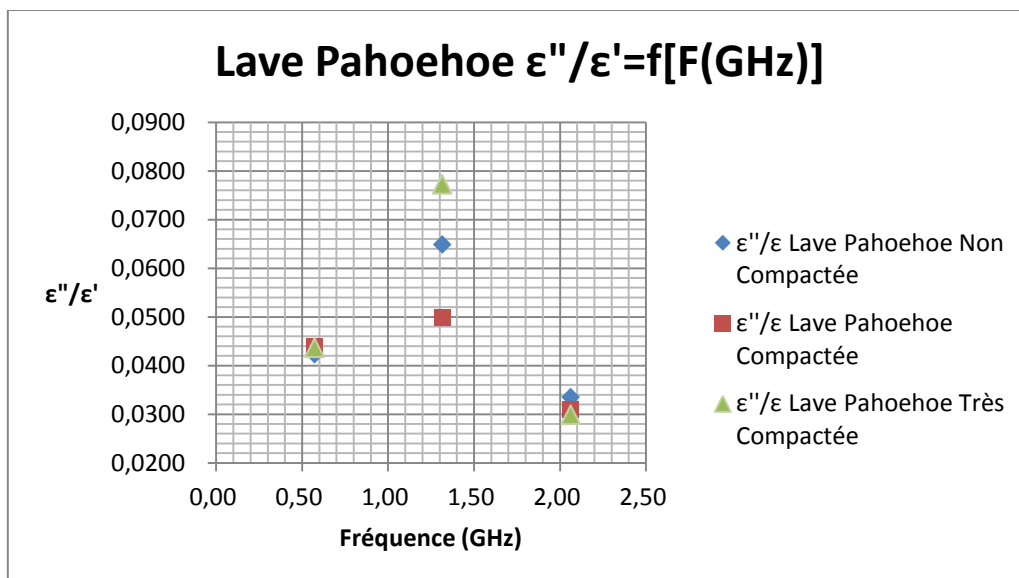


Partie réelle de la constante diélectrique d'une coulée pahoehoe en fonction de la fréquence.





Partie imaginaire de la constante diélectrique d'une coulée pahoehoe en fonction de la fréquence.



Rapport des parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique d'une coulée pahoehoe en fonction de la fréquence.

## Annexe 4

Profils GPR effectués durant la mission géologique en octobre 2011 dans la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué

Région étudiée	Profil	Lat/Long (WGS84)	Altitude moyenne	Caractéristiques de la surface
Plaine des Sables	GPR_1	21°13'41,1"S 55°39'21,5"E	2266 m	Dépôts pyroclastiques au nord de la route menant à l'Enclos Fouqué
		21°13'51,5"S 55°39'16,6"E	2268 m	
	GPR_2	21°13'45,0"S 55°39'13,8"E	2268 m	Dépôts pyroclastiques au nord de la route
		21°13'49,3"S 55°39'30,3"E	2269 m	
	GPR_3	21°13'55,4"S 55°39'12,7"E	2266 m	Dépôts pyroclastiques au sud de la route
		21°14'13,6"S 55°39'04,1"E	2295 m	
	GPR_4	21°14'22,9"S 55°39'22,5"E	2266 m	Dépôts pyroclastiques au sud de la route
		21°14'24,6"S 55°39'11,9"E	2273 m	
	GPR_5	21°14'26,3"S 55°39'21,8"E	2264 m	Dépôts pyroclastiques au sud de la route
		21°14'29,9"S 55°39'12,9"E	2288 m	
Enclos Fouqué	GPR_EF1	21°14'13,2"S 55°41'51,2"E	2275 m	Coulée de lave de type pahoehoe
		21°14'12,6"S 55°41'51,0"E	2274 m	
	GPR_EF2	21°14'12,3"S 55°41'50,9"E	2273 m	Coulée de lave de type a'a
		21°14'11,8"S 55°41'51,6"E	2274 m	

## Annexe 5

Coordonnées GPS des mesures ASD effectués durant la mission géologique en octobre 2011 dans la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué

Région étudiée	Nom du chantier	Lat/Long (WGS84)	Altitude moyenne	Caractéristiques de la surface
Plaine des Sables	PDS_1_1	21°13'45,5"S 55°39'15,2"E	2266 m	Dépôts pyroclastiques au nord de la route menant à l'Enclos Fouqué
	PDS_2_1	21°13'47,3"S 55°39'22,0"E	2268 m	Dépôts pyroclastiques au nord de la route
	PDS_3_1	21°13'48,7"S 55°39'30,4"E	2269 m	Coulée pahoehoe « slabby » au nord de la route
	PDS_4_1	21°14'03,4"S 55°39'15,3"E	2269 m	Dépôts pyroclastiques au sud de la route
	PDS_5_1	21°14'04,2"S 55°39'08,7"E	2269 m	Dépôts pyroclastiques au sud de la route
	PDS_6_1	21°14'27,2"S 55°39'29,4"E	2273 m	Coulée pahoehoe « slabby » au sud de la route
	PDS_7_1	21°14'39,7"S 55°39'46,1"E	2289 m	Coulée du cratère Chisny au sud de la route
	PDS_8_1	21°14'26,3"S 55°39'21,8"E	2264 m	Transect le long du profil GPR_5
		21°14'29,9"S 55°39'12,9"E	2288 m	
	PDS_REF	21°13'52,3"S 55°39'19,9"E	2267 m	Route menant à l'Enclos Fouqué
PDS_REF2	21°13'36,9"S 55°39'19,2"E	2265 m	Plaque de béton au nord de la route	
Enclos Fouqué	EFO_1_1	21°14'12,8"S 55°41'50,6"E	2274 m	Coulée de lave de type pahoehoe
	EFO_2_1	21°14'11,7"S 55°41'51,9"E	2274 m	Coulée de lave de type a'a
Grand Brûlé	GB_1_1	21°13'11,3"S 55°47'50,9"E	189 m	Coulée de lave de type a'a recouverte de lichens
	GB_2_1	21°14'20,5"S 55°47'55,2"E	106 m	Coulée de lave de type pahoehoe
	GB_3_1	21°16'55,7"S 55°47'42,7"E	133 m	Coulée de lave de type a'a de 2007
	GB_rout	21°16'56,0"S 55°47'44,9"E	125 m	Route nationale RN2 proche de la coulée de 2007

## Annexe 6

Mesures de LAI *in situ* et NDVI estimées à partir des réflectances de l'image SPOT 5 du 30 mai 2011

Région étudiée	Lat/Long (WGS84)	Caractéristiques de la surface	LAI moyen	NDVI moyen
Rempart de Bellecombe	21°15'09,4"S 55°40'44,6"E	Végétation éparse (lichen, arbuste)	1.72 ± 0.30	0.51 ± 0.16
	21°15'6,8"S 55°40'44,8"E			
	21°15'10,4"S 55°40'46,3"E			
	21°15'09,7"S 55°40'44,9"E			
Grand Brûlé	21°14'22,1"S 55°47'57,8"E	Végétation tropicale	7.33 ± 0.42	0.79 ± 0.059
	21°14'21,0"S 55°47'57,9"E	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2004	8.46 ± 0.35	0.82 ± 0.069
	21°14'12,5"S 55°47'49,0"E			
	21°14'9,5"S 55°47'50,7"E	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2004	9.39 ± 0.55	0.72 ± 0.082
	21°14'15,4"S 55°47'46,3"E			
	21°14'15,2"S 55°47'46,1"E			
	21°14'16,1"S 55°47'40,8"E	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2004	9.80 ± 0.54	0.70 ± 0.066
	21°14'15,8"S 55°47'40,7"E			
	21°13'13,3"S 55°48'19,7"E	Végétation tropicale colonisant la coulée de 2002 de densité plus faible	2.60 ± 0.46	0.57 ± 0.11
	21°13'15,0"S 55°48'16,8"E			
	21°13'17,3"S 55°48'15,7"E	Végétation tropicale proche de la coulée de 2002	9.50 ± 0.56	0.78 ± 0.10
21°13'17,6"S 55°48'18,0"E				
21°15'22,6"S 55°47'40,8"E	Végétation tropicale entre les coulées de 2003 et 2007	7.01 ± 0.18	0.81 ± 0.055	
21°15'21,3"S 55°47'39,2"E				

## Annexe 7

### Publications

- Bretar F., Arab-Sedze M., Champion J., Pierrot-Deseilligny M., Heggy E., Jacquemoud S. (2013), An advanced photogrammetric method to measure surface roughness: Application to volcanic terrains in the Piton de la Fournaise, Reunion Island, *Remote Sensing of Environment*, 135:1-11.
- Heggy E., Sedze M., Bretar F., Jacquemoud S., Rosen P.A., Wada K., Staudacher T. (2010), Coupling Polarimetric L-band InSAR and airborne LiDAR to characterize the geomorphological deformations in the Piton de La Fournaise volcano, in Proc. *IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium*, Honolulu (HI), 25-30 July 2010, pages 1911-1913.
- Sedze M., Heggy E., Bretar F., Berveiller D., Jacquemoud S. (2012), L-band InSAR decorrelation analysis in volcanic terrains using airborne LiDAR data and *in situ* measurements: the case of the Piton de la Fournaise volcano, France, in Proc. *IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium*, Munich (Germany), 22-27 July 2012, pages 3907-3910.
- Arab-Sedze M., Heggy E., Bretar F., Berveiller D., Jacquemoud S. (2013), Quantification of L-band InSAR decorrelation in volcanic area by combining airborne lidar and spaceborne radar data, *Remote Sensing of Environment*, en préparation.

### Posters et présentations

- Poster "*Decorrelation analysis of L-band interferometry over the Piton de la Fournaise volcano (France) using airborne LiDAR data and in situ measurements*", AGU Fall Meeting, San Fransisco, USA (3-7 December 2012).
- Poster "*L-band InSAR decorrelation analysis in volcanic terrains using airborne LiDAR data and in situ measurements: the case of the Piton de la Fournaise volcano, France*", *International Geoscience & Remote Sensing Symposium*, Munich, Germany (22-27 July 2012).
- Poster "*Generating high resolution surfaces from images: when photogrammetry meets applied geophysics*", EGU General Assembly, Vienna, Austria (22-27 April, 2012).
- Présentation orale "*Quantification of L-band InSAR decorrelation in volcanic terrains using airborne LiDAR data*", Congrès des Doctorants de l'Institut de Physique du Globe de Paris, Paris (19-23 mars 2012).
- Poster "*DEformation of active vegetated VOLcanos using Insar and lidaR (DEVOIR)*", Colloque TOSCA (Terre, Océan, Surfaces continentales, Atmosphère), CNES, Paris, France (21-22 mars 2012).
- Poster "*Complémentarité du radar en bande L, du LiDAR et des mesures in situ pour l'étude des déformations du Piton de La Fournaise*", Journées de la Recherche de l'IGN, Saint-Mandé, France (8-9 mars 2012).
- Poster "*Quantification of L-band InSAR decorrelation in volcanic terrains using airborne LiDAR data*", AGU Fall Meeting, San Fransisco, USA (5-9 December 2011).

- Poster "*Coupling airborne LiDAR and spaceborne InSAR data to assess the geomorphological deformations of the Piton de La Fournaise volcano*", Congrès des Doctorants de l'Institut de Physique du Globe de Paris, Paris (14-18 mars 2011).
- Poster "*Complémentarité du LiDAR et du radar interférométrique en bande L pour l'étude des déformations du Piton de La Fournaise*", Journées de la Recherche de l'IGN, Saint-Mandé, France (10-11 mars 2011).
- Poster "*Assessing surface textural variations on the Piton de La Fournaise volcano using L-Band InSAR and LiDAR fusion study*", AGU Fall Meeting, San Fransisco, USA (13-17 December 2010).
- Présentation orale "*Complémentarité des systèmes LiDAR et radar interférométrique pour l'étude des déformations du volcan du Piton de La Fournaise*", Colloque du Comité National Français de Géodésie et Géophysique, Le Mans, France (22-24 novembre 2010).
- Poster "*Improvement of active volcano deformation measurements combining laser altimeter and radar data: the case of the Piton de la Fournaise*", 3rd International Symposium on Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, Valencia, Espagne (27 September - 1 October 2010).
- Poster "*Morphology of the Piton de la Fournaise (La Réunion island) using airborne laser altimeter data*", Congrès des Doctorants de l'Institut de Physique du Globe de Paris, Paris (15-19 mars 2010).





## Abstract

This exploratory thesis prepares the U.S. DESDynI (*Deformation, Ecosystem Structure and Dynamics of Ice*) mission. To better understand and quantify the main errors affecting repeat-pass InSAR measurements, we studied the synergy between ALOS-PALSAR images and airborne LiDAR data acquired over the Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island, France) in 2008 and 2009. We investigated how microwaves are affected by several types of volcanic terrains: some are covered by a vegetation canopy of variable density, others are bare surfaces that display a wide range of physical properties (a'a, pahoehoe or slabby pahoehoe lava flows, and lapilli).

LiDAR data allowed us to build a high resolution digital terrain model of the volcano. We used it to remove the topographic contribution from the interferometric phase. The height anomaly map has been used to analyze the topographic variations of the volcano which may explain the loss of coherence observed over the Dolomieu crater between 2008 and 2009. We also calculated a canopy height model and showed that the higher the vegetation, the lower the coherence. Finally, the LiDAR intensity has been used to segment the image on the basis of the surface optical properties. It provides ancillary information on volcanic terrains, which allows to better evaluate the coherence loss terms.

Additionally, the geometrical and physical properties of these surfaces have been measured *in situ* in October 2011. From digital photos, we have generated small digital terrain models at 1.2 mm spatial resolution using an automatic image matching method. We studied the surface roughness of the lava flows and lapilli thanks to five statistical parameters: the standard deviation of height, the correlation length, the  $Z_s$  parameter, the tortuosity index, and the fractal dimension. This analysis helped us better understand how electromagnetic waves interact with such media: rough and porous surfaces, such as the a'a lava flows, produce multiple scattering and then a loss of coherence whereas smoother surfaces, such as the pahoehoe lava flows, are more coherent. Decorrelation over the lapilli is mainly caused by volumetric effects but it also depends on the dielectric constant of the medium. To assess the penetration depth of the radar waves into the medium, we measured the complex relative permittivity of volcanic rock samples in the lab. Results suggest that the penetration depth is higher in lapilli than in lava flows. Finally, we studied vegetation density: we produced a map of LAI (*Leaf Area Index*) from a SPOT 5 images and showed that the LAI negatively correlated with the radar coherence. For LAI values higher than 7, the coherence is very low which means that InSAR measurements become difficult to do or even impossible.