



HAL
open science

Apports de l'imagerie à haute résolution spectrale et spatiale dans les bilans de volume et bilans radiatifs au Piton de La Fournaise

Zarah Servadio

► **To cite this version:**

Zarah Servadio. Apports de l'imagerie à haute résolution spectrale et spatiale dans les bilans de volume et bilans radiatifs au Piton de La Fournaise. Sciences de la Terre. Université de la Réunion, 2011. Français. NNT : 2011LARE0020 . tel-00858749

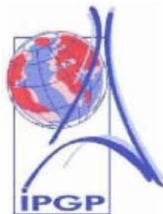
HAL Id: tel-00858749

<https://theses.hal.science/tel-00858749>

Submitted on 6 Sep 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

Présentée
à l'UNIVERSITÉ DE LA RÉUNION
École Doctorale Sciences Technologies Santé

En vue de l'obtention du grade de
Docteur en Sciences de la Terre

Spécialité : **Téledétection et Volcanologie**

Par

ZARAH SERVADIO

Apports de l'imagerie à haute résolution spectrale et spatiale dans les bilans de volume et les bilans radiatifs au Piton de La Fournaise

Soutenance prévue le 15 décembre 2011, devant le jury composé de :

| | | |
|-------------------|-----------------------------------|-------------|
| CHOROWICZ Jean | Professeur émérite UPMC (Paris 6) | Rapporteur |
| HARRIS Andrew | Professeur LMV (Clermont II) | Examinateur |
| LABAZUY Philippe | Physicien Adjoint UBP | Examinateur |
| STAUDACHER Thomas | Physicien OVPF-IPGP | Rapporteur |

Thèse préparée sous la direction de :

| | | |
|--------------------|--|-----------------------|
| BACHELERY Patrick | Professeur Université de La Réunion | Directeur de thèse |
| VILLENEUVE Nicolas | Maître de conférences à Université de La Réunion | Co-Directeur de thèse |



Laboratoire GéoSciences Réunion Faculté
des Sciences et Technologies - Université de
La Réunion 15 Avenue René Cassin BP7151
97715 SAINT-DENIS messag cedex 9
<http://www.geosciencesreunion.fr/>



Résumé :

La télédétection ouvre des perspectives nouvelles pour l'étude et la surveillance des volcans. Dans le cadre de cette thèse, différentes approches ont été abordées. L'imagerie satellite optique et thermique permet d'avoir une vue synoptique sur une large surface. La compréhension des changements d'état de surface est particulièrement importante dans le suivi de l'activité des volcans actifs. Plusieurs questions se posent :

- Quels avantages offrent les satellites optiques d'observation de la Terre pour les calculs des volumes de lave émis ?
- Quelles sont leurs limites ?
- Les calculs de débits réalisés par télédétection sont-ils fiables ?
- Quel est l'intérêt d'une approche multi-outils et multi-source ?

Ces questions ont été abordées en prenant le Piton de la Fournaise pour cible. Plusieurs méthodes ont été mises en œuvre et testées : 1) L'extraction automatique des contours de coulées de lave, 2) la création de modèle numérique d'élévation (MNE) par imagerie satellite, 3) le calcul de débits à partir d'images thermiques, 4) le suivi post éruptif d'une coulée par la modélisation de son refroidissement et la mesure des déformations observées in-situ. La plus-value de ce travail est la capacité de valider les résultats des modèles issus de la télédétection par des mesures in situ du fait de la proximité des sites étudiés. L'utilisation de ces techniques a permis d'obtenir des débits moyens d'écoulement des laves pour plusieurs éruptions et de suivre l'évolution topographique du volcan et de ses grandes structures.

Les mesures thermiques par satellite fournissent le moyen de contraindre les variations du débit des éruptions dans le temps, tandis que les MNE ont permis d'obtenir un volume total dans le cas de coulées présentant de fortes épaisseurs. Grace à ces techniques, il a été possible de définir deux types d'éruptions avec des évolutions semblables à celles observées sur différents volcans comme l'Etna (Italie) ou le Krafla (Islande). Les problèmes de nébulosité étant récurrent sur notre zone d'étude, la complémentarité des techniques est particulièrement intéressante pour obtenir une information fiable. Toutes les techniques utilisées dans cette thèse sont applicables à d'autres volcans ou à d'autres thématiques.

TABLE DES MATIERES

| | |
|---|------------|
| Problématique et Contexte de l'Etude | 9 |
| 1. <i>Problématique</i> | 11 |
| 2. <i>Contexte de l'étude</i> | 15 |
| 1. Cartographie des coulées de lave | 25 |
| 1. <i>Synthèse des données connues sur la création des contours automatiques de coulées en cartographie</i> | 27 |
| 2. <i>Méthode</i> | 29 |
| 2.1. <i>Les images utilisées</i> | 29 |
| 2.2. <i>Calcul d'erreur et précision des contours issus de la Photo-interprétation</i> | 30 |
| 3. <i>Bases Méthodologiques du traitement d'image</i> | 37 |
| 3.1. <i>Les Indices</i> | 37 |
| 3.2. <i>L'analyse en composantes principales</i> | 39 |
| 3.3. <i>Classification par arbre Décisionnel</i> | 39 |
| 4. <i>La cartographie automatique</i> | 40 |
| 4.1. <i>Les Coulées Récentes et Anciennes</i> | 40 |
| 4.2. <i>Les Coulées isolées</i> | 41 |
| 4.3. <i>Coulées superposées</i> | 42 |
| 5. <i>Discussion et Conclusion</i> | 52 |
| 2. Modèles Numériques d'élévation | 55 |
| 1. <i>Introduction</i> | 57 |
| 2. <i>Statistiques et bases des Calculs d'erreur</i> | 58 |
| 2.1. <i>Statistiques</i> | 58 |
| 2.2. <i>Test des MNE de référence (ign et aigl)</i> | 59 |
| 3. <i>Les Images Utilisées</i> | 64 |
| 3.1. <i>IMAGES OPTIQUES</i> | 64 |
| 3.2. <i>IMAGES RADAR</i> | 66 |
| 3.3. <i>Logiciel Utilisé pour la création des MNE</i> | 67 |
| 4. <i>Les MNE existants</i> | 67 |
| 4.1. <i>SRTM (Shuttle Radar Topography Mission)</i> | 67 |
| 4.2. <i>ASTER GDEM</i> | 69 |
| 5. <i>Les MNE Optiques Créés avec le logiciel ENVI</i> | 72 |
| 5.1. <i>Protocole d'Extraction des Modèles Numériques de Terrain avec ENVI DEM Extraction</i> 72 | 72 |
| 5.2. <i>Résultats</i> | 76 |
| 5.3. <i>Conclusion</i> | 93 |
| 6. <i>Les MNE SARSCAPE (RADAR)</i> | 94 |
| 6.1. <i>Protocole d'extraction des Modèles Numériques d'Elevation avec SARSCAPE</i> | 94 |
| 6.2. <i>Paramètres d'erreurs</i> | 96 |
| 6.3. <i>Résultats</i> | 97 |
| 6.4. <i>Conclusions partielles de la création de MNE à partir d'images RADAR</i> | 104 |
| 7. <i>Calculs de Volumes</i> | 105 |
| 8. <i>Discussions et Conclusions</i> | 106 |
| 3. Utilisation de l'imagerie Thermique | 109 |
| 1. <i>Introduction</i> | 111 |
| 1.1. <i>Le Débit</i> | 111 |
| 1.2. <i>L'Apport des Images InfraRouge à l'étude des Coulées de Lave</i> | 111 |
| 1.3. <i>Etat de l'art</i> | 113 |
| 1.4. <i>Objectifs dans le cadre de ce travail</i> | 116 |
| 2. <i>Les Methodes d'acquisition, de corrections et de traitement des données</i> | 117 |

| | | |
|-----------|--|------------|
| 2.1 | Les Données sources | 117 |
| 2.2 | Aquisition et Qualité des données | 118 |
| 2.3 | Les Corrections Géométriques et Atmosphériques appliquées aux images | 120 |
| 2.4 | Identification du point chaud..... | 134 |
| 2.5 | Le Pixel Mixte | 135 |
| 2.6 | Les composantes thermiques..... | 139 |
| 2.7 | Température intégrée et Méthodes « Dual Band » | 140 |
| 2.8 | Fraction d'aire Du pixel occupée par l'anomalie | 142 |
| 2.9 | Transfert thermique : Les composantes du Flux énergétique..... | 143 |
| 2.10 | La constante c..... | 144 |
| 2.11 | Calcul du débit | 146 |
| 2.12 | Calcul du volume | 146 |
| 3 | <i>Resultats</i> | 147 |
| 3.1 | Détermination de la correction atmosphérique à appliquer au Piton de la Fournaise ... | 147 |
| 3.2 | Comparaison des méthodes, limitations et implications | 158 |
| 3.3 | Suivi de l'évolution d'une éruption par caméra thermique: exemple de l'éruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009 du Piton de la Fournaise | 161 |
| 3.4 | Calculs de Débits..... | 165 |
| 3.5 | Calcul de Volumes | 170 |
| 4 | <i>Discussion et Conclusions Partielles</i> | 171 |
| 4. | Modélisation du refroidissement et Déformations. Cas de la Coulée d'Avril 2007..... | 175 |
| 1. | <i>Cas d'étude : La coulée d'avril 2007</i> | 177 |
| 2. | <i>Modélisation du refroidissement de la coulée d'avril 2007</i> | 180 |
| 2.1. | Problématique..... | 181 |
| 2.2. | Mise en équation du Transfert thermique (RHEOLEF) | 183 |
| 2.3. | Résultats de la Modélisation..... | 186 |
| 3. | <i>Déformations de surface de la coulée d'avril 2007</i> | 191 |
| 3.1. | Aquisition des données et traitements | 191 |
| 3.2. | Résultats | 195 |
| 3.3. | Interprétations..... | 203 |
| 3.4. | Discussion et conclusion | 206 |
| 4. | <i>Discussion et Conclusion</i> | 207 |
| 5. | <i>Perspectives</i> | 208 |
| 5. | Discussion et Conclusions | 213 |
| 1. | <i>Les Différentes méthodologies de calcul de volume et de débit moyen</i> | 215 |
| 2. | <i>Contribution à la topographie</i> | 217 |
| 3. | <i>Alimentations magmatiques</i> | 221 |
| 4. | <i>Fréquence des éruptions et Production magmatiques</i> | 225 |
| 4.1. | Fréquence | 225 |
| 4.2. | Production magmatique | 227 |
| 5. | <i>Conclusion</i> | 231 |
| 6. | Bibliographie..... | 233 |
| | <i>Articles et livres</i> | 235 |
| | <i>Sites internet et autres</i> | 249 |
| 7. | Publications | 251 |
| 8. | Annexes..... | 279 |

**PROBLEMATIQUE ET
CONTEXTE DE
L'ETUDE**

1. PROBLEMATIQUE

La connaissance de l'évolution d'un édifice volcanique et de son fonctionnement nécessite des données acquises dans des domaines différents et à différentes échelles. Depuis 1979 l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF) a pour mission première la surveillance du volcan. Pour cela de nombreux réseaux de mesures ont été installés afin de mieux suivre et comprendre le comportement du volcan et la dynamique des coulées se mettant en place. Un des objectifs de cette thèse est de définir les avantages et les limites de la télédétection multi-capteurs et multi-échelles en vue d'améliorer en mode opérationnel le suivi des coulées de lave et notamment la précision des calculs des volumes et des débits. La combinaison des informations issues du terrain et de la télédétection permet d'avoir une vision plus globale. La télédétection est un outil important pour l'étude des volcans, en particulier en raison de la récurrence temporelle des acquisitions, de l'amélioration ces dernières années des résolutions spatiales et spectrales et des qualités radiométriques et géométriques.

Au Piton de la Fournaise, nombreuses sont les études réalisées à l'aide de la télédétection. Qu'il s'agisse de :

- Calculer les volumes émis par photographies aériennes (Lénat, 1987; Villeneuve, 2000)
- Caractériser les âges et textures des coulées par CASI (Despinoy, 2000)
- Reconnaître les principales unités géologiques par images satellites optiques (Bonneville et al. 1989)
- Caractériser la dimension fractale des contours de coulées (Gaonac'h et al., 1992; Villeneuve, 2000)
- Réaliser des études thermiques (Coppola et al., 2007 ; 2008 ; 2009),
- Faire un suivi ou étudier la déformation en utilisant des données radars (ASAR, INSAR,...) (Sigmundsson et al., 1999 ; Froger et al., 2007, Tinard, 2007 ; Fukushima et al., 2005 ; Cayol et al., 2006 ; Peltier et al., 2010),
- Estimer les émissions de SO₂ (Garofalo et al., 2009; Bhugwant et al., 2009 ; Villeneuve et al., 2008 et 2010).

Un grand nombre de ces études utilisent les MNT créés par l'IGN. Ces derniers sont construits à partir d'images de capteurs aéroportés, donc par télédétection. Ils sont également utilisés dans de les études nécessitant des informations topographiques.

Proportionnellement à la disponibilité et au coût des images, l'imagerie satellite optique et thermique a actuellement été sous exploitée au Piton de la Fournaise. C'est pour cela que l'apport de la télédétection à la surveillance, au suivi et à la compréhension est basé préférentiellement sur ces types d'images dans le cadre cette thèse. De plus cette étude est en lien direct avec la station de réception satellites SEAS-OI (Surveillance de l'Environnement Assisté par Satellite, Océan Indien) qui a été inaugurée le 24 novembre 2011 dans le Sud de l'île de La Réunion.

Une image satellite couvre une très grande surface et permet d'avoir une vue synoptique de la zone d'étude. Le satellite présente l'avantage d'une récurrence temporelle d'acquisition. Ce qui est d'autant plus utile que cela permet de détecter des changements à grande échelle qui ne sont pas toujours observables in situ. La compréhension des changements d'état de surface est particulièrement importante dans le suivi du Piton de la Fournaise.

Pour mieux contraindre le champ des possibles par télédétection, il faut bien considérer son évolution au cours des dernières décennies. Depuis le lancement de Spoutnik 1 en 1957, le développement des techniques de satellites et des capteurs n'a cessé de s'améliorer. En 1960 le premier satellite météorologique est fonctionnel. En 1972, le lancement de Landsat 1 permet d'effectuer les premières acquisitions d'images pour étudier les ressources terrestres. Actuellement plus d'un millier de satellites gravitent autour de la Terre, la plupart utilisés en télécommunication, mais le nombre des satellites d'observation ne cesse d'augmenter ces dernières années, avec entre 1995 et 2005 le nombre de satellite à haute résolution spatiale a été multiplié par six. Quelques uns sont présentés Figure 0-1.

La meilleure façon de comprendre la portée et la variété des données qui sont disponibles à partir de ces satellites est de regarder leurs trois dimensions principales d'observation: la résolution spatiale, la résolution spectrale et la récurrence temporelle.

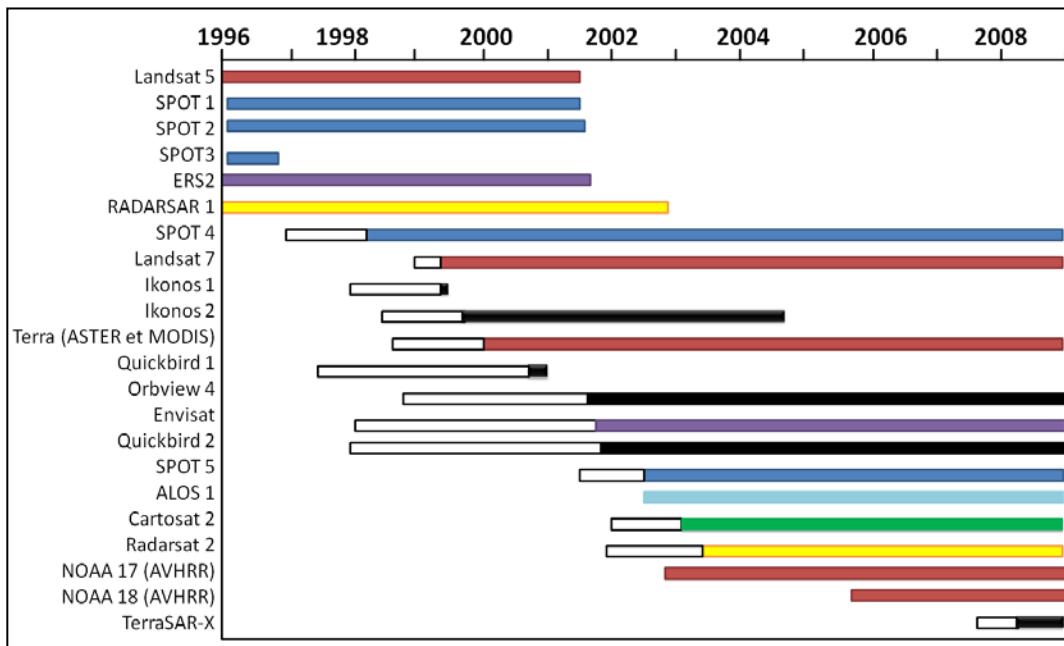


Figure 0- 1 : Exemple de satellites en service entre 1996 et 2009 (Bleu : France ; Violet : ESA ; Jaune : Canada ; Rouge : États-Unis ; Vert : Inde ; Bleu ciel : Japon ; Noir : International ; Blanc : délais de mise en service) (Sources : ESA, NASA, CNES, JAXA).

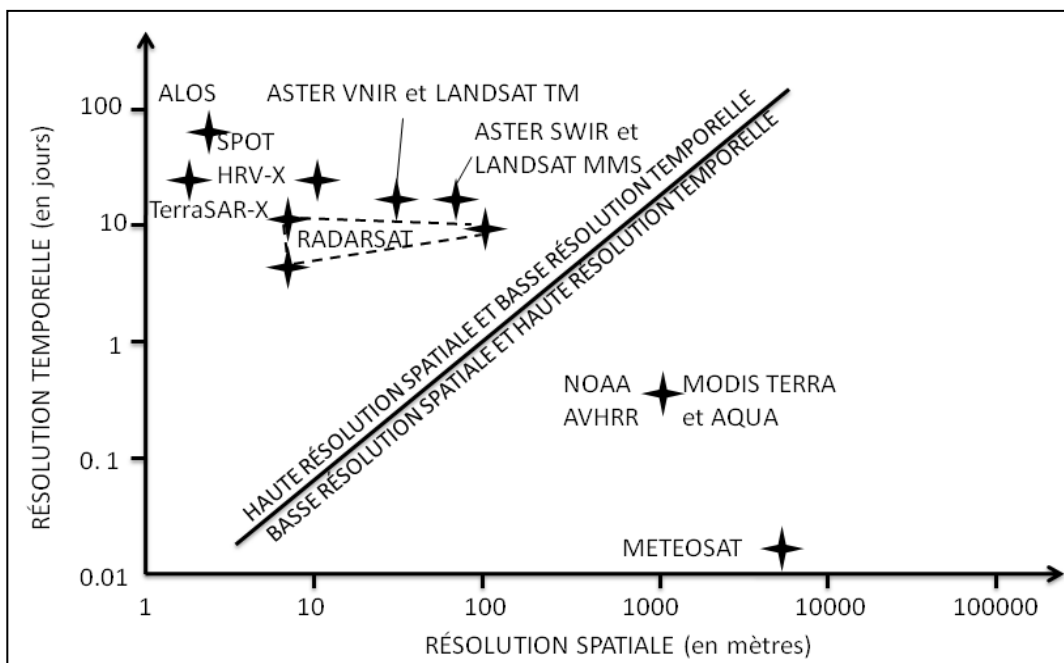


Figure 0- 2 : Résolutions spatiale et temporelle des satellites. Mise en évidence de deux groupes distincts : un à haute résolution spatiale et basse résolution temporelle et un à basse résolution spatiale et haute résolution temporelle (Sources : ESA, NASA, CNES, JAXA).

Les satellites n'allient pas haute résolution spatiale et haute résolution temporelle (Figure 0-2), ni haute résolution spatiale et grande fauchée (Figure 0-3). Le choix de privilégier les résolutions spatiale ou temporelle dépend directement du type d'étude réalisée. Une étude dite statique, qui s'attache à la description des formes et des paysages constituant un milieu à un instant donné, privilégie la résolution spatiale. Cela est notamment utilisé pour la création des modèles numériques de terrain où les données satellitaires à haute résolution spatiale (Figure 0-3) permettent de couvrir de grandes étendues.

Une étude dynamique ou diachronique consiste à décrire et à quantifier une évolution au cours de l'intervalle de temps séparant deux acquisitions d'images (Verger, 1989). Elle se base sur des séries chronologiques et permet, entre autres, de cartographier les évolutions de la zone d'étude. Le choix du type d'image dépend dans ce cas là de l'évolution temporelle de l'objet étudié. Si l'évolution est de l'ordre mensuel ou de l'année, les images à haute résolution spatiale sont privilégiées. En revanche si le phénomène étudié évolue à l'échelle de la semaine, du jour ou de l'heure, la haute résolution temporelle est le paramètre déterminant dans le choix de l'image. C'est notamment le cas des études sur les coulées de lave au cours d'une éruption.

Un autre paramètre entre en jeu : la fauchée du satellite. La Figure 0-3 illustre les fauchées des satellites haute résolution spatiale, on constate que celle-ci est au maximum de 200 km, tandis que pour un satellite à basse résolution spatiale comme MODIS par exemple, la fauchée atteint 2300 km. Les satellites à haute résolution spatiale permettent des études locales et sont adaptés à l'aire d'étude du Piton de la Fournaise, mais pour des études à plus grande échelle telles que les études océaniques ou météorologiques la haute résolution temporelle est privilégiée.

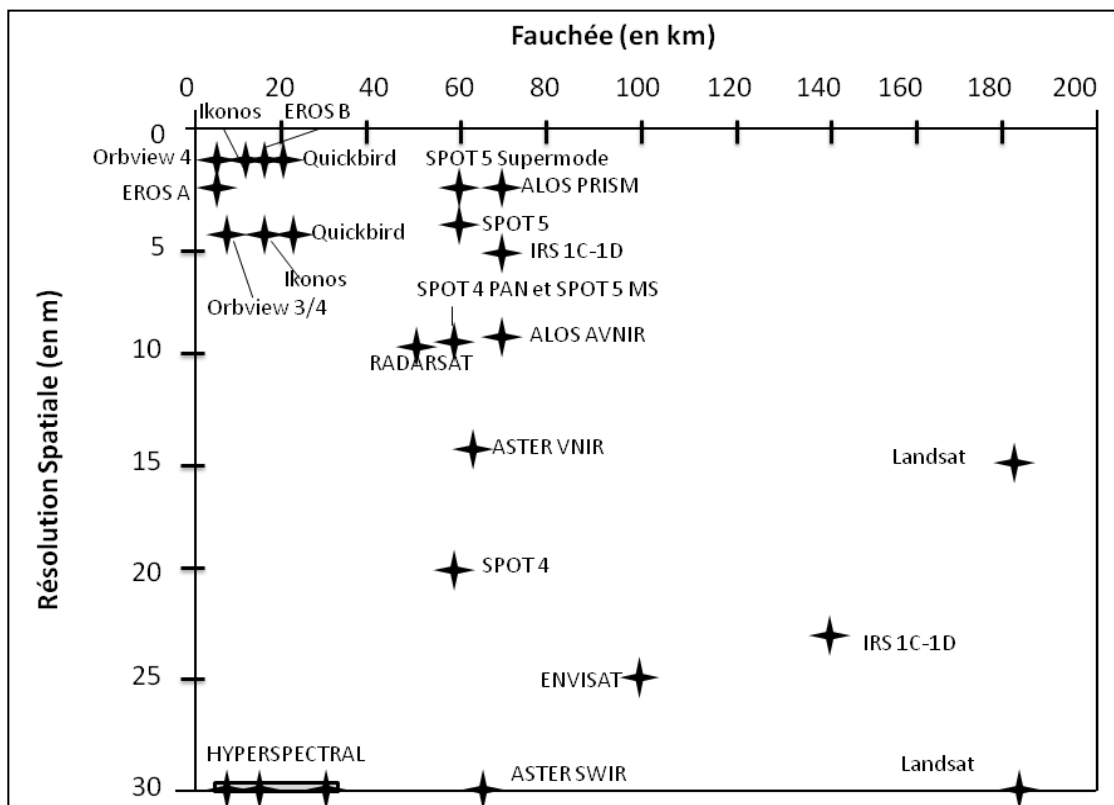


Figure 0- 3 : Comparaison des satellites à haute résolution spatiale en fonction de la résolution spatiale et de la fauchée. De manière générale plus la résolution spatiale est haute, plus la fauchée est petite (Sources : ESA, NASA, CNES, JAXA).

En revanche les capteurs satellites, qu'ils soient à haute ou à basse résolution spatiale ou temporelle, peuvent présenter des gammes allant d'une à plusieurs dizaines de bandes spectrales (MODIS en a trente six par exemple). Ces bandes spectrales sont un critère essentiel du choix du capteur satellite, selon les caractéristiques des objets étudiés dans le visible, le proche et le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique.

Dans le cadre de cette thèse différentes problématiques ont été abordées autour d'une technique centrale : la télédétection. Une large base de données d'images optiques (haute résolution spatiale et multi-spectrale) et d'images RADAR (Radio Detection And Ranging) est disponible et permet de construire des séquences temporelles couvrant la zone du Piton de la Fournaise. Plusieurs séries de photographies aériennes orthorectifiées de l'Institut Géographique National (IGN) ont aussi été mises à disposition. Or les études menées jusqu'à présent au Piton de la Fournaise se basent majoritairement sur des données RADAR (notamment de l'interférométrie) ou sur des photographies aériennes. Il en ressort une sous exploitation des données d'observation de la Terre utilisant l'imagerie satellite optique et thermique. Le nombre limité d'études conduit à se poser les questions suivantes :

- Quels sont les avantages des satellites optiques d'observation de la Terre pour les calculs de volume de coulées de lave ?
- Quelles sont leurs limites ?
- Les calculs de débits réalisés par télédétection sont-ils fiables ?
- Quelle est l'intérêt d'une approche multi-outils et multi-source ?

Afin de pouvoir répondre à ces questions plusieurs méthodes se basant sur la télédétection ont été testées. La première étant une méthodologie d'extraction automatique des contours de coulées (Chapitre 1) qui permet la création de vecteurs de contour et la mise à jour « en temps réel » d'une base de données de cartes des coulées du volcan. Cette extraction, utilisant l'imagerie optique dans le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge thermique, a été testée et comparée à une cartographie réalisée par photo-interprétation, afin d'en connaître la précision. Une extraction des contours de coulées sous format vecteur nous a ensuite servit pour l'extraction des volumes par soustraction de modèles de surface.

La création et les tests de fiabilité des Modèles Numériques de Terrain et d'Élévation (MNT et MNE) constituent la deuxième thématique abordée dans cette thèse (Chapitre 2). Il est essentiel d'avoir des MNT dont la précision est meilleure que l'épaisseur de la coulée étudiée pour qu'ils permettent un calcul de volume et de déduire par la suite des débits moyens.

Une autre approche méthodologique est longuement exposée dans ce travail. Elle concerne le calcul des débits en s'appuyant sur l'imagerie thermique (Chapitre 3). Ce type d'étude a déjà été effectuée sur de nombreux volcan (Etna, Kilauea, Krafla, Stromboli, Lascar, Colima, Soufrière, Erebus, Erta Ale, Bezymianny, Miyakejima, Pacaya, Merapi, Semeru ...). Les choix méthodologiques peuvent être extrêmement variables, il faut les adapter à chaque volcan et déterminer la séquence de traitement à utiliser (VAST : Volcanic Anomaly Software, NTI : Normalised Thermal Index, manuelle...). De plus pour ce type d'étude les corrections atmosphériques et la distorsion de l'image influencent la précision des mesures. Il est alors essentiel d'effectuer des corrections atmosphériques et de prendre en compte la variabilité de l'aire des pixels.

Une fois les coulées mises en place deux phénomènes ont été étudiés : le refroidissement et les déformations (Chapitre 4). Pour cela l'exemple de la coulée d'avril 2007 a été choisi, de part son ampleur exceptionnel. Un réseau de mesures DGPS (Differential Global Positioning System) a été mis en place pour suivre les déformations d'une partie de la coulée. L'épaisseur de la coulée déduite des MNT (Chapitre 2) et les paramètres entrant dans les processus thermiques (Chapitre 3) ont permis des premières modélisations de refroidissement.

Il est possible de synthétiser les interactions entre les thématiques abordées dans cette thèse sous forme d'un graphique (Figure 0-4) représentant les différents chapitres.

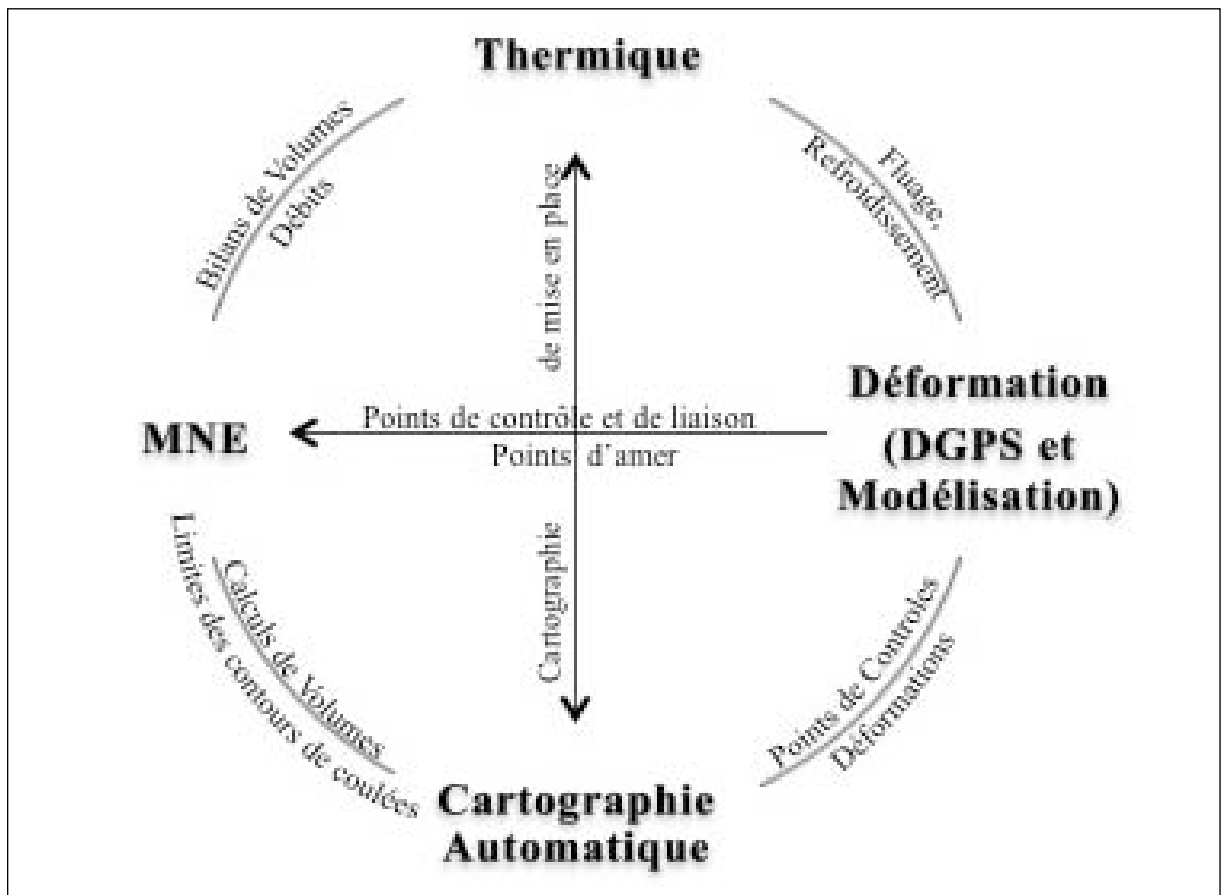


Figure 0- 4: Interactions entre les quatre thématiques de cette thèse : la cartographie automatique, les Modèles Numériques d'Élévation, l'imagerie thermique et les déformations.

L'imagerie thermique et les MNE sont deux procédés qui permettent les calculs de volumes des coulées de lave. Or l'utilisation de deux méthodologies différentes permet de les comparer (Chapitre 5). L'utilisation d'images thermiques permet de calculer des débits qui rendent ensuite le calcul du volume total possible. La génération de MNT à différentes dates entourant un phénomène éruptif permet par soustraction d'obtenir des bilans de volumes également. Les débits moyens peuvent alors être déduits.

L'un des enjeux de cette thèse est la compréhension des modalités de stockage et de transfert des magmas dans les édifices volcaniques qui sont directement en relation avec la dynamique éruptive (fréquence d'occurrence des éruptions et la production magmatique).

2. CONTEXTE DE L'ETUDE

Contexte général :

L'île de La Réunion se situe dans l'océan Indien à 800 km à l'Est de Madagascar et à 200 km au Sud-Ouest de l'île Maurice. Elle a une forme ellipsoïdale (50km de large sur 70 km de long). Son sommet est le Piton des Neiges (3 070 m d'altitude), un ancien volcan qui forme la partie Nord-Ouest de l'île. Le Sud-Est est quand à lui formé du volcan bouclier du Piton de la Fournaise qui occupe 40% de l'île et qui culmine à 2631m. C'est un des volcans les plus actifs du monde (Figure 0-5), avec en moyenne une éruption tous les six mois (Servadio et al., 2011). Un troisième édifice, aujourd'hui complètement démantelé (Oehler et al., 2004), a existé à l'Est du Piton de la Fournaise : le Volcan des Alizés.

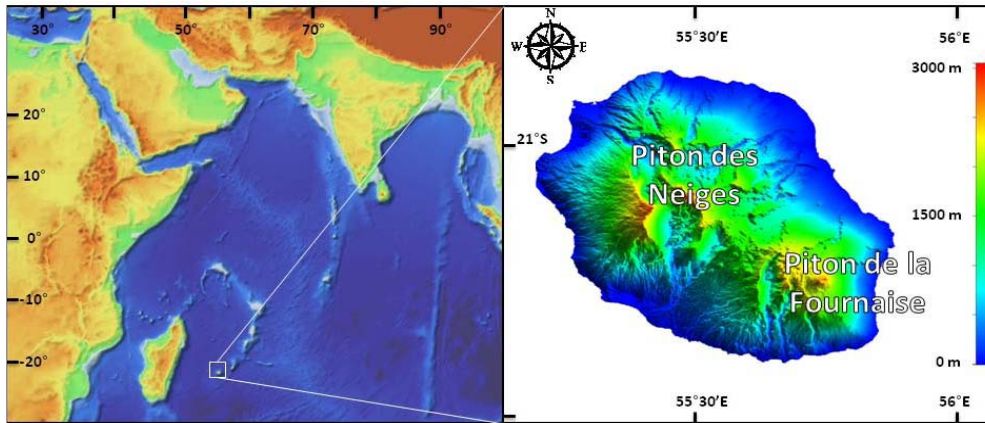


Figure 0- 5: Localisation géographique de La Réunion dans l'océan Indien et ses principaux reliefs : le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise.

Ces volcans constituent l'île de La Réunion. Ils reposent sur le plancher océanique du bassin des Mascareignes, à 4200 m de profondeur (soit au total plus de 7000 m de haut en prenant en compte la partie émergée), pour un diamètre moyen à la base de 200 à 240 km (Labazuy, 1991 ; Bachèlery, 1999). La partie émergée de La Réunion ne constitue donc que 3 % (Oehler, 2005 ; Saint-Ange, 2009) du volume total.

L'île de La Réunion doit son origine à un point chaud. Ce point chaud serait lié à la formation au Crétacé du plateau basaltique du Deccan (Bonneville et al., 1997; Bernard et Munsch 2000 ; Courtillot et al., 2003). La ride des Mascareignes, l'île Maurice et La Réunion constituent un alignement volcanique montrant l'évolution temporelle au niveau de ce point chaud (Figure 0-6).

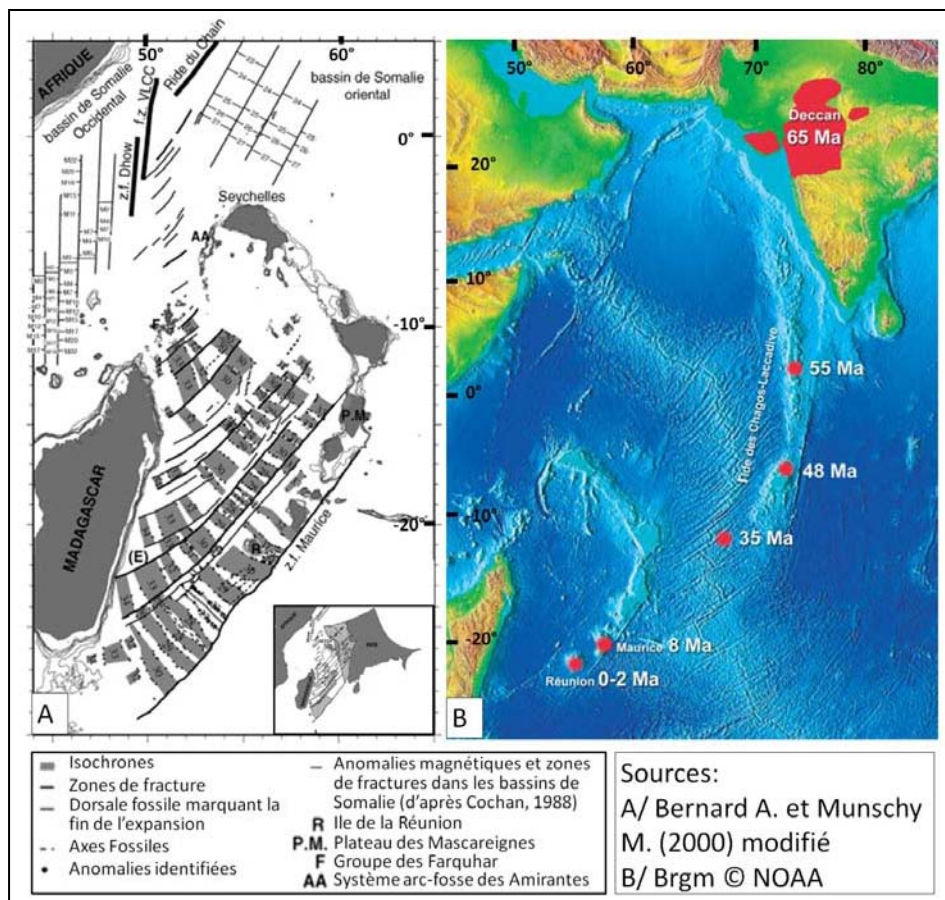


Figure 0- 6 : A/ Schéma structural de la région Mascareignes-Seychelles. B/ Trajet de la plaque par rapport au point chaud, suivi du trajet au court du temps, les âges sont donnés en million d'années. Le déplacement des plaques lithosphériques au dessus d'un point chaud fixe serait à l'origine de l'alignement géographique et chronologique.

Comme le montre la Figure 0-6, La Réunion s'est développée sur une plaque océanique complexe. L'ouverture de cette région s'est déroulée en trois phases distinctes (Bernard et Munchy, 2000) : les deux premières sont à l'origine de l'initiation du Bassin des Mascareignes et de la Région Nord des Seychelles, la troisième correspond à l'arrêt progressif de l'extension dans le Bassin des Mascareignes du Nord au Sud et à la « mise en place du même centre d'expansion dans l'actuel bassin de Laxmi et donc à une expansion synchrone dans le Bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi » distinctes (Bernard et Munchy, 2000). Un certain nombre de structures de l'île montrent des orientations de structures similaires à celles de la plaque océanique. Cela correspondrait à un héritage crustal dans l'évolution volcanotectonique de La Réunion (Michon et al., 2007).

Volcanisme de point chaud :

Les volcans-boucliers comptent parmi les édifices volcaniques les plus volumineux et les plus fréquemment actifs (volcans Hawaïiens, Piton de la Fournaise...). Leur schéma de développement est bien connu grâce aux études menées sur les volcans de l'archipel hawaïien où les différents stades de développement sont observables, depuis le volcan sous-marin Loihi jusqu'aux îles du Nord-ouest, les plus éloignées du point chaud (Peterson et Moore, 1987). Après un stade initial sous-marin, ces volcans connaissent un stade de maturité, ou de croissance maximale, durant lequel le volcan émerge, puis une phase de déclin de l'activité volcanique (Figure 0-7).

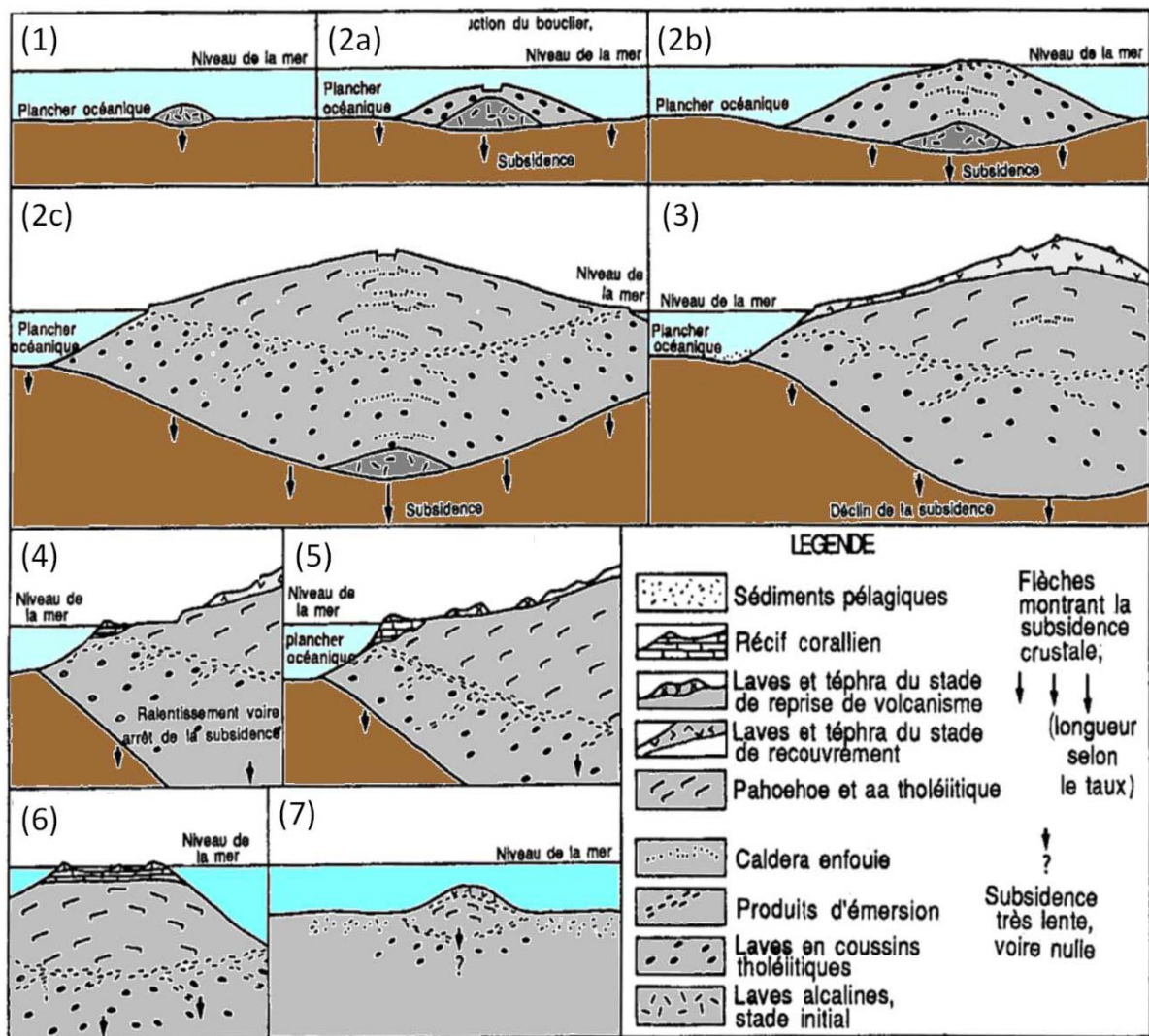


Figure 0- 7: Les stades successifs d'évolution des volcans-boucliers hawaïiens (Peterson et Moore, 1987, modifié). 1/ stade initial ; 2/ stade de construction du bouclier : a/ sous-marine, b/ émergence, c/ subaérienne ; 3/ stade de recouvrement ; 4/ stade d'érosion ; 5/ stade de reprise du volcanisme ; 6/ stade atoll ; 7/ stade terminal.

Le Piton de la Fournaise est un volcan-bouclier basaltique actif de point chaud (Bachelery et Lénat 1993 ; Courtillot et al. 2003) en pleine maturité. Les datations de ses laves les plus anciennes accessibles fournissent des âges de plus de 530 000 ans (Gillot et Nativel, 1989). Le Piton de la Fournaise présente une morphologie quelque peu différente du classique schéma hawaïen, puisqu'elle se présente une caldeira sous forme « U », résultat de l'édification successive de plusieurs volcans boucliers décentrés les uns par rapport aux autres sur un proto-édifice appelé le volcan des Alizés (Rançon et al., 1989 ; Bachelery, 1999 ; Lénat et al. 2001).

Croissance par démantèlement du complexe volcanique et morphologies associées :

La phase initiale de l'évolution de l'île de La Réunion a débuté par le développement de deux volcans adjacents (Piton des Neige et volcan des Alizés) qui ont subi des déstabilisations de flancs récurrentes (Lénat et al., 2001 ; Bachelery et al., 2003). Quand le Piton de la Fournaise apparaît à l'Ouest du volcan des Alizés, celui-ci voit son activité stoppée (Michon et al., 2007). Actuellement 30 dépôts associés à des instabilités de flancs ont été recensés (Oehler, 2005 ; Oehler et al., 2008). Ces dépôts correspondent à des processus majeurs de la morphologie de La Réunion.

Le bouclier ancien du Piton de la Fournaise a fonctionné de 540 000 ans à 150 000 ans (Gillot et Nativel, 1989 ; Bachelery et Mairine, 1990 ; Gillot et al., 1990). Son centre éruptif, est situé au niveau de l'actuelle Plaine des Sables. Un premier effondrement il y a 290 000 ans, a donné naissance à la caldeira des Remparts. Un deuxième effondrement, il y a 150 000 ans, provoquant la cessation de l'activité du centre éruptif, créé la caldeira du Morne Langevin, avec le développement plus à l'Est d'un nouveau centre éruptif (Bachelery et Mairine, 1990). Le bouclier récent a lui aussi subi deux effondrements majeurs : le premier correspondant au système de la Plaine des Sables (60 000 à 40 000 ans, Gillot et Nativel, 1989), l'autre au système de l'Enclos Fouqué / Grand-Brûlé, correspondant aux remparts entourant le cône volcanique actuel (4500 ans, Bachelery, 1981, Gillot et Nativel, 1989 ; Bachelery et Mairine, 1990). Différents modèles sur la formation de la caldeira de l'Enclos Fouqué / Grand-Brûlé existent (Figure 0-8).

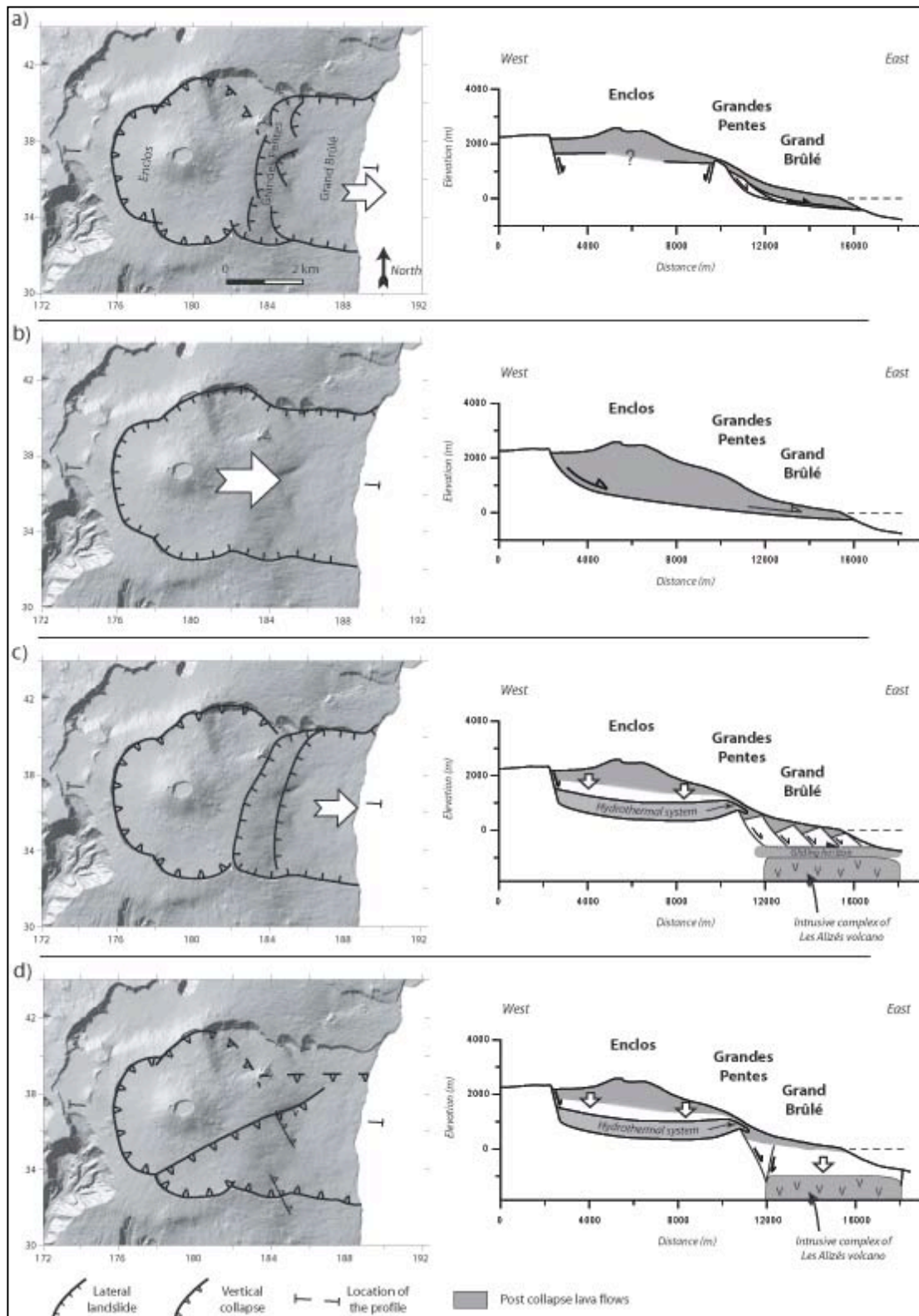


Figure 0- 8: Vues schématiques et coupes de quatre différents modèles proposés pour expliquer la formation de la structure de l'Enclos-Fouqué- Grand-Brûlé. a) un effondrement polyphasé de la caldeira dont le Grand-Brûlé correspondrait à la cicatrice d'un ou plusieurs glissements de terrain latéraux, les Grandes Pentes étant le point de départ de ces zones de glissement (Bachelery, 1981). b) la structure entière est la cicatrice d'un seul glissement de terrain (Labazuy, 1996; Oehler et al., 2004). c) un glissement du Grand-Brûlé dû à un décollement profond, a incité un effondrement de la caldeira de l'Enclos (Merle and Lénat, 2003). d) l'effondrement de la Grand Brûlé due à un glissement vers le bas lié au complexe intrusif dense du volcan Alizés, l'effondrement de l'Enclos de Fouqué étant la conséquence de la déformation du système hydrothermal du volcan pré-enclos (Michon et Saint Ange, 2008). Coordonnées en Gauss Laborde Réunion (km). D'après Bachelery et Michon (2010).

Morphologie actuelle du Piton de la Fournaise :

Six grands traits morphologiques peuvent être distingués au Piton de la Fournaise : l'Enclos Fouqué (et CLEF), le Grand Brûlé, les Remparts, la zone sommitale (Bory, Dolomieu), la plaine des Osmondes, le Piton Crac (Figure 0-9).

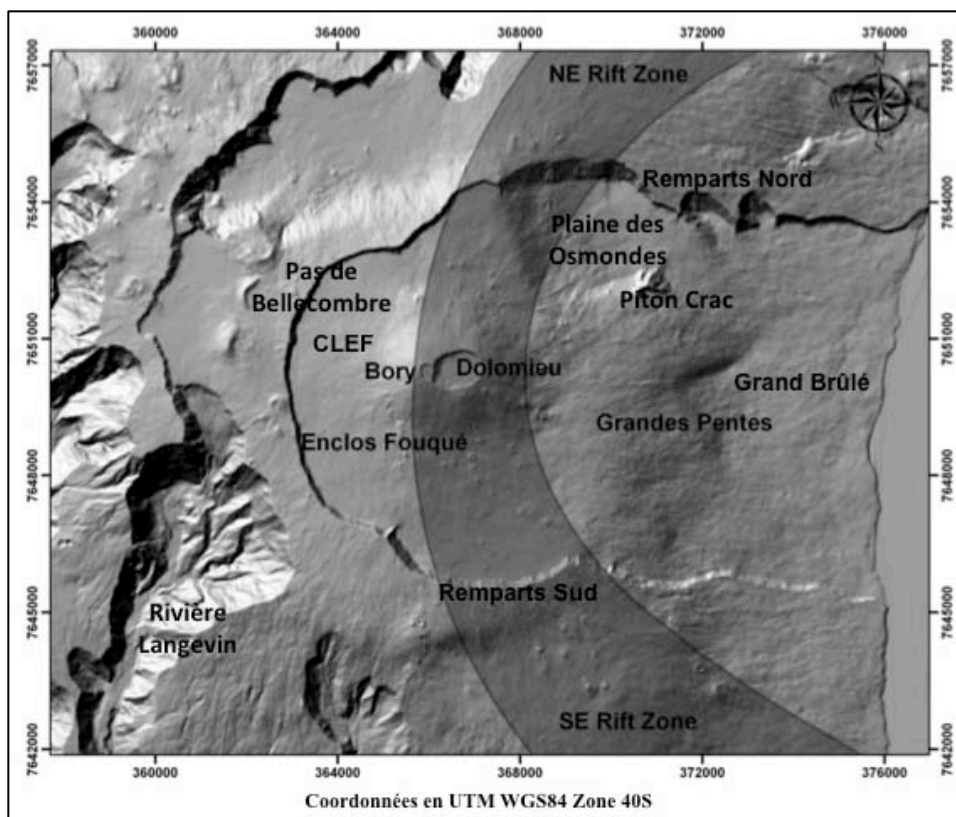


Figure 0-9 : Les grands traits morphologiques du Piton de la Fournaise, la zone grise représentant la rift zone définie par Bachèlery (1981). Six unités morphologiques (1) la zone sommitale, (2) l'ensemble des « remparts », (3) les grandes ruptures de pentes ; (4) la plaine des Osmondes, (5) le Piton Crac et (6) le Grand Brûlé.

Deux grandes unités structurales sont à discerner à l'intérieur même des remparts avec d'une part l'Enclos Fouqué et d'autre part le Grand Brûlé. L'Enclos Fouqué désigne la partie haute, située principalement au dessus de 1800 m d'altitude, faiblement inclinée. Sa formation est encore actuellement très discutée. Il est constitué de trois plateaux d'altitudes différentes : 2050 à 2200 m à l'Ouest, 1750 à 1900 m au Sud, et 1900 à 2000 m au Nord (Michon et Saint Ange, 2008). Sa partie occidentale est largement recouverte d'une vaste étendue de lave que Lénat et al. (2001) ont appelé le CLEF (Champ de Lave de l'Enclos Fouqué). Ce champ de lave, essentiellement formé de coulées de type « pahoehoe », se serait constitué entre 1750 et 1794 à partir d'émissions lentes issues de la zone sommitale du volcan (Lénat et al., 2001). Le Grand Brûlé est quant à lui composé de trois zones de fortes pentes (Saint Ange, 2009) formant les Grandes Pentes et d'une zone moins pentue arrivant jusqu'à la mer.

La zone sommitale est formée d'un cône de 400 m de haut et de 3 km de diamètre, au sommet duquel se trouvent deux cratères : Le Dolomieu et le Bory. La morphologie du sommet du cône est le résultat de plusieurs épisodes d'effondrements et de comblements (Lacroix, 1936 ; Bachèlery, 1981). Par exemple sur le dernier siècle le Dolomieu a subi une dizaine d'effondrements (de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres) et de comblements (Bachelery, 1981). Le cratère a ainsi évolué en passant par différents stades, tels que celui du Vélain et du Brûlant, au Dolomieu tel qu'on le connaît aujourd'hui.

La plaine des Osmondes est le résultat d'une structure d'érosion qui correspond à la paléo-rivière des Osmondes (Courteaud, 1996 ; Bachèlery, 1999). Elle a été mise en évidence pas des données de forages et de géophysique. Le Piton Crac correspondrait alors une relique du flanc Sud de la paléo-vallée (Saint-Ange, 2009).

Pour un volcan basaltique essentiellement effusif tel que le Piton de la Fournaise, la distribution spatiale et temporelle des coulées de lave permet de déduire de nombreux paramètres de son activité, tant d'un point de vue magmatique que structural. Sur la connaissance de son fonctionnement des questions essentielles demeurent posées :

- Quel est le mode d'alimentation magmatique des éruptions ?
- Existe-t-il un réservoir magmatique superficiel ou plutôt un complexe de stockage magmatique ?

Pour y répondre, l'étude des mécanismes associés aux éruptions de ces dernières années, est une source de renseignement fondamentale.

L'activité actuelle du Piton de la Fournaise se déroule principalement à l'intérieur de la caldeira de l'Enclos Fouqué, le long des rifts zones (Bachèlery, 1981 ; Peltier, 2007 ; Michon et al., 2009) (Figure 0-9). Les écoulements de laves émis par les fissures éruptives constituent des coulées longues (plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres) (Stieltjes et Moutou, 1989), de faible largeur (quelques dizaines de mètres) et peu épaisses (1 m dans les pentes à 5 mètres dans les zones plates (Letourneur et al., 2008)). La juxtaposition de plusieurs écoulements individuels lors d'une même phase va contribuer à la constitution de champs de laves, en particulier pour les éruptions de longue durée (supérieure au mois). Dans ce cas, par rapport à la coulée initiale, les nouveaux apports contribuent essentiellement à épaissir et à élargir le champ de lave. L'ensemble du champ de lave est considéré ici comme une même unité.

Les éruptions sont définies par Peltier et al. (2009a) comme étant de trois types : les éruptions sommitales, les éruptions proximales et les éruptions distales. Il apparaît clairement que dans l'histoire récente du Piton de la Fournaise les éruptions sommitales sont les plus fréquentes (Villeneuve et Bachèlery, 2006 ; Peltier et al., 2009a). Ces éruptions débutent pour la plupart le long de fissures en échelon qui migrent progressivement en s'éloignant du cône central (Bachèlery, 1981).

Les plus anciennes éruptions connues au Piton de la Fournaise datent de 1644. Les archives permettent d'évaluer que 95 % d'entre elles se sont produites dans la caldeira (Stieltjes et al., 1989 ; Peltier et al. 2009a). Cependant, cette base de données est incomplète, particulièrement pour les éruptions de courte durée et de faible ampleur pour la période antérieure à 1980. Les éruptions de la période récente peuvent être regroupées en cycles, Peltier (2007) en définit sept depuis 1998 (Figure 0-10). Depuis 1998, une activité plus importante est enregistrée avec en moyenne deux éruptions par an comparée à une tout les neuf mois sur la période antérieure (Peltier et al. 2009a), le débit moyen annuel et la fréquence des éruptions augmentent (Servadio et al., 2011).

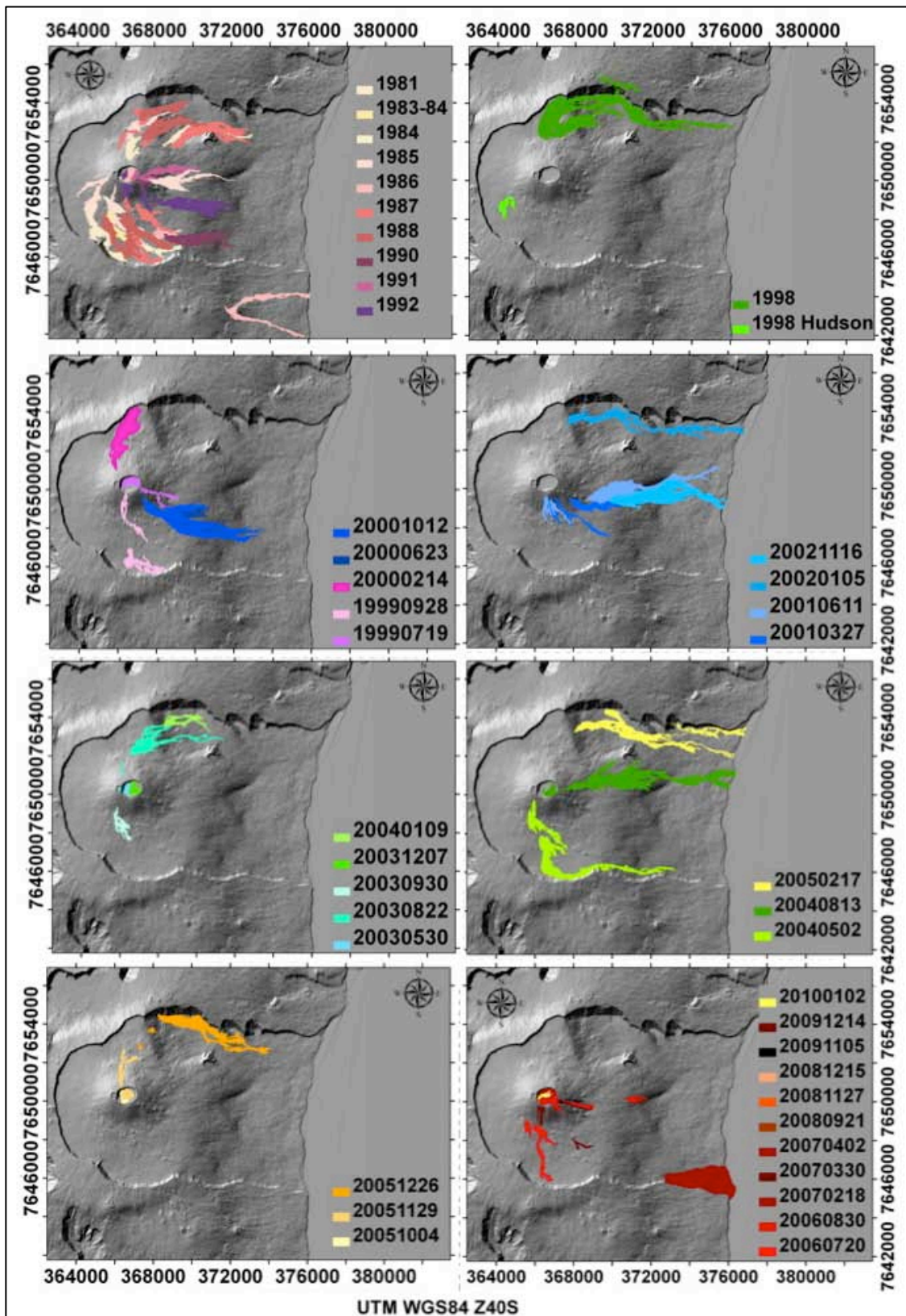


Figure 0- 10: Cartes des coulées de laves de janvier 1980 à janvier 2010 représentant les cycles éruptifs décrits par Peltier (2007). La première carte synthétise les éruptions entre 1980 et 1992. De la deuxième à la huitième carte les cycles éruptifs sont représentés de janvier 1998 à janvier 2010. A la dernière carte représentant est ajoutée la phase en cours.

La structure du système magmatique du Piton de la Fournaise a été étudiée par géophysique, gravimétrie, magnétique, géochimique, réseaux de mesure de déformation... La combinaison de ces méthodes a permis de proposer différents systèmes de stockage du magma (Lénat, 1987 ; Rousset et al., 1989 ; Malengreau, 1995 ; Malengreau et al., 1999 ; Aki et Ferrazzini, 2000 ; Peltier, 2007 ; Gailler, 2010). Trois zones de stockages sont distinguées (Figure 0-11) :

- Un réservoir profond localisé à 15 km de profondeur (sous la croûte océanique) (Sigmundsson et al., 2005 ; Famin et al., 2005)
- Un réservoir intermédiaire à 7 km de profondeur (Battaglia et Bachelèry, 2003 ; Famin et al., 2009)
- Un réservoir superficiel à 2,5 km de profondeur ou un réseau d'intrusions (Lénat et Bachelèry, 1990 ; Aki et Ferrazzini, 2000 ; Battaglia et Bachelèry, 2003 ; Battaglia et al., 2005 ; Peltier et al., 2005 ; Massin, 2009). De plus en plus les données tendent à montrer que ce ne serait pas un réservoir superficiel mais un réseau d'intrusions magmatiques et de petites poches comme le proposait Lénat et Bachelèry (1990).

La connexion entre les réservoirs a pu être mise en évidence par la sismicité (Nercessian et al., 1996 ; Sapin et al., 1996 ; Aki et Ferrazzini, 2000 ; Battaglia et Bachelèry, 2003 ; Battaglia et al., 2005 ; Massin, 2009). La plupart des séismes sont enregistrés sous la zone sommitale, ce qui indique que cette zone a un rôle très important dans le transfert de magma vers la surface (Peltier, 2007). Néanmoins, si on prend le cas des éruptions de mars 1998, avril 2005 et avril 2007, les essaims sismiques se localisent entre les réservoirs superficiel et intermédiaire, mettant en évidence une connexion (Peltier et al., 2007, 2008, 2009). L'origine des éruptions se localiserait principalement au niveau du réservoir superficiel (Peltier et al., 2009 ; Welsch, 2010).

Les éruptions dites sommitales et proximales produisent des laves de type Steady State Basalts. Elles seraient le résultat de l'ouverture de conduits subverticaux au niveau du toit du réservoir superficiel (ou réseau d'intrusions). Les éruptions dites distales correspondent la plupart du temps aux océanites et auraient pour origine les murs ou la base du réservoir magmatique (Welsch, 2010). Les réservoirs plus profonds réalimentent le réservoir superficiel.

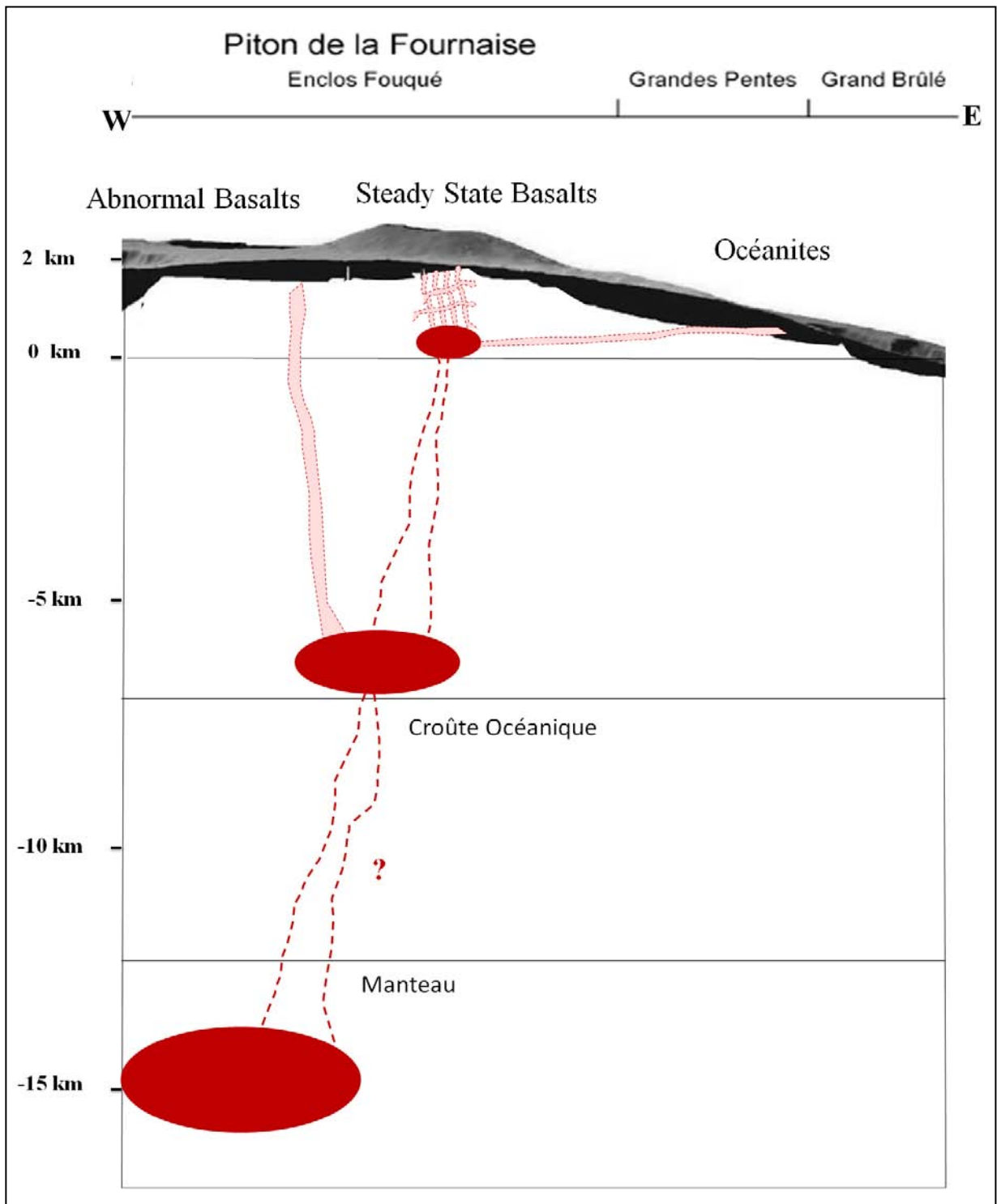


Figure 0- 11 : Coupe hypothétique Ouest – Est du massif du Piton de la Fournaise, modifiée d’après Welsch (2010), Famin et al. (2009), Peltier (2007). La forme et la localisation des réservoirs reste approximatives.

1. CARTOGRAPHIE DES COULEES DE LAVE

La connaissance de l'histoire éruptive d'un volcan est une clé essentielle de la compréhension de son fonctionnement et donc de l'évolution du caractère de dangerosité de ses éruptions. Pour un volcan basaltique essentiellement effusif tel que le Piton de la Fournaise, la distribution spatiale et temporelle des coulées de lave permet de déduire de nombreux paramètres de son activité, tant d'un point de vue magmatique que structural.

La partie orientale du Piton de la Fournaise présente des coulées récentes. Les propriétés spectrales de ces coulées varient avec la texture (le plus souvent 'a' au Piton de la Fournaise) mais aussi avec l'âge, soit du fait d'une altération des surfaces, soit du fait de la re-végétalisation (dont la vitesse varie fortement en fonction de l'altitude). Des coulées dont la mise en place est séparée de plusieurs années peuvent ainsi être distinguées par leurs propriétés spectrales. Pour la zone sommitale du volcan, et *a fortiori* dans le cratère du Dolomieu, où les coulées se superposent avec seulement quelques années, voire quelques mois d'intervalle, les propriétés spectrales des diverses coulées peuvent alors être très similaires.

L'imagerie satellite apporte de nombreux avantages par rapport aux méthodes utilisant les photographies aériennes, notamment celui de fournir de plus grandes séries temporelles et spectrales. La visite régulière des satellites au-dessus d'une région permet la génération de cartes dynamiques de la mise en place de la coulée, et apporte des informations sur la phénoménologie des éruptions : surface, volume, débit, répartition spatiale... De plus, les images satellites ont l'avantage de fournir des données permettant une visualisation de l'ensemble de la zone d'étude, et d'avoir des informations sur des zones difficilement accessibles. L'interprétation de ces données satellites permet d'obtenir des informations quant aux surfaces et volumes des coulées, mais aussi sur leur nature et leur comportement. Dans le cas d'un milieu tropical comme à La Réunion, où le contexte climatologique présente de fortes nébulosités, une visite fréquente des satellites est statistiquement nécessaire.

1. SYNTHÈSE DES DONNÉES CONNUES SUR LA CRÉATION DES CONTOURS AUTOMATIQUES DE COULÉES EN CARTOGRAPHIE

« La carte est une représentation conventionnelle généralement plane, en position relative, de phénomènes concrets ou abstraits, localisables dans l'espace » (Comité Français de Cartographie). Il existe trois catégories principales de cartes : analytique, de corrélation, de synthèse. Le cas utilisé dans ce chapitre de thèse sera celui de la carte analytique puisque l'analyse spatiale et aérienne permettra de représenter des coulées de lave sur les 30 dernières années.

Les images satellites optiques ont déjà été utilisées avec succès pour réaliser des cartographies des coulées de lave. Par exemple, au Nevado Sabancaya au Pérou (Legelay-Padovani et al., 1997) ou à l'Etna en Italie (Honda et al., 2002). La combinaison des propriétés spectrales et morphologiques a permis d'élaborer des cartographies de surface d'un ensemble de coulées et ainsi d'individualiser les principales structures. Lu et al. (2004) proposent une association d'images optique et RADAR afin de mieux définir les contours de coulées. Dans ce dernier exemple, la partie aval de la coulée étant entourée de végétation, la discrétisation a été réalisée à l'aide d'images infrarouges. La partie amont étant une zone à fort couvert neigeux, les propriétés des images RADAR sont une source d'informations précieuses. L'utilisation de LIDAR (Light Intensity Detection And Ranging) permet la génération de Modèles Numériques d'Élévation et de Terrain à très haute résolution et l'étude des différentes propriétés rétro-réfléchissantes des différentes textures des laves (Favalli et al., 2009). La comparaison de MNT produits à différentes dates permet à Favalli et al. (2009) de générer des cartes d'épaisseur et de contour de coulée de lave.

L'utilisation de l'imagerie satellite thermique pour caractériser la chronologie relative de mise en place de coulées de lave a été l'objet des travaux de Kahle et al. (1988). Associée à l'imagerie satellite optique, Abrams et al. (1991) l'ont utilisé pour réaliser une cartographie chronologique de coulées à Hawaï. D'autres auteurs ont réalisé des cartes de température d'une coulée (Hirn et al., 2005) et des cartes de mise en place en utilisant une caméra thermique (Harris et al., 2007 ; James et al., 2007 ; Lombardo et al., 2009).

Au Piton de la Fournaise, les premiers travaux utilisant la photogrammétrie pour réaliser des cartes de contours et d'épaisseurs portent sur les coulées de 1972 et de 1976 (Lénat, 1987). Bonneville et al. (1989) cartographient les principales unités géologiques en utilisant les images SPOT1. Par la suite, une cartographie des coulées en amont des Grandes Pentes a été réalisée par Despinoy (2000) à l'aide du capteur hyperspectral CASI. Villeneuve (2000) réalise des contours de coulées, des calculs de volumes et un suivi chronologique de la mise en place grâce à la stéréophotogrammétrie et l'utilisation de DGPS (Differential Global Positioning System). Lénat et al. (2001) associent des images RADAR et SPOT pour cartographier le champ de lave de la

caldeira de l'Enclos Fouqué. Récemment, De Michele et Briole (2007) se sont servis d'une technique de corrélation d'images pour extraire les coulées mises en place entre deux séries de photographies aériennes. L'étude des incohérences dans les interférogrammes a permis d'effectuer un suivi dynamique et la cartographie des coulées (Tinard, 2007 ; Froger et al., 2007 ; Froger et al., 2010) (Figure 1-1).

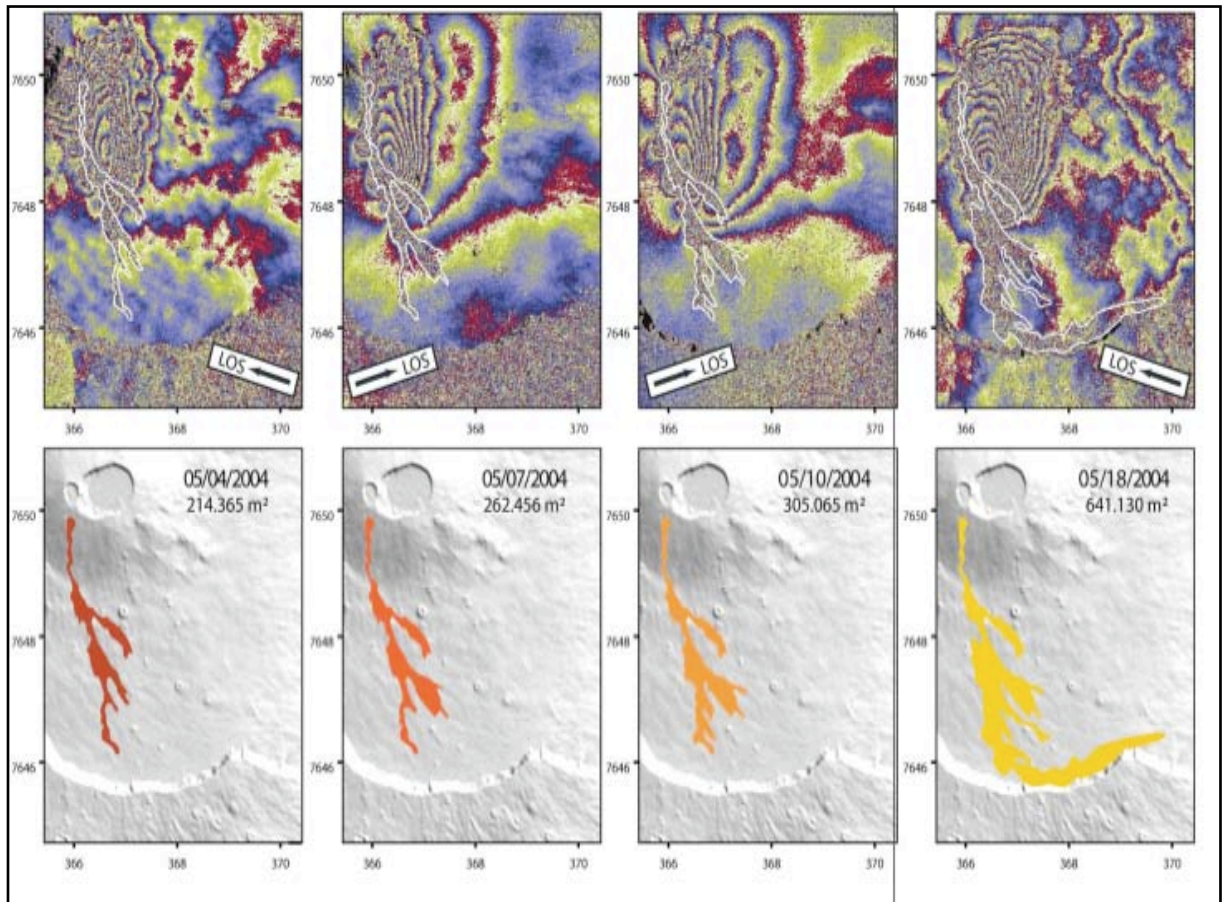


Figure 1-1:Évolution de la mise en place de la coulée de mai 2004 (Tinard et al. 2005). Cartographie (en bas) obtenue par extraction automatique des contours à partir d'images d'interférométrie RADAR (en haut) obtenues en associant des images ASAR-ENVISAT.

Tinard (2007) propose une extraction automatique, par interférométrie RADAR utilisant des images ASAR-ENVISAT, de contours de coulée complète.

Puisque le Piton de la Fournaise est un des volcans les plus actifs du monde, il s'agit d'un parfait objet pour tester sur un ensemble de coulées de nouvelles méthodologies.

Les coulées de lave ont été jusqu'à présent cartographiées par des mesures in situ : DGPS (Differential Global Positioning System), ou par imagerie : dessin assisté par ordinateur (DAO). Mais dans les zones les plus escarpées, le DGPS n'est pas une solution aisée à mettre en œuvre et les DAO sont réalisés à partir d'images qui ne sont pas acquises en visées verticales ou qui sont acquises avec des appareils non calibrés à la prise de vues aériennes. Le principal problème rencontré dans le cas du Piton de la Fournaise est la très faible différence de réflectance due à des valeurs spectrales très similaires d'une coulée à l'autre.

Le but du chapitre 1 est de proposer une démarche originale combinant des images thermiques et des images acquises dans le visible et le proche-infrarouge afin d'obtenir une extraction de contours pour chaque coulée. L'extraction est alors indépendante de la subjectivité de l'opérateur. À une association donnée d'images thermiques et optiques pour une coulée mise en place, une seule extraction automatique est possible. Une extraction automatique des contours de coulée est réalisée, puis comparée à une cartographie de référence réalisée par photo-interprétation. Nous estimons ainsi la précision de l'extraction automatique.

2. METHODE

La qualité des contours extraits par méthode automatique repose entièrement sur leur comparaison avec une base de contours réalisée par photo-interprétation d'images satellites très haute résolution et de photographies aériennes de l'IGN. Cette base est considérée comme base de référence.

Les contours réalisés par photo-interprétation, dits de « référence », ne sont pas sans erreur. Ils contiennent une erreur liée à la subjectivité de l'opérateur et une autre liée à la résolution des images utilisées. Il faut prendre en compte cette imprécision avant d'interpréter les résultats. Ceci sera abordé dans le paragraphe photo-interprétation, où les contours extraits par photo-interprétation d'images satellites sont testés et comparés sur la base de ceux extraits à partir des photographies aériennes de l'IGN.

La méthode choisie repose sur la constitution d'une matrice d'erreur. Elle permet de connaître la précision de l'ensemble, ou d'une partie, de la classification. Elle s'exprime en pourcentage ou en aire.

2.1. LES IMAGES UTILISEES

La méthodologie d'extraction automatique a été mise en place à partir de la combinaison d'images thermiques et optiques. Pour cela, des images SPOT et ASTER sont utilisées. Les images SPOT ont des longueurs d'ondes allant du visible au moyen infrarouge, et une résolution spatiale de 2.5 m à 20 m. Les images ASTER ont un spectre allant du visible à l'infrarouge thermique et une résolution spatiale variant entre 15 m (VNIR) et 90 m (TIR). Dans le cas de coulées isolées, des images Kompsat ont aussi été testées (plus particulièrement en 2009).

Les images thermiques ASTER TIR doivent avoir été acquises en fin d'éruption ou peu de temps après, pour que l'anomalie thermique soit bien visible sur la totalité de la zone. Le délai maximum *post* éruption des acquisitions est variable et dépend de l'épaisseur de la coulée et donc de sa vitesse de refroidissement. Plusieurs images acquises lors d'une même éruption peuvent aussi être associées, spécifiquement dans le cas d'éruptions de longue durée où les différents bras de coulées ne présenteront pas tous des températures élevées au même moment. Dans la majorité des cas, le délai d'acquisition des images thermique *post* éruption est inférieur à un mois.

Les images ASTER VNIR et SPOT peuvent avoir été acquises bien après la mise en place de la coulée. L'essentiel étant qu'il n'y ait pas de coulée nouvelle venant se mettre en place sur la même zone. Les coulées récentes présentent des réflectances basses dans les longueurs d'ondes du visible au moyen infrarouge. Le spectre du basalte, dans le visible et les courtes longueurs d'onde infrarouge (0.4-2.4 μm), est dominé par la présence de fer, qui, à des différents niveaux d'oxydation croissants, augmente la réflectance (Despinoy, 2000). La présence de lichen sur les coulées, augmente également cette réflectance. En proche et en moyen infrarouge, la présence de chlorophylle dans la végétation induit un fort signal (Kahle et al. 1995), permettant de discriminer des contours précis dans les zones à couvert végétal, notamment au pied des Grandes Pentes, pour ce qui concerne le Piton de la Fournaise.

Les projets KALIDEOS, du CNES, et GEO Grid (AIST/METI) permettent d'obtenir des images satellites à titre gratuit dans le cadre de programmes de recherche. Les données utilisées dans ce chapitre proviennent pour les images SPOT du programme KALIDEOS et pour les images ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) du programme GEO Grid.

Les conditions climatiques doivent être optimales, car la présence de nuages masque l'anomalie thermique, la déforme ou la réduit, ce qui, en domaine tropical et notamment dans la zone du volcan, est fréquent. Seulement sept images ASTER TIR (le satellite ASTER ayant été mis en orbite en décembre 1999), acquises en fin d'éruption, ne présentent pas ce type de problème. Elles ont ainsi pu servir aux traitements (Tableau 1-1 et Figure 1-2). À ces images, ont été associées des images optiques acquises postérieurement aux éruptions.

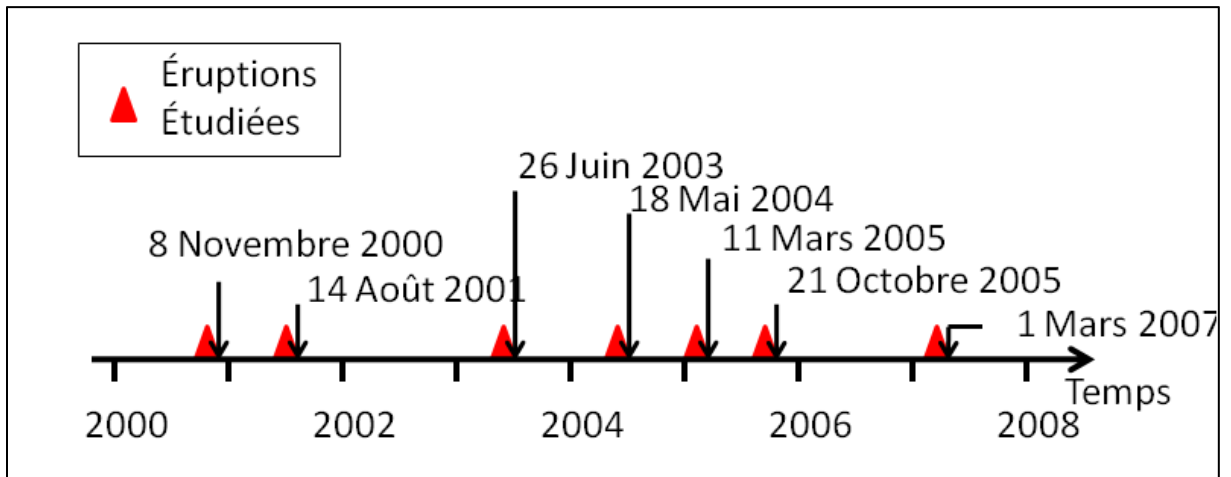


Figure 1-2: Chronologie des acquisitions des images thermiques par rapport aux éruptions du Piton de la Fournaise.

| Éruption | Image thermique ASTER TIR | | Image optique SPOT et ASTER | | |
|----------|-------------------------------|------------|-----------------------------|------------------|------------|
| | Date d'acquisition (AAAAMMJJ) | Résolution | Date d'acquisition | Angle | Résolution |
| 20070218 | 20070301 | 90m | 20070314 | R 19.1 | 10m |
| 20051014 | 20051021 | 90m | 20051222 | R 25.9 | 10m |
| 20050217 | 20050311 | 90m | 20050217 | 6.7 | 15m |
| 20040502 | 20040518 | 90m | 20040518 | -5.6 | 15m |
| 20030530 | 20030626 | 90m | 20031120 | R 25.8 | 20m |
| 20010611 | 20010814 | 90m | 20010715- 20011223 | R 26.2 R 19.2 | 20m |
| 20001012 | 20001108 | 90m | 20001213 | L 4.3 | 20m |

Tableau 1-1: Images SPOT et ASTER utilisées pour les traitements automatiques : dates des acquisitions et résolutions spatiales en fonction des différentes coulées étudiées.

2.2. CALCUL D'ERREUR ET PRECISION DES CONTOURS ISSUS DE LA PHOTO-INTERPRETATION

2.2.1. MATRICE D'ERREUR

La matrice d'erreur permet de comparer deux cartes thématiques. Ces matrices sont construites selon une méthodologie développée par le centre Canadien de Télédétection (http://ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/index_e.php?id=3124). Dans notre cas d'étude, un contour est comparé avec un autre que l'on considèrera comme référence (Tableau 1-2).

Dans la matrice, les chiffres contenus par les cellules correspondent à des aires. La somme des aires par colonne, représente l'aire totale de la classe obtenue par classification automatique. La somme des aires de chaque ligne correspond à l'aire de référence de la classe étudiée. Les valeurs d'aires présentes dans la diagonale correspondent à ce qui a été correctement classifié. Les autres cellules représentent les aires ayant été mal classifiées, soit par omission soit par commission (Tableau 1-2).

| Aires (Km ²) Classification de Référence | Classification Automatique | | |
|--|-----------------------------------|---------------------------------------|--|
| | Coulée | Non coulée | Σ |
| Coulée | Coulée bien classée | Erreur d'Omission | Aire de coulée de référence |
| Non coulée | Erreur de Commission | Non Coulée bien classée | Aire de non coulée de référence |
| Σ | Aire de coulée Automatique | Aire de non coulée Automatique | Aire d'étude |

Tableau 1-2: Composition d'une matrice d'erreur (http://ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/index_e.php?id=3124 (modifiée)).

Il est alors possible de calculer la précision globale (en pourcentage) de la classification, c'est-à-dire l'aire de ce qui a été classifié correctement par rapport à l'aire totale de la zone classifiée :

Il est aussi intéressant de regarder les précisions moyennes de chaque classe de la classification :

La précision de chaque classe est différente. Certains pixels peuvent être attribués à des classes ne leur correspondant pas, si les propriétés spectrales sont similaires. *L'exactitude producteur* se base sur l'aire des pixels correctement classés par rapport à l'aire de la coulée considérée comme référence. *L'exactitude utilisateur* se base quant à elle sur l'aire des pixels correctement classés par rapport à l'aire de la coulée obtenue par extraction.

L'exactitude producteur de la classe « coulée » permet de connaître la fiabilité du contour obtenu par extraction automatique :

La distance moyenne séparant les vecteurs de contour est quant à elle calculée à partir de l'aire n'ayant pas été classifiée correctement, divisée par le plus petit des deux périmètres des contours de coulées comparées:

2.2.2. CARTOGRAPHIE DES CONTOURS DES COULEES ÉMISES DEPUIS 1980 PAR PHOTO-INTERPRÉTATION

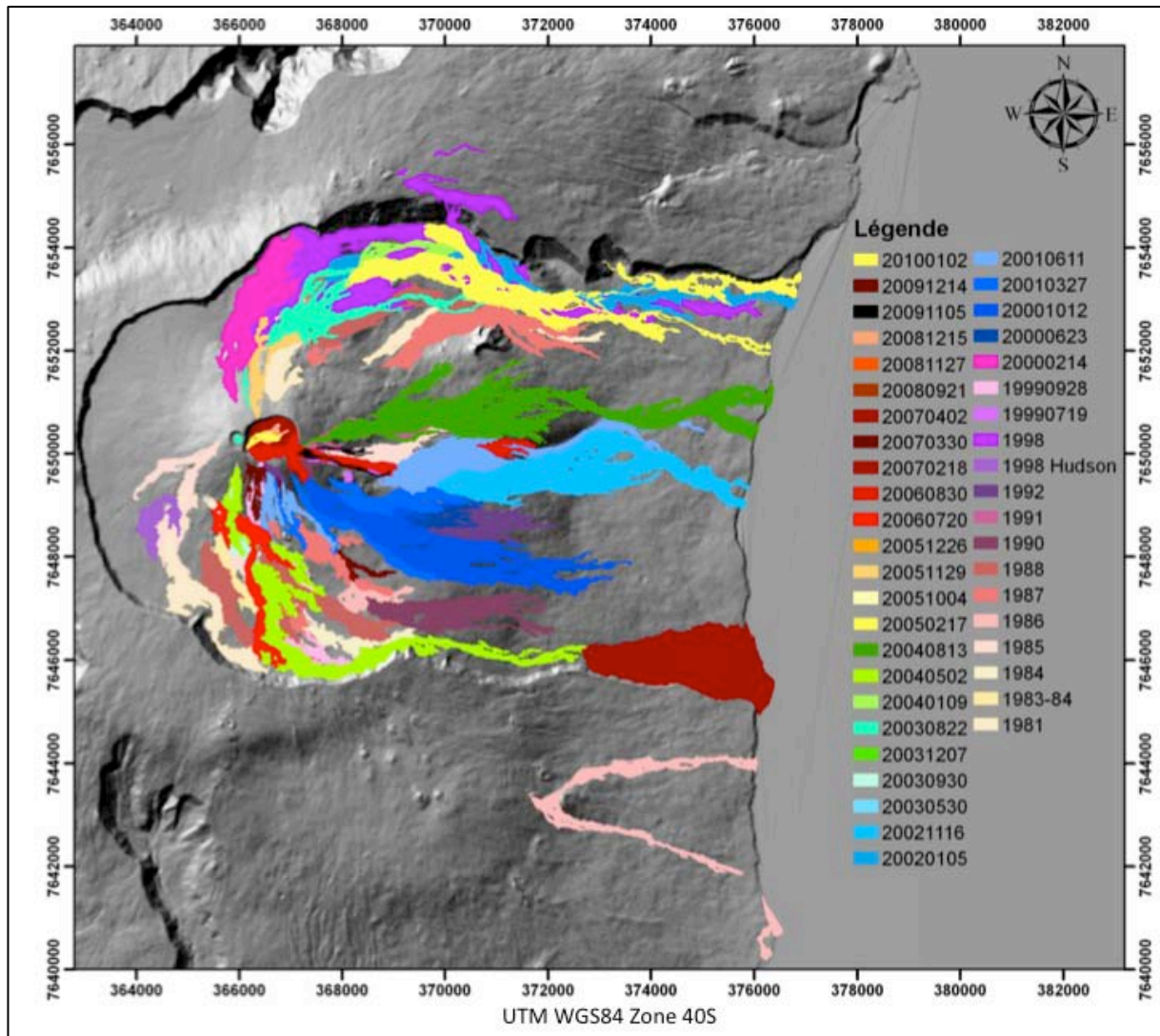


Figure 1-3: Cartographie des coulées du Piton de la Fournaise émises entre janvier 1980 et janvier 2010.

Les contours de « référence » ont été effectués, pour la période 1980 – 2010, par vectorisation sur la base des données ortho-photos de l'IGN de 1997 et de 2003. Concernant les éruptions postérieures à août 2003, le travail a été effectué sur la base d'images satellites SPOT THR, ou SPOT 4 et 5 (Figure 1-3).

La vectorisation des coulées en utilisant des photographies aériennes est une des plus précises (Paparoditis et al. 2006) mais c'est aussi une des plus contraignante à réaliser. Elle peut demander plusieurs jours de travail. La Figure 1-4 présente les contours de la coulée de l'éruption de janvier 2002, réalisés par photo-interprétation en utilisant les photographies aériennes IGN BD 2003. Trois échelles y sont représentées pour illustrer la résolution spatiale obtenue. Elles mettent en évidence une résolution fine. Il est important de travailler en multi échelles car cela permet de mettre en évidence les plus grandes structures de la coulée (résolution spatiale la plus faible (Figure 1-4 A)) pour ensuite parvenir au détail du contour par un niveau de seuil de zoom maximal, afin de réaliser la vectorisation (Figure 1-4 C).

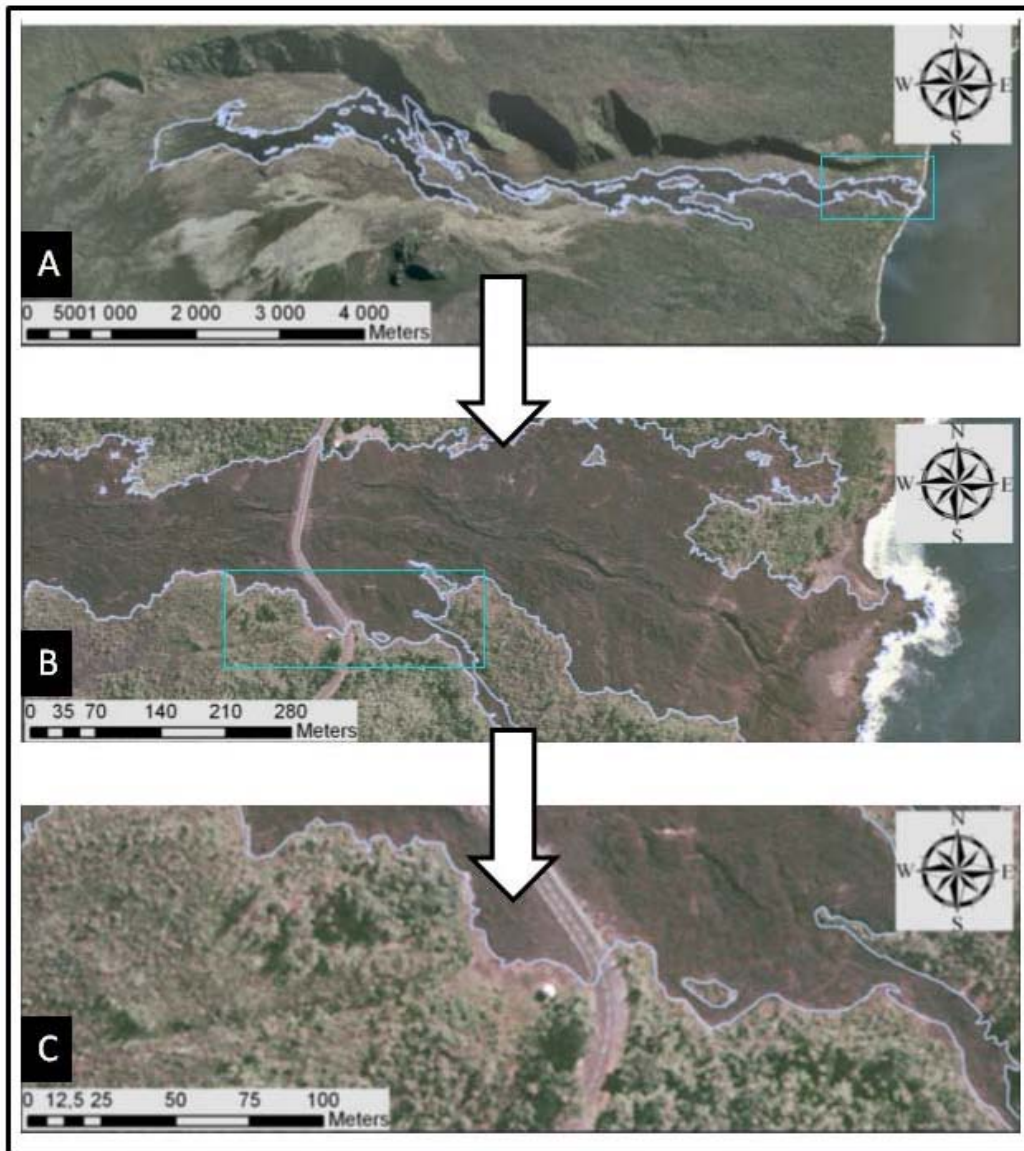


Figure 1-4: Contour de la coulée qui a débuté en janvier 2002 réalisé par photo-interprétation à partir de la base de données de photographie aériennes orthorectifiées de l'IGN BD 2003. Précision à différentes échelles spatiales.

La récurrence temporelle des acquisitions IGN est de cinq ans en ce qui concerne l'ensemble des territoires Français. Ce laps de temps est suffisant pour permettre à des coulées de se recouvrir partiellement. Ces cas de coulées superposées posent donc un problème. L'imagerie satellite est alors un outil complémentaire car, même si la résolution spatiale des images SPOT est plus faible (de 2,5 m à 20 m dans le cas des images optiques SPOT et inférieure ou égale au mètre pour les photographies aériennes livrées par l'IGN dans le cadre des BDORTHOs), la résolution temporelle permet d'avoir des images entre les éruptions et de définir des contours au niveau des zones de superposition. Malheureusement, la résolution des contours est alors moins précise. Le satellite SPOT ayant été mis en service en 1986, la base de données contours a été complétée, pour les coulées antérieures, par les cartographies de l'OVPF et du BRGM (Stieltjes et al., 1985 et 1989 ; Bachèlery et Chevallier, 1982).

Cependant quelques difficultés peuvent être rencontrées. La partie masquée des coulées qui est déterminée à partir d'une image satellite n'est pas toujours aisée à distinguer (Figure 1-5). Le problème de la subjectivité de l'opérateur se pose alors sur les contours extraits. Avec des résolutions telles que celles des images IGN, la différenciation de certaines coulées se superposant n'est pas toujours évidente en raison des propriétés spectrales très similaires de deux coulées de même type. Ces difficultés ne sont qu'amplifiées par l'augmentation de la taille du pixel.

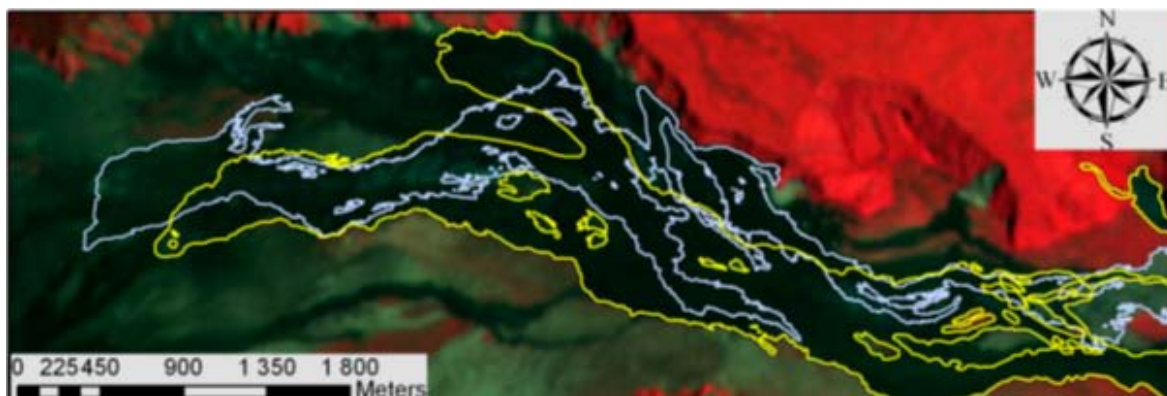


Figure 1-5: Superposition des coulées de janvier 2002 (bleu) et février 2005 (jaune) montrant des propriétés spectrales très similaires dans le cas de coulées d'âges proches se superposant sur l'image ASTER de 2007.

De plus, il existe des artefacts liés à l'ensoleillement, notamment des diminutions de réflectance occasionnées par l'ombre des remparts. Selon les heures d'acquisitions des images, les ombres ne seront pas les mêmes et il sera impossible de définir l'intégralité du contour. De même, si la nébulosité masque une partie de la coulée à cartographier, il est alors nécessaire de compiler différentes images afin d'obtenir une mosaïque sans nuage de la zone d'étude.

Dans certains cas, malgré la résolution temporelle, la vectorisation des contours peut se révéler extrêmement difficile, notamment si deux coulées se superposent en quelques mois et que la nébulosité est récurrente sur les images acquises. Cela s'est produit au niveau des Grandes Pentes entre juin et octobre 2000 (cf. Figure 1-6). Il a alors fallu plus d'une dizaine d'images SPOT et ASTER pour obtenir le contour de la zone de superposition.

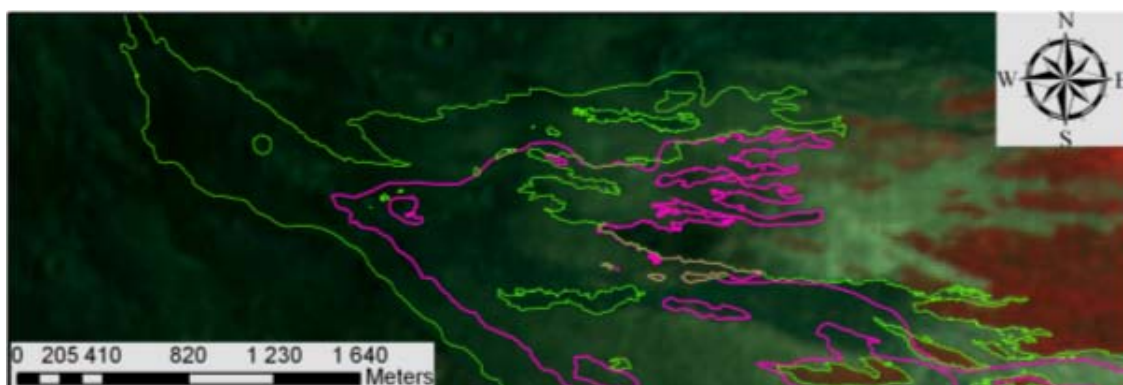


Figure 1-6 : Superposition des coulées de juin (rose) et octobre 2000 (vert). Mise en évidence des problèmes de résolutions spatiales et temporelles rencontrés sur l'image spot 4 (le Sud de l'image présente une forte nébulosité)

L'atout principal des images SPOT et ASTER est la plus grande résolution spectrale des images :

- deux bandes dans le visible, une dans le proche infrarouge et une dans le moyen infrarouge pour SPOT
- 15 bandes ASTER allant du visible à l'infrarouge thermique.

Cela permet de distinguer les zones de végétation et celles de sol nu en utilisant les bandes de proche et de moyen infrarouge, ou, en cas de doute, de valider une zone de coulée par une image thermique. Ces associations d'images ont permis de réaliser une cartographie détaillée des coulées de lave sur les 30 dernières années (cf. Figure 1-3), et d'avoir ainsi une base de données vectorielle accessible et aisément utilisable. Il convient maintenant de tester la fiabilité des différents contours obtenus en fonction du type de données utilisées en entrée.

2.2.3. PRECISION DES CONTOURS EN FONCTION DES DIFFERENTES IMAGES UTILISEES

Notre méthodologie s'appuyant sur différents type de données satellitaires, il est important de connaître l'influence de la résolution spatiale des images sur les contours extraits. Une comparaison des contours obtenus par photo-interprétation de différentes images satellites avec les contours de « référence » est alors effectuée en utilisant une matrice d'erreur et une distance moyenne entre les contours (Tableau 1-3). Selon les images satellites utilisées, l'erreur attendue sur le contour est en moyenne du même ordre de grandeur que la taille du pixel (Tableau 1-3). La précision des classifications permet de dire qu'une cartographie par photo-interprétation d'images satellites est fiable à plus de 85% pour les images satellites ayant une résolution entre 10 m et 20 m, et de l'ordre de 95% pour les images THR SPOT (Tableau 1-3). Plusieurs contours issus d'images satellites ont été réalisés deux fois par des opérateurs différents. Ils diffèrent de 2 à 5%. Le même test a été réalisé à partir des photographies aériennes, la différence ne dépasse pas les 2%.

Les aires de coulées obtenues avec les différents contours sont comparables. Le coefficient de régression est de $R^2 = 0,98$, et il y a en moyenne 13,43% de différence. Ce qui est un ordre d'erreur comparable à celle obtenue avec l'exactitude du producteur (Figure 1-7).

Le périmètre varie beaucoup plus en fonction du type d'images utilisées. La différence moyenne est de 43.22% (avec un coefficient de régression $R^2 = 0,90$). La longueur (en km) du périmètre est fortement dépendante du niveau de détail de celui-ci. Plus le périmètre de la coulée est dentelé, plus sa longueur est importante. Ce qui implique que même si la distance moyenne entre les contours est faible, le dentellement peut occasionner une forte différence de périmètre (Figure 1-7).

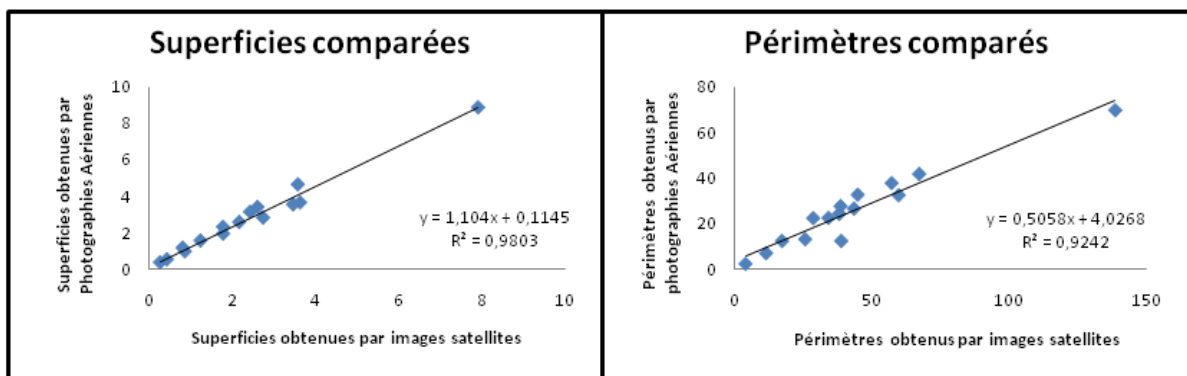


Figure 1-7 : Comparaison des résultats des superficies et des aires obtenues par photographies aériennes et images satellites.

L'avantage de la photo-interprétation, par rapport au dessin assisté par ordinateur (DAO), est lié à l'orthorectification et au géoréférencement des images. Les distorsions d'images ne sont pas prises en compte par DAO et peuvent, dans certains cas, provoquer plus d'une centaine de mètres d'erreur. Les contours réalisés par DGPS (Differential Global Positioning System) sont d'une précision comparable, voire supérieure, à celle de nos contours vectorisés, puisque d'ordre métrique (Villeneuve, 2000). Cette méthode n'est tout de même pas très opérationnelle.

| | | | |
|--|---------------------------------------|---|-------------------------------|
| 20001012 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 3.42 | 0.66 | 4.08 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.67 | 11.60 | 12.27 |
| Somme (km²) | 4.09 | 12.26 | 16.35 |
| Précision Globale | 91.89% | | |
| Précision moyenne | 89.21% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 83.85% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 94.56% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 28.41m | | |
| 20010611 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 2.62 | 0.43 | 3.05 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.67 | 9.04 | 9.74 |
| Somme (km²) | 3.32 | 9.46 | 12.78 |
| Précision Globale | 91.23% | | |
| Précision moyenne | 89.45% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 86.04% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 92.85% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 28.54m | | |
| 20030530 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 0.24 | 0.04 | 0.28 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.08 | 0.34 | 0.42 |
| Somme (km²) | 0.32 | 0.38 | 0.70 |
| Précision Globale | 82.58% | | |
| Précision moyenne | 82.85% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 84.28% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 81.43% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 30.45m | | |
| 20040502 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 1.84 | 0.62 | 2.46 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.66 | 26.22 | 26.88 |
| Somme (km²) | 2.50 | 26.84 | 29.30 |
| Précision Globale | 95.31% | | |
| Précision moyenne | 86.09% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 74.64% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 97.70% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 31.55m | | |
| 20050217 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 3.29 | 0.90 | 4.19 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.82 | 17.00 | 17.82 |
| Somme (km²) | 4.11 | 17.90 | 22.01 |
| Précision Globale | 92.2% | | |
| Précision moyenne | 86.97% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 78.51% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 95.42% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 29.65m | | |
| 20051004 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 0.27 | 0.08 | 0.35 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.15 | 1.22 | 1.37 |
| Somme (km²) | 0.42 | 1.30 | 1.72 |
| Précision Globale | 87.1% | | |
| Précision moyenne | 83.8% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 78.2% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 89.4% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 26m | | |
| 20070218 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 0.30 | 0.07 | 0.37 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.09 | 0.26 | 0.35 |
| Somme (km²) | 0.39 | 0.33 | 0.72 |
| Précision Globale | 77.98% | | |
| Précision moyenne | 77.9% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 80.59% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 75.22% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 55.14m | | |

Tableau 1-3 : Matrices d'erreurs des contours obtenus par photo-interprétation à partir d'images optiques à différentes résolutions.

3. BASES METHODOLOGIQUES DU TRAITEMENT D'IMAGE

La segmentation, les filtres morphologiques mathématiques et les filtres de convolution sont détaillés dans l'annexe 1.

3.1. LES INDICES

L'utilisation d'indices permet de mettre en évidence certaines propriétés spectrales. Les trois plus fréquemment testés sont les indices de brillance, de couleur et de forme (Despinoy, 2000). Le premier testé est L'indice de Brillance (IB) :

Cet indice est souvent utilisé dans l'amélioration des contrastes. Or, dans le cas de la cartographie des coulées de lave, aucune amélioration n'est notée. Cela implique que les histogrammes de chacune des bandes spectrales, ne présentent pas de variation évidente et ne peuvent donc pas renforcer les contrastes. Il ne faut pas oublier que nous sommes dans le cas d'objet très sombres où aucune couleur ne domine.

L'indice de couleur (IC) a été développé par Pouget *et al.*, (1988) et repris par Dauteuil (1998), il est en général calculé comme il suit:

Cette méthodologie nous donne un bon contraste au sommet entre les coulées récentes et les coulées anciennes (Figure 1-8), mais au niveau des Grandes Pentas les distinctions ne se font plus correctement.

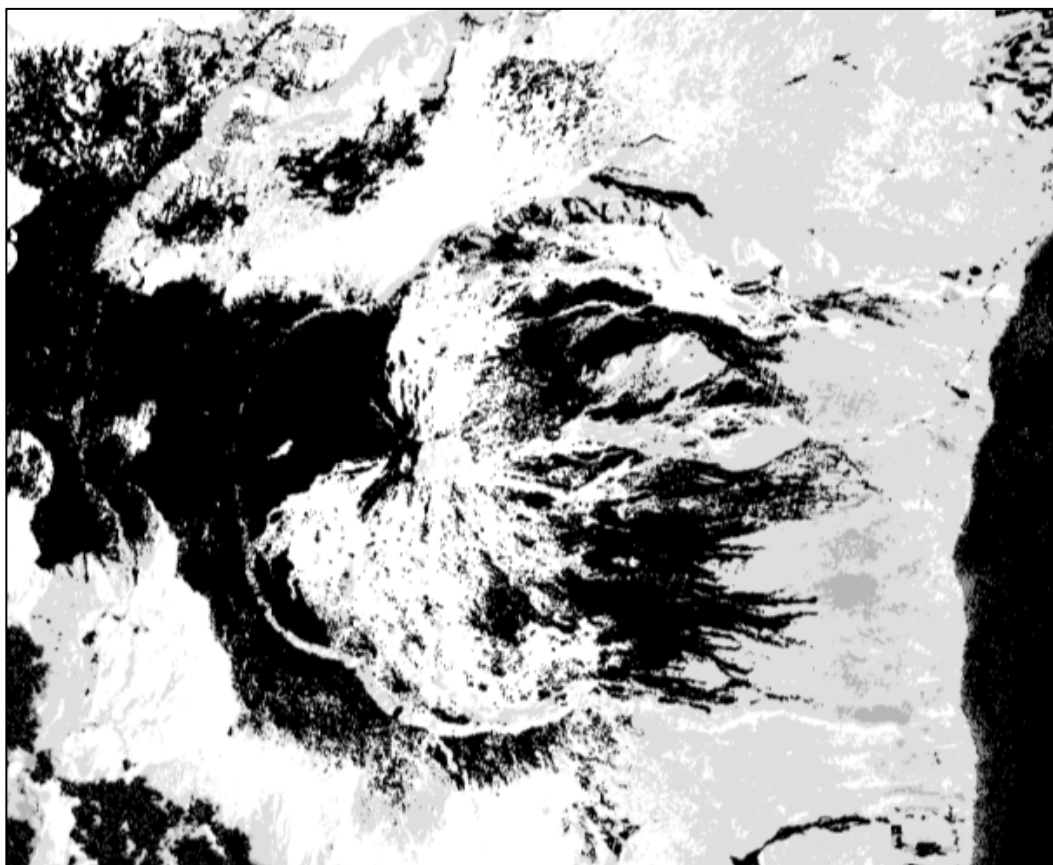


Figure 1-8: Indice de couleur (IC) appliquée à une image SPOT 4 de 2006.

Dans les Grandes Pentes, l'indice est bas en raison de la faible différence de réflectance entre les bandes rouge et bleu-vert. L'approche incluant du Proche infrarouge (PIR) semble plus adaptée pour dissocier les coulées dans les Grandes Pentes. C'est pourquoi un autre indice de couleur a été testé.

Ce nouvel indice garde la bande rouge qui est certainement celle présentant le plus de contraste au niveau des coulées :

La Figure 1-9 montre que la zone sommitale est moins clairement définie, mais que les Grandes Pentes présentent plus de variations. Ces variations sont liées à des variations de la réflectance due à la coloration naturelle, à l'oxydation du fer par l'air des laves et à d'éventuellement des dépôts, cela étant plus exacerbé au niveau des Grandes Pentes. Un effet lié à l'angle d'incidence du soleil peut aussi entrer en compte, puisque l'éclairement ne se fera pas de la même manière en fonction du relief. Les zones d'ombres et les azimuts des pentes sont alors à prendre en considération. Globalement, avec cette seconde méthode, l'intégralité des coulées est prise en compte.

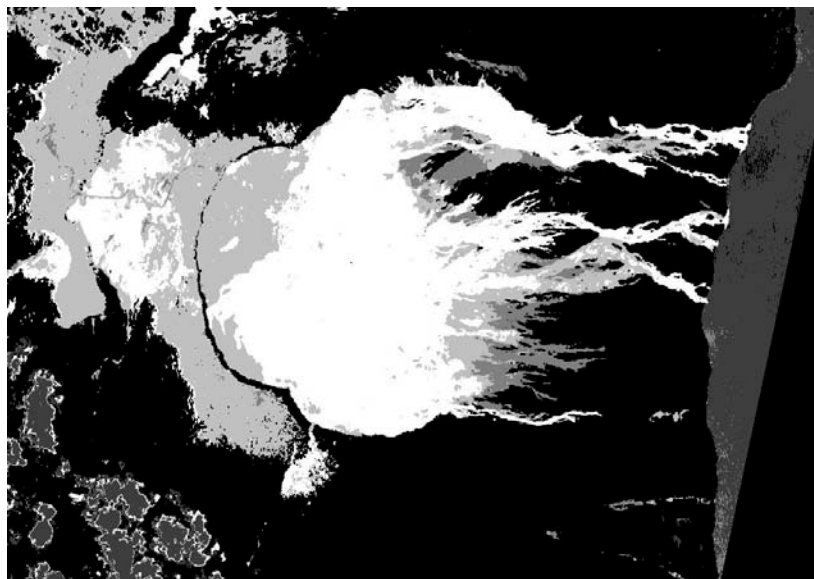


Figure 1-9 : Indice de Couleur 2 appliquée à une image SPOT 4 de 2006. Cet indice permet de distinguer les zones de sol nu et celles végétalisées. Les zones de sols nues présentent trois différents types de réflectance.

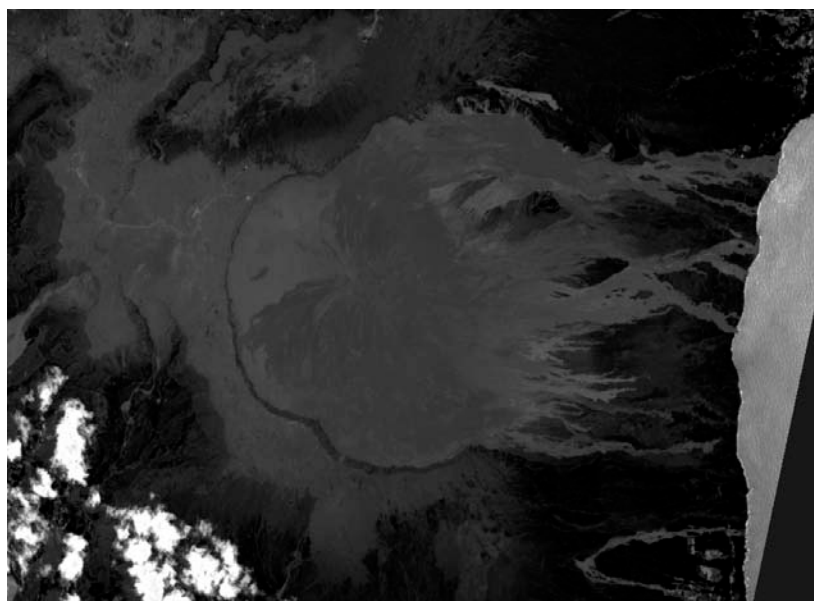


Figure 1-10 : Indice de Forme appliquée à une image SPOT 4 de 2006. Cet indice met en évidence les contours des zones de sol nu (volcan et Plaine des Sables).

Pour les gammes de teinte peu large un autre indice fondé sur la forme a été élaboré par Escadafal et al. (1994).

L'application de ce dernier rapport permet une amélioration des contrastes pour une meilleure distinction des structures des coulées de lave (Figure 1-10).

3.2. L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

L'analyse en composantes principales (ACP) permet d'analyser la variabilité et la dispersion des données des différentes bandes spectrales. C'est une méthode descriptive qui s'appuie sur un modèle géométrique. Comme les bandes spectrales sont souvent fortement corrélées, l'analyse en composantes principales est utilisée pour produire une nouvelle image pour laquelle les bandes ne seront pas corrélées entre elles. Pour qu'elles ne soient plus corrélées, un nouveau jeu d'axes orthogonaux est créé, ces axes correspondant aux nouvelles composantes. La première bande sera celle présentant le plus fort pourcentage d'anti-corrélation. Les dernières seront les plus bruitées car présentant une faible corrélation. Les images ainsi obtenues sont dites composites.

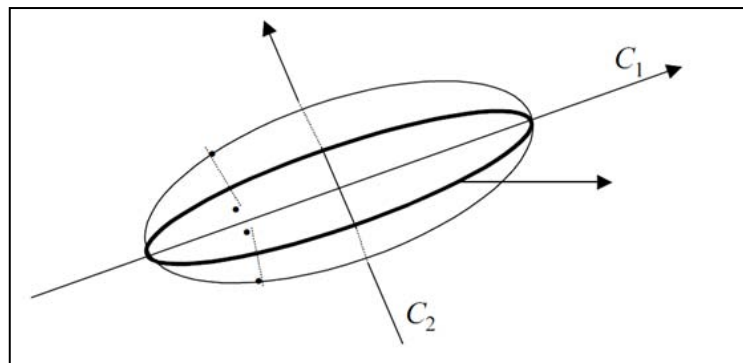


Figure 1-11 : Jeu des axes en Analyse en Composantes Principales (Decaestecker et Saerens, 2008)

L'ACP remplace les p variables de départ (variances V différentes, corrélation, inter-variable) en q nouvelles composantes ($q \leq p$) C_k . Ces composantes sont orthogonales deux à deux c'est-à-dire que leur covariance est nulle (pour tout $k \neq k'$), et les variances maximales. Cela permet de mettre en évidence les relations linéaires entre les données qui occupent en réalité un sous espace réduit. L'analyse en composantes principales n'est pas une fin en soi. Elle permet de mieux connaître et comprendre les images observées, de détecter d'éventuelles anomalies, d'émettre des premières hypothèses. C'est une étape intermédiaire utilisée avant d'autres analyses.

3.3. CLASSIFICATION PAR ARBRE DECISIONNEL

La classification par arbre décisionnel se présente comme une classification à plusieurs étages, chaque étage correspondant à une décision binaire permettant de définir dans quelle classe chaque pixel sera dirigé.

Chaque branche divise les pixels du jeu d'images dans deux classes basées sur un seuillage. Par exemple, Figure 1-12, l'expression du premier niveau classera les pixels selon leurs températures (chaud ou froid). Les derniers stades des ramifications sont les classes. Ces arbres peuvent être utilisés pour des séries d'images.

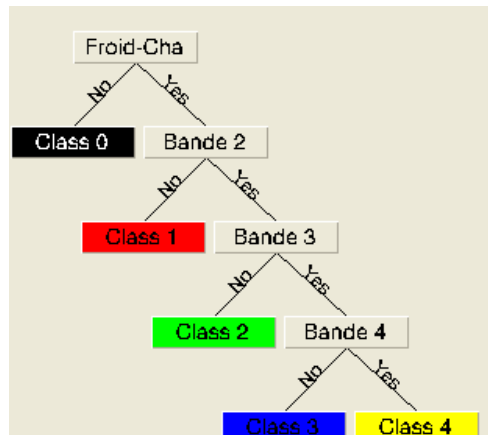


Figure 1-12: Exemple d'un arbre décisionnel permettant l'extraction automatique du contour d'une coulée.

4. LA CARTOGRAPHIE AUTOMATIQUE

4.1. LES COULEES RECENTES ET ANCIENNES

L'association des images obtenues par l'Indice de Couleur et l'Indice de Forme, permet de mettre en évidence les coulées au sommet et au niveau des Grandes Pentés. Si l'on ajoute à cela la donnée brute qu'est l'image multi-spectrale SPOT 4 de 2006, est alors générée une image multi-couches contenant toutes les informations. Une analyse en composantes principales permet alors de différencier les coulées récentes des coulées anciennes (Figure 1-13). Si on classe cette image, la précision globale est seulement de 60% (calculé par matrice d'erreur sur les coulées de 1980 à 2006), alors que si un modèle numérique de terrain est associé lors de la classification pour pouvoir bien différencier les coulées sommitales et celles des Grandes Pentés, il est alors possible d'améliorer cette précision globale à 75% (les critères d'extractions étant différents selon l'altitude).

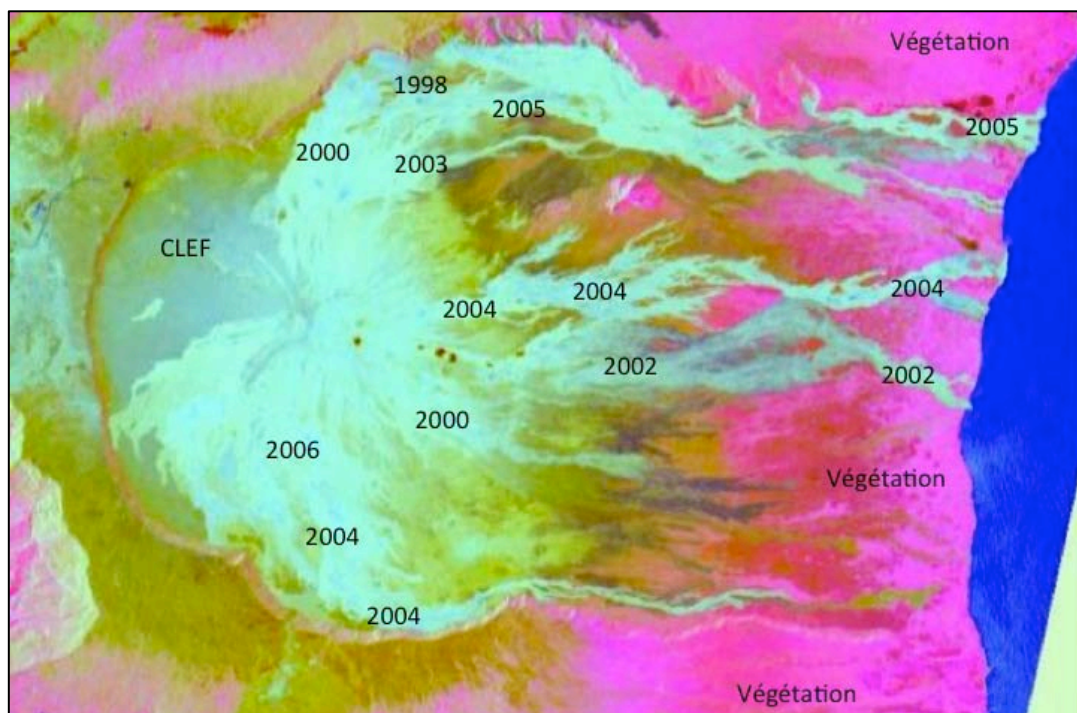


Figure 1-13 : Analyse en composantes principales d'une image multi-bandes composées de l'Indice de Couleur, l'Indice de Forme et l'image SPOT 4 de 2006.

Ce type de traitement met en évidence les zones où les coulées s'écoulent le plus fréquemment. Cela permet de prédéterminer les zones à étudier en vue d'évaluer la dangerosité des coulées vis-à-vis des personnes et des biens installés sur les pentes du volcan. C'est aussi un indice de fréquence éruptive au niveau spatial et temporel. Différentes zones d'activité se distinguent : le sommet, la zone Sud et la zone Nord, qui correspondent aux rifts zones, et la zone Est. Pour cette dernière, les points d'émissions sont dans la zone sommitale.

4.2. LES COULEES ISOLEES

Les coulées qui se mettent en place sur une zone aux propriétés spectrales différentes sont aisément classables. De façon à extraire les contours d'une coulée de manière automatique, différentes méthodes peuvent être utilisées : classification, seuillage ou détection automatique de changement (Inglada et al. 2003 ; Habib et al. 2007) (Figures 1-14 et 1-15). La distance entre les contours de référence et ceux extraits automatiquement est alors liée à la taille du pixel, et la précision moyenne de la classification de la classe « coulée » est entre 95 % et 99 %.

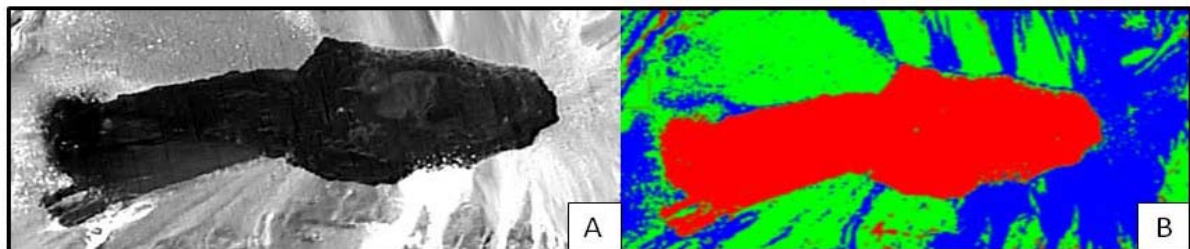


Figure 1-14 : Classification non dirigée K-mean ENVI, coulée de septembre 2008 image Kompsat .

Si le sol est nu et qu'aucune coulée antérieure n'est récente sur la zone, la différence de réflectance sera observable dans toutes les bandes spectrales (Figure 1-14) et la classification présentera une précision globale de plus de 98% (parfois quelques problèmes d'ombres peuvent diminuer cette précision). Si la coulée se met en place dans une zone de végétation, l'utilisation du proche infrarouge ou moyen infrarouge est discriminante. Une classification non dirigée est alors applicable. En revanche, en cas de propriétés spectrales similaires (sols nus, plage de sable noir...), il est préférable de faire une classification dirigée (Figure 1-15) pour éviter que le logiciel ne les regroupe. Là encore, la classification obtenue est très fiable (95-98%). La fiabilité des contours dépendra directement de la résolution de l'image utilisée pour l'extraction. Cette méthode ne prend que quelques minutes et permet d'extraire des vecteurs qui pourront à la suite être intégrés dans des SIG (Système d'Information Géographique).

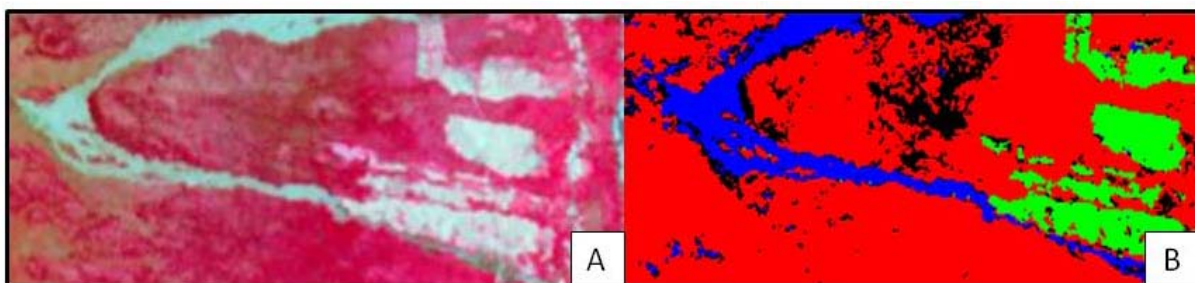


Figure 1-15 : Classification dirigée, méthode des parallélépipèdes, coulée hors enclos 1986 (réalisé à partir d'une image SPOT5)

4.3. COULEES SUPERPOSEES

4.3.1. LA CHAINE DE TRAITEMENT TIR/VIS/PIR

4.3.1.1. METHODOLOGIE

Dans notre étude, l'apport de l'imagerie thermique ASTER (résolution de 90 m) est très important à différents égards :

- Une image infrarouge thermique acquise en fin d'éruption, ou quelques jours à parfois un mois après, va permettre de déterminer l'expansion maximale de la coulée sans possibilité de confusion avec une autre. Par exemple, au niveau du cône central du Piton de la Fournaise, dans certaines zones des Grandes Pentes ou au niveau de la plaine des Osmondes, les coulées présentent de nombreuses similarités et sont parfois difficiles à distinguer les unes des autres. L'anomalie thermique va alors permettre de déterminer la zone qui a été active en dernier, par son émission plus forte en infrarouge thermique.
- L'image thermique peut aussi servir de masque discriminant à la zone d'intérêt. Si une dilatation est appliquée à l'image, la partie présentant les plus fortes températures va permettre de définir la zone dans laquelle la classification doit être réalisée.

La coulée se mettant en place dans ce masque thermique présente une faible variation de sa réflectance spectrale (par exemple au niveau du cône central ou de la partie amont des Grandes Pentes). L'extraction d'un contour plus précis dans ce masque demande des traitements plus complexes.

Dans ce cadre, nous avons mis en place à l'aide du logiciel ENVI un protocole d'analyse (Figure 1-16). À l'image visible est appliquée une ACP pour maximiser l'anti-corrélation des données. Les bandes thermiques, proche-infrarouge et celles issues de l'ACP sont groupées dans une image multi-bandes. Une classification binaire, multi-niveaux, nommée classification par arbre décisionnel, est par la suite appliquée en utilisant les étapes suivantes :

- Distinction entre les zones dites « chaude » et « froide », à l'aide de l'image thermique, en deux classes;
- Discrétisation des zones de sol nu et de celles présentant un couvert végétal par l'utilisation de la bande proche infrarouge, divisant la classe zone « chaude » en deux classes : « sol nu » et « végétation » ;
- Classification des pixels ayant les plus faibles valeurs en anti-corrélation dans la classe zone « chaude » et « sol nu ».

Dans certains cas, des filtres de mathématique morphologique sont appliqués à l'image thermique pour maximiser son rôle de masque discriminant (dilatation, fermeture ou filtre médian selon si l'image présente une forte diffusion thermique ou un léger voile laissant passer l'anomalie).

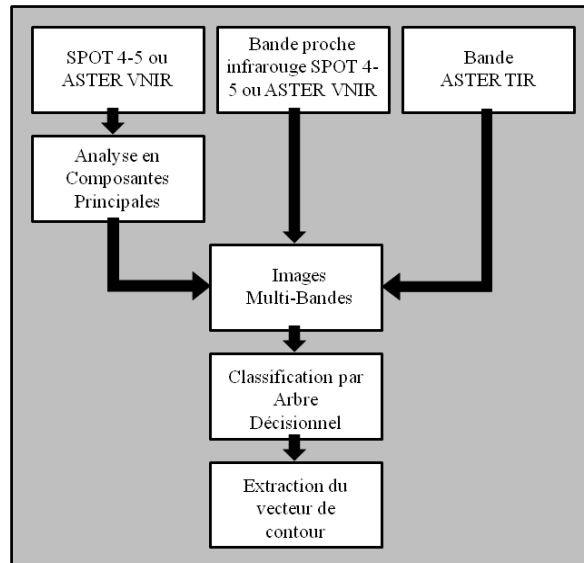


Figure 1-16 : Protocole de traitement d'extraction automatique des contours de coulée.

4.3.1.2. EXTRACTION DES CONTOURS

Les sept coulées, pour lesquelles des images ASTER TIR étaient disponibles, ont été testées. Pour une moitié d'entre elles, les éruptions à l'origine de ces coulées ont eu lieu sur une zone de faible pente, avec un substrat constitué de coulées aux propriétés spectrales similaires. Pour l'autre moitié, les substrats et les pentes sont variables (Figure 1-17).

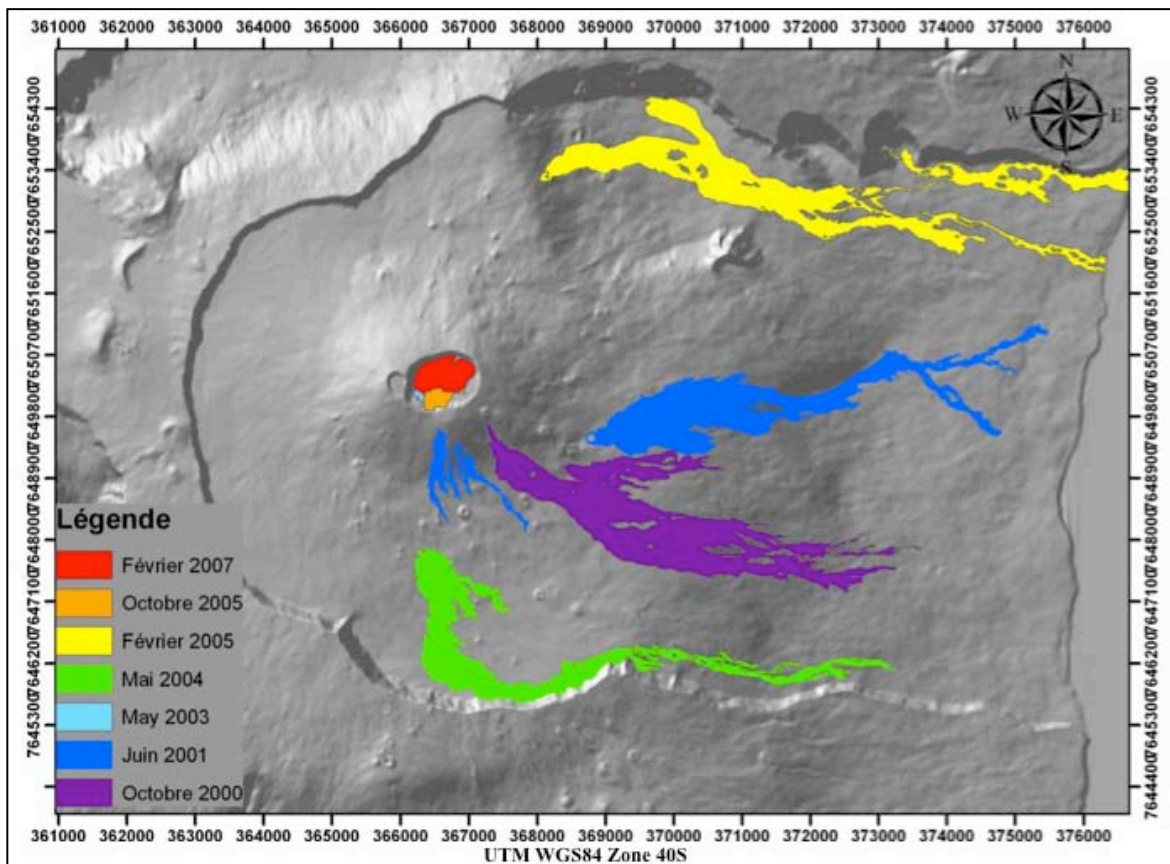


Figure 1-17 : Localisation des coulées de lave cartographiées automatiquement. Deux sont proche des Remparts, deux dans les Grandes Pentes et trois sommitales.

Les coulées d'octobre 2000 et juin 2001 fournissent des images thermiques qui permettent de bien discriminer la zone récemment active. Les réflectances des bandes optiques présentent assez de contraste sur l'ensemble de la coulée pour que la détermination du contour de celles-ci soit fonction de leur résolution (pixel de l'image SPOT 4 à 20 m dans le cas présent).

Les coulées de juin 2001 et de mai 2004 se situent dans trois zones bien distinctes : une partie proche des remparts, une partie à faible pendage et une partie se situant dans les Grandes Pentas au niveau d'une zone végétalisée. La partie le plus en amont présente une différence de réflectance faible. L'image thermique permet de créer dans cette zone un masque d'analyse. A l'intérieur de ce masque, une nouvelle distinction peut être réalisée par les faibles différences de réflectance. La partie proche du Rempart présente une différence de réflectance plus élevée. Par conséquent, si l'ombre du rempart n'interfère pas, l'extraction dans la zone de masque est dépendante de la précision du pixel de l'image SPOT. La partie le plus en aval présentant de la végétation, son contour est déterminé en utilisant le proche infrarouge.

Les derniers cas sont plus complexes. Les éruptions de mai 2003, octobre 2005 et février 2007 sont sommitales. Même avec une ACP et une image thermique qui permettent cibler correctement la zone de mise en place de la coulée, les différences de réflectance ne permettent pas toujours de différencier les limites de ces coulées par rapport aux coulées antérieures. Une partie du contour obtenu est alors déterminée par l'imagerie thermique, et par conséquent la résolution est amoindrie, puisque le pixel est à 90 m. Cela permet cependant d'éviter des confusions sur la zone de mise en place de la coulée, et donc d'éviter des erreurs plus importantes.

La classification achevée, il est alors possible d'exporter la classe « coulée » en un vecteur représentant le contour de la coulée (Figure 1-18). L'extraction est réalisée en moins d'une heure, une fois les images collectées.

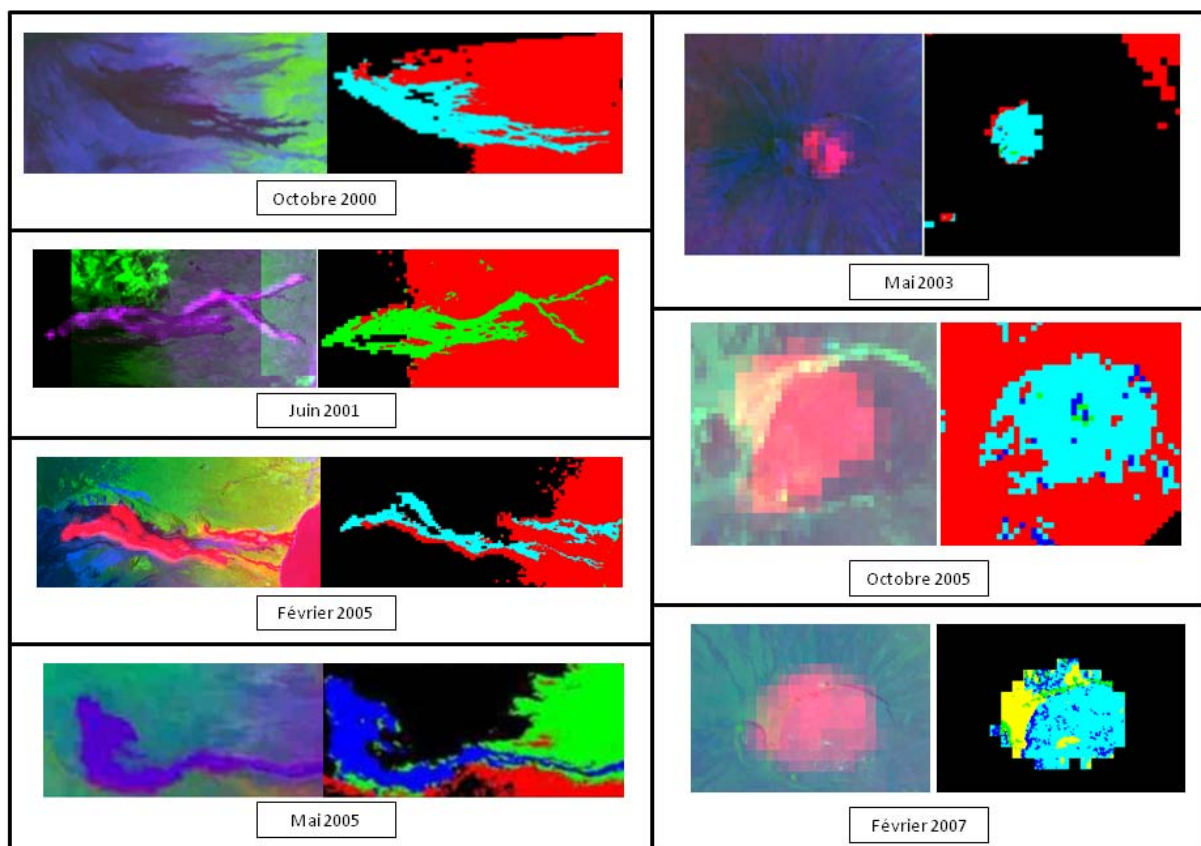


Figure 1-18 : ACP et classification des sept coulées tests. Pour chaque date l'image de gauche correspond à l'image obtenue après superpositions des bandes spectrales et analyse en composantes principales et celle de droite le résultat de la classification.

4.3.1.3. ANALYSE STATISTIQUE

Afin de valider la méthode d'extraction automatique des contours, chaque résultat d'extraction a été comparé avec le contour de référence. Les matrices d'erreurs (Tableau 1-4) représentent les tests effectués sur les sept objets tests qui sont localisés sur la Figure 1-17. Ces matrices sont construites selon la méthodologie développée par le centre Canadien de Télédétection, qui est présentée dans le paragraphe matrices d'erreurs.

Les matrices d'erreurs permettent de calculer des erreurs globales de classification variant ici entre 77 % et 96 % (Tableau 1-4). Une disparité est observable entre les éruptions sommitales et celles se mettant en place sur des substrats présentant des pentes et des propriétés spectrales variées. Les premières montrent une précision globale entre 77 % et 88 %, tandis que les autres varient entre 91 % et 96 %. Ceci est en partie lié aux faibles réflectances observées pour le substrat au sommet du volcan. Par exemple, le contour d'une coulée nouvellement mise en place se distingue difficilement par rapport à la zone d'épanchement des coulées intra Dolomieu présentant des âges similaires. Les précisions moyennes montrent la même disparité, avec des valeurs comprises entre 77 % et 84 % au niveau de la zone sommitale, et entre 86 % et 90 % pour les coulées situées sur les flancs du cône et dans les pentes. L'aire des coulées joue aussi un rôle dans ces différences de précision des classifications. Les coulées sommitales ont des superficies moindres que celles observées dans les pentes. Une erreur sur le contour se répercutera de manière d'autant plus importante que l'aire de la coulée cartographiée est faible. Autrement dit, plus l'aire de la coulée est importante, moins l'erreur aura d'impact sur la précision de classification. *L'exactitude du producteur* de la classe « coulée » est la plus importante dans la validation d'une méthodologie d'extraction automatique de contour de coulée. Cette dernière varie entre 74 % et 87 % sur l'ensemble des coulées testées. Il n'y a pas de différence observée entre les éruptions ayant lieu à l'intérieur du Dolomieu et les éruptions sur les flancs du volcan et dans les Grandes Pentes. En revanche, la morphologie des coulées joue un rôle sur cette précision (Figure 1-19). Plus la coulée aura une grande superficie et plus elle sera compacte, c'est-à-dire proche d'une forme de cercle ou très large, plus la classe « coulée » sera précise.

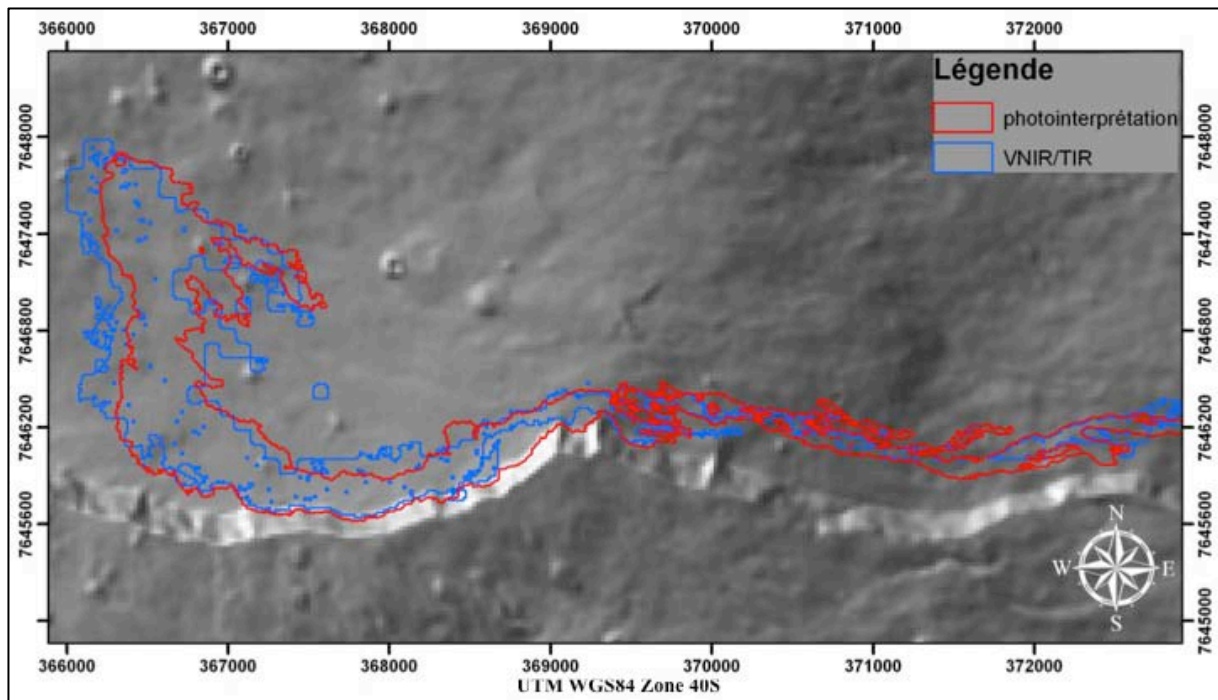
Les distances entre les contours de coulées extraits de manière automatique, dans le cas de coulées se superposant, et ceux considérés comme référence sont de l'ordre de 30 m (Tableau 1-4 et Figure 1-19). Or, les images satellites utilisées dans l'extraction automatique ont une résolution spatiale en visible, proche et moyen infrarouge variant de 10 à 20 m. Si l'extraction se faisait sans confusion possible, on devrait avoir des écarts moyens de l'ordre de la taille de ces pixels. Dans certaines zones de faible réflectance, seule l'imagerie thermique permet de délimiter la zone de localisation du contour (Figure 1-18 et 1-19). Cela réduit alors considérablement la précision car cette image a un pixel de 90 m. On constate qu'au niveau des zones où des épanchements des laves s'effectuent de manière régulière, la différence de réflectance ne permet pas d'extraire sans erreur importante le contour de coulée et celui-ci est alors déduit du masque thermique. Ce masque est essentiel car il permet de définir une zone d'intérêt dans laquelle le contour doit être déterminé. Il n'y a pas de confusion possible : à une image thermique, une seule coulée peut être associée.

Dans les zones végétalisées, l'extraction peut être considérée comme un simple seuillage de l'infrarouge. Le contour est alors de l'ordre de la taille du pixel. Dans certaines zones, notamment le Dolomieu ou certaines parties du cône, les différences de réflectance des coulées ne permettent pas de les différencier. Le contour est alors obtenu par l'image thermique. Cette approche peut représenter jusqu'à 40 % des contours des coulées sommitales alors qu'elle ne représente que 5 à 20 % des contours des éruptions proximales et distales. L'erreur moyenne observée sur l'extraction du contour peut alors atteindre deux fois la taille du pixel de l'image optique. De légers effets de diffusion et de calage peuvent aussi intervenir sur la précision.

La distance moyenne entre le contour de référence et le contour automatique sera au maximum de deux fois la taille du pixel, en tenant compte des erreurs de calage et des légers effets de diffusion. Elle ne dépasse que rarement 90 m. Heureusement, cette erreur est très localisée, et n'est présente que sur une petite portion des contours, dans les zones de plus faible réflectance.

| | | | |
|--|---------------------------------------|---|-------------------------------|
| 20001012 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 3.422 | 0.659 | 4.081 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.667 | 11.602 | 12.269 |
| Somme (km²) | 4.089 | 12.261 | 16.35 |
| Précision Globale | 91.89% | | |
| Précision moyenne | 89.205% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 83.85% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 94.56% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 28.41m | | |
| 20010611 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 2.620 | 0.425 | 3.045 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.696 | 9.039 | 9.735 |
| Somme (km²) | 3.316 | 9.464 | 12.78 |
| Précision Globale | 91.228% | | |
| Précision moyenne | 89.445% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 86.04% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 92.85% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 28.54m | | |
| 20030530 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 0.2386 | 0.0445 | 0.2831 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.0784 | 0.3439 | 0.4223 |
| Somme (km²) | 0.317 | 0.4223 | 0.7054 |
| Précision Globale | 82.58% | | |
| Précision moyenne | 82.855% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 84.28% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 81.43% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 30.45m | | |
| 20040502 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée | 1.8389 | 0.6246 | 2.4635 |
| Pas de coulée | 0.6610 | 26.2154 | 26.8319 |
| Somme (km²) | 2.4999 | 26.84 | 29.2949 |
| Précision Globale | 95.31% | | |
| Précision moyenne | 86.09% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 74.64% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 97.70% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 31.55m | | |
| 20050217 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 3.291 | 0.901 | 4.192 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.816 | 17.002 | 17.818 |
| Somme (km²) | 4.107 | 17.903 | 22.01 |
| Précision Globale | 92.2% | | |
| Précision moyenne | 86.965% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 78.51% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 95.42% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 29.65m | | |
| 20051004 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 0.2727 | 0.0761 | 0.3488 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.1462 | 1.2272 | 1.3734 |
| Somme (km²) | 0.4189 | 1.3033 | 1.7222 |
| Précision Globale | 87.1% | | |
| Précision moyenne | 83.8% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 78.2% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 89.4% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 26m | | |
| 20070218 | Classe coulée (km²) | Classe non coulée (km²) | Somme (km²) |
| Coulée (km ²) | 0.2960 | 0.0713 | 0.3673 |
| Pas de coulée (km ²) | 0.0862 | 0.2617 | 0.3479 |
| Somme (km²) | 0.3822 | 0.333 | 0.7152 |
| Précision Globale | 77.98% | | |
| Précision moyenne | 77.9% | | |
| Exactitude du producteur coulée | 80.588% | | |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | 75.22% | | |
| Distance moyenne entre les contours | 55.14m | | |

Tableau 1-4 : Matrices d'erreurs des sept contours obtenus par extraction automatique.



1-19 : Contours automatiques de la coulée de Mai 2004 (bleu) comparés avec les contours de référence (rouge).

Dans l'exemple de la coulée de mai 2004 (Figure 1-19 et Tableau 1-4), trois zones se distinguent dans l'extraction : une zone de très faible réflectance et de forte diffusion thermique (1), une zone de faible réflectance présentant pas ou peu de diffusion thermique (2), et une zone présentant différentes réflectances et pas ou peu de diffusion thermique (3). La précision la plus faible sur le contour sera obtenue pour la première zone. Elle s'améliore lorsque les contrastes de réflectance augmentent et que la diffusion thermique est faible. Pour la seconde zone, la faible réflectance est due à la nature du substrat et aux problèmes de luminosité de la zone, car l'ombre projetée du rempart peut alors interférer. Un paramètre de luminosité est alors à prendre en compte dans le choix des images SPOT et des heures d'acquisition. L'extraction de la troisième zone est, quant à elle, essentiellement obtenue à l'aide de la bande en proche infrarouge, car la coulée se met en place dans une zone végétalisée qui présente une forte différence de signature spectrale par rapport à la coulée. C'est la zone où l'extraction est la plus précise car elle se base uniquement sur l'image SPOT.

4.3.2. AUTRES CHAINES DE TRAITEMENT

4.3.2.1. METHODOLOGIE ET EXTRACTION

Trois séquences de traitement ont été testées sur la coulée de mai 2004 (Figure 1-20):

1. Association d'images thermique, visible et proche infrarouge ;
2. Association d'images RADAR et optique ;
3. Association d'images thermique, RADAR, visible et proche infrarouge.

Le choix de cette coulée, comme coulée test est lié au fait qu'elle se soit mise en place sur différents substrats et dans des zones de pentes variées. Elle constitue dès lors un excellent cas d'école.

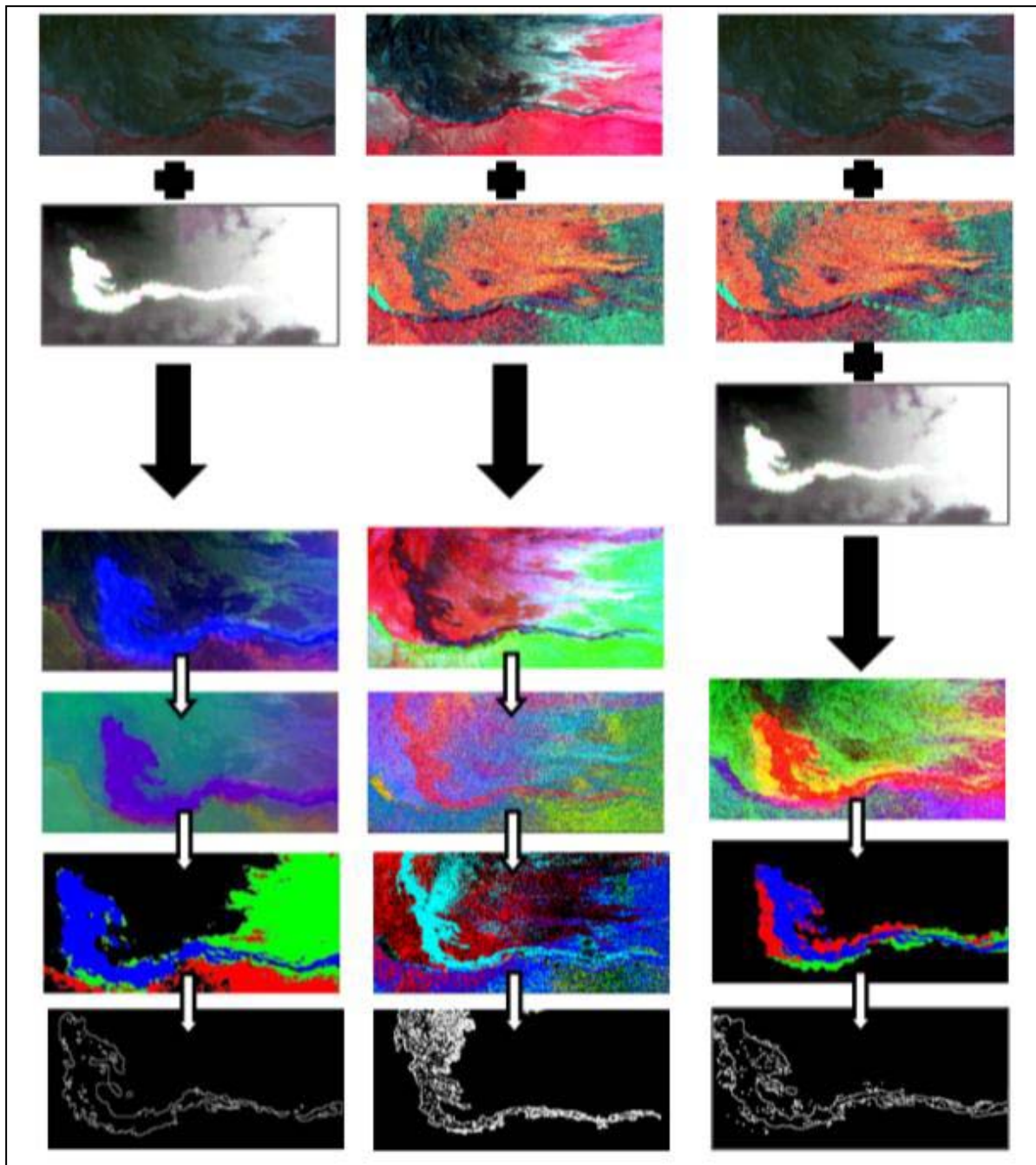


Figure 1-20: Comparaison de trois séquences de traitement. A gauche : séquence associant imagerie visible, proche infrarouge et thermique ; au centre : séquence associant imagerie radar, visible et proche infrarouge; à droite : séquence associant imagerie visible, proche infrarouge, radar et thermique.

La première séquence est celle présentée dans le paragraphe précédent (Figure 1-18), la méthodologie est inchangée. Une légère sous estimation est constatée au niveau des Grandes Pentas tandis que dans la partie amont la discrimination entre la coulée récente et les coulées plus anciennes est difficilement détectable par les bandes visibles et infrarouges, ce qui entraîne une surestimation de l'aire occupée (Figure 1-21).

Pour la deuxième séquence, deux images en bandes C du capteur ASAR d'Envisat ont été utilisées, l'une ante-éruption et l'autre post-éruption. En utilisant l'interférométrie SAR, la cohérence entre les deux images a été obtenue, servant comme un indicateur de changement de surface. Une image composite RGB est alors créée, où R est la cohérence, G est la moyenne de l'intensité de diffusion (backscatter intensity) des deux images et B est la différence d'intensité de diffusion de ces images. Cette image composite (Figure 1-20) a été obtenue lors des travaux réalisés par Jacobus Kemp au cours de sa thèse (Kemp, 2010). En associant cette image composite à une image visible et proche infrarouge, une image multi-bandes est créée, puis une ACP est appliquée. L'analyse en

composantes principales permet de faire ressortir les différences de contraste des bandes optiques et facilite la classification par arbre décisionnel. Une classification par arbre décisionnel est ensuite réalisée afin d'extraire le contour de la coulée de lave. Malheureusement, dans cet exemple, entre l'acquisition des deux images RADAR, une coulée s'est mise en place au Nord de notre zone d'étude. Ceci fausse en partie les résultats obtenus lors de cette séquence de traitement puisqu'une surestimation au Nord. Si la zone Nord est exclue manuellement pour avoir une extraction comparable à celle réalisée pour la première séquence, globalement l'extraction est alors bien située et semble de précision comparable à la précédente. A l'Est, l'extraction de contour est bien localisée mais bruitée, c'est-à-dire qu'elle présente de nombreuses lacunes au milieu de la coulée (Figure 1-21). La partie Ouest présente quelques zones de sous- et de surestimation. La surestimation survient principalement dans la zone la plus amont de la coulée où les flancs du volcan sont sujets à de nombreux écoulements. Une variation sur les coulées plus anciennes peut alors entraîner une perte de cohérence si l'on a, par exemple, une zone d'affaissement, ou de fluage. C'est cette perte de cohérence qui permet à la fois de délimiter la coulée nouvellement mise en place, mais aussi provoque les zones de surestimation. Le grand avantage de cette technique est qu'elle n'est pas soumise aux problèmes de nébulosité, et par conséquent la totalité de la zone d'étude est visible sur toutes les images acquises.

La troisième séquence de traitement est une combinaison des deux précédentes. L'image composite RGB d'ASAR, l'image ASTER TIR et l'image VNIR sont regroupées en une image multi-bandes. Cette image n'a pas besoin de traitement supplémentaire puisque l'utilisation combinée de données thermiques et RADAR permet une délimitation précise du secteur où la lave s'est épanchée. L'utilisation de l'image composite RADAR permet d'éviter la surestimation due à la diffusion thermique dans la partie Ouest, et l'image thermique permet de se concentrer uniquement sur une zone donnée et empêche la surestimation de la zone Nord de l'image composite. L'ajout d'imagerie optique, notamment en proche et moyen infrarouge, reste indispensable pour l'extrémité Est de la coulée puisque que l'image thermique ne permet pas d'extraire automatiquement la coulée au niveau des altitudes les plus basses et que l'image RADAR ne permet pas de faire la distinction dans cette zone en raison de la présence de végétation qui apparaît comme une zone de perte de cohérence. Par cette association d'images, une simple classification par arbre décisionnel suffit pour obtenir une extraction de contour, en définissant que la coulée est la classe se situant dans la zone chaude de l'image thermique, celle de perte de cohérence de l'image composite RADAR, celle de plus faible réflectance des bandes optiques (Figure 1-20). Cette extraction présente alors les contours les plus fiables dans la partie Nord mais sa qualité diminue dans la partie Est de la coulée en raison des lacunes dues à l'image composite RADAR (Figure 1-21).

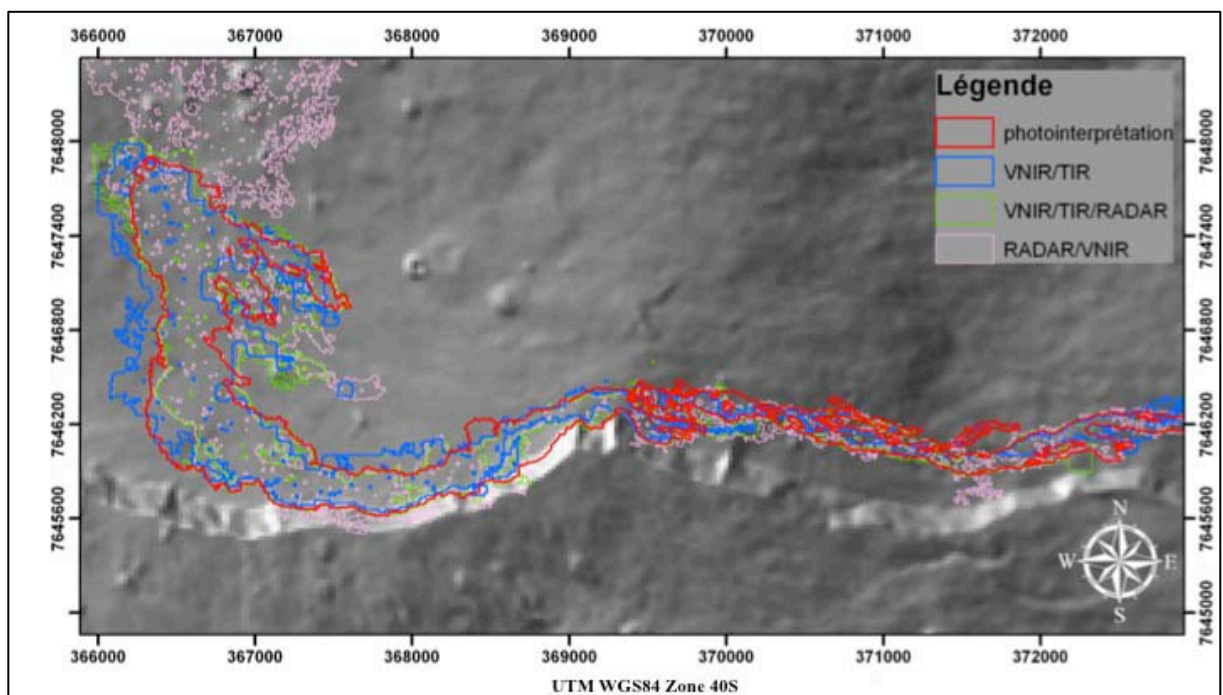


Figure 1-21 : Contours automatiques de la coulée de Mai 2004 (VNIR/TIR en bleu, RADAR/VNIR en rose et VNIR/TIR/RADAR en vert) comparé avec le contour de référence (rouge).

Ces séquences d'extractions automatiques s'exécutent en moins d'une heure (une fois que l'image composite RADAR est calculée, pour les traitements l'utilisant). Un contour manuel précis issu de la photo-interprétation se réalise quant à lui en plusieurs jours. Le gain de temps est par conséquent considérable. En comparant les trois séquences de traitement, la plus rapide à réaliser est la séquence associant l'imagerie optique et thermique puisqu'elle ne demande aucun pré traitement et la plus précise est celle associant les trois types d'images.

4.3.2.2. ANALYSE STATISTIQUE

- Association de l'image thermique et optique

L'analyse statistique de la première chaîne de traitement présente une précision globale de 95% (Tableau 1-4 et Figure 1-21). La précision moyenne obtenue sur le tracé l'extraction du contour de la coulée de mai 2004 est de 74%. La partie aval de la coulée est bien classifiée, et la partie amont présente une surestimation de sa surface. Deux facteurs peuvent causer cette surestimation : le premier est une diffusion de l'image thermique. En effet, l'image thermique servant de masque d'analyse peut « contaminer » les pixels voisins à l'anomalie, spécialement en mode infrarouge thermique. Le second facteur cause de cette surestimation est la faible valeur de réflectance de la zone dans laquelle se trouve la partie amont de la coulée. La classification ne permet alors pas de faire la différence entre coulée nouvellement mise en place et substrat où se superposent des coulées plus anciennes.

La distance moyenne entre les contours est de 31.5 m, ce qui reflète une moyenne entre la valeur obtenue pour la zone aval de la coulée (qui correspond à celle obtenue par cartographie du contour manuel à partir d'une image ASTER, soit un écart de l'ordre de 15 m), et à l'erreur plus élevée obtenue pour la zone amont (de l'ordre de 45 m).

Pour résumer, il est possible de dire que les données thermiques permettent une bonne évaluation de l'aire d'intérêt, malgré une taille de pixel de 90 m. Des effets de diffusion pour les images thermiques et le manque de contraste sur les images optiques peuvent diminuer la précision des contours extraits. Le manque général de contraste de l'image thermique dans la partie orientale du Piton de La Fournaise est compensé par l'apport des bandes infrarouges de l'image optique, qui servent de discriminant pour identifier les zones recouvertes par la végétation.

| TIR+VNIR | Classe coulée (km ²) | Classe non coulée (km ²) | Somme (km ²) |
|--|----------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|
| Coulée référence (km ²) | 1.84 | 0.62 | 2.46 |
| Pas de coulée référence (km ²) | 0.66 | 26.22 | 26.88 |
| Somme (km ²) | 2.50 | 26.84 | 29.34 |
| Précision Globale | | | 95% |
| Précision moyenne | | | 86% |
| Exactitude du producteur coulée | | | 74% |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | | | 97% |
| Distance moyenne entre les contours | | | 31 m |

Tableau 1-5 : Matrice d'erreur de la méthode combinant la thermique et l'optique pour la coulée de mai 2004.

- Association de l'image RADAR et de l'imagerie optique

La deuxième chaîne de traitement qui associe une image composite Envisat ASAR RGB et une image optique, présente une précision globale qui diminue de 5% en comparaison avec la première séquence de traitement, ceci en raison de la surestimation au Nord de la coulée de mai 2004 (Tableau 1-5 et Figure 1-22). Cette surestimation est due à une perte de cohérence causée par la mise en place d'une autre coulée en amont quelques jours auparavant. Les données disponibles ne nous permettent pas de séparer ces deux événements, puisqu'ils ont eu lieu dans un très court intervalle de temps. L'exactitude du producteur est la seule à ne pas prendre en compte cette surestimation (contrairement à l'exactitude utilisateur), ce qui confirme que le résultat

aurait été équivalent à celui obtenu lors de la première séquence de traitement si la coulée « Nord » n'avait pas été prise en compte.

Cet effet s'observe surtout au niveau de l'écart moyen (65 m) entre le contour de référence et celui obtenu par extraction automatique. C'est la plus forte erreur observée jusqu'à présent. Si l'on ne considère que la partie Sud de la coulée, extraite automatiquement, cet écart moyen diminue à 32 m, ce qui est comparable à la séquence précédente. On ne peut pas, dans le cas présent, comparer l'aire de cette extraction avec celles obtenues avec les autres séquences de traitement, car la surestimation de la zone Nord fausse la comparaison.

Dans cette séquence de traitement, l'image composite RADAR permet une distinction des coulées, quelle que soit la réflectance, pour la zone sommitale, mais pas dans les zones végétalisées. C'est à ce niveau que l'image optique a un rôle essentiel, et plus spécifiquement la bande de proche infrarouge, car cela permet de discriminer sol nu et végétation.

| VNIR+RADAR | Classe coulée (km ²) | Classe non coulée (km ²) | Somme (km ²) |
|--|----------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|
| Coulée référence (km ²) | 1.91 | 0.56 | 2.46 |
| Pas de coulée référence (km ²) | 2.32 | 24.55 | 26.88 |
| Somme (km ²) | 4.23 | 25.11 | 29.34 |
| Précision Globale | | | 90% |
| Précision moyenne | | | 84% |
| Exactitude du producteur coulée | | | 77% |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | | | 91% |
| Distance moyenne entre les contours | | | 65 m |

Tableau 1-6 : Matrice d'erreur de la méthode combinant le RADAR et l'optique pour la coulée de mai 2004

- Association de l'image RADAR, thermique et optique

La précision de la troisième séquence de traitement est de 77% dans le cas de notre coulée test (mai 2004). L'image thermique permet de déterminer un premier masque d'étude par discrimination de température. L'image optique en définit un second en distinguant les zones de sol nu des zones végétalisées, dans ce premier masque. Enfin l'image composite ASAR RGB permet la distinction de la coulée plus récente dans cette zone d'intérêt par sa perte de cohérence (Figure 1-21).

La distance moyenne entre les contours est de 29 m, soit une amélioration de 2 m par rapport à la première séquence de traitement (Tableau 1-7). Ce résultat se rapproche de celui obtenu de manière manuelle en comparant les contours extraits par images satellites avec ceux de référence.

| TIR+ VNIR +RADAR | Classe coulée (km ²) | Classe non coulée (km ²) | Somme (km ²) |
|--|----------------------------------|--------------------------------------|--------------------------|
| Coulée référence (km ²) | 1.91 | 0.55 | 2.46 |
| Pas de coulée référence (km ²) | 0.74 | 26.14 | 26.88 |
| Somme (km ²) | 2.65 | 26.69 | 29.34 |
| Précision Globale | | | 95% |
| Précision moyenne | | | 87% |
| Exactitude du producteur coulée | | | 77% |
| Exactitude du producteur de la classe non coulée | | | 97% |
| Distance moyenne entre les contours | | | 29m |

Tableau 1-7 : Matrice d'erreur de la méthode combinant l'imagerie thermique, RADAR et optique pour la coulée de mai 2004.

Les résultats montrent que l'extraction automatique de contours de coulées de lave se superposant est réalisable en utilisant les caractéristiques des différents types de données. L'image thermique sert de filtre pour définir une zone d'intérêt. L'image optique est discriminante pour tout ce qui est végétation, et peut être aussi

utilisée en seuillage si la nouvelle coulée présente des propriétés spectrales légèrement différentes des coulées sous jacentes. L'image composite RADAR ASAR RGB ne permet pas de discriminer la végétation, mais montre les pertes de cohérence engendrées par la mise en place d'une coulée, de manière indépendante aux réflectances spectrales et à la nébulosité.

Une des limitations de ce type de traitement est directement liée à la disponibilité des données, et plus spécifiquement à l'acquisition des données thermiques. Il existe peu de données thermiques acquises sans nuage et montrant l'extension maximale d'une coulée. En l'absence d'image thermique, les images RADAR sont alors très utiles, mais elles nécessitent des prétraitements importants pour obtenir l'image composite, ce qui peut facilement doubler le temps d'extraction. Bien entendu, toutes les images composites ainsi obtenues ne présenteront pas un cas avec deux coulées de lave émises dans un court laps de temps, se chevauchant partiellement, ce qui est le cas de notre exemple. L'image composite peut alors jouer le même rôle que l'image thermique et définir une zone d'intérêt en appliquant d'abord à celle-ci des segmentations. Dans la plupart des cas, l'apport supplémentaire de l'imagerie optique pour extraire automatiquement un contour avec le maximum de précision est indispensable.

5. DISCUSSION ET CONCLUSION

Les vecteurs de contour de coulées obtenus par extraction automatique concordent bien avec les contours de référence puisque l'on obtient une *exactitude producteur* moyenne de la classe « coulée » de 80 %. Si l'on compare nos résultats d'extraction automatique à ceux obtenus par DGPS, ils sont moins précis. Le DGPS apporte une précision d'ordre centimétrique quant au positionnement de l'antenne, mais c'est l'opérateur qui la transporte. La précision de la mesure est donc liée au positionnement de l'antenne par rapport au contour. Elle devient alors d'ordre métrique, contre pluri-métrique dans nos extractions. Sur un massif volcanique, les bordures des coulées ne sont pas toutes aisément accessibles, et les contraintes de relief où d'éloignement ne permettent pas toujours la réalisation de cartographies par GPS des contours dans leur intégralité, notamment, pour ce qui est du Piton de la Fournaise, au niveau des Grandes Pentes (Villeneuve, 2000).

Les méthodes de dessin assisté par ordinateur sont, en revanche, moins fiables que notre méthodologie puisque les distorsions d'image ne sont pas prises en compte alors qu'elles peuvent provoquer des erreurs de plus d'une centaine de mètres.

Les résultats lors de nos classifications sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus dans la littérature sur d'autres contextes (Azerzaq et al., 1997 ; Messar et Messar, 1997 ; Yüksel et al., 2008).

En comparaison avec la photo-interprétation pour laquelle la durée de vectorisation peut être de plusieurs jours, la méthode d'extraction automatique permet d'obtenir ce vecteur en moins d'une heure. Il y a, par conséquent, un gain de temps considérable. Les lacunes d'observation dues aux nuages, ou les zones présentant de fortes diffusions thermiques et faibles réflectances, peuvent être comblées par l'utilisation de l'imagerie RADAR dans les séquences de traitements (Weissel et al. 2004). Cependant, l'ajout de données augmente le temps de traitement, surtout si l'on utilise des images de cohérence.

L'association d'images thermiques et optiques a déjà été réalisée dans d'autres contextes pour des classifications automatiques avec extraction de contours : glaciologie (Raciviteanu et al. 2008), cartographie de la canopée (Joshi et al., 2006), agriculture (Kasdan, 1979 ; Saito et al., 2001). Pour des images de résolutions spatiales similaires, les résultats de matrice d'erreur sont comparables à ceux obtenus par notre méthodologie.

Cette méthodologie a été mise en place dans le but d'automatiser les extractions des contours des coulées de lave et de permettre une mise à jour rapide des bases de données des coulées du Piton de la Fournaise. Une mise à jour de la carte des coulées a ainsi été réalisée aussi bien par photo-interprétation (Figure 1-3) que par extraction automatique. Cela nous a permis de tester la fiabilité des contours extraits selon chaque méthodologie utilisée dans ce chapitre, et d'en connaître la précision.

Les erreurs mesurées par les matrices nous donnent les erreurs sur les surfaces extraites, en comparant l'aire de la coulée automatique et l'aire de la coulée de référence. Nous avons vu que : 1/ la différence d'interprétation entre deux opérateurs pour les mêmes images est de 2 % pour les photographies aériennes et varie entre 2 et 5 % avec des images satellites. 2/ si les contours extraits de photo-interprétation d'images satellites sont comparés à ceux extraits à partir d'images aériennes, l'*exactitude producteur* de la classe « coulée » peut descendre jusqu'à

80 %, mais est en moyenne de l'ordre de 90 %. 3/ celles obtenues automatiquement avec les mêmes types d'images varient entre 74 % et 87 %, soit en moyenne 10 % de moins. Cela a une influence sur l'aire obtenue de moins de 10 %, à l'exception d'éruptions sommitales de faibles ampleurs qui présentent jusqu'à 20 % d'erreur, ce qui reste toutefois modeste et sans conséquence majeure sur l'estimation des volumes et taux de production du volcan.

2. MODELES NUMERIQUES D'ELEVATION

1. INTRODUCTION

La compréhension de processus superficiels de la Terre s'appuie sur des représentations du terrain. Elle dépend fortement de la qualité des données topographiques. Ces dernières décennies, une gamme de nouvelles techniques utilisant la télédétection a mené à une augmentation spectaculaire des méthodes et des créations des Modèles Numériques d'Élévation (MNE).

Un MNE est une représentation numérique d'un relief par réseau des valeurs d'élévation géolocalisées qui prend en compte la canopée et les bâtiments lors de sa création contrairement au Modèle Numérique de Terrain (MNT) (Figure 2-1). Dans le cadre de cette thèse, seule la création des MNE à partir d'images satellites est réalisée.

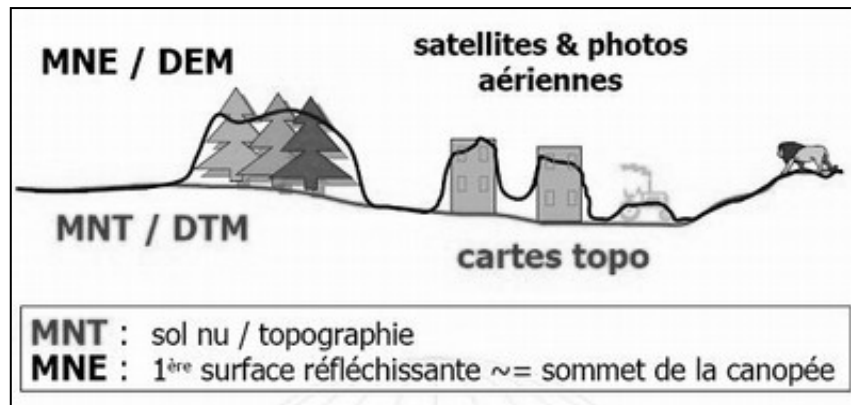


Figure 2- 1: Différence entre MNT et MNE (Marc Bernard, 2009)

Il existe plusieurs modes de création de ces MNE : la stéréophotogrammétrie aérienne et satellite ; les lasers aéroportés (LIDAR) ; l'Interférométrie RADAR ; et pour les méthodes plus classiques : la numérisation de courbes de niveaux et la saisie directe de coordonnées x, y et z.

Une caractéristique des technologies aériennes et satellites est leur capacité à produire des MNE qui couvrent de grandes zones d'études. Ces MNE et MNT ont ouvert de nouvelles possibilités aux études hydrologiques (Jenson et Domingue, 1988 ; Hayakawa et Oguchi, 2006 ; Li et al., 2006 ; Tarekegn et al., 2010), géomorphologiques (Chorowicz et al., 1989 ; Bolch et Kamp, 2006 ; Schiefer et al., 2008), de glissement de terrain (Casson et al., 2003 ; Nichol et al., 2006 ; Kasai et al., 2009), des modèles d'écoulements (Harris et al., 2001 ; Turcotte et al., 2001 ; Paz et al., 2007 ; Huggel et al., 2008), des liens entre terrains et écosystèmes (Hörsch, 2003 ; Matsuura et al., 2005 ; Lassueur et al., 2006), tectoniques (Freda et al., 1990 ; Jamieson et al., 2004 ; Jordan et al., 2005 ; Tejero et al., 2006 ; Arrowsmith et al., 2009), volcaniques (Donnadieu et al., 2003 ; Robinson et al., 2006 ; Csatho et al., 2008 ; Julio-Miranda et al., 2008 ; Rödelsperger et al., 2010) etc.

Création de MNE à partir d'images optiques :

La construction d'une carte topographique haute résolution est traditionnellement obtenue par stéréoscopie optique pour laquelle la plus antique a été la photographie aérienne, où un avion spécialisé prend des photographies hautes résolutions se chevauchant (Avery et Berlin, 1992). L'exploitation des paires stéréoscopiques a été traditionnellement exécutée par des dispositifs analogues avant l'apparition d'ordinateurs moins chers et plus puissants dans les quinze dernières années. Cette approche pour la cartographie topographique a par la suite été adaptée aux systèmes d'acquisition spatiale. Malgré l'accomplissement de ces projets, l'homogénéité et le positionnement absolu de ces cartes n'étaient alors pas satisfaisant (Massonnet et Elachi, 2006).

Cette situation s'est améliorée avec l'ère de la photographie numérique, d'abord mise en œuvre depuis l'espace. Le CCD (Charge Couple Device) à bord des satellites SPOT (1 à 5) a permis la production de paires stéréoscopiques. Les miroirs conçus pour permettre l'accès aux secteurs de la trace orbitale du satellite permettent non seulement de revisiter un secteur donné dans un temps plus court que le cycle orbital de 26 jours

du satellite SPOT, mais aussi créer un effet de stéréoscopie latéral. L'utilisation d'un instrument seul, faisant des acquisitions en deux passages, plutôt qu'un instrument stéréoscopique spécifique est un avantage économique, mais a l'inconvénient d'acquies l'ensemble de données avec un intervalle de temps. Le paysage peut changer entre ces deux acquisitions. Un autre inconvénient, notamment dans les zones tropicales est l'acquisition d'images sans nuages en intervalle de temps court. Ces inconvénients ont été partiellement surmontés par une nouvelle génération d'instruments capables d'acquies des couples stéréoscopiques : les images SPOT 5 de type HRS (Haute Résolution Stéréoscopique), les bandes ASTER 3n et 3b, les images PRISM (ALOS). Les couples HRS ont permis de couvrir 50 % de la surface terrestre avec une résolution verticale de l'ordre de 5 m (Ewiak et Kaczynski, 2004 ; Toutin et al., 2006). Ces instruments sont toujours soumis à la couche de nuages et peuvent atteindre une couverture globale seulement asymptotiquement (Massonnet et al., 2006). Les images ASTER acquies avec cette méthodologie permettent de construire des MNE avec des résolutions spatiales de l'ordre de 30 m (Hirano et al., 2003 ; Cuartero et al. 2004 ; Fujisada et al., 2005, Kervyn et al., 2008). Pour les couples PRISM, Chen et al. (2004) démontrent que 93 % des MNE qu'ils ont créés présentent une résolution verticale inférieure à 3m, les comparants à ceux obtenus par photographie aérienne. Les précisions verticales sont variables selon le type de terrain étudié (Rudowski, 2004, Tsakiri-Strati et al. , 2004 ; Toutin et al., 2006 ; Berthier et al., 2008 ; Bolch 2008 ; Berthier 2010).

Création de MNE à partir d'images radar:

La Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) a rassemblé des données topographiques sur presque 80 % de la surface continentale de la Terre. C'est la première base de données topographiques numériques haute résolution aussi complète de la Terre (MNE à 90 m) (Rabus et al., 2003 ; Farr et al., 2007), et certainement une des plus utilisée au niveau mondial, car gratuite et facile d'accès. Ses applications sont très variables et touchent toutes les disciplines liées aux à la topographie de la Terre (Bourgine et Baghdadi, 2005 ; Wright et al, 2006 ; Bubenzer et Bolten, 2008; Eshani et Quiel, 2008).

Le travail de Miliareis et al. (2005), par exemple, démontre que ce type de MNE a une résolution verticale de 16 m (RMSE : Root Mean Square Error) pour une résolution horizontale de 90m. Cette erreur est variable selon les auteurs, les zones d'études, la résolution spatiale du MNE et cela essentiellement en raison du type de terrain étudié (Toutin, 2002).

Le satellite RADARSAT a été développé par l'Agence Spatiale canadienne et transporte un capteur radar à synthèse d'ouverture (SAR). Son angle d'incidence varie entre 10 et 60 degrés et permet donc de fournir des images stéréoscopiques en bande C. Les MNE, produit par Balik et al. (2004), présentent des résolutions entre 3 et 17 m pour les zones considérées comme plate, entre 18 et 30 m dans les pentes et jusqu'à 60 m dans les changements brutaux de topographie. Toutin et al. (2000) donnent des précisions verticales de meilleures qualités avec respectivement : 3-10 m ; 15-20 m et 25-30 m. Les images ALOS PALSAR quant à elles, permettent d'extraire des MNE avec des résolutions verticales entre 2 et 6 mètres (Bignone et Umakawa, 2008). Le satellite TerraSAR-X a été lancé en juin 2007, les tests réalisés sont très récents et moins nombreux. Ils concordent à montrer que les MNE extraits ont une résolution verticale absolue inférieure à 10 m et relative de 3 m (Krieger et al., 2004 et 2005 ; Gonzalez et al., 2007 ; Zink et al., 2008).

Objectifs :

L'objectif est de connaître la fiabilité des MNE et MNT disponibles et d'obtenir de nouveaux MNE dont la fiabilité est parfaitement connue. Un protocole de création est déterminé afin de définir les meilleurs paramètres à utiliser lors de l'extraction. Puis des calculs d'erreur sont réalisés afin de définir pour quels types de couples stéréoscopiques la création de MNE permet d'obtenir une résolution suffisante pour calculer des volumes de coulées de lave.

2. STATISTIQUES ET BASES DES CALCULS D'ERREUR

2.1. STATISTIQUES

Dans le cas des erreurs liées à la création des MNE, les statistiques les plus adaptés sont celles uni-variées, puisqu'il n'y a qu'une variable : l'erreur d'altitude. Cette variable est quantitative, donc mesurable, numérique.

Les différents tests que nous avons effectués sur les MNE sont les suivants : Moyenne ; Médiane ; Écart type (qui peut aussi être nommé exactitude absolue ou RMSE= Root Mean Square Error); Écart moyen.

La précision sera testée par l'intermédiaire d'un grand nombre de points tests. Y sera associé un histogramme de distribution des erreurs.

2.2. TEST DES MNE DE REFERENCE (IGN ET AIGL)

Tous ces MNE tests, existants ou construits sont testés en adaptant les valeurs d'élévation (que ce soit des hauteurs ou des altitudes).

MNE IGN 1997 :

Le MNE de l'Institut Géographique National (IGN), que nous avons utilisé dans cette étude, a été réalisé à partir de photographies aériennes de 1997. Il sert de référence pour des tests statistiques sur les MNE que l'on a construits ante effondrement 2007. Des points d'aérotriangulations (Villeneuve, 2000) permettent de connaître la précision de ce MNE. L'histogramme d'erreur est centré et présente une distribution de type gaussienne (Figure 2-2). La moyenne et la médiane sont proches de zéro. Cependant l'écart type est de 13 m et l'écart moyen de 8.7 m, ce qui représente une erreur pluri-métrique. À l'Ouest et au Sud des remparts l'erreur est faible (<5 m), tout comme au sommet du volcan. Au Nord en revanche elle est plus élevée et pour les points acquis au niveau des remparts. C'est essentiellement ces valeurs élevées au niveau des remparts qui augmentent l'erreur. Le reste du MNE de l'IGN peut être considéré comme fiable.

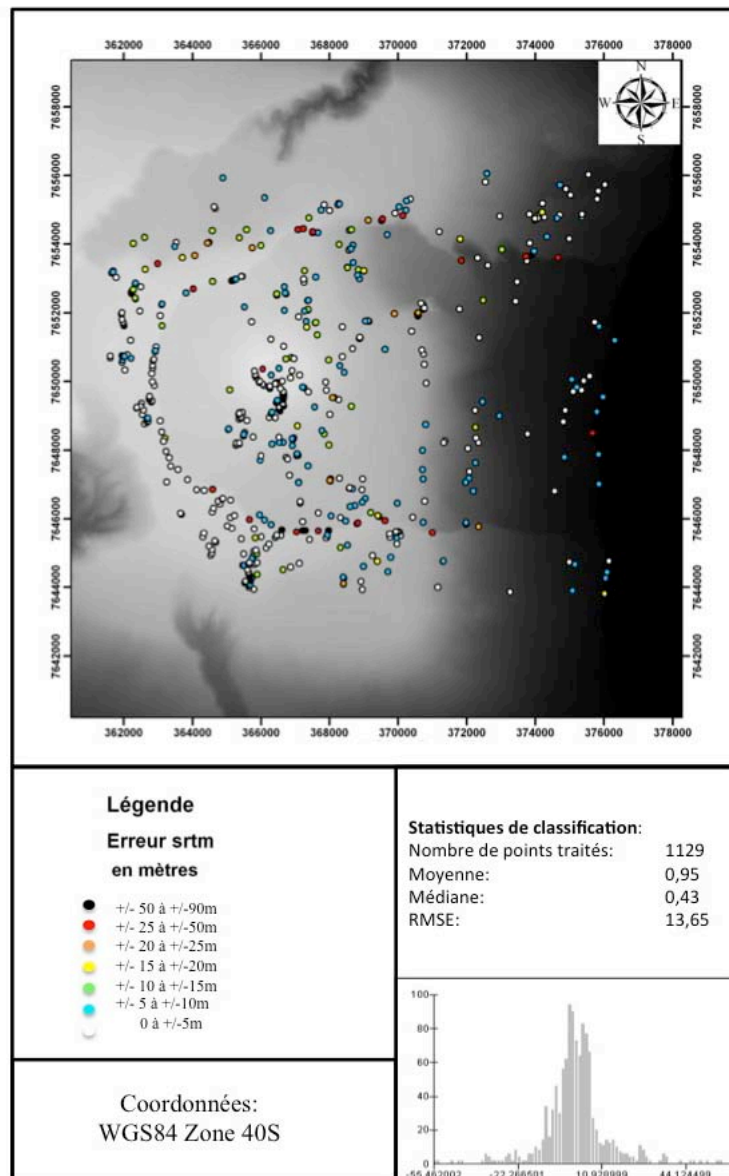


Figure 2- 2: Test de précision sur le MNE IGN de référence à partir de points d'aérotriangulation. Les erreurs les plus fortes sont principalement localisées le long des remparts Nord et Sud.

MNT AIGL 2008 :

Depuis l'effondrement du Dolomieu en 2007 un nouveau MNT a été construit par l'entreprise AIGL sur le sommet du volcan à partir de photographies aériennes acquises en 2008. En le testant avec des points DGPS (Différentiel Global Positionning System) acquis en mai 2008, les erreurs observées démontrent qu'il est d'excellente qualité, avec un écart-type de 0,55 m, un écart moyen de 0,39m, une moyenne de 0,02 m et une médiane de 0,004 m (Figure 2-3).

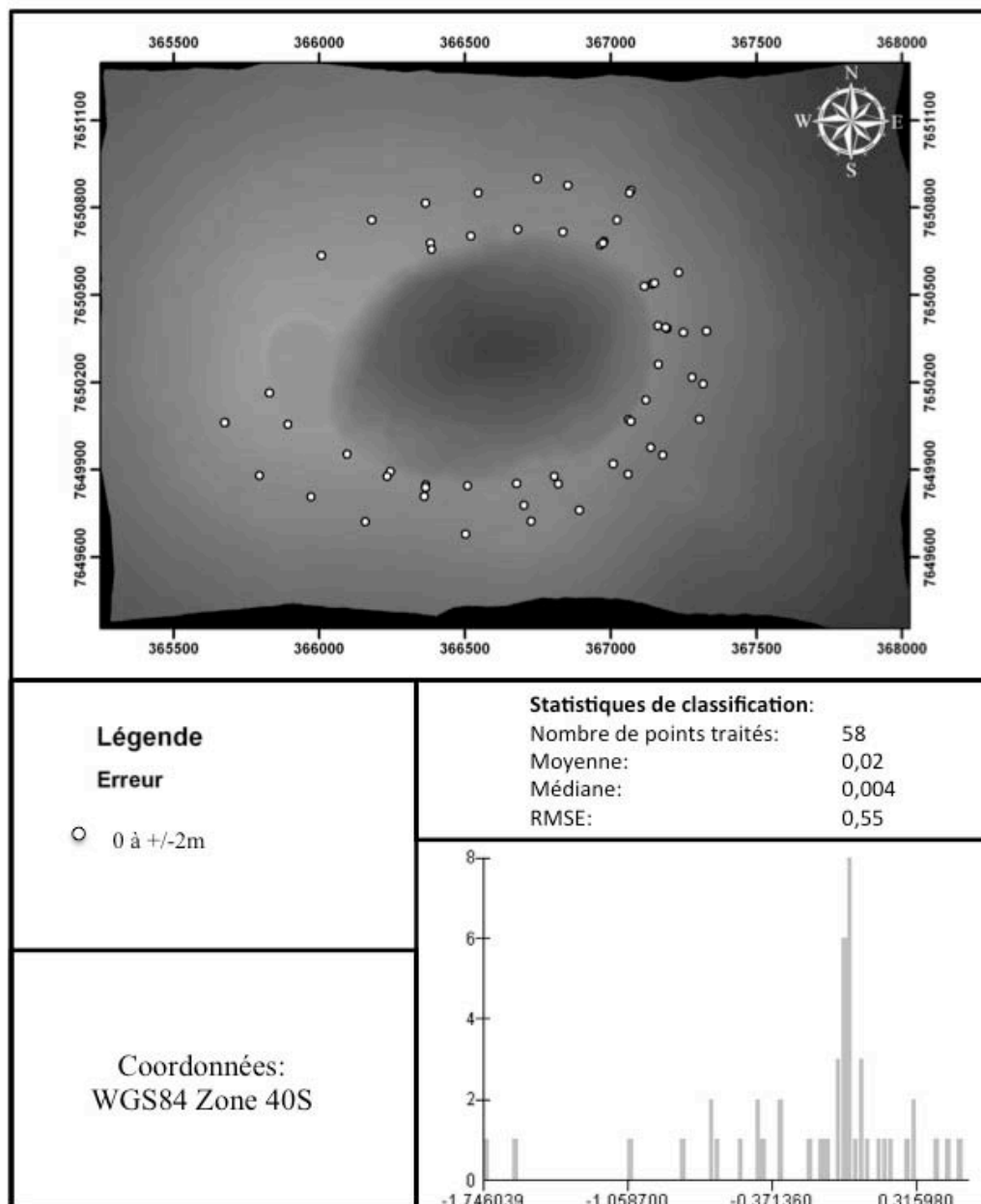


Figure 2- 3: Test de précision du MNT AIGL. Les erreurs sont toutes inférieures à 2m.

MNT IGN fin 2008 :

Dans le cadre du grand chantier IGN, qu'a représenté la constitution du Référentiel à Grande Échelle (RGE), des données LIDAR ont été acquises sur l'ensemble de La Réunion fin 2008. Elles ont permis de créer un MNE et un MNT de l'île. Sa précision sur l'ensemble de notre zone d'étude est déterminée à partir des points d'aérotriangulation (Villeneuve, 2000). Il faut par conséquent être critique sur les résultats car de nouvelles coulées sont venues se mettre en place entre l'acquisition de ces points et l'acquisition LIDAR qui a permis la création du MNT.

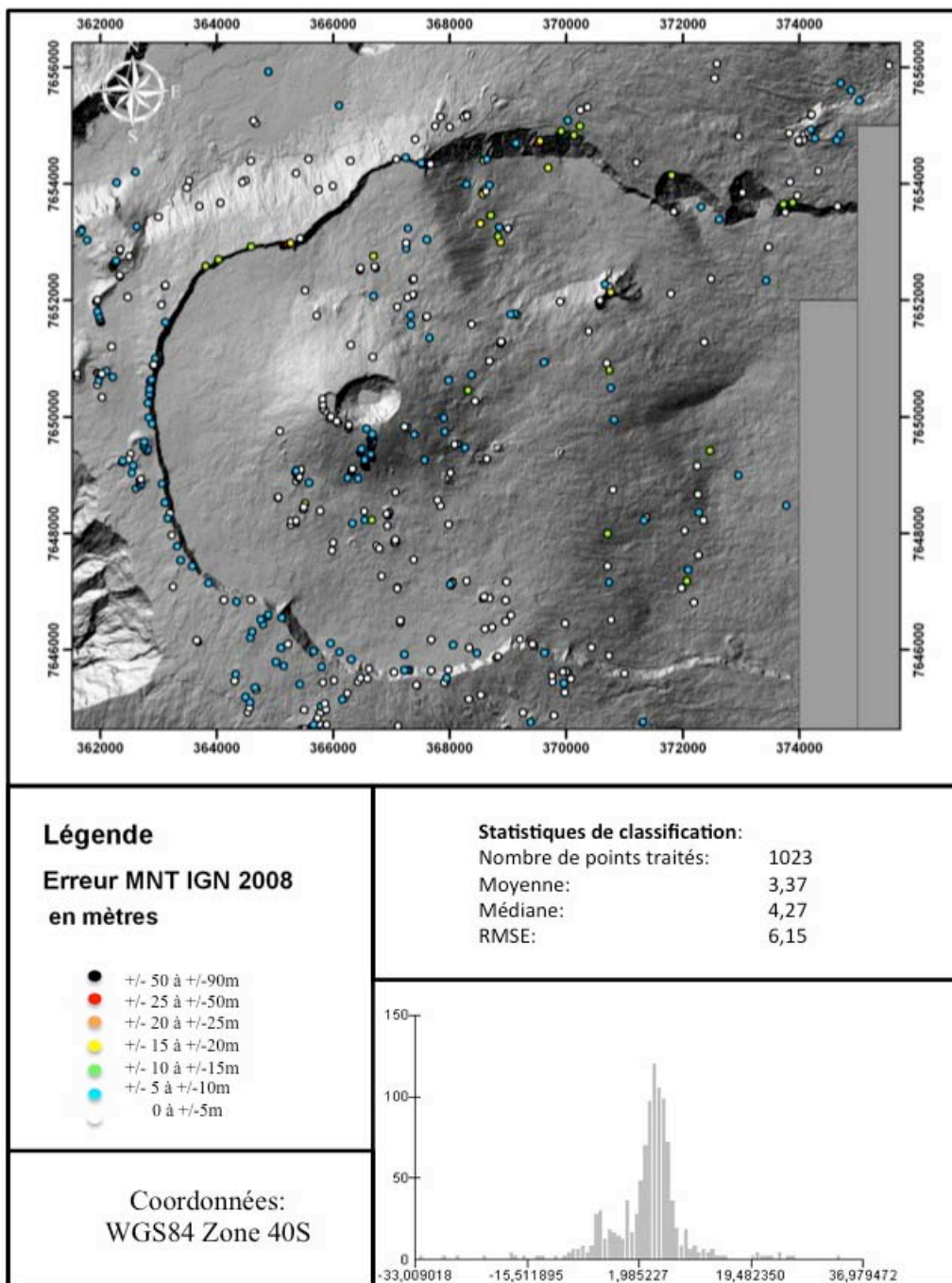


Figure 2- 4: Test de précision sur le MNT IGN 2008 de référence à partir de points d'aérotriangulation. Les erreurs sont principalement localisées au niveau du rempart Nord et Ouest.

La Figure 2-4 présente les résultats de ce test. Globalement les points présentent des erreurs entre 0 et 10 m, avec des erreurs plus fortes le long des remparts. La moyenne de 3,37 m est en partie due à l'erreur des remparts et à la mise en place de nouvelles coulées entre les deux dates. L'écart-type de 6,15 m indique que ce MNT est deux fois plus précis que celui de 1997 sur cette même zone.

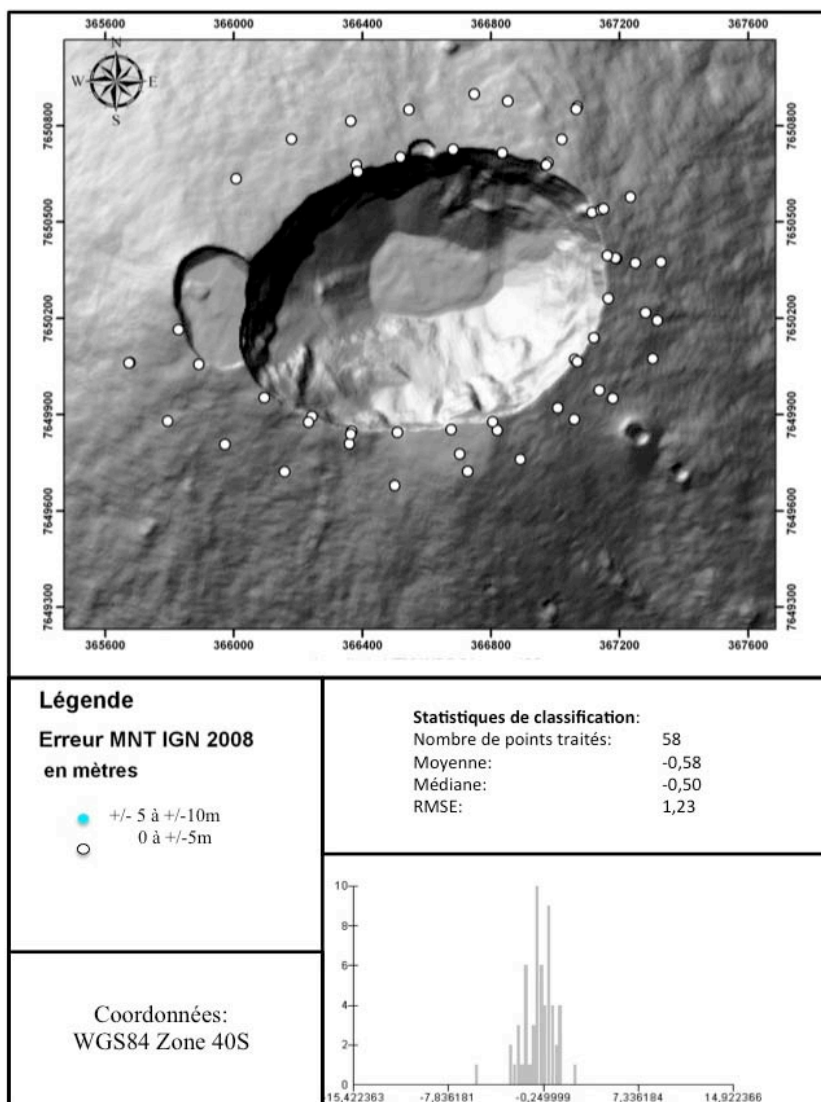


Figure 2- 5: Test de précision sur le MNT IGN 2008 de référence à partir des points DGPS du sommet de mai 2008. L'erreur est inférieure à 5 m.

Les Figures 2-5 et 2-6 présentent les tests effectués sur le sommet et le cône volcanique en comparant des points DGPS acquis en 2008 et le MNT IGN de fin 2008. Les moyennes obtenues sont entre -0.31 et -0.57 et les écart-types entre 1.23 et 1.38 m, ce qui indique que ce MNT est extrêmement précis sur la zone sommitale.

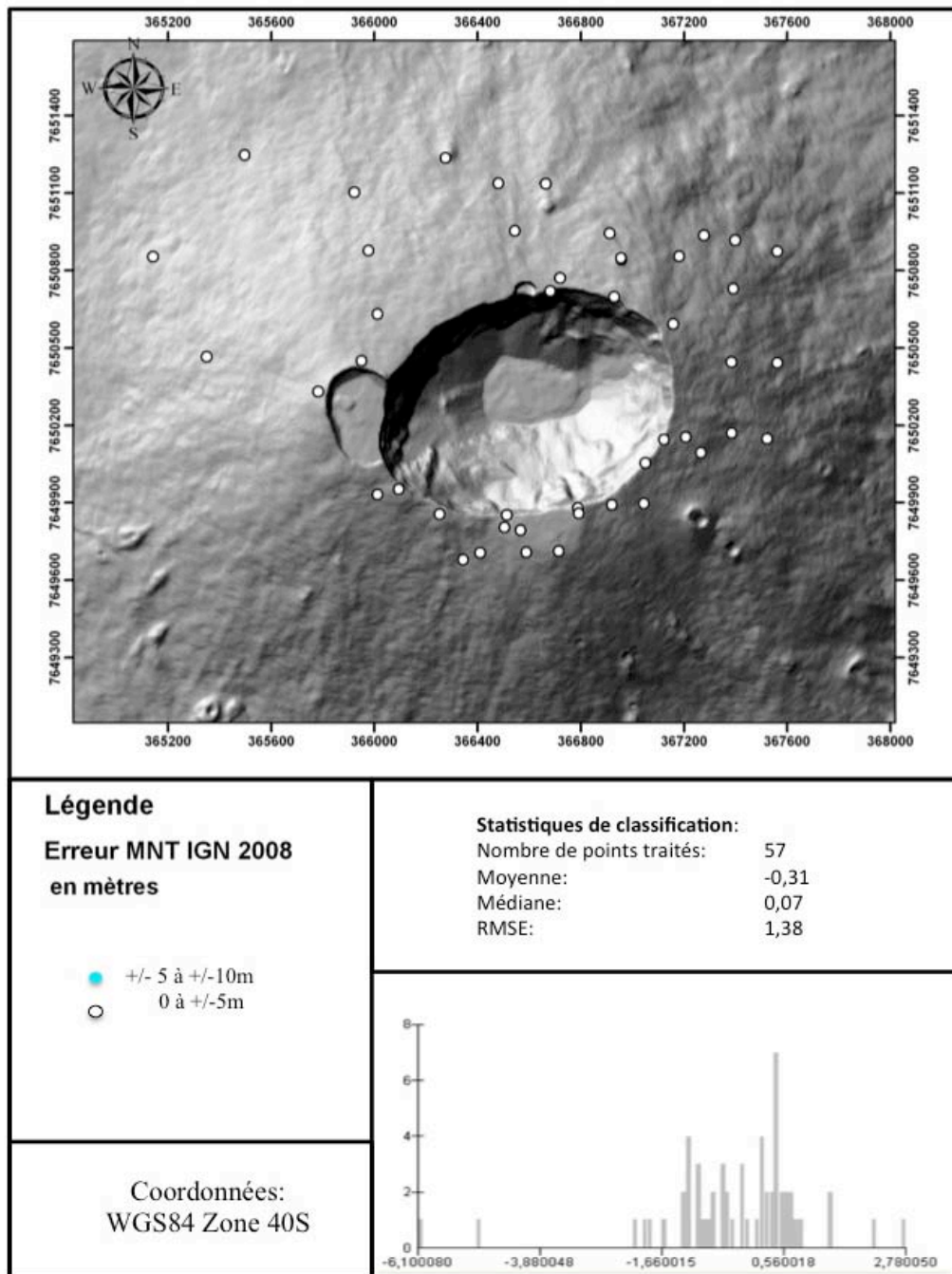


Figure 2- 6: Test de précision sur le MNT IGN 2008 de référence à partir des points DGPS du cône de 2008. L'erreur est inférieure à 5 m.

3. LES IMAGES UTILISÉES

3.1. IMAGES OPTIQUES

Un satellite acquérant des images optiques utilise un capteur capable de détecter et d'enregistrer le signal radiatif émis ou réfléchi par la surface. Le Tableau 2-1 présente quelques-uns de ces radiomètres imageurs et leurs caractéristiques.

| Nom de l'instrument | Mission | Mesures applications | Caractéristiques techniques |
|---------------------|---------|----------------------|-----------------------------|
|---------------------|---------|----------------------|-----------------------------|

| | | | |
|---|-----------|--|---|
| ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) | EOS Terra | Images des surfaces avec une haute résolution, observation stéréoscopiques de la topographie locale, génération de MNE. | <u>Bandes spectrales :</u> • Visible-NIR : 3canaux : 0.5-0.9 µm • SWIR : 6 canaux : 1.6-2.5 µm • TIR : 5 canaux : 8-12µm <u>Résolution spatiale :</u> • VNIR : 15m • SWIR : 20m • TIR : 90m <u>Fauchées :</u> • 60 km au nadir • ± 106 km SWIR et TIR • ± 314 km VNIR <u>Capacité de revisite :</u> 16 jours |
| HRVIR Haute Résolution Visible et Infrarouge | SPOT 4 | Les deux instruments HRVIR de cette mission produisent des images de 60kmx60km pour des applications terrestres et côtières. | <u>Bandes spectrales :</u> • Visible : 0.5-0.59, 0.61-0.68 µm • NIR : 0.79-0.89 µm • SWIR : 1.5-1.7 µm <u>Résolution spatiale</u> • Multi-spectrale : 20m • (0.64 µm) : 10m <u>Fauchée :</u> 117 km (60km +60km – 3km de recouvrement) <u>Capacité de revisite :</u> 1 à 4 jours aux altitudes moyennes Couverture journalière uniquement |
| HRG Haute Résolution Géométrique | SPOT 5 | Cartographie multispectrale haute résolution 2 instruments HRG peuvent être assemblés pour produire une image simulée de 2.5m. Taille des images : 60kmx60km | <u>Bandes spectrales :</u> • Visible : 0.55, 0.61-0.68, 0.64 µm • NIR-SWIR : 0.78-0.89, 0.85, 1.5-1.7 µm • Panchromatique : 0.5-0.75 µm <u>Résolution spatiale :</u> • Multi-spectrale : 10m • Panchromatique : 5m <u>Fauchée :</u> 60 km (1HRG),117 km (2HRG) |
| HRS Haute Résolution Stéréoscopique | SPOT 5 | Imageur stéréoscopique haute résolution des applications terrestres dont la cartographie, les MNT | <u>Bandes spectrales :</u> • Panchromatique : 0.5-0.75 µm <u>Résolution spatiale :</u> • Panchromatique : 10 m <u>Fauchée :</u> 60 km x 117 km |
| PRISM (NASDA) Panchromatic Remote sensing Instrument for Stereo Mapping | ALOS | Imageur stéréoscopique haute résolution panchromatique pour des applications terrestres dont la cartographie, les MNT | <u>Bandes spectrales :</u> Visite-NIR : 0.52-0.77 µm (panchromatique) <u>Résolution spatiale :</u> 2.5m <u>Fauchée :</u> 35 km, 70 km (mode large champs) |
| AVNIR-2 Advanced Visible & Near Infrared Radiometer | ALOS | Images haute résolution pour application terrestres | <u>Bandes spectrales :</u> • Visible : 3 canaux : 0.42-0.69 µm • NIR : 0.76-0.89 µm <u>Résolution spatiale :</u> 10m <u>Fauchée :</u> 70 km |

Tableau 2- 1: Caractéristiques des images optiques.

Dans le cadre de la construction de MNE, il est possible de diviser ces capteurs en deux groupes :

- Les satellites ayant différentes visées d'acquisition lors d'un même passage, comme c'est le cas pour ASTER (acquisition au nadir 3N et visée arrière 3B). Les couples sont acquis dans les mêmes conditions, car il y a peu de temps de différence entre les acquisitions (quelques secondes à quelques minutes), pas de changement de la surface et une nébulosité similaire.
- Les satellites ayant des acquisitions régulières avec des angles différents et qui permettent de créer des couples stéréographiques présentant des angles d'acquisition variables. La résolution temporelle est

dans ce cas-là très importante, car il faut déterminer si un événement modifiant la surface est survenu entre les deux acquisitions.

Les longueurs d'ondes utilisées pour la création des MNE sont celles du visible, du proche infrarouge et du moyen infrarouge, selon les résolutions radiométriques des capteurs. Les images présentant le plus de contraste au niveau de la zone du volcan sont celles acquises dans les longueurs d'onde du rouge et de l'infrarouge.

3.2. IMAGES RADAR

Le RADAR (Radio Detection and Ranging) est un système actif (Figure 2-7) qui fournit sa propre source d'énergie électromagnétique. Il émet des ondes électromagnétiques vers la surface et enregistre les signaux réfléchis par les objets. Puisque le RADAR a sa propre source d'énergie, nous pouvons obtenir des images de jour comme de nuit. L'énergie émise par le satellite peut traverser la couverture nuageuse et permet d'obtenir des images par tout temps.

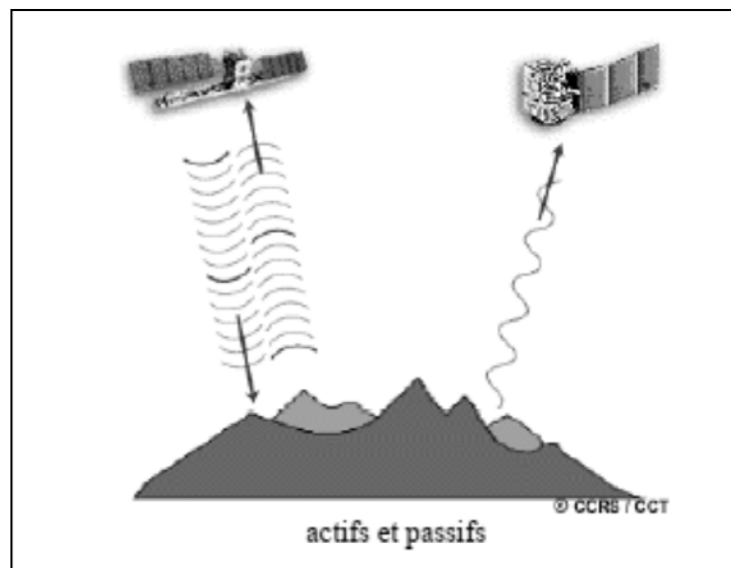


Figure 2- 7: Les différents systèmes d'acquisitions: actifs et passifs (source CCRS).

Les micro-ondes, aussi appelées hyperfréquences, sont comprises entre 1 mm et 1 mètre. Les bandes radar que l'on désigne par des lettres, s'étendent de la bande K à la bande P et ont les longueurs d'onde suivantes :

- Bande Ka : 0.75-1.1 cm
- Bande K : 1.1-1.67 cm
- Bande Ku : 1.67-2.4 cm
- Bande X : 2.4-3.75 cm
- Bande C : 3.75-7.5 cm
- Bande S : 7.5-15 cm
- Bande L : 15-30 cm
- Bande P : 30-100 cm

Pour la création de nos MNE, trois de ces bandes ont été utilisées selon le capteur et le satellite : la bande X de TerraSAR-X, la bande L de PALSAR et la bande C de Radarsat (Tableau 2-2).

| Nom de l'instrument | Mission | Mesures applications | Caractéristiques techniques |
|---|-----------------|---|--|
| TerraSAR X | EADS Astrium | Images de la terre par tous temps | <u>Bande spectrale</u> : X-Band <u>Résolution spatiale</u> : Spotlight : 1 m StripMap : 3 m ScanSAR : 16 m <u>Fauchée</u> : Spotlight : 5 x 10 km StripMap : 30 x 50 km ScanSAR : 100 x 150 km <u>Capacité de revisite</u> : 11 jours |
| PALSAR Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar | ALOS | Images de la terre par tous temps n'est pas sensible à la végétation | <u>Bande spectrale</u> : L -Band <u>Résolution spatiale</u> : FBS Fine Résolution: 10 m FBD Fine Résolution : 20 m SL ScanSAR: 100 m P Fine Polarimetric: 30 m <u>Fauchée</u> : FBS Fine Résolution: 70 km FBD Fine Résolution : 70 km SL ScanSAR: 350 km P Fine Polarimetric: 30 km <u>Capacité de revisite</u> : 46 jours |

Tableau 2- 2: Caractéristiques des images radar utilisées.

3.3. LOGICIEL UTILISÉ POUR LA CRÉATION DES MNE

Les extractions ont toutes été réalisées par l'intermédiaire du logiciel ENVI d'un module complémentaire du logiciel (SARSCAPE). Or d'autres logiciels permettent d'extraire des MNE à partir d'images satellites. Les deux plus connus pour la stéréoscopie d'images optiques sont ERDAS et PCI Geomatic. De la même manière différents logiciels permettent les extractions de MNE en utilisant l'interférométrie RADAR : Diapason, SIFI (Riadh et al., 2000)... Plusieurs essais ont été réalisés avec le logiciel ERDAS, or s'il facilite la création des points homologues, la méthodologie d'extraction des MNE a donné des résultats plus bruités et l'interpolation s'est révélée moins efficace qu'avec le logiciel ENVI (DEM Extraction).

4. LES MNE EXISTANTS

4.1. SRTM (SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION)

Les MNE SRTM sont disponibles gratuitement sur internet. C'est la première base de données topographiques numériques haute résolution aussi complète de la Terre (Rabus et al., 2003 ; Farr et al., 2007). Elle couvre 80% de la surface continentale (Latitude 60°N à 57°S) et est certainement une des plus utilisées actuellement. Les fichiers SRTM sont issus d'un relevé topographique mondial par RADAR interférométrique effectué par la NASA à un pas de 1 seconde (30m) et fourni à aux utilisateurs à une résolution planimétrique de 3 secondes d'arc (90m). Les spécifications techniques des MNE sont clairement définies et homogènes :

- Précision verticale absolue: 16 m
- Précision verticale relative: 10 m
- Précision planimétrique absolue: 60 m
- Précision planimétrique relative: 45 m

- Échantillonnage: 3 secondes d'arc
- Date de création (acquisition des images): 11 au 20 Février 2000

Il est malgré tout reconnu qu'en zones volcaniques et montagneuses les erreurs sont plus fortes (Berthier et al., 2006) et les données SRTM ne présentent pas toujours ces précisions (Miliareis et Paraschou, 2005 ; Ludwig et Schneider, 2006). Aussi, le MNE SRTM est testé à partir des points d'aérotriangulation et des points DGPS. La Figure 2-8 présente les erreurs du MNE SRTM par comparaison avec les altitudes des points d'aérotriangulation. L'écart-type est de 16,88 m et la moyenne de -0.80 m, soit le MNE présente sur l'ensemble de la zone une erreur comparable à la précision verticale absolue. Les erreurs les plus fortes (>20m) se situant au niveau des forts reliefs (par exemple les remparts).

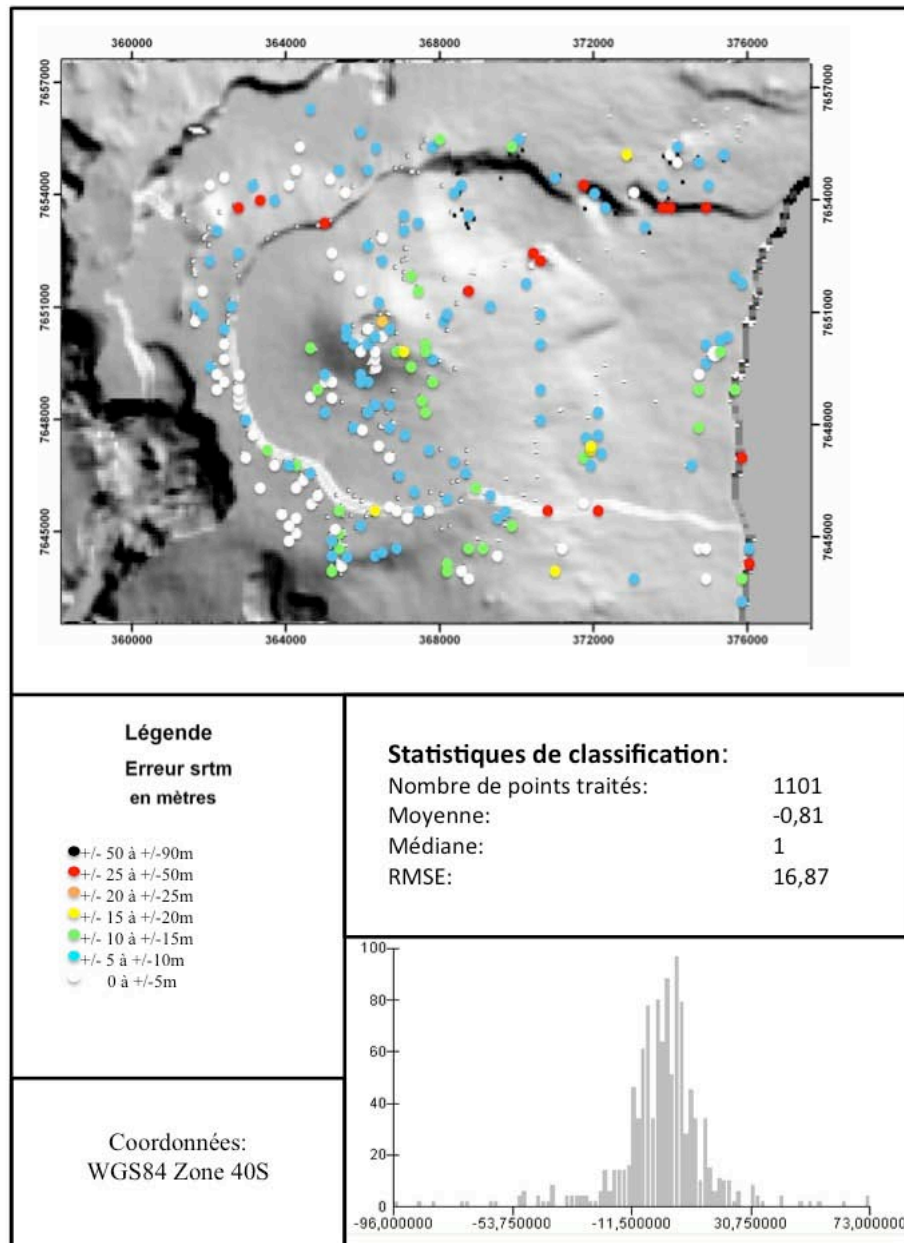


Figure 2- 8: Erreur du MNE SRTM testé avec les points d'aérotriangulation. Les plus fortes erreurs se localisent au niveau des remparts Nord et Sud et au niveau du Piton Crac.

En revanche sur la zone sommitale (Figure 2-9) l'écart-type est de 9.93 m et la moyenne de -4.31 m, ce qui implique que, malgré un léger décentrage du MNE, la précision est dans les normes des spécifications techniques de création des MNE SRTM.

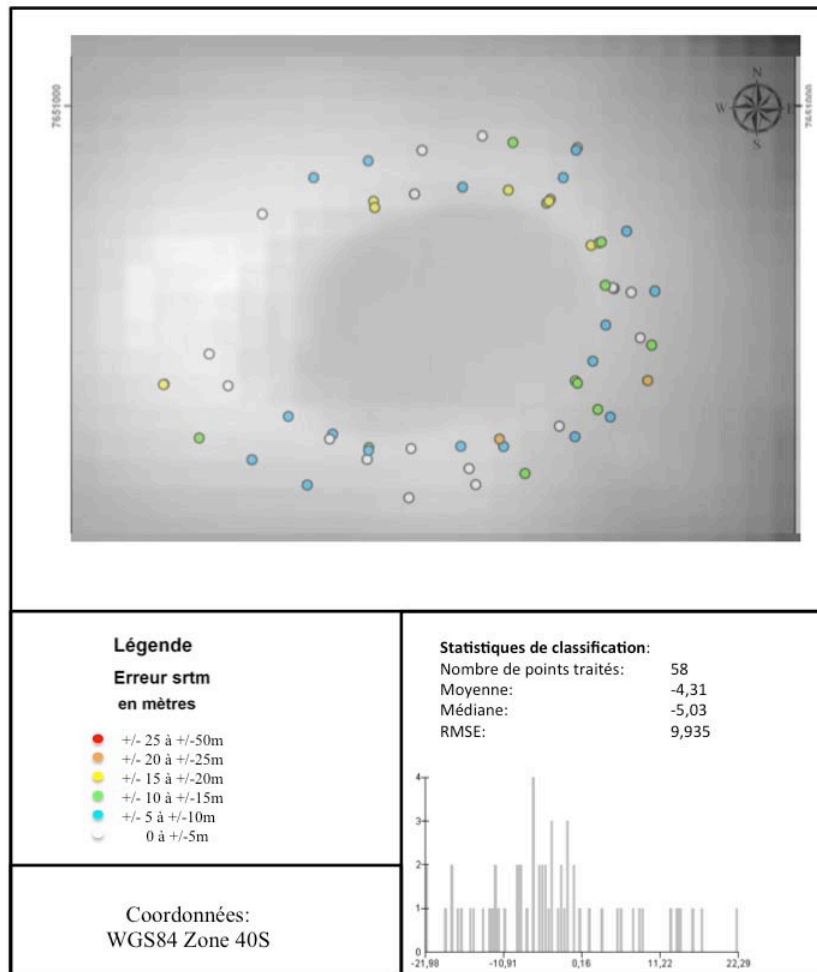


Figure 2- 9: Erreur du MNE SRTM testé avec les points DGPS du sommet de mai 2008. L'erreur moyenne est de l'ordre de 5m.

Il ne faut cependant pas oublier que la résolution spatiale des MNE SRTM est de 90 m et que par conséquent il est parfaitement prévisible d'avoir de fortes erreurs sur les reliefs escarpés car le pixel de 90 m représente une moyenne d'élévation sur l'aire qu'il couvre.

4.2. ASTER GDEM

Avant le lancement de la couverture mondiale ASTER GDEM, les exactitudes prévues pour ce produit mondial étaient estimées à 20 m en altimétrie et à 30 m en planimétrie (ASTER GDEM Validation Team, 2009), avec un indice à 95% (RMSE en 2σ). Il apparaît que quelques zones ont des précisions verticales bien meilleures que 20 m et quelques unes des précisions bien plus mauvaises (ASTER GDEM Validation Team, 2009). La précision horizontale semble être limitée par l'exactitude des éphémérides, elle serait de l'ordre de 50 m (Nikolakopoulos et Tsombos, 2009).

Se pose la question de la précision du MNE ASTER GDEM (pas 15m) sur notre zone d'étude. La Figure 2-10 présente la différence entre les élévations des pixels du MNE ASTER GDEM et les points d'aérotriangulation. Il apparaît que l'écart type observé est trois fois supérieur en moyenne (notre RMSE étant en σ), soit 30,8 m. L'erreur la plus forte se situe au niveau de la zone sommitale du volcan ($>15m$), où les différences de réflectances sont les plus faibles, ainsi que sur les zones à très fort relief. L'histogramme de distribution des erreurs est de type gaussien, mais décentré de -15 m.

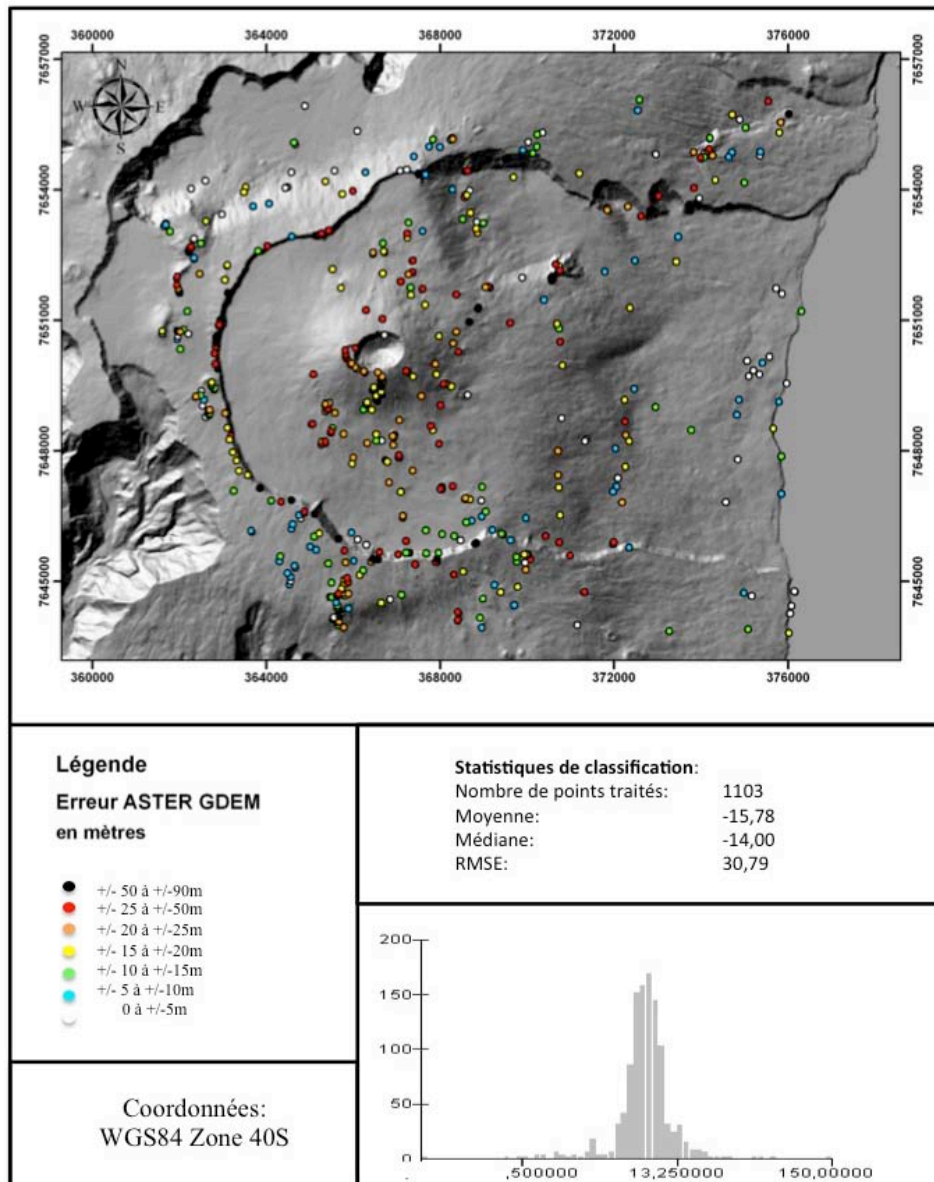


Figure 2- 10: Erreur du MNE ASTER GDEM testé avec les points d'aérotriangulation. Sur les zones de plus basse réflectance (remparts et zone sommitale) l'erreur est forte (25-50 m), tandis qu'au niveau des zones planes ou montrant des fortes réflectances l'erreur moyenne est entre 5 et 10m. Fond de carte : MNE ASTER GDEM ombré.

La Figure 2-11 présente le même test effectué avec les points DGPS acquis en mai 2008, le MNE testé étant d'octobre 2008. Elle illustre une sous-estimation générale des élévations (en hauteur dans le cas présent) de la zone sommitale de l'ordre de 23 m. L'écart-type quant à lui est de 9.8 m soit une valeur se situant dans celles estimées par Nikolakopoulos et Tsombos (2009).

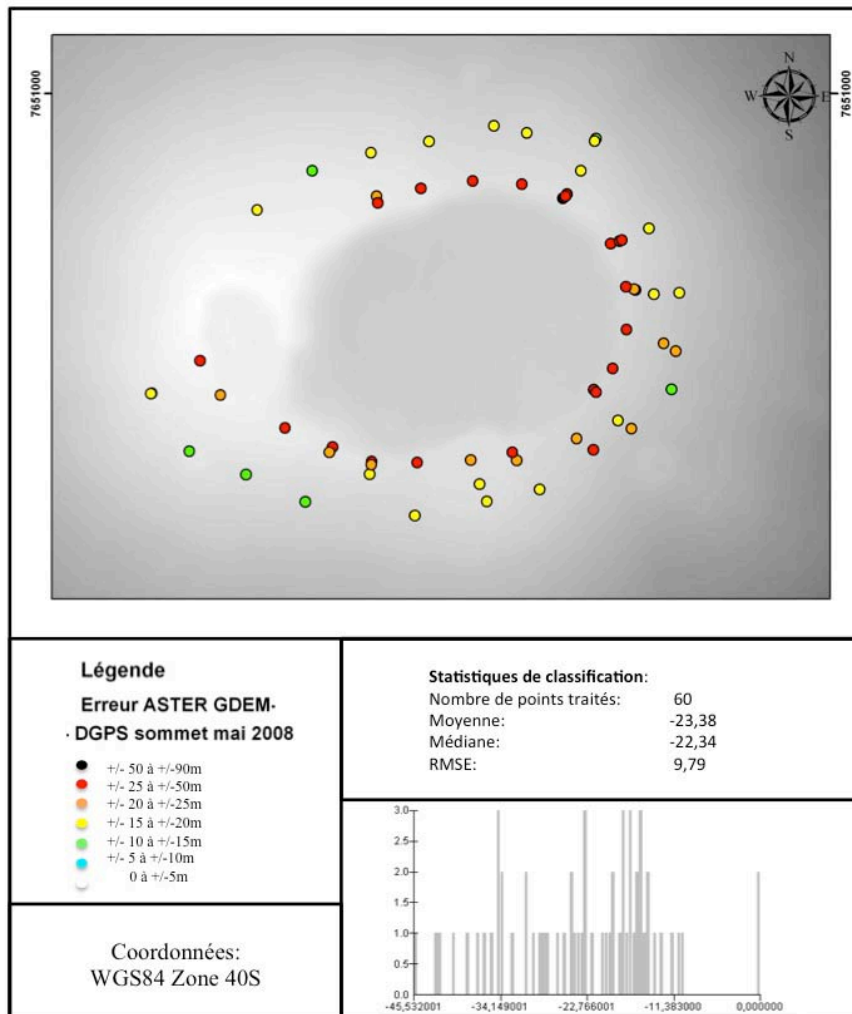


Figure 2- 11: Erreur du MNE ASTER GDEM testé avec les points DGPS du sommet de mai 2008. Plus le point de contrôle est proche de l'effondrement du Dolomieu, plus l'erreur est forte.

Il apparaît que la zone du Piton de la Fournaise se situe dans une zone où le MNE ASTER GDEM présente de moins bonnes précisions verticales. La rangée de point au bord du cratère est moins précise en raison de l'utilisation d'un filtre de lissage lors de la création du MNE. Ce filtre engendre des valeurs moyennées ce qui occasionne une erreur due au changement abrupt de relief, lié au cratère du Dolomieu, et à la proximité des points tests par rapport au cratère.

5. LES MNE OPTIQUES CREES AVEC LE LOGICIEL ENVI

5.1. PROTOCOLE D'EXTRACTION DES MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN AVEC ENVI DEM EXTRACTION

5.1.1. LES COEFFICIENTS POLYNOMIAUX RATIONNELS (RPC)

Les coefficients polynomiaux rationnels modèlent la relation entre le terrain et l'image comme une relation polynomiale de 3ème ordre (Mikhail et al., 2001). Pour les images SPOT, par exemple, ces coefficients sont directement accessibles à partir du fichier Dimap associé à l'image téléchargée, en revanche avec les données ASTER (GeoGRID) obtenues dans les cadre de ce travail, ou d'autres données, cela n'est pas le cas, il faut alors calculer ces coefficients.

Les RPC sont calculés en utilisant une équation de colinéarité. Ils sont utilisés pour la génération de point de liaison entre les images et pour calculer la relation existant entre les paires stéréoscopiques. Pour obtenir les paramètres des caméras digitales et des capteurs de type Pushbroom (ASTER, ALOS PRISM...) plusieurs données doivent être rentrées :

- Les coordonnées du point principal, c'est-à-dire par défaut (0 ; 0) celui du centre de l'image ou de la ligne.
- La focale et la taille du pixel en millimètres: — — où f est la focale, H est l'altitude de prise de vue, PS la taille du pixel et GSD la résolution au sol. Pour les satellites optiques ENVI 4.5 propose un tableau résumant ces paramètres (Tableau 2-3).

| Satellite | Focale (mm) | Taille du pixel (en mm) |
|----------------------|---|---|
| ALOS AVNIR-2 | 800.0 | (0.0115, 0.0115) |
| ALOS PRISM | 1939.0 | (0.007 cross-track, 0.0055 along-track) |
| ASTER | 329.0 (Bands 1, 2, 3N) 376.3 (Band 3B) | (0.007, 0.007) Bands 1, 2, 3N, 3B |
| SPOT-1 through -4 | 1082.0 | (0.013, 0.013) Pan |
| SPOT-5 HRS | 580.0 | (0.0065, 0.0065) Pan |

Tableau 2- 3: Paramètres de quelques satellites optiques nécessaire pour la construction des RPC (Notice ENVI 4.5)

Il est important de savoir si l'image a été acquise le long du tracé du satellite ou sur un tracé parallèle à celui-ci. Les images acquises sur le tracé présentent un angle de visée avant, vertical (nadir) ou arrière. Les images acquises sur un tracé parallèle présentent quant à elles un angle de visée latéral. Ces angles permettent de définir la position du centre de la scène. Par exemple pour les images ASTER l'image de la Bande 3N est acquise au nadir, tandis que l'image de la Bande 3B est acquise avec un angle de -27.6 degrés en orbite descendante et de 27 degrés en orbite ascendante le long du tracé du satellite.

La construction d'une orientation externe se fait pour toutes les images. Elle consiste dans un premier temps à sélectionner, sur la scène, des points de contrôle au sol de coordonnées parfaitement connues dans le référentiel choisi. Il est important de bien les répartir sur toute l'image sans oublier les 4 coins pour un meilleur résultat, et de ne choisir que les points bien repérables pour avoir une précision maximale. Un manque de précision de ces points peut entraîner une erreur dans la construction des paramètres d'orientation.

Il est alors possible au logiciel de calculer l'orientation extérieure. La boîte de dialogue liste 6 paramètres : XS, YS, ZS, Omega, Phi et Kappa. XS, YS et ZS étant les coordonnées du centre de la scène et Omega, Phi et Kappa les composantes du système de rotation dans les différents axes (Figure 2-12). Un fichier RPC est alors créé, puis utilisé dans la création de MNE.

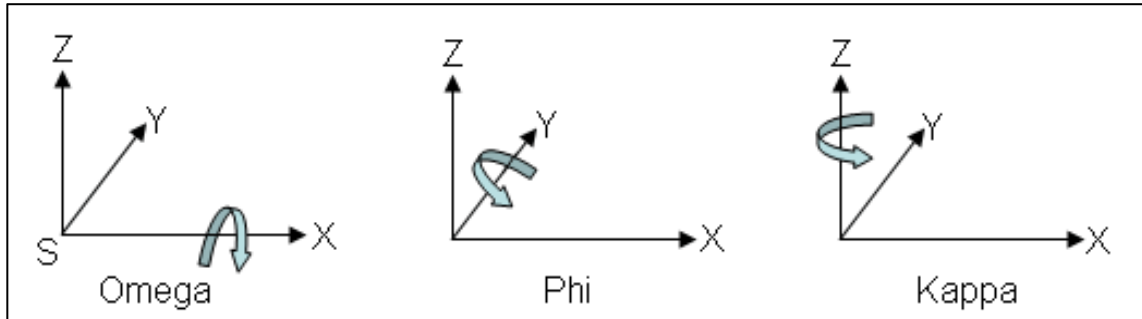


Figure 2- 12: Omega, Phi, Kappa Système de Rotation présenté dans le sens positif de rotation (Notice Envi 4.5)

5.1.2. LES POINTS DE CONTROLE AU SOL (GCP)

Les GCP (points de contrôle au sol ou Ground Control Points) sont les points qui servent au géoréférencement du MNE. Leur répartition et surtout leur précision sont des facteurs essentiels de la qualité du MNE. Il est important de les répartir sur l'ensemble de l'image et dans les zones à forts reliefs. Différents tests ont été réalisés pour la déterminer le nombre de GCP permettant d'obtenir une précision optimale. La Figure 2-13 présente qu'une forte diminution de l'erreur est observée avec l'augmentation des trente premiers GCP, puis une stabilisation au-delà de ce nombre. Par mesure de précaution nous en utiliserons entre 30 et 50, pour être dans cette phase de stabilisation de la précision quel que soit le type d'image utilisé.

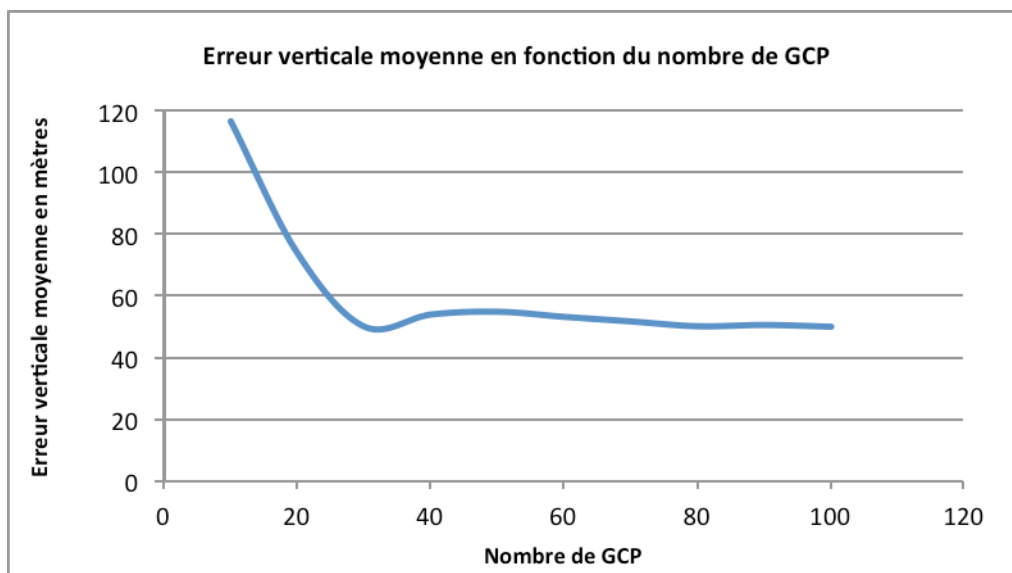


Figure 2- 13: Influence du nombre de GCP sur les erreurs. Entre 30 et 40 points une stabilisation de l'erreur est observée.

5.1.1.LES POINTS HOMOLOGUES (TIE POINTS)

Les points homologues sont les pixels remarquables représentant un même point sur les deux images du couple stéréoscopique. Ils peuvent être générés automatiquement ou manuellement. La génération automatique n'est pas de bonne qualité.

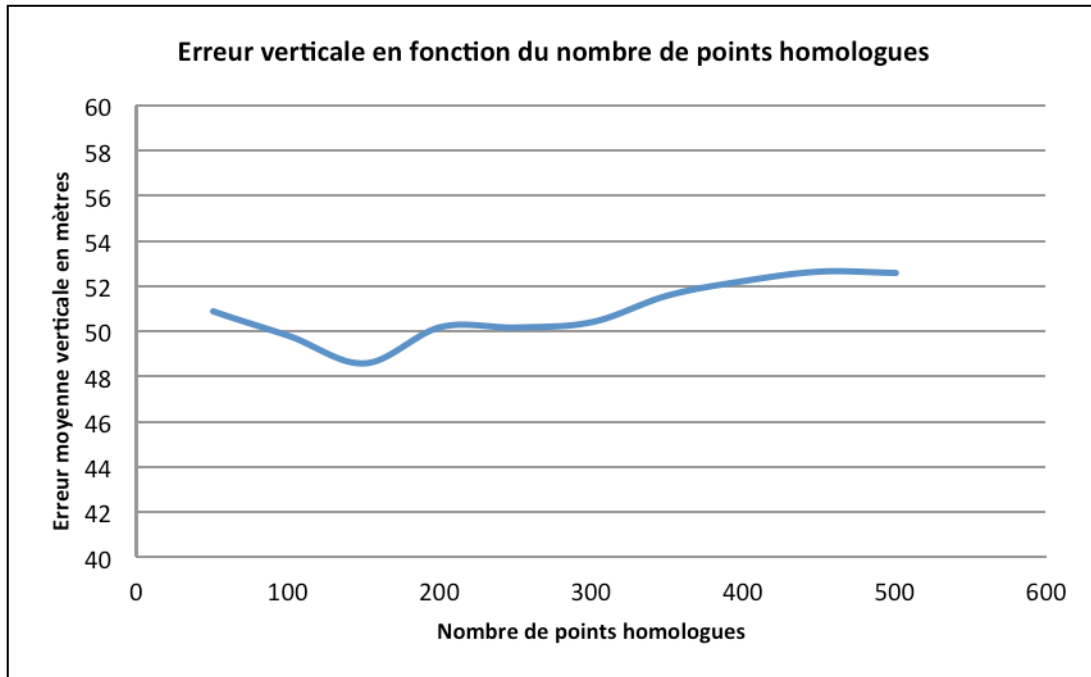


Figure 2- 14: Influence du nombre des points homologues sur les erreurs. Le nombre de points à peu d'importance au delà de 50, c'est leurs précision qui est essentielle.

Néanmoins la fonction de prédiction est très utile dans la génération manuelle car en choisissant des tailles de fenêtre de recherche et de fenêtre de déplacement adaptées, cela permet de réduire et de faciliter considérablement la création de ces points. Le nombre de points homologues n'est pas un facteur déterminant de la précision d'un MNE (Figure 2-14), en revanche leurs précisions est essentielle. Il est néanmoins recommandé de prendre entre 100 et 200 points afin qu'ils soient répartis de manière homogène sur le couple d'image.

5.1.2.LES PARAMETRES D'EXTRACTION DES MNE

Le coefficient de corrélation

La variation du coefficient de corrélation peut changer la résolution obtenue en sortie. Si ce coefficient est faibles le logiciel pourrait prendre en compte des points qui ne devraient pas être corrélés (il faut que le coefficient soit supérieur à 0,65 pour une bonne corrélation), si le coefficient est trop élevé cela provoque un problème pour des images ayant par exemple un pixel de taille de 10 mètre ou plus. Dans le cas de fenêtres de déplacement de grande taille les coefficients de corrélation moyens sont plus faibles. Il semble judicieux de le définir à 0,7 pour les images satellites de type SPOT ou ASTER.

La taille de la fenêtre de déplacement

Ce paramètre est lié à la résolution de l'image d'entrée. L'utilisation d'une fenêtre de grande taille permet d'obtenir des résultats plus robustes car elle prend en compte la surface autour du point de référence pour

positionner les points homologues. Cependant cela entraîne une augmentation du temps de calcul et une diminution de la précision des résultats. Il est donc recommandé de choisir les références données dans la notice d'Envi :

- Résolution de l'image 10m ou plus: 9-15 pixels
- Résolution de l'image 5-10m: 11-21 pixels
- Résolution de l'image 1-5m: 15-41 pixels
- Résolution de l'image 1m ou moins: 21-81 pixels (ou plus)

Lorsque sur une image un grand nombre de structures apparaissent semblables, il est préférable d'utiliser une fenêtre de grande taille pour prendre en compte la surface autour du point de référence et limiter une erreur pouvant être liée à des similarités locales.

Le Relief du Terrain

Ce paramètre caractérise le relief du terrain étudié. Cependant des tests sur la création de MNE montrent que contrairement à la logique, c'est à dire choisir le paramètre « High terrain relief » pour le Piton de la Fournaise, il est préférable de choisir le paramètre « moderate » ou « low », car le modèle produit pour de forts reliefs présente de fortes interférences, et par conséquent diminue la résolution du MNE.

Pour illustrer cela, nous pouvons regarder l'exemple d'un MNE produit pour un couple d'images ASTER avec 30 GCP, 150 points homologues, un coefficient de corrélation 0.7 et une taille de fenêtre de déplacement de 11x11.

L'erreur sur l'ensemble du MNE en fonction du type de relief choisi est de:

écart type en « Low » : 46.52m

écart type en « Moderate » : 45.56m

écart type en « High » : 49.70m

Et sur le sommet respectivement : 68.86m, 78.51m et 92.39m.

Le paramètre de marge

Lorsqu'un écart existe entre deux images stéréoscopiques, cela peut se traduire par un relief erroné en bordure du MNE extrait. Le paramètre de marge agit directement sur le pourcentage de bordure du MNE à ne pas prendre en compte afin d'atténuer cet effet. Par exemple une valeur de 0.1 peut réduire de 5% la bordure du MNE. Ce paramètre doit être déterminé en fonction de chaque couple.

Le niveau de détail

Le niveau de détail du MNE doit être au maximum pour une précision optimale (Figure 2-15). Le temps de calcul est d'autant plus élevé que le détail demandé s'approche du maximum.

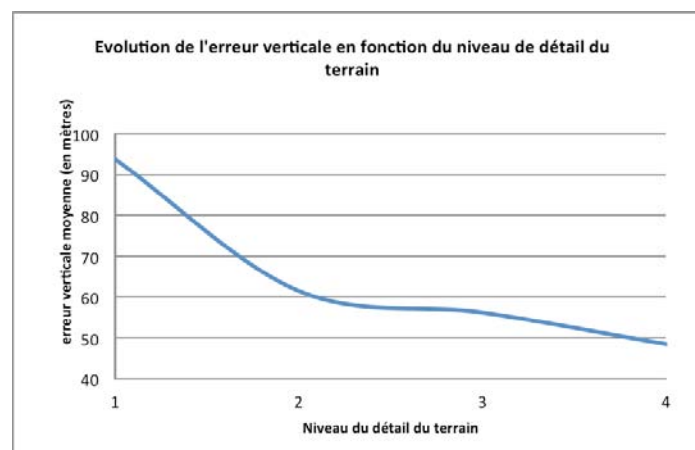


Figure 2- 15: Influence du détail de terrain choisi sur l'erreur verticale. Plus le détail est élevé meilleure est la précision.

5.2. RÉSULTATS

La comparaison des MNE obtenus avec les points d'aérotriangulation a été réalisée à partir de leur résolution d'extraction (25 m pour les MNE RADAR et entre 5 et 20 m pour ceux optiques). En revanche, toutes les résolutions ont été réduites à 25 m pour la comparaison avec les MNE IGN (25 m) associé ou non au MNT AIGL. Les points d'aérotriangulations sont localisés au centimètre près, en revanche, les MNE extraits présentent des moyennes pour un pixel donné, donc pour une aire donnée, ce qui peut entraîner des erreurs non pas liées à la précision, mais à l'approximation pixellaire.

5.2.1. ASTER VNIR

Le couple d'image B3N et B3B choisi pour réaliser ce test est celui du 30 novembre 2007 (pixel : 15 m) en raison de la faible nébulosité à cette date. Les paramètres d'extraction du MNE sont les suivant :

- Nombre de GCP : 30
- Nombre de points homologues : 150
- Coefficient de corrélation : 0.7
- Relief du terrain : Low
- Détail du terrain : Maximum
- Pas : 15 m

Le MNE ainsi obtenus a été testé avec les points d'aérotriangulation (Figure 2-16) et à partir du MNE IGN corrigé par le MNT AIGL au sommet pour prendre en compte l'effondrement au niveau du Dolomieu (Figure 2-17).

La Figure 2-16 montre une répartition des erreurs du MNE hétérogène. Les plus fortes erreurs se situent au niveau des remparts, du cône et du Piton Crac. Les sept points au niveau de l'effondrement du Dolomieu ne sont pas pris en compte dans les statistiques. L'écart-type est de 50 m et la moyenne de -7.5 m. Ces valeurs sont essentiellement dues à ces zones de fortes erreurs. Cependant, la valeur médiane est de 0.31 m ce qui montre une répartition centrée des erreurs, malgré une légère dissymétrie de l'histogramme due aux erreurs au niveau des remparts.

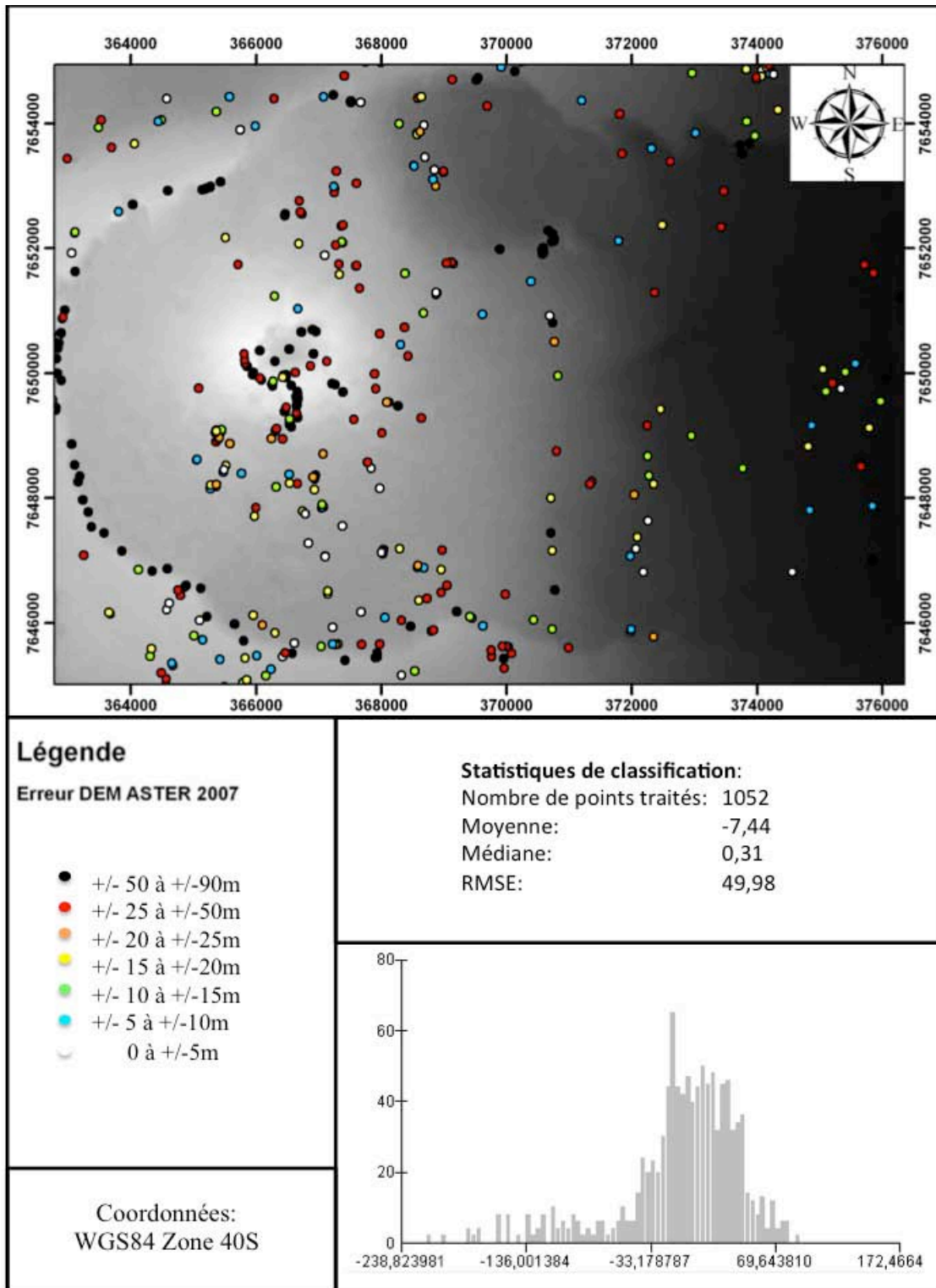


Figure 2- 16: Test de précision sur le MNE ASTER du 30 Novembre 2007 à partir de points d'aérotriangulation. La zone sommitale et les remparts ont des erreurs supérieures à 50 m. Les autres erreurs sont réparties aléatoirement.

Ces fortes erreurs se retrouvent sur la Figure 2-17 avec une répartition au niveau des remparts et du cône, mais aussi au niveau de la zone Nord Est de l'enclos. L'écart-type diminue car contrairement aux points d'aérotriangulation qui sont nombreux au niveau des remparts et du cône volcanique, ici c'est l'ensemble de la zone qui est représentée pixel par pixel, soit 545194 points. L'histogramme est décalé de 17 m et présente une distribution de type gaussienne et centrée. En revanche, le MNE apparait comme étant très bruité sur l'ensemble de la zone d'étude.

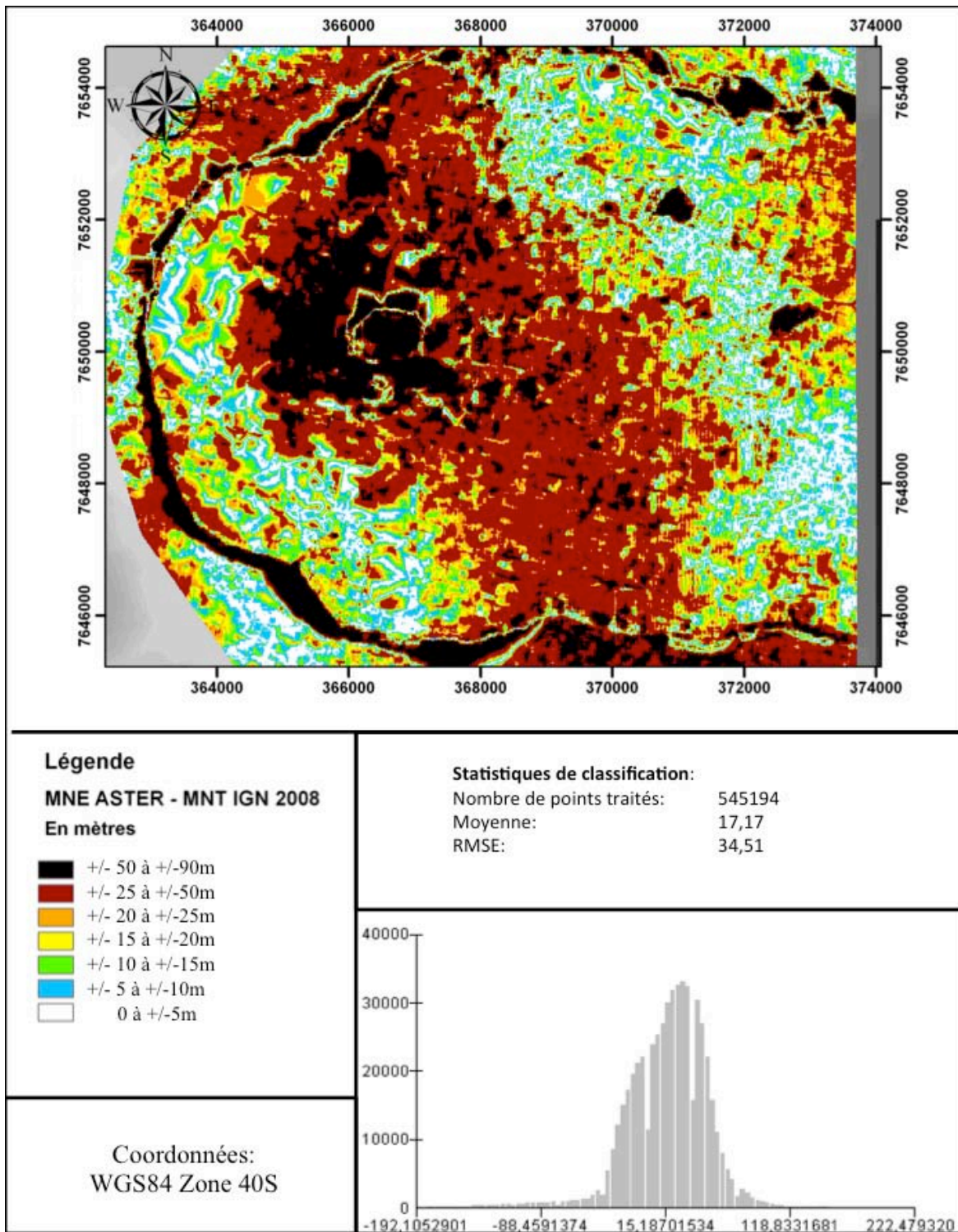


Figure 2- 17: Test de précision sur le MNE ASTER du 30 Novembre 2007 à partir du MNT IGN 2008. En dehors de l'erreur récurrente des remparts, une diagonale Nord-ouest/ Sud-est d'erreur supérieur à 25 m et comprenant la zone sommitale est observable.

En comparant ces résultats avec ceux de la littérature qui annonce une erreur moyenne de 30 m (Hirano et al., 2003 ; Cuartero et al. 2004 ; Fujisada et al., 2005, Kervyn et al,2008), on constate que nos valeurs sont plus élevées et cela pour quatre raisons :

- La création du MNE se réalise en corrélation directe, c'est-à-dire sans post traitement utilisant dans la plupart des cas un MNE préexistant.

- La zone d'étude présente de faibles réflectances qui ne permettent pas aisément de trouver des points de liaisons entre les images.
- Le relief est fort puisque plus de 2000 mètres de dénivelé sont représentés, avec la présence de remparts quasi verticaux. Or plus les pentes sont fortes, plus les erreurs du MNE seront élevées (Toutin, 2002a et 2008).
- Le bruit du MNE lié à la difficulté du logiciel de trouver des points similaires en raison de la réflectance très faible.
- Une erreur élevée au niveau des remparts qui sur le MNE créé ne sont pas représentés de manière verticale mais en pente.

Toutin (2002a) démontre une forte corrélation entre la pente et l'erreur des MNE issus de couples stéréoscopiques ASTER (Figure 2-18). Nos erreurs en écart-type correspondent à sa droite de régression en LE68 (1σ). La pente moyenne de notre zone d'étude est de 14° , or en utilisant la formule de régression linéaire de Toutin (2002) on obtient :

$$\begin{aligned} \text{LE68} &= 1.5 * \text{pente} + 16.0 \\ &= 1.5 * 14 + 16.0 \\ &= 37 \text{ mètres} \end{aligned}$$

Soit une erreur très proche des 34.5 mètres trouvés pour l'ensemble de notre zone d'étude, ce qui tend à confirmer que la principale source d'erreur dans notre cas est la pente. Cependant, dans notre cas d'étude le bruit observé ne permet pas de représenter les erreurs liées à la pente sous forme de droite de régression car, même si l'équation serait alors du même type ($y = 0,9283x + 18,356$), le coefficient de détermination R^2 serait alors de 0.1 dû à la dispersion occasionnée. Ce bruit est occasionné à la fois lors de la création du MNE par l'incapacité du logiciel à établir certains points homologues en raison des faibles réflectances et d'erreurs de triangulation.

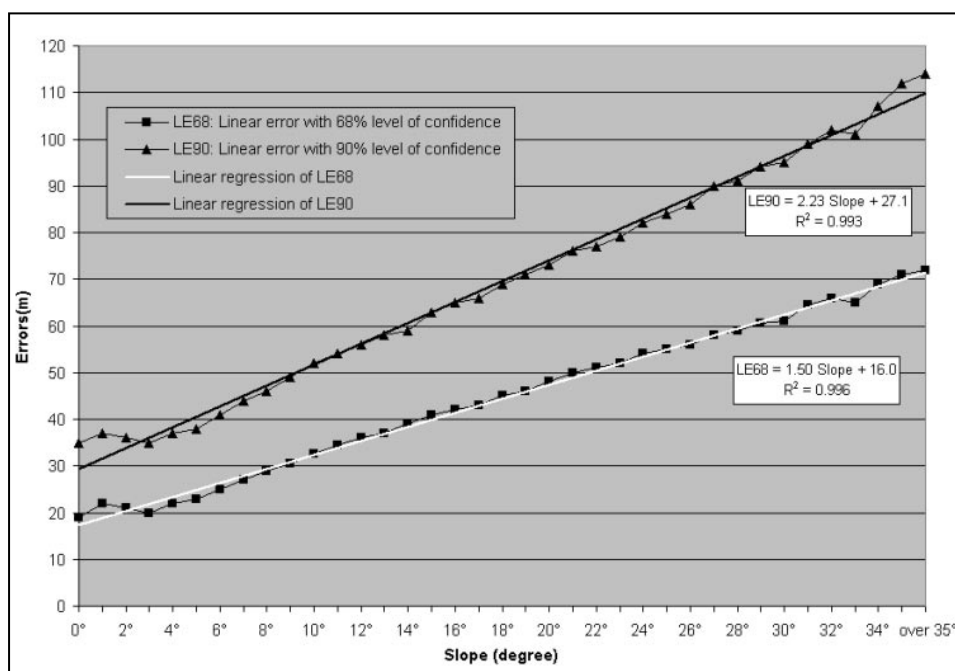


Figure 2- 18: Précision des MNE ASTER (LE68 et LE90 en mètres, avec régression linéaire) en fonction de la pente du terrain (Toutin, 2002a).

5.1.3.SPOT 4

Le couple d'image SPOT 4 en multi-spectrale choisi pour réaliser ce test est :

L'image SPOT 4 en multi-spectrale du 21 août 2008 Band 3 (pixel : 20 m)

L'image SPOT 4 en multi-spectrale du 19 mai 2009 Band 3 (pixel : 20 m)

Les paramètres d'extraction du MNE sont les suivant :

- Nombre de GCP : 30
- Nombre de points homologues : 300
- Coefficient de corrélation : 0.7
- Relief du terrain : Low
- Détail du terrain : Maximum
- Pas : 20 m

L'image du 21 août 2008 présente un nuage au Nord de la zone d'étude (Figure 2-19). Par conséquent dans les tests du MNE extrait, cette zone nuageuse sera ignorée dans les statistiques d'erreur du MNE. De plus des coulées se sont mise en place entre septembre 2008 et février 2009 dans le cratère du Dolomieu. Les valeurs obtenues intra Dolomieu sont par conséquent aussi ignorées dans les statistiques.

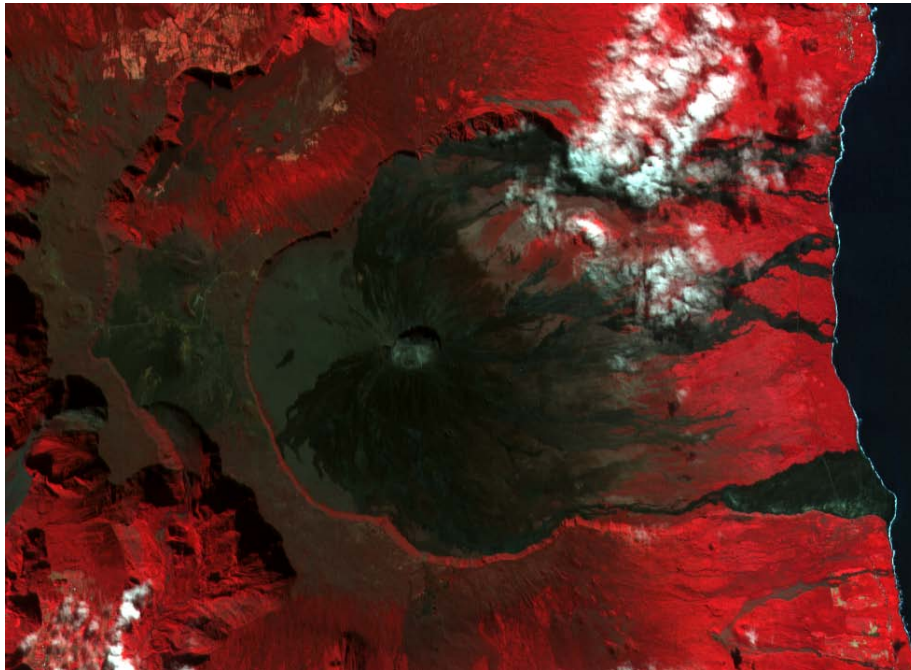


Figure 2- 19: Image SPOT 4 du 21 Août 2008 avec des nuages sur la zone Nord-est.

La Figure 2-20 représente le test d'erreurs du MNE SPOT 4 2008-2009 en utilisant les points d'aérotriangulation. Un décalage de 5 m est constaté en altitude aussi bien au niveau de la moyenne que de la médiane. L'écart-type est de 40,6 m, soit malgré une moins bonne résolution spatiale et deux dates d'acquisitions différentes, meilleur que celui obtenu pour le MNE ASTER. Cela est dû aux zones non prises en compte dans les statistiques, soit deux zones présentant généralement de fortes erreurs, et à un problème de décalage au niveau des remparts du MNE précédent qui augmente son erreur. Les erreurs montrent une répartition plus forte au sommet et sur certaines zones des remparts. À l'Ouest de la zone d'étude et en bas des grandes pentes les erreurs sont plus petites, le MNE est plus fiable. L'histogramme présente une distribution gaussienne qui est décentrée de 5 m. Cela est probablement dû aux surestimations obtenues au niveau du rempart Nord est et de celles à l'est du cône.

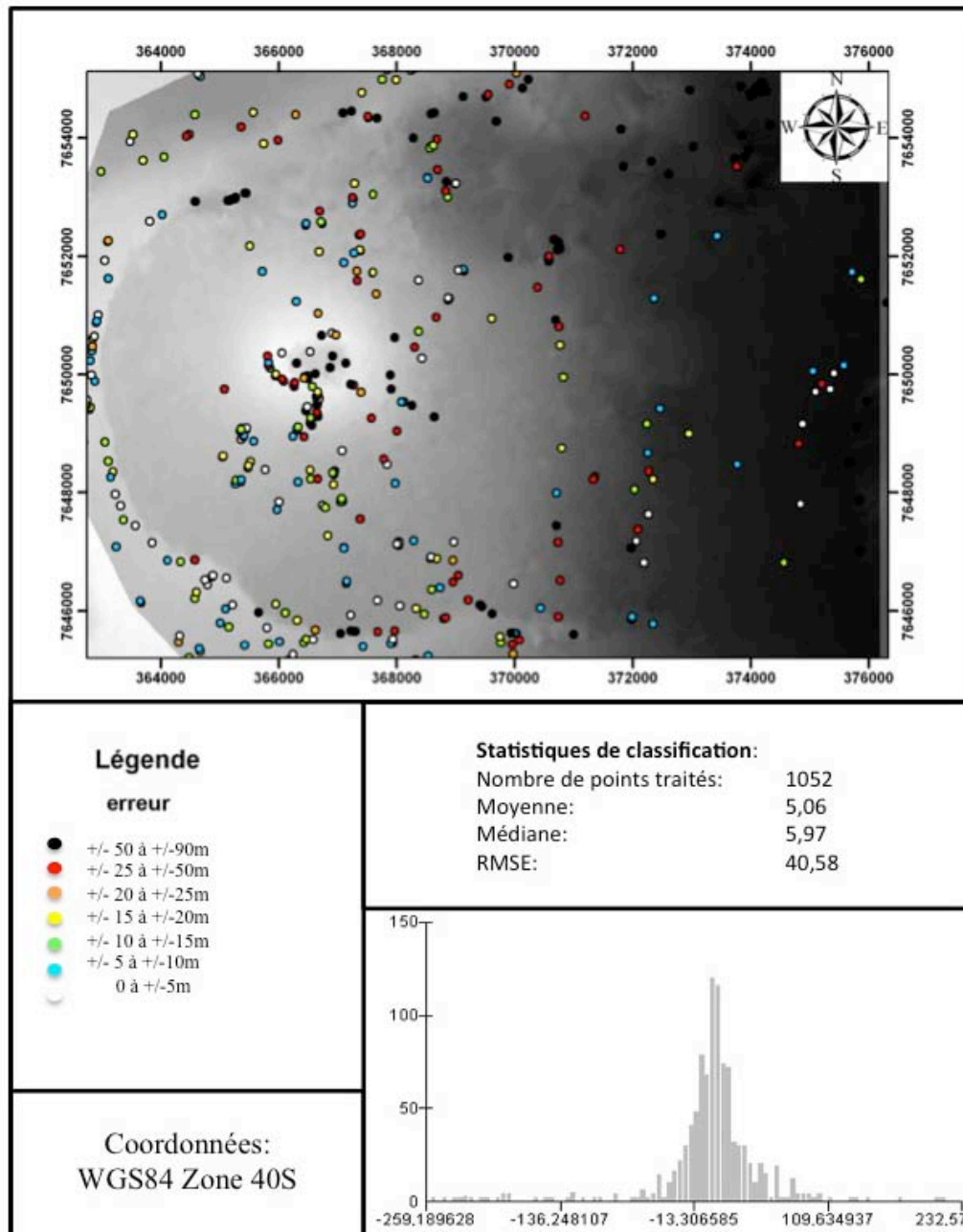


Figure 2- 20: Test de précision sur le MNE SPOT 4 2008-2009 à partir de points d'aérotriangulation. La zone avec les nuages et celle de l'effondrement ne sont pas comprises dans les statistiques car l'erreur qui leurs est associée est liée aux images utilisées.

La Figure 2-21 quant à elle présente le MNE SPOT 4 testé à partir du MNE IGN avec la nouvelle caldeira représentée par le MNT AIGL. La zone nuageuse apparaît très clairement en noir. La partie Est du cône volcanique présente aussi de très fortes erreurs, tout comme le rempart Nord Est. La partie Ouest de l'enclos et du rempart, ainsi que le bas des Grande Pentas présentent quant à elles des erreurs de l'ordre de +/-10 m. Le MNE est bruité et son histogramme d'erreur centré.

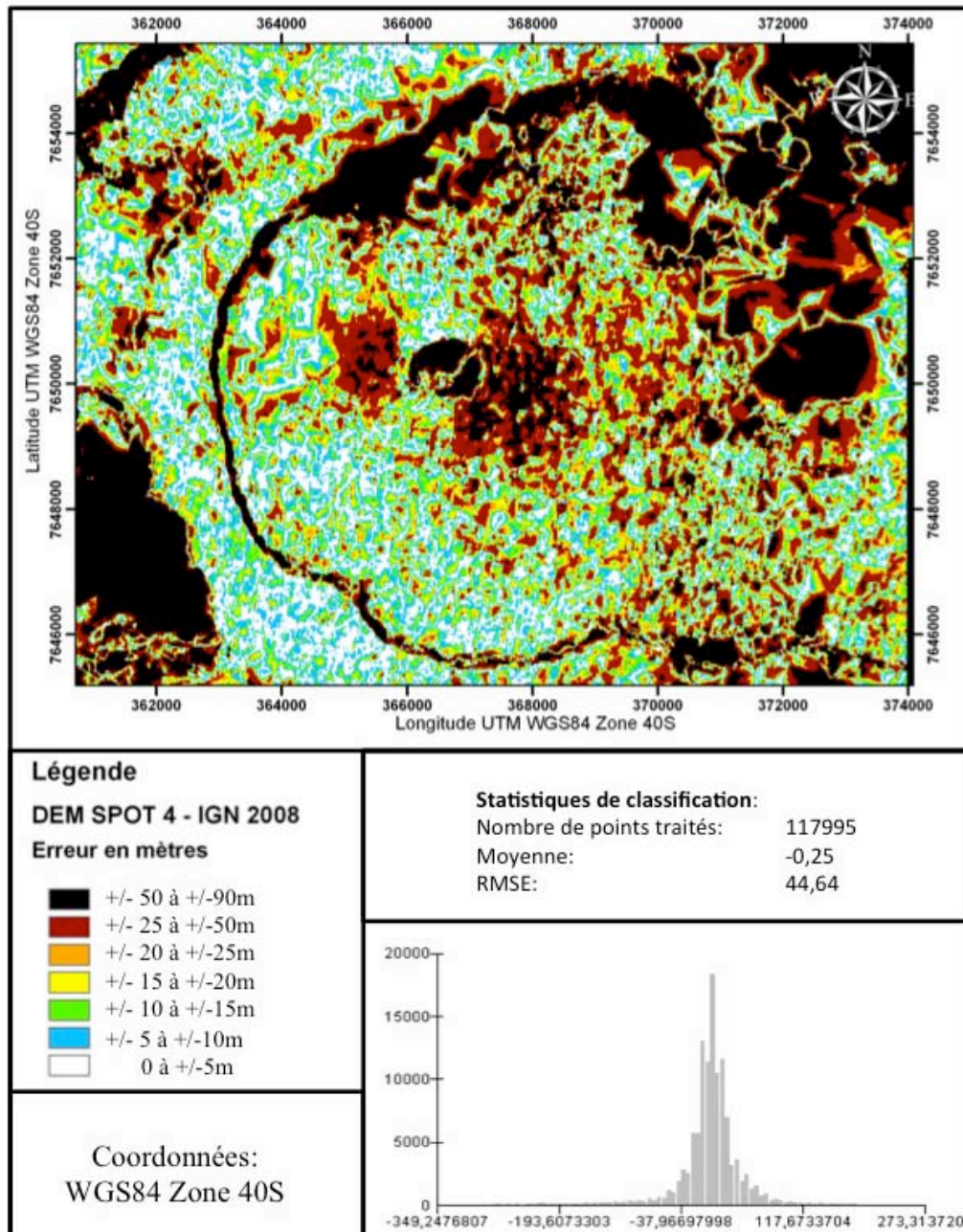


Figure 2- 21: Test de précision sur le MNE SPOT 4 2008-2009 à partir du MNE IGN associé au MNT AIGL sur la zone de l'effondrement. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques. Les MNE est bruité, les remparts et rivières présentent de fortes erreurs et les zones planes des plus faibles.

Si ces résultats sont comparés avec ceux obtenus pour une résolution similaire et un terrain présentant un haut relief modéré (Lee et al, 2003), nous obtenons des résultats similaires. Le bruit important présent sur ce MNE met en évidence des problèmes de corrélation entre les images au moment de l'interpolation réalisée par le logiciel.

5.1.4.SPOT 5

5.2.1.1. MULTI-SPECTRALE 10M

Le couple d'image SPOT 5 multi-spectrale choisi pour réaliser ce test est :

- L'image SPOT 5 multi-spectrale du 18 octobre 2002 Band 3 (pixel : 10 m)
- L'image SPOT 5 multi-spectrale du 24 avril 2003 Band 3 (pixel : 10 m)

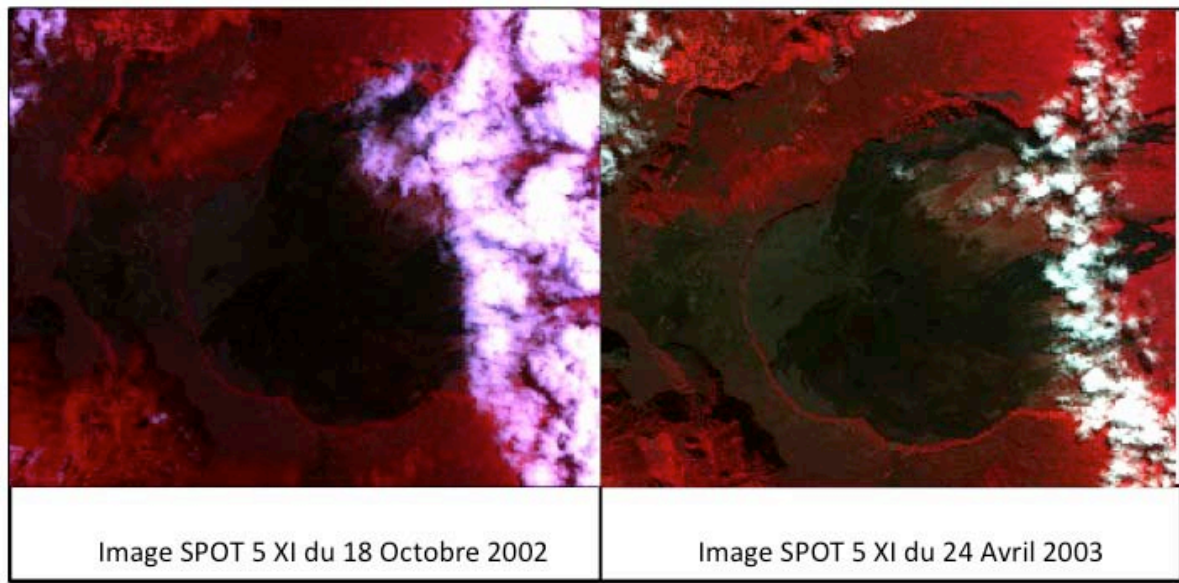


Figure 2- 22: Couple d'image SPOT 5 Multi-spectrale. La zone Est présente trop de nuages pour être testée.

La zone sommitale est parfaitement dégagée sur ce couple mais les Grandes Pentes sont nuageuses (Figure 2-22). Le MNE n'est donc extrait et testé que sur la partie Ouest.

Les paramètres d'extraction du MNE sont les suivant :

- Nombre de GCP : 40
- Nombre de points homologues : 150
- Coefficient de corrélation : 0.7
- Relief du terrain : Moderate
- Détail du terrain : Maximum
- Pas : 10 m.

La Figure 2-23 présente trois zones de fortes erreurs entre les points d'aérotriangulation et notre MNE : le Sud du cône volcanique, le début des Grandes Pentes à l'Est et au Nord du cône, le rempart Sud et la partie amont de la Rivière de l'Est. Les autres points présentent une erreur de l'ordre de 0 à 25 m. L'histogramme d'erreur montre une distribution gaussienne et on obtient un écart-type de 32.6 m. Le décentrage de l'histogramme est dû à une surestimation au Nord Est de notre zone d'étude (moyenne 3.6 m et médiane 6 m).

La Figure 2-24 montre de la même manière une forte concentration des erreurs supérieures à 25 m au niveau des remparts, du sud du cône volcanique, de la partie amont des rivières de l'Est et Langevin et la zone Nord Est de notre MNE qui était la zone la plus proche de la nébulosité. Sur cette dernière zone, une interaction liée aux nuages a pu se produire lors de la création du MNE ce qui expliquerait les erreurs positives qui y sont observées. En revanche, celles des rivières et des remparts sont négatives. L'histogramme montre aussi une distribution de type gaussienne. L'écart-type est de 32.5 m sur plus de 75000 points testés.

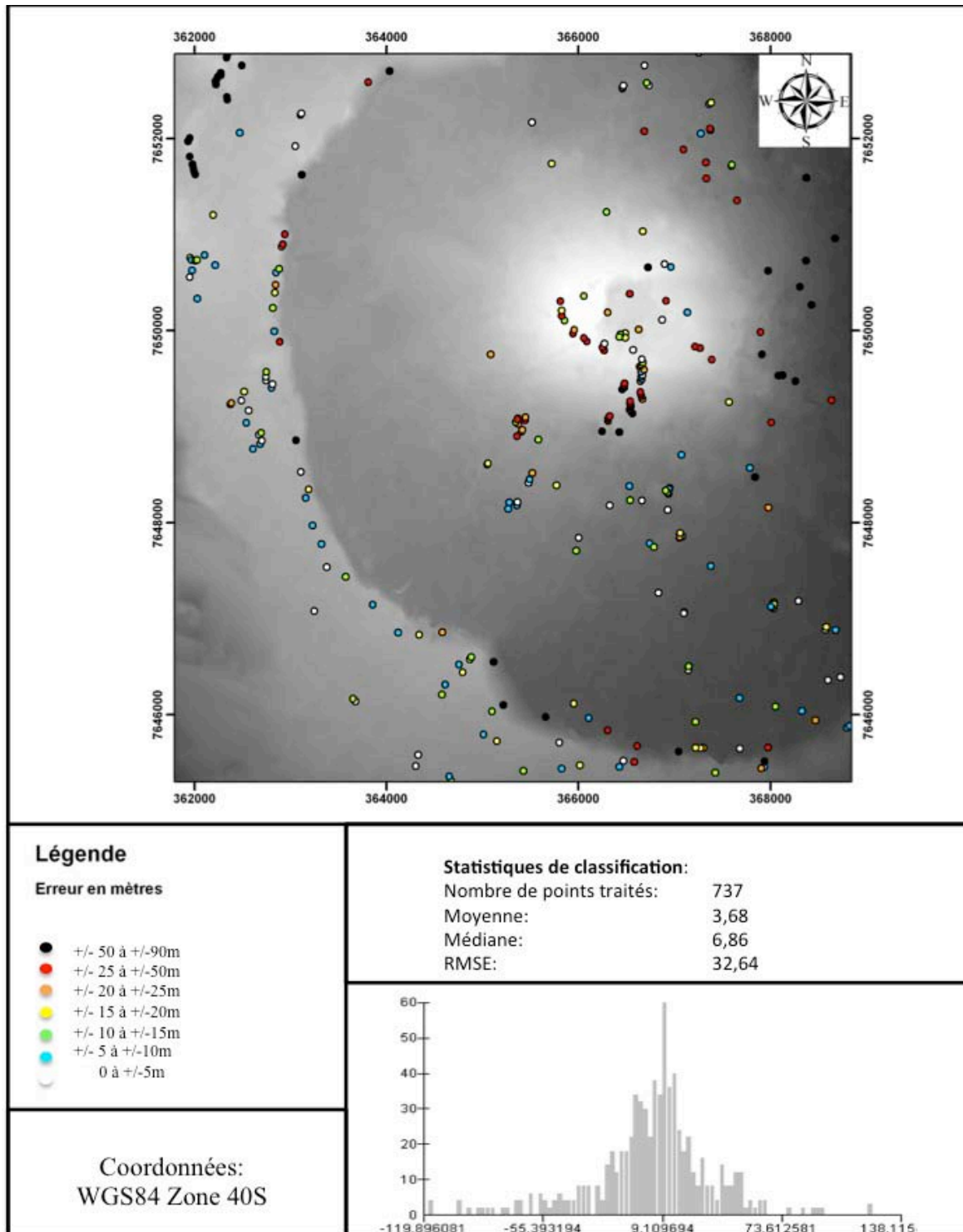


Figure 2- 23: Test de précision sur le MNE SPOT 5 2002-2003 à partir de points d'aérotriangulation. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques. Les plus fortes erreurs s'observent au niveau du cône volcanique.

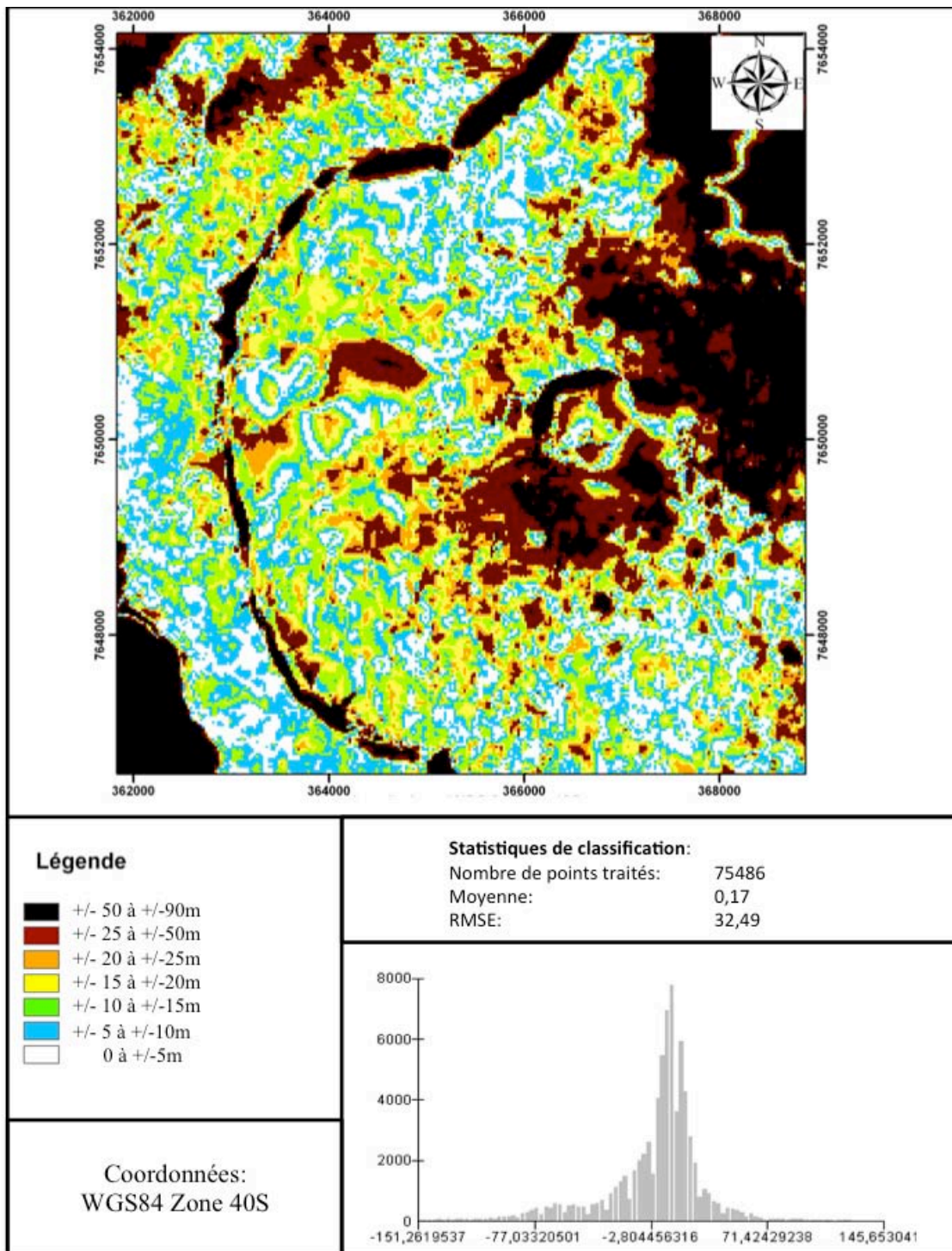


Figure 2- 24: Test de précision sur le MNE SPOT 5 2002-2003 à partir du MNE IGN. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques. Trois zones d'erreur ressortent : le cône, les rempart et la rivière Langevin.

Les MNE produit à partir d'images SPOT 5 sont dit DTED2 (Digital Elevation Terrain Data level 2), c'est-à-dire doivent présenter une erreur verticale inférieure à 30 m (les produits MNE correspondent aux spécifications HRTI de l'agence américaine de renseignement géospatial (U.S. National Geospatial-Intelligence Agency, NGA)). Nos résultats sont au-dessus de cette valeur. Le problème est essentiellement lié aux fortes pentes (remparts rivière de l'Est et Langevin, remparts enclos Fouqué), mais aussi à des problèmes de corrélation dus aux très faibles différences de réflectance au niveau du cône. La forte récurrence de nébulosité pause en plus le problème de temps entre les acquisitions. Plus ce temps est long, moins la corrélation entre les images est bonne, et par conséquent plus la résolution verticale diminue (Nonin et Piccard, 2003).

5.2.1.2. SPOT 5 PANCHROMATIQUES

Le couple d'image SPOT 5 panchromatique choisi pour réaliser ce test est (Figure 2-25):

- L'image SPOT 5 panchromatique du 21 juillet 2003 (pixel : 5 m)
- L'image SPOT 5 panchromatique du 21 août 2003 (pixel : 5 m)

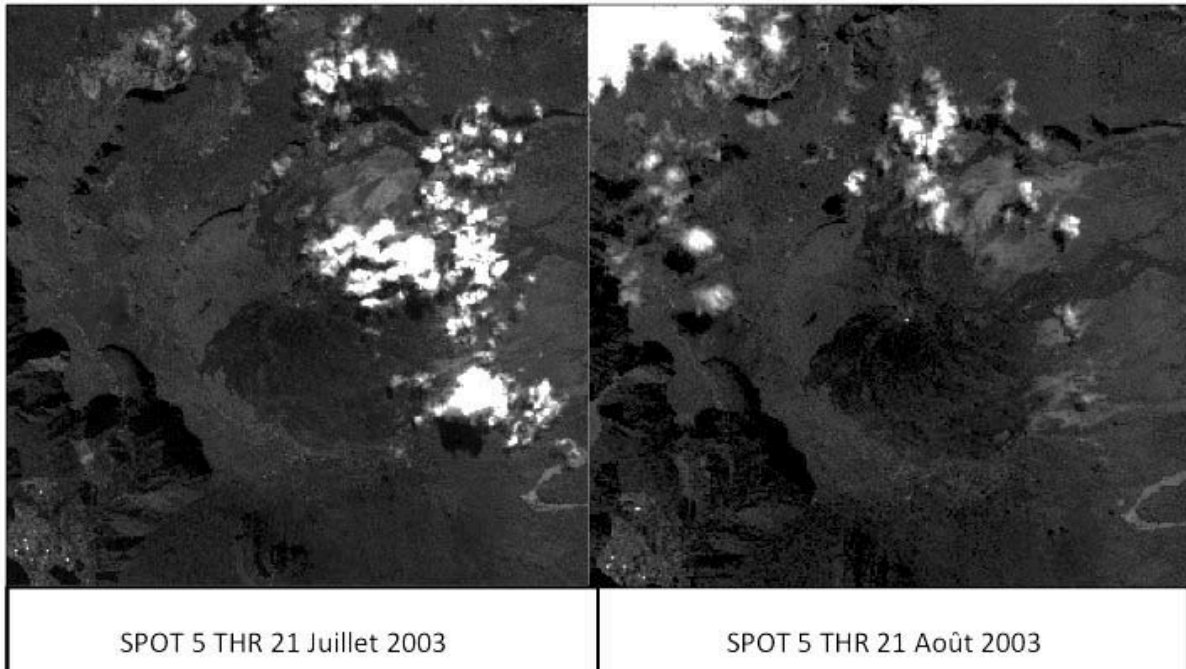


Figure 2- 25: Couple SPOT 5 THR 2003. Zones Nord et Est présentant des nuages.

Avec comme paramètres d'extraction du MNE :

- Nombre de GCP : 62
- Nombre de points homologues : 364
- Coefficient de corrélation : 0.7
- Relief du terrain : Moderate
- Détail du terrain : Maximum
- Pas : 5 m.

La zone d'étude présente de nombreux nuages, seule la partie Ouest, sans nuage, est testée ici. Cependant, comme cela correspond à la zone de faibles réflectances dans la partie Est du MNE extrait, un plus grand nombre de point de contrôle au sol et de points homologues ont été utilisés, afin de mieux contraindre le MNE. Les zones nuageuses ne sont pas prises en compte dans les tests statistiques.

La Figure 2-26 présente des nuages au Nord et à l'Est. Les zones influencées par leurs présences ou leurs proximités sont représentées par les erreurs les plus fortes, soit les points noirs et rouges. L'histogramme d'erreur n'est pas symétrique, car il prend en compte des points hors zone d'étude qui donnent des valeurs fictives négatives. Ces valeurs ne sont pas prises en compte dans les calculs, seulement au niveau de l'histogramme où elles correspondent aux erreurs inférieures à -124 m. On obtient alors un écart-type de 16.1 m et un MNE centré, c'est-à-dire avec une moyenne et une médiane proche de 0. Ce MNE présente moins de bruit que les précédents. La corrélation des images SPOT THR s'est mieux faite en raison d'un plus court intervalle de temps entre les acquisitions (un mois), et aucun changement de la surface (aucune éruption). Quelques erreurs au niveau des remparts sont visibles, mais globalement le plus grand nombre des points se situent entre 10 et 20 m d'erreur.

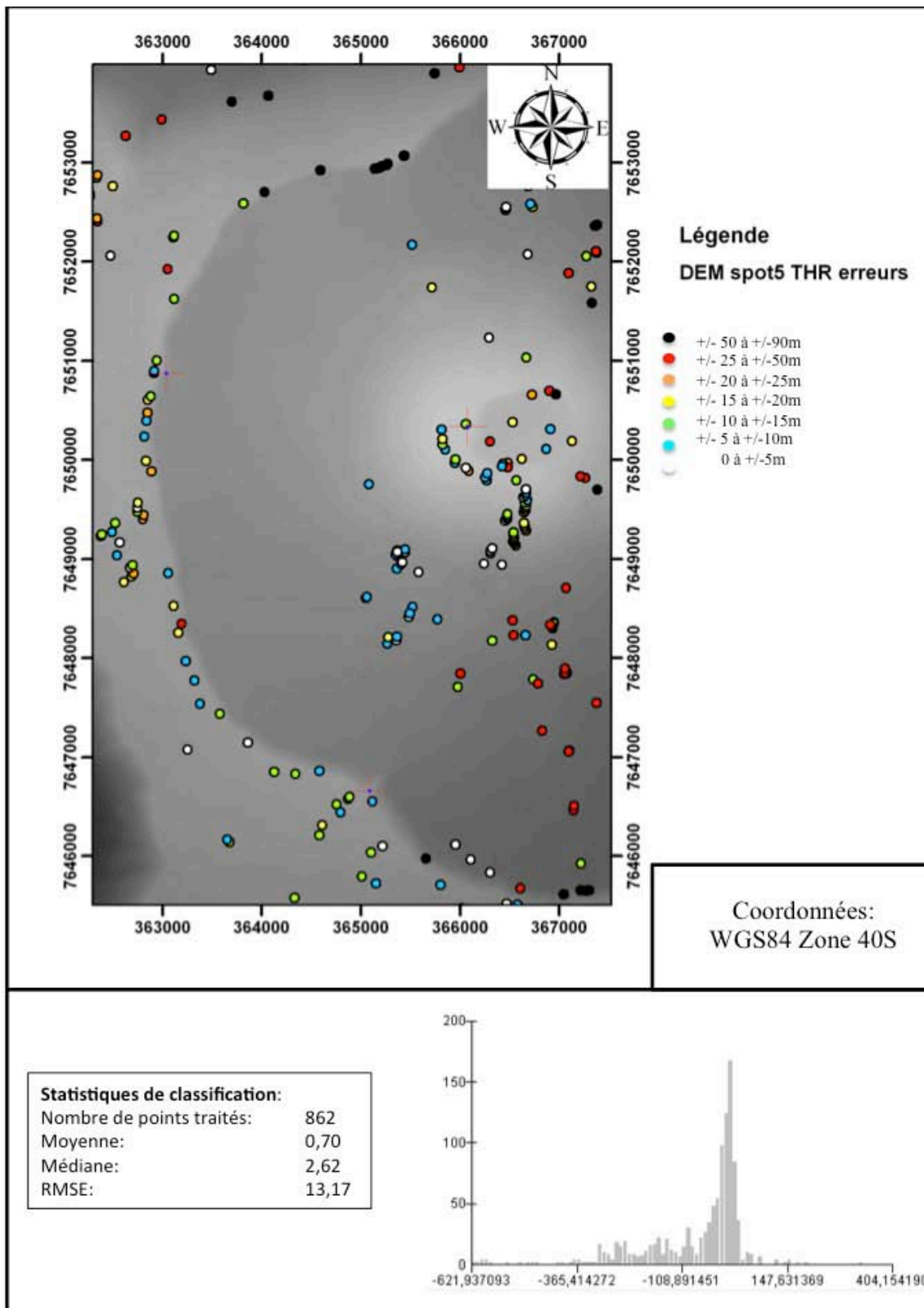


Figure 2- 26: Test de précision sur le MNE SPOT 5 THR 2003 à partir de points d'aérotriangulation. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques. Les erreurs les plus fortes se situent au niveau des pentes les plus fortes.

La Figure 2-27 montre une précision de l'ordre de 10 m sur les zones les plus planes et supérieure à 50 m au niveau des remparts. L'historgramme ne prend que la zone sans nuage en compte et présente une distribution gaussienne. Son écart-type est de 14 m. C'est le MNE extrait à partir d'images satellite optique le plus précis

obtenu, mais aussi celui présentant la meilleure résolution spatiale, puisqu'il a été extrait à 5 m. Ses valeurs restent cependant deux fois supérieur à ce que trouvent Nonin et Picard (2003) de par le bruit du MNE, mais aussi en raison du type de terrain étudié, c'est-à-dire le relief associé au volcan qui diminue la précision du MNE.

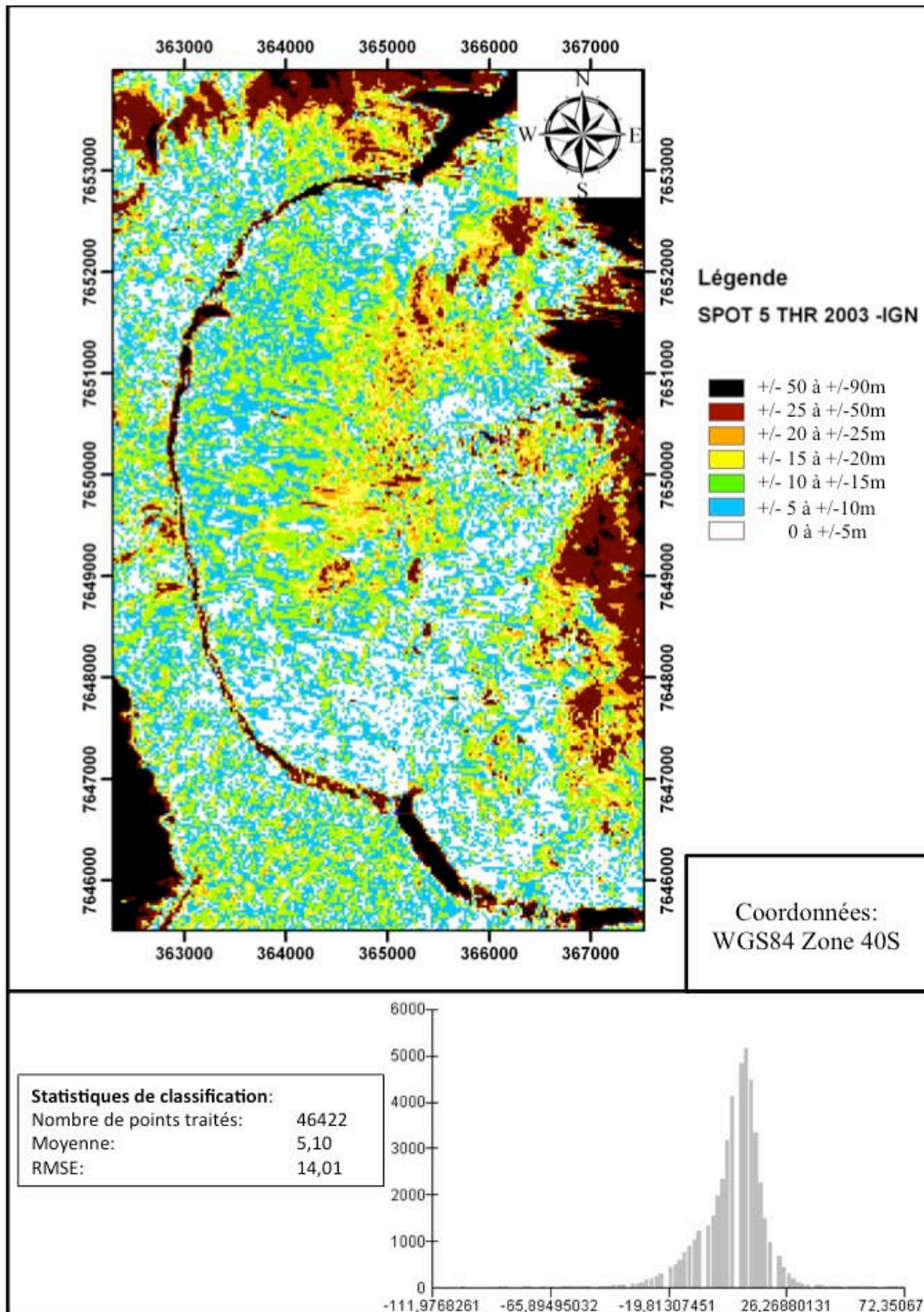


Figure 2- 27: Test de précision sur le MNE SPOT 5 THR 2003 à partir du MNE IGN. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques. Les remparts et le haut de la rivière Langevin présentent de fortes erreurs. Le reste de la zone est bruité mais globalement les erreurs y sont faibles et le MNT y est de bonne qualité.

5.2.1.3. SPOT HRS

L'instrument HRS a pour but d'acquérir des images dans la bande panchromatique suivant 2 axes de visée respectivement à + et - 20 en avant puis en arrière du satellite par rapport à sa vitesse de défilement : il permet ainsi d'acquérir rapidement (dans notre exemple en une minute et trente deux secondes) un couple d'images stéréoscopiques pour élaborer un modèle numérique de terrain. Le couple d'image est celui du 28 septembre 2002 (pixel : 10 m ; données mises à disposition par le programme de recherche KALIDEOS dans le cadre de cette thèse). Ce couple présente des nuages au niveau des Grandes Pentas (Figure 2-28), le MNE extrait n'est donc testable que sur la partie Ouest de l'enclos. Les paramètres d'extraction pour la réalisation du MNE sont:

- Nombre de GCP : 57
- Nombre de points homologues : 211
- Coefficient de corrélation : 0.7
- Relief du terrain : Moderate
- Détail du terrain : Maximum
- Pas : 5 m.

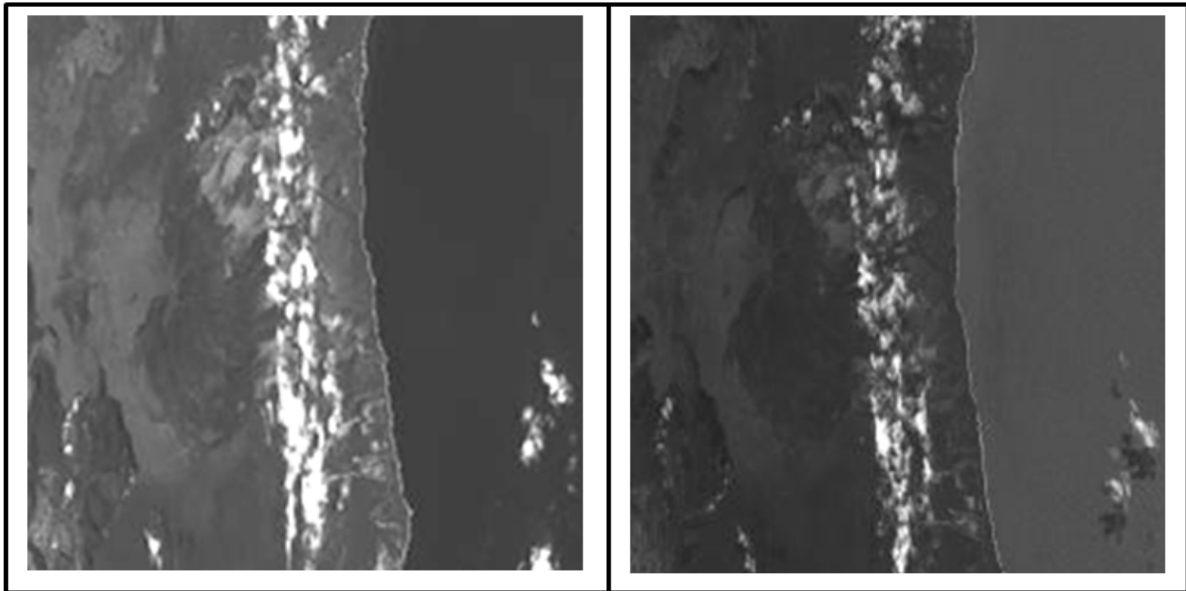


Figure 2- 28: Couple SPOT HRS du 28 Septembre 2002.

La Figure 2-29 illustre bien la présence de nuages avec les très fortes erreurs dans les Grandes Pentas (points noirs). Globalement une erreur plus forte est constatée au niveau de Nord de la zone Ouest. Au niveau du cône volcanique une nouvelle fois ses parties Sud et Sud-est présentent de fortes erreurs. L'écart type est de 44.3 m, ce qui est élevé, alors que le système de couples stéréoscopiques HRS devrait nous fournir notre meilleur MNE de par la résolution des images et par leur mode d'acquisition. Ce chiffre élevé ne prend pas en compte la partie présentant de la nébulosité et est dû en grande partie aux fortes erreurs de la partie Nord de notre zone d'étude, des remparts et de l'Est et Sud-est du cône. La moyenne est négative, mais la médiane est proche de zéro, ce qui indique que le nombre de valeurs positives et négatives réparties sur la Figure 2-29 sont en quantité comparable. Néanmoins, si on regarde leurs répartitions, en termes de localisation sur la carte, on constate qu'elle n'est pas homogène. La partie Nord présente des erreurs négatives, qui indiquent une sous-estimation du MNE créé, ainsi que les parties Est et Sud-est du cône et Sud-est juste avant les nuages. La partie Sud juste au-delà des remparts et la zone sud du volcan présentent quant à elles des valeurs positives qui indiquent une surestimation.

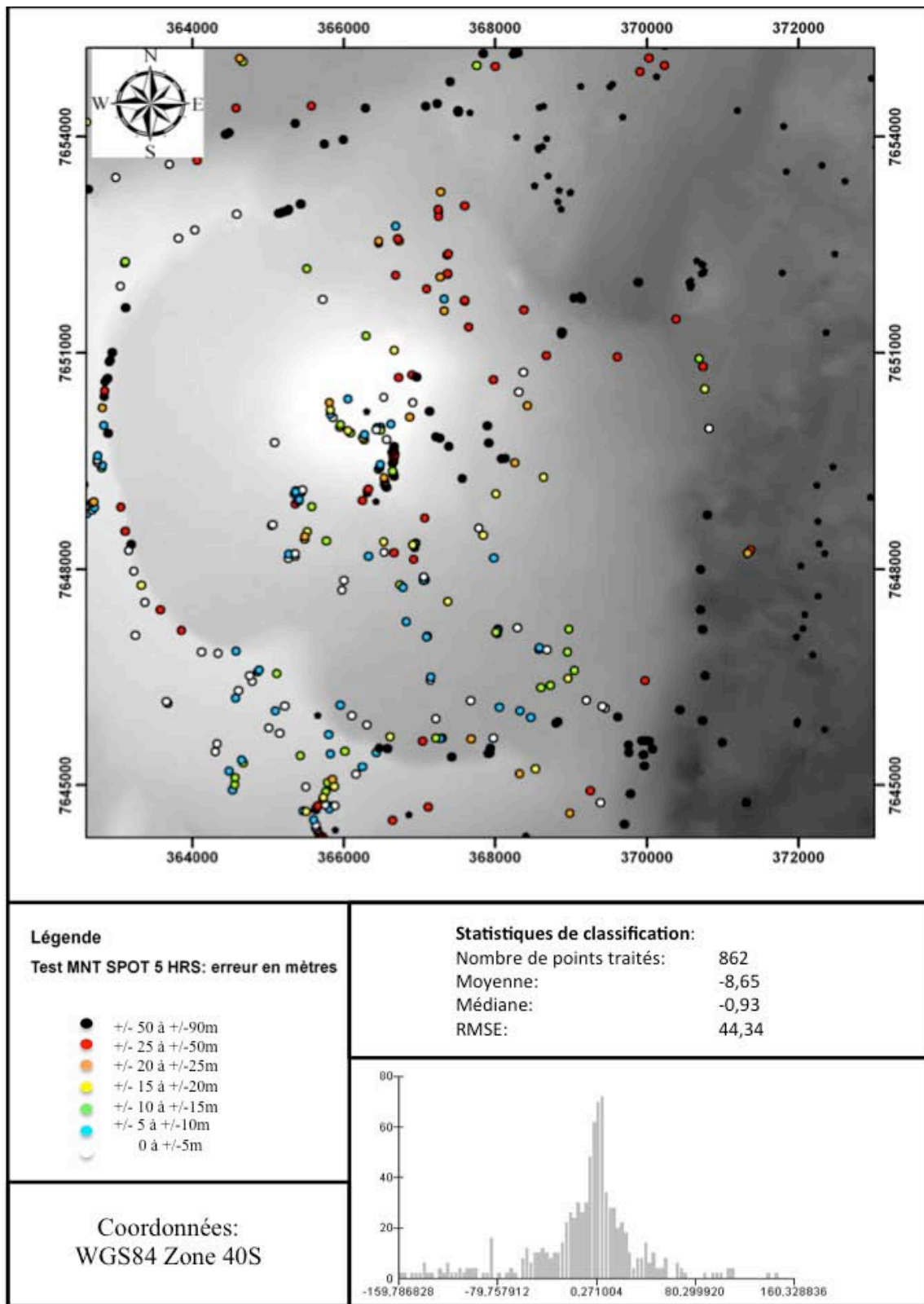


Figure 2- 29: Test de précision sur le MNE SPOT 5 HRS 2002 à partir de points d'aérotriangulation. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques. Les plus fortes erreurs sont au niveau du sommet, des remparts et des Grandes Pentes.

La Figure 2-30 présente un résultat similaire à ce qui a été trouvé avec les points d'aérotriangulation. Cependant, elle permet de mieux délimiter les zones d'erreur. La zone Noire continue à l'Est étant due à la présence de nuage, les autres sont dues aux erreurs. Les zones d'erreur au niveau du cône sont elles aussi très

bien délimitées. Il apparaît plus clairement que précédemment que la partie Ouest donne de très bon résultat, puisque la zone montre des erreurs inférieures à 5 m.

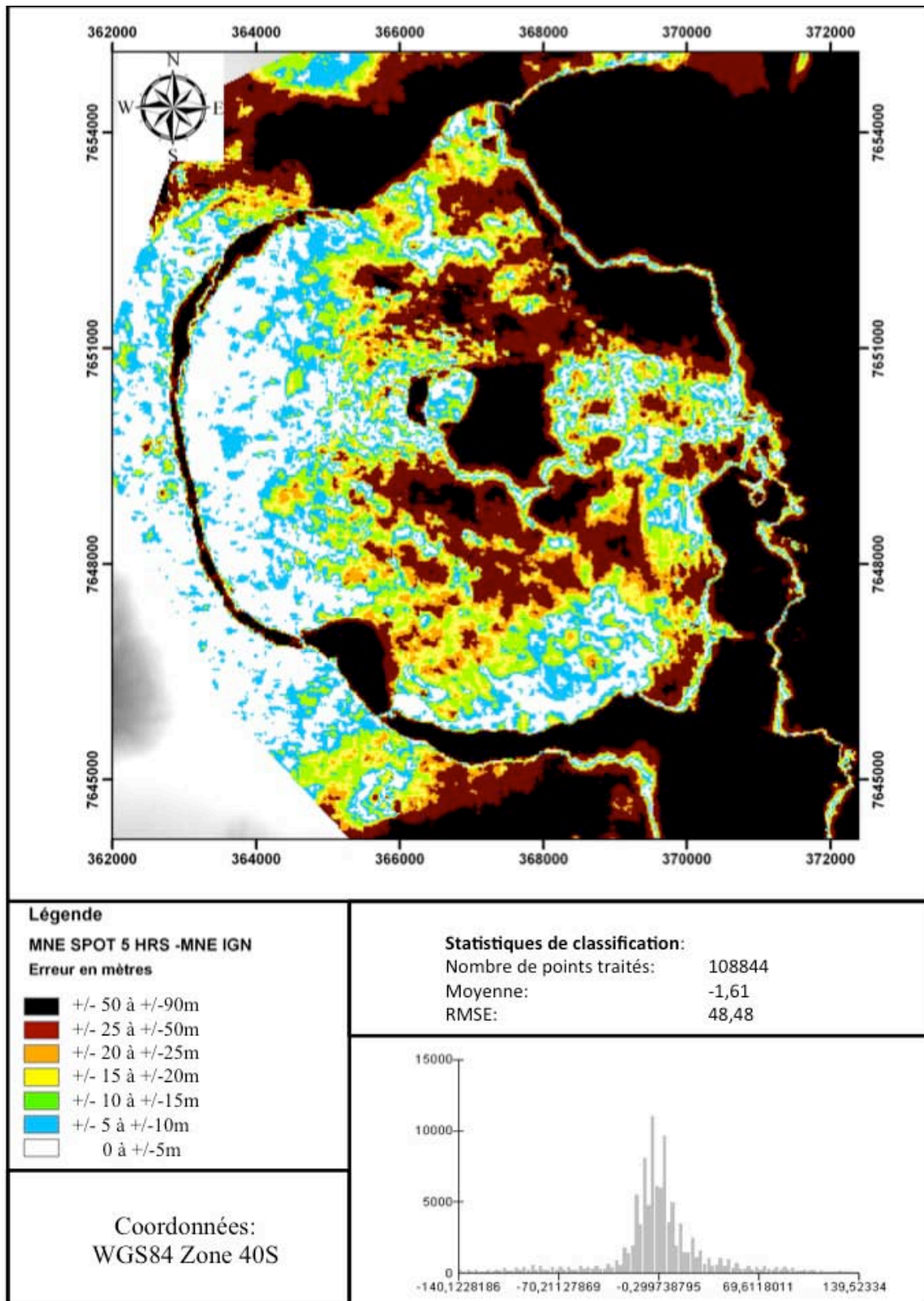


Figure 2- 30: Test de précision sur le MNE SPOT 5 HRS 2002 à partir du MNE IGN. La zone avec les nuages n'est pas comprise dans les statistiques, elle correspond à la zone Est de la carte. Le sommet présente une dissymétrie d'erreur au niveau du cône. Les remparts montrent de fortes erreurs, mais au niveau du rempart Sud elles sont plus dilatées.

Se pose de nouveau la question de la précision du MNE, qui aurait dû globalement être la même que pour cette dernière. En revenant sur l'étape des points de liaison entre les images (Figure 2-31), une cause à cette erreur apparaît. Le problème est lié à une décorrélation entre les deux images stéréoscopiques, car dans cette zone les images apparaissent localement très différentes en terme de dynamique radiométrique et donc d'aspect. Ce changement d'aspect est dû aux angles de prises de vue et au relief du volcan. Le corrélateur ne reconnaît pas les objets identiques sur les deux images. Les points homologues pour la construction du MNE dans cette zone sont donc peu nombreux et l'interpolation n'est pas correcte. Malheureusement il n'y a pas de moyen de contourner ce problème via le module DEM Extraction du logiciel Envi.

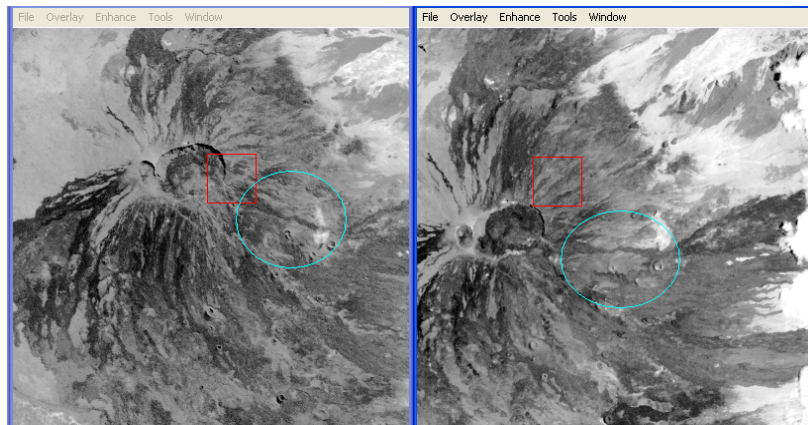


Figure 2- 31: Étape de création des points de liaison lors de l'extraction du MNE HRS 2002. Les ellipses bleues correspondent à la même zone d'étude, les carrés rouges aux zones que le logiciel corrèle entre elles.

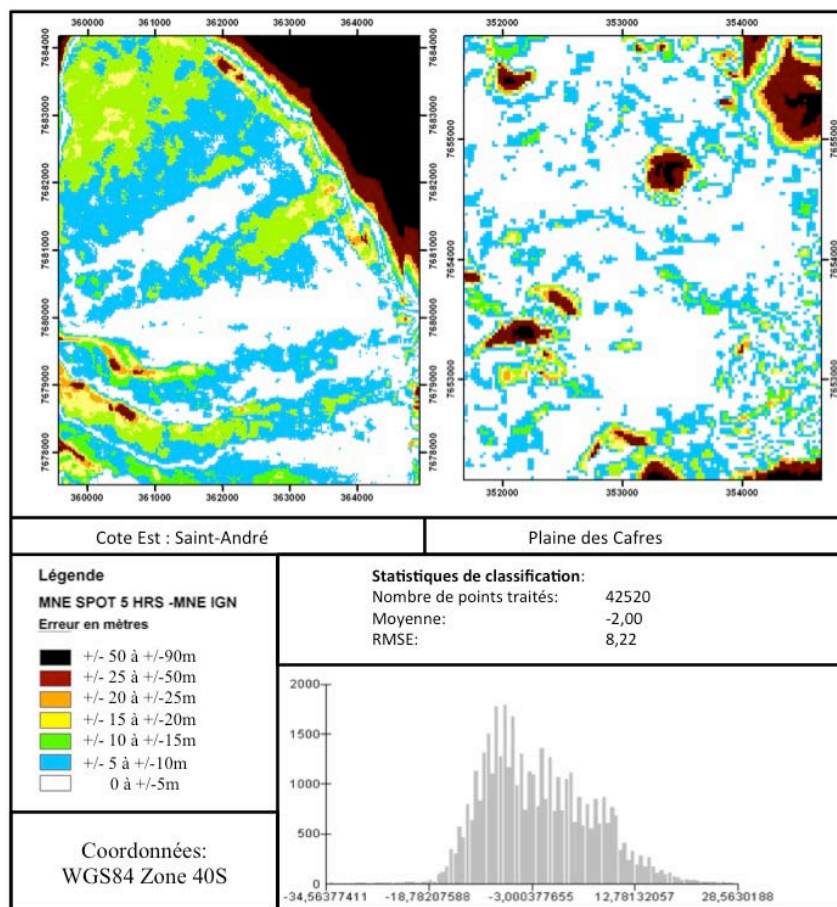


Figure 2- 32: Test de précision sur le MNE SPOT 5 HRS 2002 à partir du MNE IGN. Quand les zones de corrélation présentent des réflectances variables, la corrélation entre les images s'effectue correctement et les erreurs sont inférieures à 10 m.

En revanche, si l'on étudie le même MNE sur des zones présentant de plus forts contrastes et des pentes moins fortes on obtient une diminution spectaculaire de l'erreur. L'écart-type passe alors à 8.2 m (Figure 2-32).

Toutin (2006) propose une relation entre pente et qualité des MNE extrait de couples d'images SPOT HRS (Figure 2-33). Nos résultats pour la zone hors volcan sont supérieurs de 2 à 3m aux prédictions, mais reste dans la même gamme d'erreurs contrairement à celles rencontrées au niveau du volcan qui ont un écart-type de plus de 40 m.

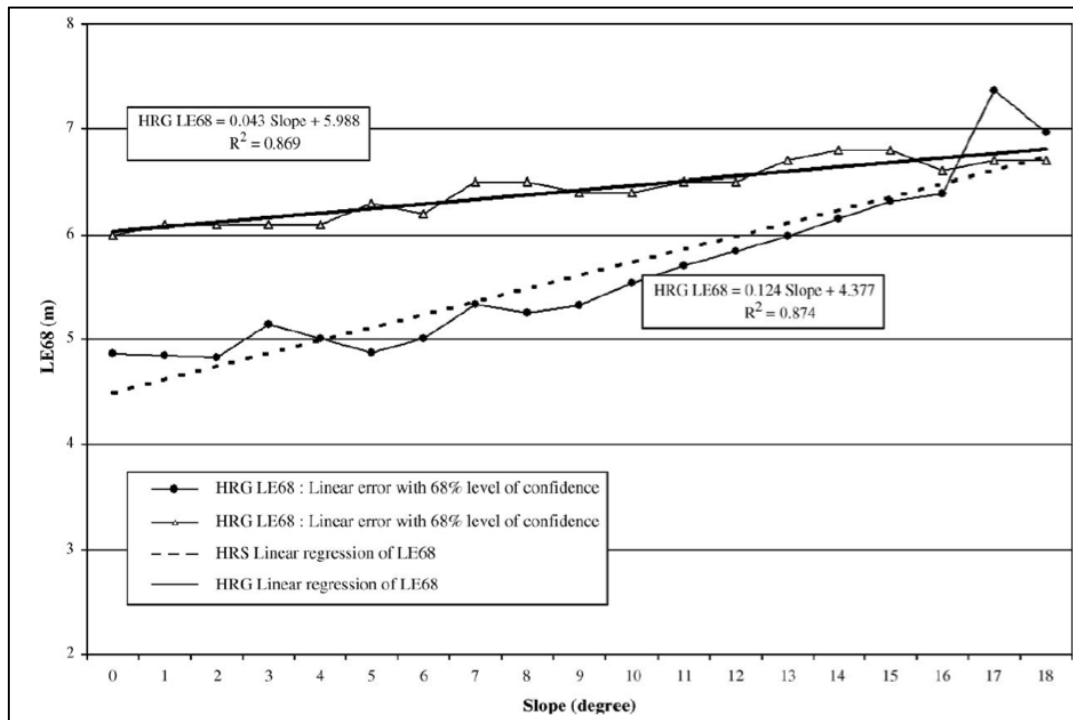


Figure 2- 33: Précision des MNE SPOT HRS (LE68 et LE90 en mètres, avec régression linéaire) en fonction de la pente du terrain (Toutin, 2006)

En terrain montagneux Tsakiri-Strati et al. (2004) obtiennent un écart de l'ordre de 14 m, avec de bonnes résolutions dans les zones plates et qui va en diminuant plus la pente augmente. Bouillon et al. (2006) abordent aussi ce problème de résolution verticale en fonction de la pente. L'écart-type moyen qu'ils trouvent est de 15 m, ce qui est supérieur aux valeurs obtenues hors zone de volcan et inférieur à celles obtenues au niveau de l'enclos. En revanche, si l'on compare leurs corrélations entre la pente et la résolution verticale du MNE, la zone du volcan présente une nouvelle fois une valeur très élevée. Ces erreurs ne sont donc pas directement imputables au relief, même si une partie y est directement liée. Or si l'on observe les résultats obtenus sur Saint-André (Figure 2-32), qui présente des pentes variant entre 0° et 50° (dans les ravines), les erreurs maximales sont corrélées au relief. Deux raisons peuvent alors expliquer les erreurs élevées : les valeurs radiométriques basses (faible réflectance) et la géométrie conique du cône volcanique.

5.3. CONCLUSION

Un certain nombre de problème se posent lors de l'extraction des MNE à partir d'images satellites optiques. Pour les couples qui ne présentent pas d'acquisition stéréoscopique à la même date, le problème est de former des couples stéréoscopiques avec un rapport B/H entre 0.5 et 1 ne présentant pas de nébulosité (ou le moins possible) et le moins de variation de la surface, soit de temps entre deux acquisitions (Nonin et Piccard, 2003). Ce sont deux paramètres très limitant au Piton de la Fournaise, en raison du contexte tropical et de la récurrence des éruptions. De plus il faut obtenir deux images de radiométries comparables, en particulier la position relative de l'axe d'incidence solaire et de l'axe de prise de vue.

Au Piton de la Fournaise, en raison de son fort relief, il est apparu que les couples ayant des B/H entre 0.5 et 0.6 sont plus adaptés (Renouard, 1991 et 1992). Or dans le cas des couples stéréoscopiques de SPOT HRS ce rapport est de 0.8, ce qui explique les difficultés rencontrées par le logiciel, lors de la corrélation. La répartition des angles est souhaitable dans ce type de zone, car cela permet de limiter les faces cachées lors de l'acquisition.

Globalement la résolution verticale de nos MNE augmente quand la résolution spatiale des images augmente. Tous nos résultats correspondent à des précisions obtenues en corrélation directe, c'est-à-dire sans aucun post traitement appliqué aux MNE.

6. LES MNE SARSCAPE (RADAR)

6.1. PROTOCOLE D'EXTRACTION DES MODELES NUMERIQUES D'ELEVATION AVEC SARSCAPE

6.1.1. LES SLC (SINGLE LOOK COMPLEX)

« La terminologie RADAR définit les visées individuelles comme des paquets d'échantillons de signal dans un capteur SAR qui divisent l'ouverture synthétique totale en plusieurs sous-ouvertures, chacune représentant une visée individuelle de la même scène. L'image résultante est formée de la somme incohérente de ces visées et se caractérise par un chatoiement réduit et une résolution spatiale dégradée. » (CCRS, glossaire). Une image Single Look est donc une image à visée simple. Les Single Look Complex (SLC) sont des données associées à l'image RADAR qui correspondent aux informations d'amplitude et de phase. Ces données sont stockées, elles enregistrent l'angle de prise de vue et sont corrigées des erreurs de réception du satellite. Elles incluent le positionnement du satellite au moment de l'acquisition, en consignnant sa latitude, sa longitude et son altitude. De plus les SLC conservent la résolution optimum disponible pour chaque mode d'acquisition. Cela est indispensable dans la création d'interférogramme, or nos MNE RADAR en sont issus. Il nous est donc indispensable de les avoir ou de les créer pour chaque couple d'image. Le module SARSCAPE de ENVI, nous permet lors de l'importation de créer ce fichier associé de données, s'il n'était pas disponible directement sous ce format.

6.1.2. ESTIMATION DE LA LIGNE DE BASE

Pour que la stéréoscopie permette de visualiser en trois dimensions, il est nécessaire de connaître deux paramètres essentiels : la parallaxe linéaire et l'angle parallactique. La parallaxe longitudinale, (ou parallaxe en X) est due à un changement dans la position d'observation. Pour les couples d'images satellites, il s'agit d'une acquisition des images à partir de deux angles de visée différents, ou deux positions de faisceaux différents. L'angle parallactique est l'angle formé par l'intersection entre les deux visées.

Pour déterminer le rapport de ces paramètres, qui sont essentiels dans la construction des MNE, il a été établi que le rapport de la ligne de base sur l'altitude du satellite (B/H) doit être compris entre 0.5 et 1. La ligne de base B est la distance entre les satellites entre les acquisitions (Figure 2-34).

Lors de la création des systèmes stéréoscopiques, la ligne de base, la longueur focale et le champ de vision doivent être définis avec précision, car c'est eux qui permettront une résolution plus ou moins adaptée des zones plates ou des reliefs. La baseline, et par conséquent le rapport B/H, peut être estimé à partir des fichiers SLC des images du couple stéréoscopique.

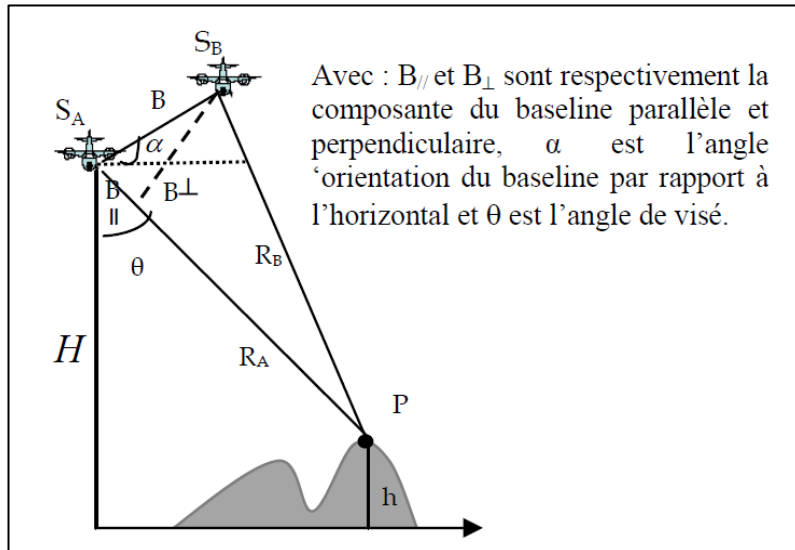


Figure 2- 34: Modèle géométrique de l'interférométrie radar SAR par Hocine et al. (2009).

6.1.3. L'INTERFÉROGRAMME

GENERATION DE L'INTERFÉROGRAMME

La différence de distance entre un point à la surface de la Terre et la position du capteur entre les deux acquisitions peut être mesurée par la différence de phase (Figure 2-35) entre les images acquises.

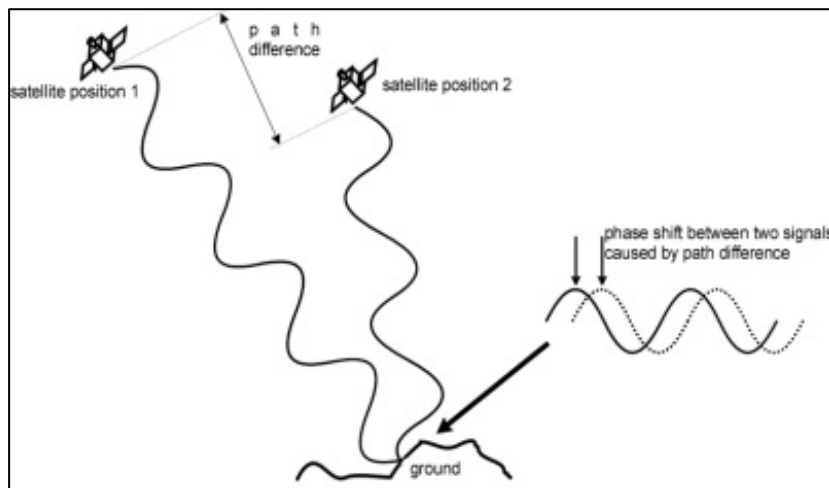


Figure 2- 35: Illustration de la différence de phase (Capes et Haynes, 2009).

L'interférométrie RADAR utilise cette différence de phase, en soustrayant les valeurs de phase de la première image à la deuxième. Pour cela chaque pixel doit avoir la même localisation dans les deux images. Une étape de corrections géométriques est donc nécessaire pour pouvoir les superposer. Cette phase est associée à l'utilisation d'un MNE préexistant, pour caler l'image spatialement. L'image résultant de la différence des phases est l'image d'interférence, c'est la base de l'interférométrie. Cette différence de phase peut être transcrite en élévation ou en déformation du sol.

La différence de phase, pour n'importe quel point au sol, est entre 0 et 2π . Les points voisins au sol apporteront d'autres valeurs de différence de phase par une succession de ces changements. Pour un ensemble de points de l'image, les 2π degrés de différence de phase possibles peuvent être quantifiés dans 256 niveaux gris et

visualisés sous forme de franges d'intensités de niveaux gris différentes. Une image d'interférométrie est composée d'une succession de ces franges. La différence d'altitude, représentée par une frange, est variable selon le type de bande spectrale utilisée (centimétrique à pluri-centimétrique).

FILTRE ADAPTATIF ET GÉNÉRATION D'IMAGE DE COHÉRENCE

Les filtres adaptatifs sont des systèmes appliqués sur des données bruitées. Ils modifient une image, pixel par pixel, en fonction des paramètres de brillance à proximité de chaque pixel de l'image d'origine. Les filtres adaptatifs appliqués à des images radar sont conçus pour réduire le chatoiement tout en conservant les contours. Ils peuvent produire une évaluation précise du coefficient de rétrodiffusion à l'intérieur de zones homogènes, tout en conservant la structure des contours et de la texture dans les zones hétérogènes (CCRS, Glossaire).

Pour générer l'image de cohérence un coefficient de corrélation est calculé pour les deux images, sa valeur est comprise entre 0 et 1. Cette image mesure la qualité des données interférométriques, plus elle est proche de 1, meilleurs sont les résultats. La décorrélation des signaux peut être due à un changement d'angle de visée des satellites, à un changement de l'état de la surface ou à des bruits électroniques et atmosphériques (Hocine et al., 2009). Dans notre cas le principal facteur de décorrélation est le changement de l'état de surface (par exemple une nouvelle coulée).

6.1.4. GCP ET AFFINEMENT DE L'ORBITE

Les GCP permettent d'ajuster le géoréférencement du MNE. Le module SARSCAPE facilite cette phase en demandant relativement peu de points (entre sept et dix) et en permettant d'extraire automatiquement les coordonnées à partir d'un MNE existant.

L'affinement de l'orbite (orbital refinement) est une étape qui permet une transformation des phases en altitude. Elle permet d'affiner les orbites, c'est-à-dire de corriger les inexactitudes possibles, et de calculer la compensation de phase (obtenir des valeurs absolues d'altitude). L'exécution de cette étape est obligatoire pour la génération de MNE, elle utilise les GCP précédemment créés.

6.1.5. TRANSFORMATION DES PHASES EN MNE (PHASE TO HEIGHT)

La phase filtré, déroulée et affinée est recombinaée avec la phase synthétique. SARSCAPE convertit alors l'interférogramme en altitude et le géoréférence. La différence fondamentale avec l'étape de géoréférencement est que les équations de Doppler sont appliquées simultanément aux deux antennes, permettant ainsi d'obtenir non seulement l'altitude de chaque pixel, mais aussi son emplacement dans un système de référence cartographique et géodésique donné.

6.2. PARAMÈTRES D'ERREURS

Pour mieux comprendre la précision des MNE qui seront extraits selon la méthodologie précédente, il est important de connaître les sources possibles d'erreurs. Le Tableau 2-4 résume ces paramètres.

| | |
|------------------------|---|
| Système satellite | <ul style="list-style-type: none"> • Angle d'incidence • Résolution spatiale • Décalage de l'horloge interne • Centrage approximatif • Mauvais enregistrement de l'image • Bruit du système |
| Orbite | <ul style="list-style-type: none"> • Détermination précise du champ • Ligne de base (cohérence, géométrie) • Répétition des phases (décorrélation temporelle) • Orbites non parallèles |
| Signal | <ul style="list-style-type: none"> • Fréquence • Polarisation • Largeur de bande • Bruit/speckle |
| Topographie | <ul style="list-style-type: none"> • Différence de phase • Direction de la pente • Caractéristiques de la surface |
| Conditions climatiques | <ul style="list-style-type: none"> • Vent • Couverture neigeuse |
| Atmosphère | <ul style="list-style-type: none"> • L'interférométrie SAR n'est pas dépendante de la couverture nuageuse |

Tableau 2- 4: Paramètres influençant la qualité des données interférométriques (Gens et al., 1996).

Les paramètres d'erreur peuvent être divisés en trois groupes : les caractéristiques d'acquisitions des images, les étapes post acquisition et l'influence des caractéristiques du terrain (Kyaruzi, 2005). Le premier comprend les caractéristiques du système satellite, de son orbite et du signal, mais aussi les effets d'hétérogénéité de l'atmosphère. Ces paramètres permettent de calculer les SLC et la ligne de base. Le second correspond aux phases de traitements comme les corrélations entre les images et le déroulement des phases. Le dernier correspond aux terrains, un fort relief ou variable occasionnera des zones d'ombre, une variation, comme la mise en place d'une coulée entre deux acquisitions ou un gonflement de l'édifice volcanique, provoquera des zones d'incohérence ou des distorsions entre les phases radiométriques.

6.3. RÉSULTATS

6.3.1. TERRA SAR X

TerraSAR-X peut acquérir des images à différentes résolutions. Le couple d'image choisi pour réaliser ce test est un couple possédant une résolution spatiale de 1m de 2002.

Pour définir les SLC de ce couple, il faut connaître les caractéristiques de ces images :

- Single Look Slant Range Complex (SSC) ;
- Mode stripmap (SM) ;
- Mono Polarisation (S) ;
- Configuration avec une seule antenne de réception (SRA) ;
- Polarisation Verticale (V) ;
- Pas : 25 m.

Il faut que la ligne de base (Figure 2-36) soit inférieure à la ligne de base dite critique pour pouvoir extraire un MNE (Figure 2-37). Lors de l'extraction les GCP sont définis à partir du MNE IGN.

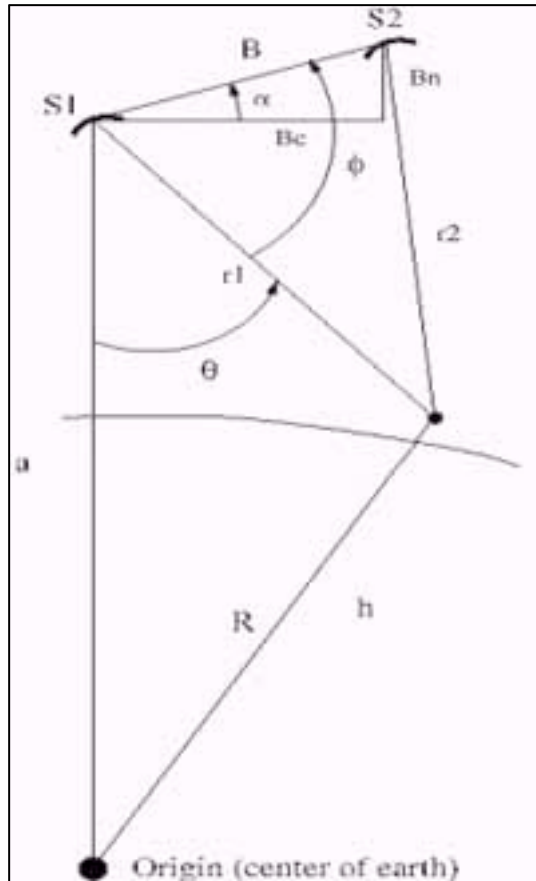


Figure 2- 36: Baseline (B).

| | |
|---------------------------|---------------------------------|
| Normal Baseline (m) | = 150.083 |
| Critical Baseline (m) | = 6707.343 |
| 2 PI Ambiguity height (m) | = 36.973 |
| Range Shift (pixels) | = 90.107 |
| Azimuth Shift (pixels) | = 0.059 |
| Doppler Centroid diff. | = 41.000 Critical = 3430.511 |

Figure 2- 37: Calcul de la ligne de base par SARSCAPE.

La Figure 2-38 présente le MNE TerraSAR-X d'octobre 2009 testé avec les points d'aérottriangulation. Deux zones présentent un ensemble de points avec des fortes erreurs : le sommet du volcan, et plus spécifiquement ses flancs Est et Sud (erreur positive), et le rempart Ouest (erreur négative). L'histogramme d'erreur présente une distribution gaussienne avec une moyenne centrée et une médiane de -2. L'écart-type de 37 m est dû un étalement des erreurs, principalement en raison des deux zones citées précédemment. Si on calcule l'écart-type en enlevant ces zones, il passe à 15 m soit une diminution de plus de la moitié.

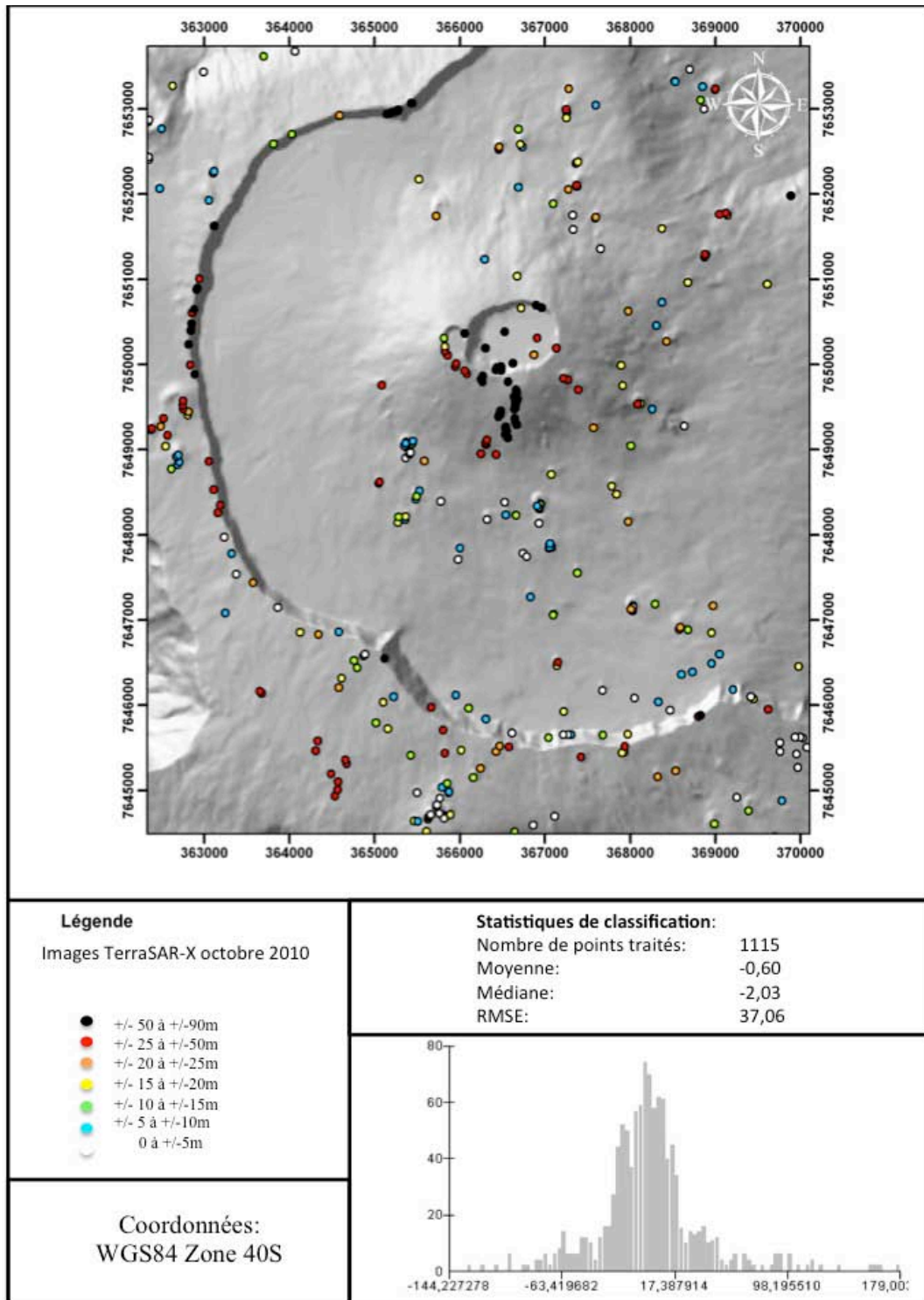


Figure 2- 38: Test de précision sur le MNE TerraSAR-X d'octobre 2002 à partir de points d'aérotriangulation. Les erreurs se concentrent sur la zone sommitale.

La Figure 2-39 présente les mêmes zones d'erreurs mais permet de mieux les délimiter. L'erreur au niveau du rempart apparaît comme étant bien zonée tout le long des remparts et présentant une bande étroite. L'erreur au sommet est quant à elle plus étalée que laissait présager la figure précédente (ceci étant lié à une lacune de points au niveau du CLEF). Apparaissent deux zones supplémentaires au Nord et au Sud, avec respectivement des erreurs négatives et positives, et une zone au niveau du Piton Crac elle aussi présentant des erreurs négatives.

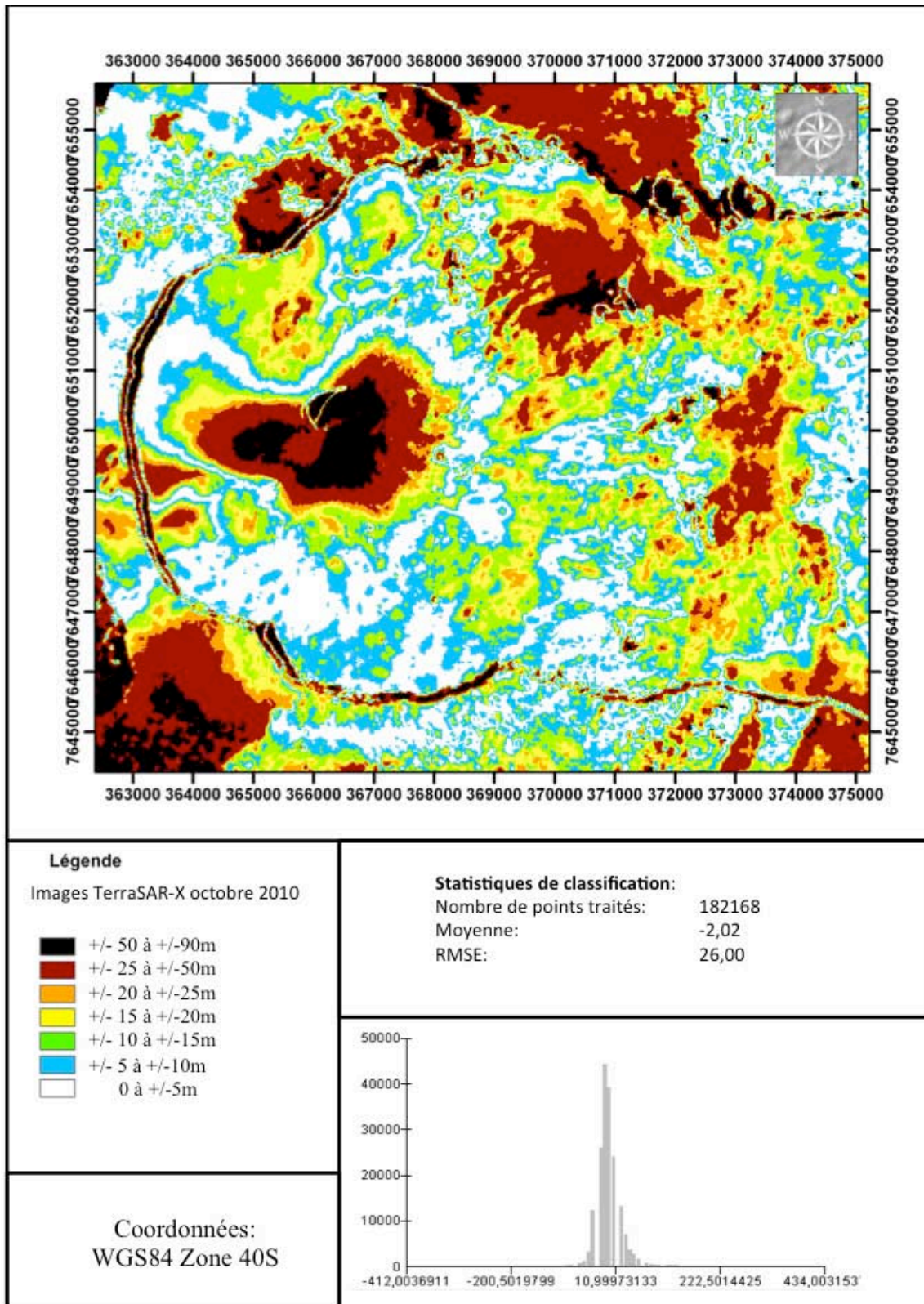


Figure 2- 39: Test de précision sur le MNE TerraSAR-X d'octobre 2010 à partir du MNE IGN 2008. La zone sommitale présente une forte erreur. Les zones dans la direction du LOS présentent de plus fortes erreurs que les autres zones.

La deuxième image a été acquise une semaine avant l'éruption du 5 novembre 2009 et un mois et demi avant celle du 14 décembre 2009, la première onze jours avant. Or si on regarde les étapes de création du MNE en mettant côte à côte l'image de cohérence et l'interférogramme filtré (Figure 2-40), une série de franges

apparaissent sur le cône volcanique. Cette succession correspond exactement à la zone d'erreur sommitale. L'extraction de MNE est très sensible aux changements de la surface et particulièrement l'extraction se réalisant à partir d'interférogramme, car elle se base sur la succession de phase. Or ces acquisitions ont été temporellement acquises avant deux éruptions. Les erreurs sommitales sont corrélables avec les déformations ante éruption.

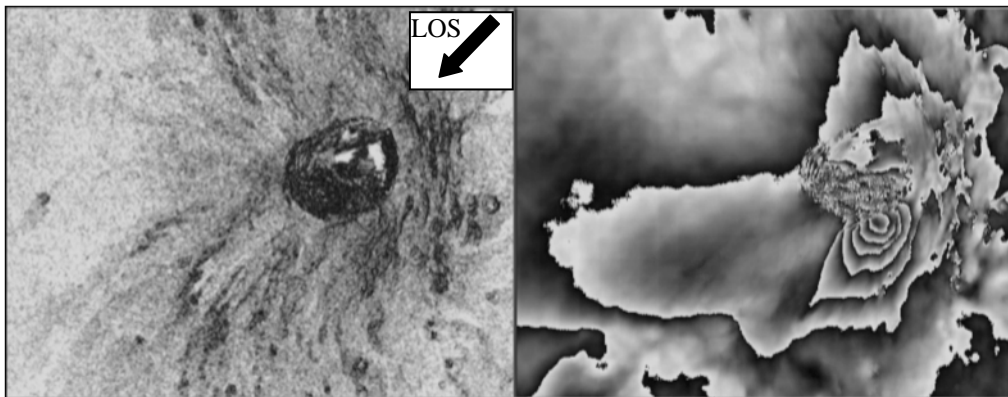


Figure 2- 40: Image de cohérence et interférogramme filtré. C'est la raison de l'erreur sommitale observée. L'interférogramme et l'erreur ont la même forme.

Dans la littérature les erreurs sont de l'ordre de 5 m (Krieger et al., 2005 et 2007; Zink et al., 2007 ; Baltz et al., 2009 ; Raggam et al., 2010), pour les erreurs verticales relatives, mais parlent de 10 m quand l'erreur est absolue. Or ces valeurs correspondent à des cas idéaux pour lesquels aucun mouvement du substrat n'est enregistré. Malheureusement ce couple d'image était le seul disponible dans le cadre de cette thèse, donc aucun autre test n'a pu être effectué.

6.3.2. ALOS PALSAR

Le couple d'image ALOS PALSAR choisi pour réaliser ce test est le couple du 6 février 2008 et du 23 mars 2008. Les SLC sont directement fournis. Les deux caractéristiques principales de ces acquisitions à prendre en compte en plus sont:

- Mode de Mono Polarisation Fin (Fine Mode Single Polarisation (FBS))
- Polarisation Horizontale (H)

Le calcul de la ligne de base donne les résultats suivant présentés Figure 2-41 :

| | |
|---------------------------|---------------------------------|
| Normal Baseline (m) | = 765.900 |
| Critical Baseline (m) | = 13215.867 |
| 2 PI Ambiguity height (m) | = 76.217 |
| Range Shift (pixels) | = -23.273 |
| Azimuth Shift (pixels) | = 68.620 |
| Doppler Centroid diff. | = -8.733 Critical = 2136.752 |

Figure 2- 41: Calcul de la Ligne de Base entre les images du couple ALOS PALSAR par SRASCAPE.

Le pas du MNE créé est de 25 m.

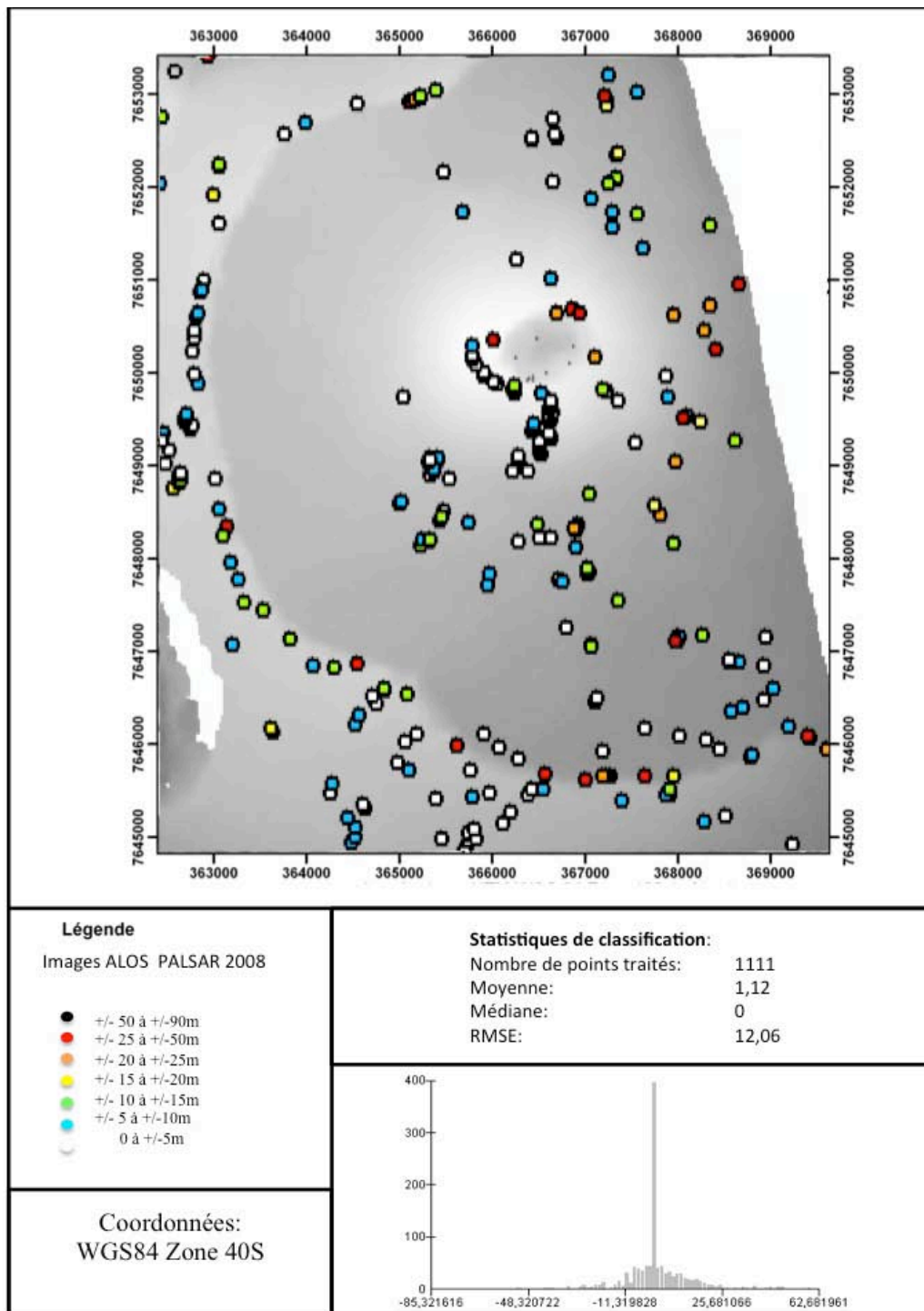


Figure 2- 42: Test de précision sur le MNE ALOS PALSAR de février et mars 2008 à partir de points d'aérotriangulation. Globalement l'erreur est faible.

La Figure 2-42 présente la meilleure qualité de MNT obtenue. Le MNT est centré (moyenne 1 et médiane 0) et son histogramme présente une distribution gaussienne autour d'un pic d'erreur centré sur zéro. Son écart-type de 12 m est essentiellement occasionné par les erreurs au niveau des remparts, au sommet et à la partie Est du cône. L'erreur liée aux remparts est en partie due au filtre qu'utilise le logiciel SARSCAPE lors de la création des MNE. La Figure 2-43 confirme ces zones d'erreurs et y ajoute une erreur positive au Nord du MNT. Cette dernière provoque un décalage de la moyenne à 5 m. L'histogramme reste avec une distribution gaussienne mais les valeurs sont plus étalées. L'écart-type est alors de 15 m.

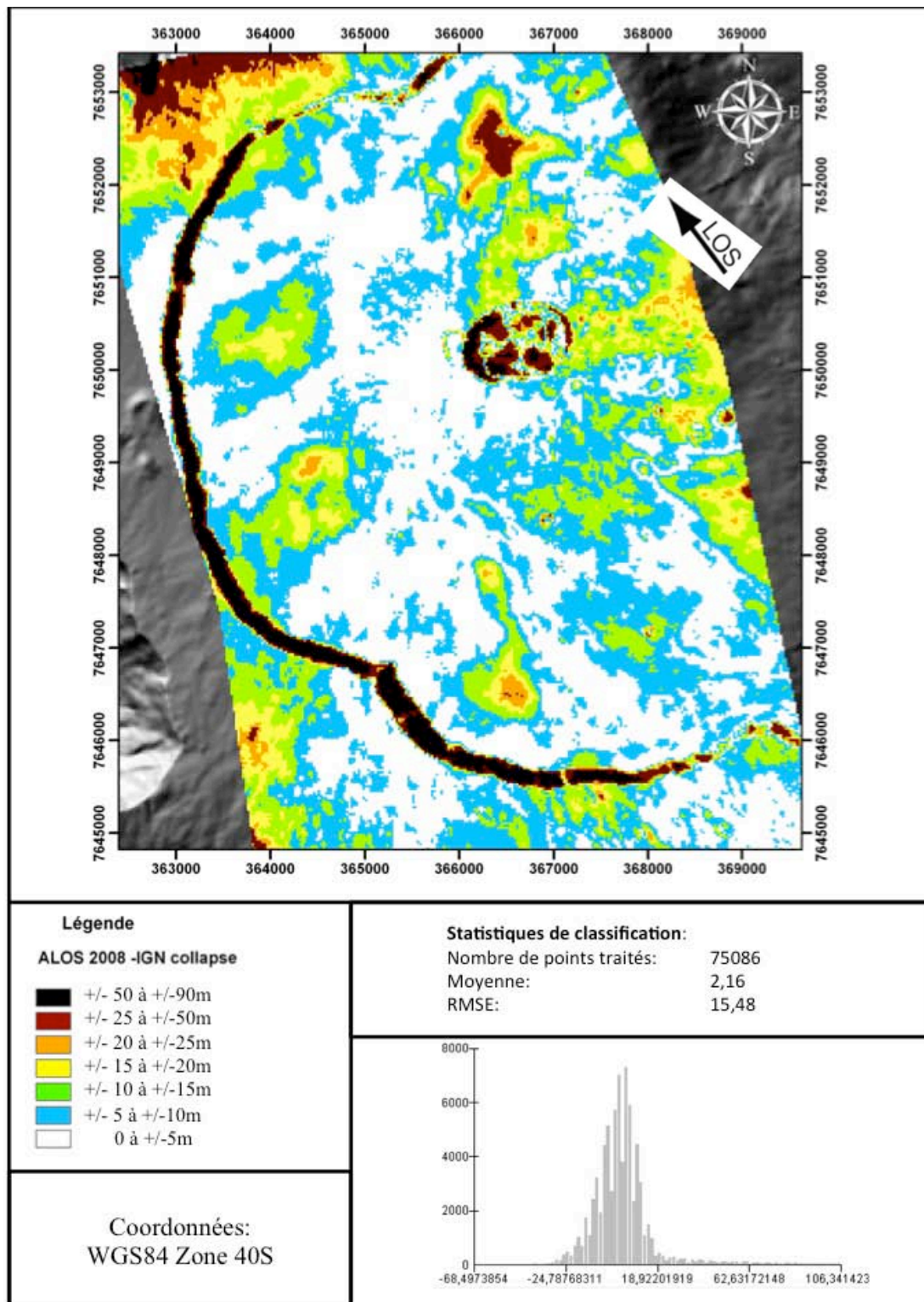


Figure 2- 43: Test de précision sur le MNE ALOS PALSAR de février et mars 2008 à partir du MNT IGN 2008. Seuls les rempart et l'effondrement présentent des fortes erreurs, le reste de la zone d'étude montre des erreurs faibles.

Peu de références existent dans la littérature sur les MNT extraits à partir d'images ALOS PALSAR. Bignone et Umakawa (2008) trouvent des écart-type de 4 m en moyenne, avec 5.24 m en zone montagneuse et 2.34 m sur les plaines, tandis que Yu et Ge (2010) trouvent des valeurs entre 0.3 et 2.11 m. nos résultats concordent mieux avec les valeurs obtenues par Bignone et Umakawa (2008) pour les zones montagneuses, tout ce qui est représenté en bleu et en blanc correspondant à cette gamme d'erreur.

6.4. CONCLUSIONS PARTIELLES DE LA CREATION DE MNE A PARTIR D'IMAGES RADAR

Pour les images RADAR, il n'y a pas de problème lié aux faibles réflectances des laves puisque le RADAR est lui-même la source d'illumination. Il est apparu lors des extractions que les MNE extraits par cette méthode présentent moins de bruit que ceux obtenus par stéréogrammétrie des images satellites optiques. La corrélation entre les images se fait plus facilement, de part la nature même des ondes, qui sont émises et réceptionnées directement par le capteur sans interaction avec les nuages et qui ne dépendent pas de l'illumination solaire.

Différents tests avaient été réalisés à partir de couples RADARSAT, les images disponibles avaient été acquises entre 2000 et 2002. Cependant, pour chacun des couples, l'interférogramme présentait de nombreuses franges correspondant à des mouvements du substrat sur la zone d'étude. Cela a occasionné des écart-types allant de 80 à 150 m lors de l'extraction des MNE, de plus RADARSAT présentait alors des problèmes de prédiction d'orbite. Cette méthodologie présente donc un inconvénient récurrent sur l'étude du volcan qui est sa limitation en cas de mouvement de surface, ce qui se produit pour chaque éruption. Le MNE extrait avec le couple TerraSAR-X devrait présenter la même résolution verticale que celui obtenu à partir des images ALOS PALSAR, or une déformation est observée dans la zone où le MNE présente de fortes erreurs, car peu de temps après l'acquisition de ces images une éruption a eu lieu.

L'erreur de MNE RADAR augmente aussi avec la pente (Toutin, 2000 et 2002b ; Kyaruzi, 2005, Berthier et al., 2006). Notamment en raison de zones occultées qui sont plus nombreuses pour les terrains à forts reliefs. L'exposition du terrain et les erreurs observées sont elles aussi corrélées (Toutin, 2000 et 2002b). Sur les MNE extraits à partir d'images RADAR la direction d'acquisition et l'exposition du terrain présentent une concordance au niveau des erreurs.

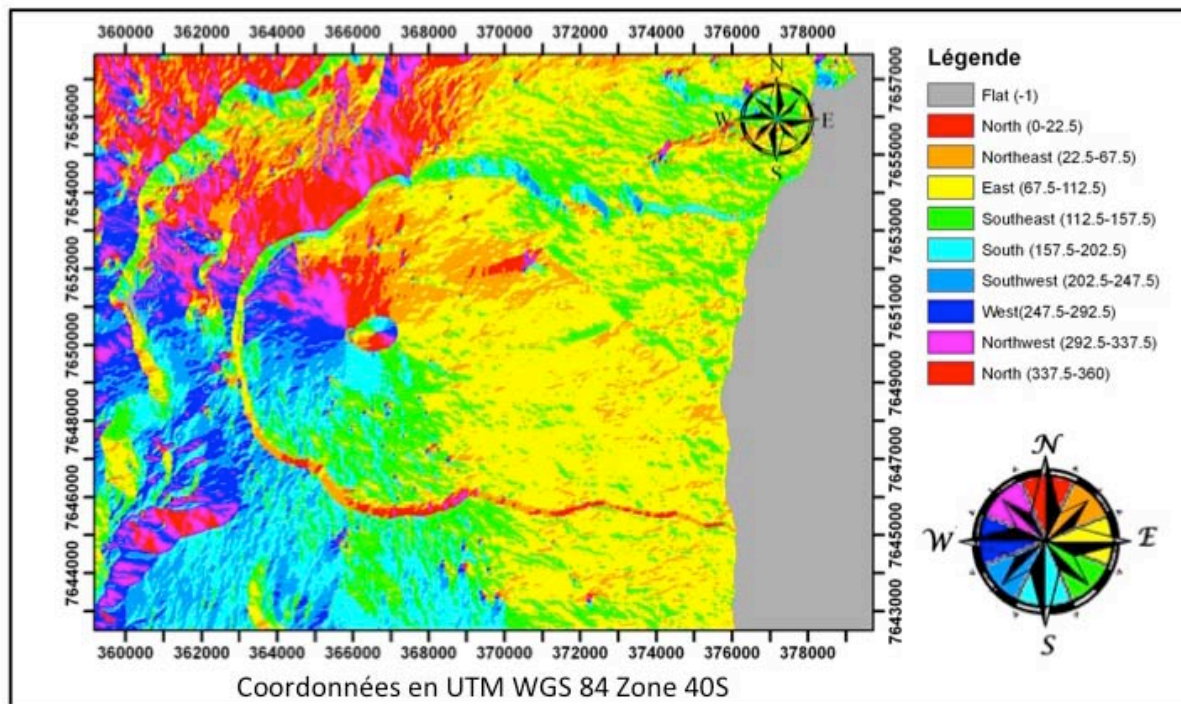


Figure 2- 44 Carte d'exposition des pentes du Piton de la Fournaise.

La Figure 2-44 présente les expositions des terrains au Piton de la Fournaise. En étudiant cette carte avec les erreurs et les LOS (Line of Sight) des MNE extraits, les zones d'erreurs se situent au niveau des expositions qui sont dans l'alignement des LOS, elles sont négatives ou positives selon l'orientation. Dans le cas du volcan le terrain est nu ou le devient au passage d'une coulée.

7. CALCULS DE VOLUMES

La création de MNE précis et fiables permet de nombreux calculs, notamment les calculs de volumes de coulées de lave et les taux de production magmatique. La précision des volumes calculés dépend directement de la précision des MNE et des contours utilisés. L'impact des erreurs du MNE sur les volumes se fait fortement sentir si la coulée est de faible épaisseur, mais si l'erreur est forte elle peut aussi se faire ressentir sur une coulée telle que celle d'avril 2007, qui présente une épaisseur pouvant atteindre 60 m (Staudacher et al., 2009).

Les MNE créés précédemment ont des écart-types compris entre 12 et 50 m. Il ne paraît donc pas raisonnable de réaliser des calculs de volumes sur des coulées classiques qui ont une épaisseur variant entre 1 et 5 m (Letourneur et al., 2008). Deux zones tests ont donc été choisies pour comparer les calculs de volumes: le Dolomieu pour le volume de l'effondrement, qui est une zone à fort relief, et la coulée d'avril 2007, qui présente une pente régulière pour laquelle les MNE présentent une erreur généralement plus faible (<20 m).

Méthode de calcul :

Les volumes ont été calculés pour la coulée du Tremblet d'avril 2007 et l'effondrement du Dolomieu de 2007 en utilisant les contours de coulée et en faisant la différence des MNE. Ce calcul se fait en extrayant les valeurs d'épaisseurs pour chaque pixel et en les multipliant par la surface du pixel puis une somme de toutes les valeurs comprises dans le polygone représentant la coulée ou l'effondrement est réalisée. Or ici nous n'avons créé que des MNE et si nous voulons calculer le volume correct de la coulée d'avril 2007 il faut prendre en compte la hauteur moyenne de la canopée dans nos calculs. Le problème ne se pose pas au sommet du volcan, car sur cette zone MNE et MNT sont identiques.

Les valeurs de hauteur moyenne de canopée entre 10 et 15m concordent selon les organismes (Strasberg D., personal com. ; ONF, personal com. ; Conservatoire des Mascareignes, personal com.).

Pour nos calculs la valeur utilisée est de 13 m pour la hauteur de canopée et $3,61\text{Mm}^2$ pour la superficie de la coulée. Cela représente un volume total de :

$$V_{\text{MASQUÉ PAR LA CANOPÉE}} = 3,61 \cdot \text{Mm}^2 \cdot 13 \text{ m} = 46,93 \text{Mm}^3$$

Ce volume sera rajouté au volume calculé par différence entre les MNE pour avoir le volume total de la coulée.

Résultats et données bibliographiques:

Le Tableau 2-5 synthétise les données bibliographiques (Bulletin d'information n° 325 de l'OVPF ; Urai et al., 2007 ; Michon et al., 2007b) sur les volumes de l'effondrement du Dolomieu et de la coulée d'avril 2007. Les calculs de volumes présentent les valeurs avant la correction d'épaisseur liée à la présence de végétation et après cette correction.

En comparant les résultats obtenus pour l'effondrement du Dolomieu, deux résultats sont fortement sous-estimés : celle obtenue avec le satellite ASTER et celle obtenue avec Terra SAR-X. Or dans nos calculs d'erreur pour ces deux MNE, une erreur très importante a été observée dans la zone sommitale. L'écart-type n'apparaît pas comme discriminant des erreurs obtenues pour les calculs de volume sur cette zone, en revanche la moyenne est dans ces deux cas très élevée, entraînant une surestimation du relief et, par conséquent, une sous-estimation du volume. Les autres valeurs se situent entre 80 et 120Mm^3 , soit en raison des forts écart-types sur cette zone dans les marges d'erreurs prévisibles.

| Calcul de volume (Mm ³) | Effondrement 2007 | Coulée d'Avril 2007 avec MNE | Coulée d'Avril 2007 avec la canopée corrigée |
|---|-------------------|------------------------------|--|
| Volume estimé par l'observatoire Volcanologique | 100 | | 120 |
| Volume estimé par Urai et al. (2007) | 96 | | 100-120 |
| Volume estimé par Michon et al. (2007ab) | | | 120 |
| Volume IGN -AIGL | 93 | | |
| Volume Lidar -IGN | | 58,55 | 105,48 |
| Volume calculé à partir d'ASTER | 50,28 | 106,68 | 153,61 |
| Volume calculé à partir de SPOT 4 XI | 80,13 | 58 | 104,93 |
| Volume calculé à partir de SPOT 5 XI | 120 | | |
| Volume calculé à partir de SPOT 5 THR | 100 | | |
| Volume calculé à partir de SPOT HRS | | | |
| Volume calculé à partir de TerraSAR-X | 44,98 | 79,94 | 126,87 |
| Volume calculé à partir d'ALOS PALSAR | 87,3 | | |

Tableau 2- 5: Calculs de Volumes pour l'effondrement et la coulée 2007 à partir des différents MNE et données bibliographiques.

Les calculs du volume de la coulée d'avril 2007 présentent des valeurs comprises entre 105 et 126 Mm³ ce qui est dans la marge d'erreur des corrections dues à la canopée. Une exception est au-dessus de ces valeurs : celle obtenue avec le MNE ASTER. Or si on regarde le détail de ce MNE on constate un décalage du rempart vers le Nord, qui provoque une surestimation du relief sur cette zone. Il n'est cependant pas possible de corriger cette erreur sans diminuer la qualité du MNE au niveau du sommet.

8. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

La modélisation d'élévation à partir de données satellites a été un des principaux axes de recherche depuis le lancement du premier satellite de télédétection civil. On a proposé deux des principales techniques d'extraction de MNE : la stéréoscopie et l'interférométrie. La disponibilité des données, par l'intermédiaire de programmes de recherche et les technologies associées (ENVI DEM Extraction et SARSCAPE) ont permis de calculer des MNE qui ont été testés par l'intermédiaires de points DGPS, d'aérottriangulation et des modèles de l'IGN et de AIGL, issus de la photogrammétrie traditionnelle.

Les dernières avancées technologiques ont amené des méthodes d'extraction automatiques et semi automatiques appliquées aux images satellites stéréoscopiques. Les aspects radiométriques y ont un fort impact lors de la corrélation pixel par pixel entre les images. Avant chaque extraction par stéréoscopie, il est important de connaître les erreurs en parallaxe, car ces erreurs se répercuteront sur la précision du MNE (Toutin et al., 2000).

La séquence d'extraction demande deux étapes pouvant induire des erreurs : la génération des GCP et celle des points homologues (Toutin, 2004 et 2006). Une erreur dans les GCP induira une erreur planimétrique et/ou altimétriques lors du géoréférencement des MNE. De la même manière les points homologues induisent une erreur, mais celle-ci peut être limitée en conservant une parallaxe en Y inférieur à 2 pixels, ce qui a été le cas de tous les MNE extraits. Ces étapes réalisées manuellement sont longues à réaliser. La semi-automatisation du

logiciel pour calculer les parallaxes et pour prédéterminer la zone de corrélation dans une fenêtre de recherche entraîne parfois des erreurs liées à un fort relief (Bolch et al., 2008). Dans ce cas, le logiciel ne parvient pas à lier les pixels des deux images (exemple du MNE SPOT 5 HRS). Dans d'autres cas, les erreurs peuvent être liées aux différents ensoleillements et angles de visée, qui changent les aspects radiométriques de mêmes objets, c'est pour cela que les couples choisis ont été acquis à des heures similaires afin de limiter ces effets.

| Erreur en mètres | Résolution spatiale | Zone d'étude points aérotriangulation | | Zone d'étude MNE IGN | | Sommet | | CLEF | |
|------------------|---------------------|---------------------------------------|------------|----------------------|------------|---------|------------|---------|------------|
| | | Moyenne | Écart-type | Moyenne | Écart-type | Moyenne | Écart-type | Moyenne | Écart-type |
| ASTER | 15 m | -7.44 | 49.9 | -0.05 | 35.6 | 35 | 58.6 | -12 | 21 |
| SPOT 4 XI | 20 m | 5.05 | 40.6 | 5.8 | 42.9 | 20.9 | 58.4 | 4.9 | 11.1 |
| SPOT 5 XI | 10 m | 3.68 | 32.64 | 0.17 | 32.48 | 7.6 | 41.6 | 14.7 | 8.8 |
| SPOT 5 THR | 5 m | 2.62 | 16.1 | 5 | 14.0 | -11.9 | 38.8 | 8.1 | 7.5 |
| SPOT 5 HRS | 10m | -8.64 | 44.33 | -1.61 | 48.48 | -28.3 | 53.5 | 8.3 | 7.3 |
| TerraSAR-X | 1 m | -0.59 | 37.06 | 10.73 | 27.12 | 62.7 | 60.3 | -1.1 | 7.9 |
| ALOS PALSAR | 10 m | 1.12 | 12.06 | 5.13 | 15.17 | 1.37 | 19.1 | 1.4 | 4.2 |

Tableau 2- 6: Tableau comparatif des erreurs des MNE extraits.

Le Tableau 2-6 présente les différentes erreurs obtenues en fonction des capteurs utilisés. Il apparaît que plus la résolution spatiale augmente plus l'écart type diminue, à l'exception du couple SPOT HRS. Or dans le cas de ce couple le rapport B/H est trop élevé par rapport au relief de la zone d'étude (Renouard, 1992) et par conséquent le logiciel ne parvient pas à corréler les images entre elles sur la zone sommitale. Les faibles réflectances ne permettent pas facilement de corréler les images dans les zones d'épanchement des laves et les zones des remparts. Le logiciel prend en compte les points homologues entrés manuellement, mais ne parvient pas aisément à corréler les images qui présentent des aspects radiométriques similaires. En résultent des artefacts et des bruitages des MNE produits.

L'extraction de MNE par interférométrie RADAR est la deuxième méthode qui a été testée. Or pour une extraction utilisant ce procédé, un degré de similarité des images doit être calculé par le logiciel pour établir la corrélation entre les images. La corrélation entre les images va décroître avec le temps en raison des modifications du substrat (mouvement, végétation, érosion, mise en place d'une coulée...). Cela peut générer des erreurs locales ou sur l'ensemble du MNE extrait (Yu et al, 2010). La perte de cohérence est la première source d'erreurs lors de la création d'un MNE. Kyaruzi (2005), montre que la corrélation est meilleure sur les pixels les plus clairs. La mise en place d'une coulée par exemple entre deux acquisitions entraînera une perte de cohérence sur cette zone et de fortes erreurs sur le MNE car le logiciel ne pourra pas effectuer de corrélation.

La deuxième source d'erreurs est liée à un mouvement du substrat. C'est le problème que nous avons rencontré lors de la création du MNE TerraSAR-X.

Le Tableau 2-6 présente les différents écart-types des erreurs des MNE obtenus : le MNE ALOS PALSAR présente la plus grande précision verticale. Pourtant, les longueurs d'ondes ALOS PALSAR sont comprises entre 15 et 30 cm et celles des images TerraSAR-X sont entre 2.4 et 3.75 cm. Ainsi, les interférogrammes TerraSAR-X rendent compte de déplacements plus fins que ceux calculés à partir d'images ALOS PALSAR. Dans des zones où un déplacement est possible, il est préférable d'utiliser par défaut des images ayant des longueurs d'ondes plus grandes que la déformation moyenne.

S'ajoutent à cela les effets liés à l'angle et la direction de prise de vue, puisque c'est dans la direction du LOS que les erreurs sont observées (Toutin, 2000 et 2002ab ; Kyaruzi, 2005). Une compilation de différents MNE dans un court intervalle de temps (sans déformations) permettrait de palier à cet effet, même si les erreurs au niveau des remparts, des forts reliefs (rivières de l'Est, rivière des Remparts...) et dans certaines zones des

Grandes Pentès cela ne diminuerait pas significativement l'erreur. L'erreur serait alors similaire à celle de la littérature (soit inférieure à 5m).

Or pour compiler des MNE de manière automatique il faut déterminer les zones qui ne varient pas. Ces zones associées les unes aux autres permettent alors de construire un nouveau MNE. L'autre solution serait d'associer le MNE à une carte d'exposition qui déterminerait automatiquement le MNE le plus fiable pour la zone d'exposition en fonction des LOS. Le logiciel PCI Geomatic serait à tester car il permettrait de meilleures corrélations entre les images (Zomer et al., 2002 ; Subramanian et al., 2003 ; Berthier et Toutin , 2008) notamment avec des images à haute résolution spatiale de type ALOS PRISM ou Kompsat-2, qui n'ont pas pu aboutir à la création de MNE en utilisant le logiciel ENVI. C'est pour les mêmes raisons que le MNE SPOT HRS a rencontré des problèmes lors de sa création. Le logiciel ne parvenait pas à corréliser les images entre elles.

Le MNE ALOS PALSAR représente la zone de l'effondrement avec un écart-type de 15.17 m ce qui est excellent surtout pour une zone à si fort relief. Certains auteurs compilent différentes sources de données pour améliorer la résolution : Lu et al. (2004) combinent capteurs satellites et aéroportés pour calculer des volumes de coulées de lave sur l'Okmok (Alaska) ; Zimelman et al. (2008) associent images satellites IKONOS et données DGPS sur le Mauna Loa (Hawaii). De nouveaux projets sont en cours tels que le satellite TanDEM-X, lancé depuis juillet 2010, avec une précision attendue de 3 m (Zink et al., 2007).

La topographie, représentée par les MNE, est une donnée très importante pour toutes les sciences de la Terre et leurs applications : cartographie géologique, gestion des risques, modélisation... Le calcul des volumes découlant directement de la précision des MNE, présente encore une marge d'erreur importante. Or les calculs de volumes sont essentiels dans la compréhension du fonctionnement du Piton de la Fournaise. Ils renseignent sur les modèles de système d'alimentation et sur les réservoirs magmatiques. Ce sont des connaissances particulièrement importantes dans la compréhension des édifices volcaniques.

3. UTILISATION DE L'IMAGERIE THERMIQUE

1 INTRODUCTION

1.1 LE DEBIT

Dans le cadre de cette thèse l'imagerie thermique permet de calculer des taux instantanés d'épanchement des laves à un instant donné. Ces taux correspondent à un débit moyen sur les dernières heures d'écoulement des laves avant l'acquisition (TADR= Time Average Discharge Rate). La terminologie employée dans ce chapitre sera celle définie par Wright et al. (2001) et Harris et al., (2007).

Le débit est un paramètre important qui permet par exemple d'évaluer des volumes de coulées et ainsi de définir des bilans de masse (Ripepe et al., 2005), mais il peut aussi être intégré dans les paramètres de modélisation d'écoulement (Harris et Rowland 2001), constitutifs des études de risque (Del Negro et al. 2008).

L'apport de la télédétection dans ce cadre est significatif. Les satellites permettent, dans certains cas, de donner une image globale du champ de lave à plusieurs moments de l'éruption. Cela est bien entendu fonction de la revisite des satellites sur la zone d'étude mais également des conditions climatologiques. Les contraintes physiques, géographiques, financières ou/et politiques sont dans ce cadre réduites.

1.2 L'APPORT DES IMAGES INFRAROUGE A L'ETUDE DES COULEES DE LAVE

1.2.1 PRINCIPE PHYSIQUE

Une coulée de lave active émet un rayonnement en moyen infrarouge (MIR, 3,5-4.0 μ m). Le substrat et les objets se rapprochant d'une température ambiante émettent dans l'infrarouge thermique (TIR, 10-14 μ m).

La Figure 3-1 illustre la loi de Planck qui quantifie la luminance rayonnée par un corps. Celle-ci varie en fonction de la température et de la longueur d'onde.

Où :

h est la constante de Planck = 6,626 068 96 $\times 10^{-34}$ J.s

c est la vitesse de la lumière = 299 792 458 m/s

k est la constante de Boltzmann = 1,3806504 $\times 10^{-23}$ J/K

λ est la longueur d'onde pour les bandes MODIS 21 et 22=3,959 $\times 10^{-6}$ m

L est la valeur de luminance énergétique spectrale en $W m^{-2} sr^{-1} m^{-1}$

T la température en Kelvin

Plus la température va être élevée plus le pic maximum de radiance va migrer vers les longueurs d'ondes les plus courtes. C'est le principe de la loi de déplacement de Wien (Bonn et Rochon , 1993). La longueur d'onde à laquelle un corps noir émet le plus de flux lumineux énergétique est inversement proportionnelle à la température de ce dernier (Figure 3-2).

Avec h la constante de Planck, c la vitesse de la lumière, k la constante de Boltzmann, et T la température en Kelvin.

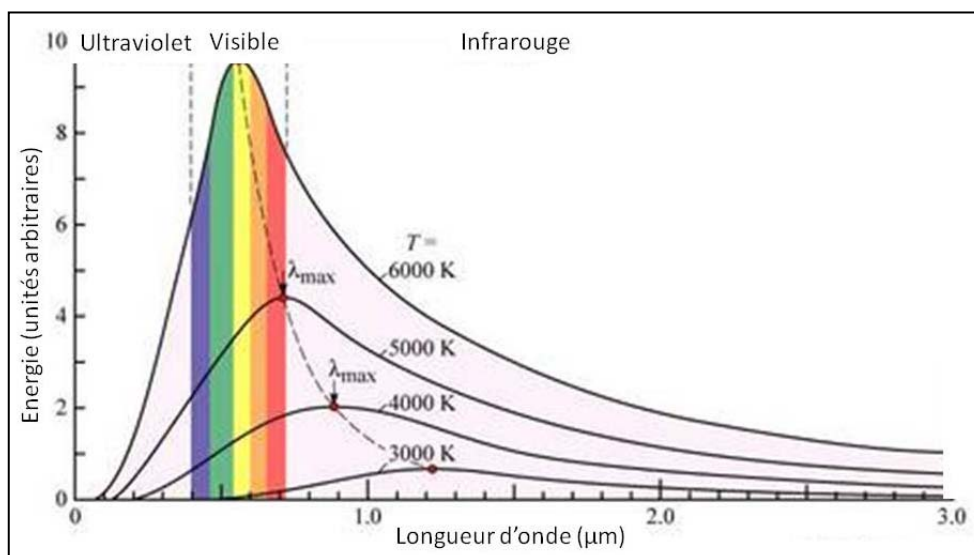


Figure 3 - 1 : Spectres de rayonnement de Planck pour différentes températures (www.futura-sciences.com, modifiée).

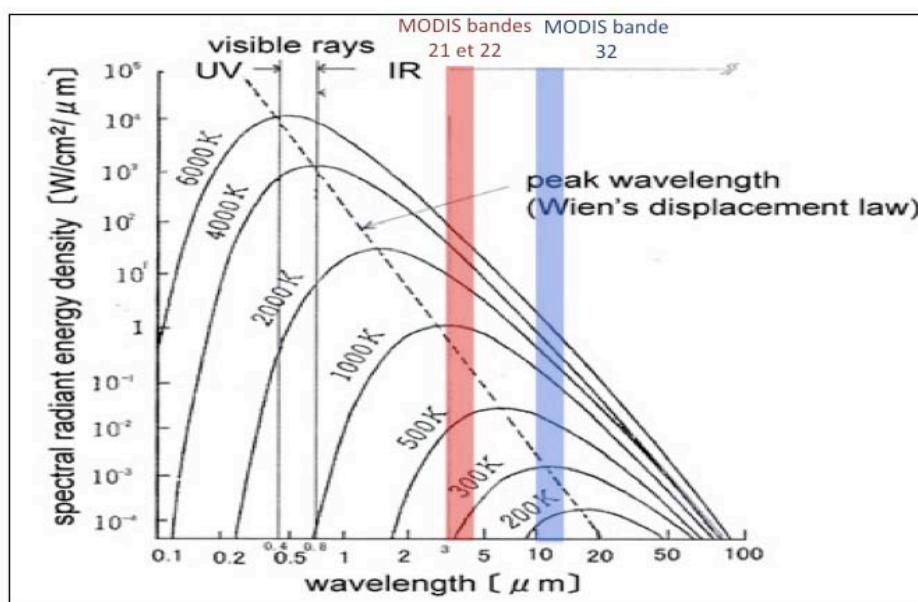


Figure 3 - 2: Loi du déplacement de Wien (www.enseki.or.jp, modifié). Plus la température de l'objet étudié est élevée plus la longueur d'onde utilisée sera courte.

Cette loi permet de déterminer quelle est la longueur d'onde d'émission maximum selon le cas d'étude. Dans le cas d'une coulée de lave active, les bandes spectrales choisies pour l'étude ont des longueurs d'onde entre 3 et 5 μm , soit les bandes MODIS 21 et 22, car la différence de radiance sera plus significative dans ces longueurs d'ondes. Si l'éruption entraîne des températures telles que les bandes choisies se saturent, il suffira alors de considérer une longueur d'onde plus courte. Pour la température du substrat la bande MODIS utilisée sera la bande 32, car les quantités de rayonnement émis sont mieux différenciées dans ces longueurs d'onde.

1.2.2 LES ANOMALIES THERMIQUES

L'imagerie infrarouge thermique est principalement dédiée à la détection et analyse de sources de chaleurs. Les éruptions volcaniques en font bien entendu partie.

Une anomalie thermique appelée également "point chaud" est définie comme la présence d'un ou de plusieurs pixels dont la radiance correspond à une zone chaude. Ces pixels apparaissent alors brillants dans les images Moyen InfraRouge (MIR $\approx 4\mu\text{m}$) et peuvent s'éclaircir dans les images InfraRouge Thermique (TIR $\approx 12\mu\text{m}$). Dans le cas de saturation, comme cela peut se produire pour les images MIR, le pixel apparaît en noir (Figure 3-3).

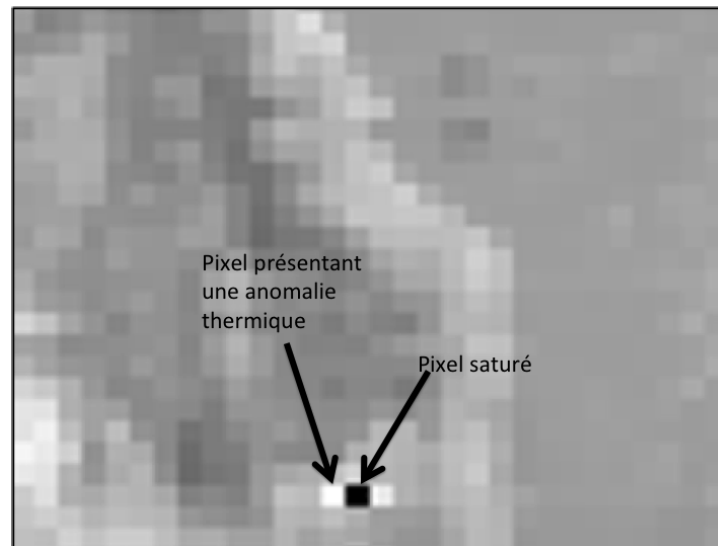


Figure 3 - 3: Exemple de pixels présentant une anomalie thermique.

Les bandes spectrales dans le MIR et dans le TIR ne réagissent pas avec la même ampleur à une source de chaleur, comme nous avons pu le voir avec la loi de Planck. Les images acquises dans le MIR auront des anomalies plus fortes que celles acquises dans le TIR. C'est cette différence de radiance entre les deux images (MIR et TIR) qui permet l'extraction des pixels présentant une forte anomalie thermique.

1.3 ETAT DE L'ART

1.3.1 LA METHODE UTILISEE PAR LE Volcanic Anomaly Software (VAST)

VAST (Volcanic Anomaly Software) est un programme de localisation automatique des anomalies thermiques fortes à partir des données thermiques des satellites AVHRR. Ce code a été développée par Higgins et Harris (1997). Il est applicable aux images thermiques MODIS moyennant quelques mises à niveau liées aux bandes spectrales spécifiques de MODIS.

La détection des pixels présentant une anomalie thermique s'effectue par la différence entre les températures de brillance des bandes spectrales en moyen infrarouge (bande 3 pour AVHRR, bandes 21-22 pour MODIS) et celles en infrarouge thermique (bande 4 pour AVHRR, bande 32 pour MODIS).

$$\Delta T (=T_{\text{MIR}} - T_{\text{TIR}})$$

Dans le cas de l'existence d'une anomalie thermique, une différence de température est donc observée et une image de ΔT est alors calculé. Un extrait d'image est ensuite sélectionné automatiquement, en localisant le pixel le plus chaud, afin de définir la zone de présence de l'anomalie thermique, et donc de l'activité volcanique, à

partir d'une taille de masque définie par l'utilisateur. Les équations sont ensuite appliquées aux pixels n'étant pas dans la zone présentant l'anomalie thermique :

————— Où $\Delta T_i = \Delta T$ des pixels voisins de i

Où $\Delta T_x = \Delta T$ pour chaque pixel (résolution minimum 1 km^2)

Cela permet de calculer les variations naturelles du milieu, pour chaque pixel, et de stocker la valeur maximum rencontrée, comme valeur maximale normale de variation ΔT_{nat} . Ensuite, les mêmes formules sont appliquées à la zone de présence de l'activité volcanique. Si ΔT de cette zone est supérieur à ΔT_{nat} , le pixel est marqué comme « chaud », donc comme présentant une anomalie. Une deuxième itération est ensuite lancée, sans ces pixels, et cela jusqu'à ce que plus aucun pixel ne soit considéré comme « chaud » (Higgins et Harris, 1997).

Cette automatisation se base sur la méthode « dual band » proposée par Dozier (1981), qui repose sur le principe qu'un pixel est occupé par deux composantes thermiques. Cette méthode sera expliquée dans le paragraphe 2.7.

1.3.2 LA METHODE UTILISANT L'ALGORITHME NORMALIZED THERMAL INDEX

La méthode utilisant l'algorithme NTI (Normalized Thermal Index) peut être utilisée sur différents capteurs dont MODIS et AVHRR. L'algorithme automatique de détection d'anomalies thermiques utilisant MODIS est appelé a été développé par (Wright et al., 2004). Il s'agit de MODVOLC

La détection automatique de l'anomalie se base sur la combinaison spectrale des bandes 22 (ou 21) et 32. Cette combinaison est proposée par les articles de Flynn et al. (2002) et Wright et al. (2002 et 2004b), mais aussi sur le site Rapid Response Fire (NASA ; <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/realtime/>). Pour une anomalie thermique, les températures mesurées dans les deux bandes présenteront plusieurs degrés d'écart, tandis que lorsque la température est basse (température ambiante) la différence entre les températures mesurées par les deux bandes sera faible. La méthode du NTI propose un seuillage utilisant ces différences de température pour déterminer automatiquement les pixels touchés. Il est alors possible de calculer le NTI (<http://modis.higp.hawaii.edu/>) en utilisant les équations suivantes :

- Pour les images acquises de nuit :

$$NTI = (L_{22} - L_{32}) / (L_{22} + L_{32})$$

Ou si la bande 22 est saturée

$$NTI = (L_{21} - L_{32}) / (L_{21} + L_{32})$$

- Pour les images acquises de jour :

$$NTI = (L_{22corr} - L_{32}) / (L_{22corr} + L_{32})$$

Ou quand la bande 22 est saturée

$$NTI = (L_{21corr} - L_{32}) / (L_{21corr} + L_{32})$$

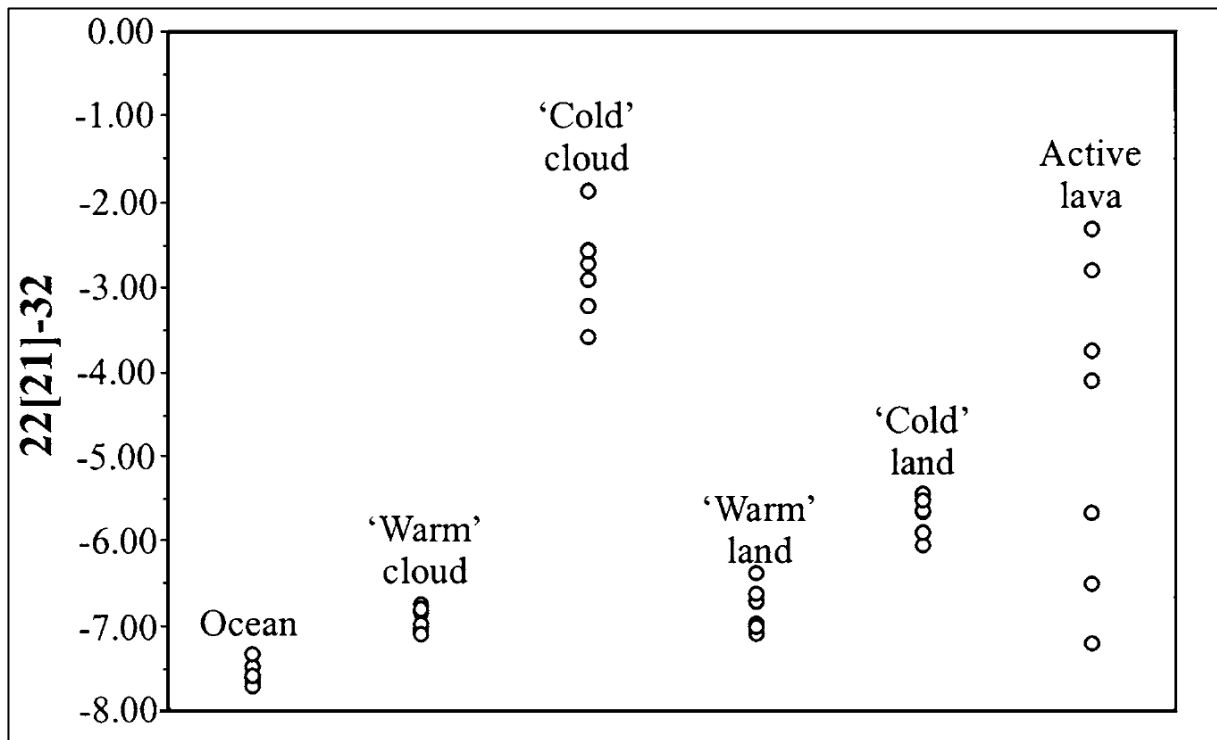


Figure 3 - 4 : Valeur de NTI calculées pour le même pixel pour une image MODIS, MODIS Band 22 (21) –band 32 (d’après Wright et al., 2002b).

La Figure 3-4 présente les différents résultats des traitements NTI sur différents substrats. Le NTI permet de distinguer les pixels provenant des coulées de lave actives, des nuages, de l’océan et de la terre. Un seuillage est alors déterminé pour la reconnaissance des coulées de lave:

- NTI > -0,80 pour les images de nuit
- NTI > -0,60 pour les images de jour

Un calcul de NTI a été appliqué à une image MODIS du 22 septembre 2008 au Piton de la Fournaise, alors que le volcan était en éruption. Les pixels en rouge représentent l’anomalie thermique (Figure 3-5).

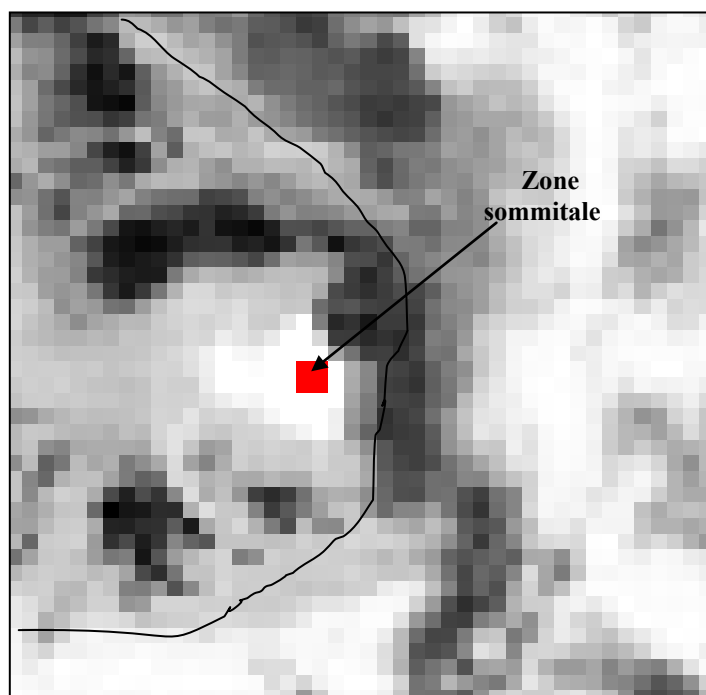


Figure 3 - 5 : Anomalie thermique de l'Image MODIS du 22 septembre 2008 en utilisant la méthode NTI.

Les applications de l'algorithme NTI ne se limitent pas aux éruptions. Cette méthode est principalement utilisée dans le cadre de la surveillance des feux. Elle est utilisée en mode opérationnel par la NASA dans le cadre du programme Rapid Response Fire. Cependant, si cette méthode n'est pas complétée de différents filtres (nuages, double comptage...), une erreur peut être observée dans les valeurs de sortie.

De nombreux auteurs ont utilisé cette méthode en volcanologie : Coppola et al. (2007; 2009; 2010) au Piton de la Fournaise, Rothery et al. (2005) pour les volcans de Malaisie (Manam, Langila, Pago, Rabaul, Ulawun, Tinakula, Ambrym, Lopevy, Yasur), Wright et Pilger (2008) pour une comparaison mondiale des flux de chaleur émis par les volcans, Kervyn et al. (2008) pour Ol Doinyo Lengai en Tanzanie, Flynn et al. (2002) sur différents volcans, Piscopo et al. (2008) au Stromboli...

1.4 OBJECTIFS DANS LE CADRE DE CE TRAVAIL

Dans cette thèse les objectifs suivants ont été fixés :

- Déterminer une méthodologie adaptée au Piton de la Fournaise : corrections atmosphériques, paramètres à prendre en compte dans les calculs...
- Estimer des débits et des volumes pour les éruptions du Piton de la Fournaise pour lesquels des images MODIS sont disponibles.
- Comparer les résultats avec ceux obtenus au préalable par d'autres méthodes.
- Utiliser les résultats pour mieux comprendre les mécanismes entrant en jeu (dynamique, système d'alimentation...) au Piton de la Fournaise.

2 LES METHODES D'ACQUISITION, DE CORRECTIONS ET DE TRAITEMENT DES DONNEES

2.1 LES DONNEES SOURCES

2.1.1 LES IMAGES DU CAPTEUR MODIS

Le capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) fournit des images de la surface de la Terre dans 36 bandes spectrales (MODIS Characterization, 2007). MODIS est l'instrument principal des missions Terra et Aqua respectivement lancées les 18 décembre 1999 et 4 mai 2002. Jusqu'à quatre images (jour et nuit pour chaque capteur) sont acquises quotidiennement dans la zone de l'île de La Réunion. La résolution des images thermiques est de 1Km x 1Km par pixel au nadir (Flynn et al., 1996; Barnes et al. 1998).

| Bande Spectrale | Longueur d'onde (μm) | Résolution Nadir (m) |
|-----------------|-----------------------------------|----------------------|
| 1 | 0.620-0.670 | 250 |
| 2 | 0.841-0.876 | 250 |
| 3 | 0.459-0.479 | 500 |
| 4 | 0.545-0.565 | 500 |
| 5 | 1.230-1.250 | 500 |
| 6 | 1.628-1.652 | 500 |
| 7 | 2.105-2.155 | 500 |
| 8 | 0.405-0.420 | 1000 |
| 9 | 0.438-0.448 | 1000 |
| 10 | 0.483-0.493 | 1000 |
| 11 | 0.526-0.536 | 1000 |
| 12 | 0.546-0.556 | 1000 |
| 13 | 0.662-0.672 | 1000 |
| 14 | 0.673-0.683 | 1000 |
| 15 | 0.743-0.753 | 1000 |
| 16 | 0.862-0.877 | 1000 |
| 17 | 0.890-0.920 | 1000 |
| 18 | 0.931-0.941 | 1000 |
| 19 | 0.915-0.965 | 1000 |
| 20 | 3.660-3.840 | 1000 |
| 21 | 3.929-3.989 | 1000 |
| 22 | 3.929-3.989 | 1000 |
| 23 | 4.020-4.080 | 1000 |
| 24 | 4.433-4.498 | 1000 |
| 25 | 4.482-4.549 | 1000 |
| 26 | 1.360-1.390 | 1000 |
| 27 | 6.535-6.895 | 1000 |
| 28 | 7.175-7.475 | 1000 |
| 29 | 8.400-8.700 | 1000 |
| 30 | 9.580-9.880 | 1000 |
| 31 | 10.780-11.280 | 1000 |
| 32 | 11.770-12.270 | 1000 |
| 33 | 13.185-13.485 | 1000 |
| 34 | 13.485-13.785 | 1000 |
| 35 | 13.785-14.085 | 1000 |
| 36 | 14.085-14.385 | 1000 |

Figure 3 - 6 : Propriétés des Bandes spectrales du Capteur MODIS (MODIS Characterization, 2007)

Il est d'usage de distinguer deux grands groupes d'images du capteur MODIS pour les études utilisant l'imagerie thermique: celles acquises de nuit qui ont l'avantage de ne pas subir les perturbations liées au Soleil, et celles acquises de jour.

Les bandes spectrales qui nous intéressent ici sont les bandes 21 et 22, pour les températures les plus élevées (cf. paragraphe 1.2.1. de ce chapitre sur la loi du déplacement de Wien), et la bande 32, pour les températures se rapprochant de la température du substratum (Figure 3-6).

D'autres capteurs possédant des bandes spectrales dans l'infrarouge thermique peuvent être utilisés pour les calculs de débits en adaptant les corrections atmosphériques suivant une méthodologie similaire : AVHRR (Harris et al., 1995, 1997 a et b, 2007 ; Carn et Oppenheimer, 2000 ; Wright et al., 2001 ; Aries et al., 2001 ;

Patrick et al., 2003 ; Ramsey et Dehn, 2004), Landsat (Harris et al., 1998, 2003, 2004, 2007b ; Flynn et al., 2001 ; Hirn et al., 2005), ASTER (Urai, 2002 ; Wright et Flynn, 2003 ; Vaughan et al, 2010), GEOS (Harris et al., 1997 et 2001b), VIIRS (Yu et al., 2005)... Tous ces satellites ne présentent pas les mêmes bandes spectrales, ni les mêmes résolutions spatiales et temporelles (excepté AVHRR et MODIS qui ont des résolutions et des bandes thermiques similaires). Le choix d'un capteur dépendra donc des données disponibles, du besoin de répétitivité temporelle et des résolutions nécessaires à l'étude. Par exemple, pour une étude de coulée se mettant en place les résolutions temporelles et spectrales sont privilégiées à la résolution spatiale. En revanche, sur une étude de chenaux ou de mode de mise en place de coulée ce sera plutôt la résolution spatiale qui sera privilégiée, malgré un nombre de données alors fortement réduit.

2.1.2 UTILISATION D'UNE CAMERA THERMIQUE

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé une caméra thermique de marque ThermaCAM PM695 commercialisée par la société FLIR System (Figures 3-7). La ThermaCAM est sensible entre 8 et 12 μm , elle permet d'effectuer des mesures thermiques de -40°C à $+1500^{\circ}\text{C}$. Le détecteur MicroIR est un détecteur microbolomètre de 3^{ème} génération. Les gammes de mesures sont déterminées en fonction de l'objet étudié. Par exemple, pour une coulée en cours de mise en place, la gamme de mesure est de 350 à 1500°C , en cours de refroidissement cela sera plutôt 0° à 500°C , et en fin de refroidissement -40° à 100°C .



Figure 3 - 7 : La Caméra Thermique

Données du constructeur :

- Distance minimum de focalisation : $24^{\circ} \times 18^{\circ} / 0.3 \text{ m}$
- Fréquence de l'image: 50/60 Hz non entrelacées
- Sensibilité thermique: 0.08°C à 30°C . Elle est dépendante des gammes de mesures et des températures étudiées avec ces gammes. La notice de la caméra ne la détaille pas.
- Résolution Spatiale : 1.3 mrad
- Taille de l'image : 320×240 pixels

2.2 AQUISITION ET QUALITE DES DONNEES

2.2.1 LES IMAGES DU CAPTEUR MODIS

Le choix des coulées traitées lors de cette étude était limité par la disponibilité des données (depuis décembre 1999 pour MODIS Terra et depuis mai 2002 pour MODIS Aqua), leurs récurrences et leurs qualités. Les données MODIS sont en téléchargement libre sur le site : <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html> le lendemain de leur acquisition. Toutes les données disponibles de MODIS ont été téléchargées pour les jours où au moins un point chaud était identifiable.

Les principaux facteurs limitant dans le cadre de cette étude étant la récurrence temporelle et la nébulosité. Quatre acquisitions par jours sont réalisées. Pour les éruptions en cours, seule une partie de ces images est utilisables (Tableau 3-3).

| Éruption | Durée de l'éruption (jours) | Nombre d'images MODIS | Nombre d'images | Nombre de jour d'acquisition d'images |
|------------|-----------------------------|-----------------------|-----------------|---------------------------------------|
| 26/12/2005 | 23 | 92 | 35 | - |
| 20/07/2006 | 25 | 201 | 33 | - |
| 18/02/2007 | <1 | 2 | 2 | - |
| 02/04/2007 | 29 | 116 | 28 | - |
| 21/09/2008 | 11 | 42 | 8 | 4 |
| 15/12/2008 | 52 | 208 | 48 | 2 |
| 05/11/2009 | <1 | 1 | 1 | 13 |
| 14/12/2009 | <1 | 1 | 1 | - |
| 01/01/2010 | 10 | 39 | 4 | - |
| 14/10/2010 | 17 | 66 | 35 | - |

Tableau 3 - 1: Liste des coulées traitées par imagerie thermique dans le cadre de cette thèse.

L'ensemble des images a été traité à l'aide du logiciel ENVI 4.4. Les images présentant de trop fortes déformations ou un couvert nuageux trop important n'ont pas été traitées. Ce choix s'est réalisé de manière manuelle.

Les données n'ont pas été géoréférencées ni orthorectifiées pour garder les valeurs des pixels d'origine (toute manipulation de l'image engendrant des différences). En revanche la distorsion géométrique de pixels a été prise en compte pour connaître leurs surfaces réelles.

Au final, seulement dix éruptions ont été traitées dans le cadre de cette thèse. Nous nous sommes focalisés sur deux éruptions distales caractérisées par des océanites (décembre 2005 et avril 2007), et six éruptions de basaltes aphyriques : deux éruptions proximales (juillet 2006, octobre 2010), deux éruptions sur les flancs du cône (novembre et décembre 2009) et quatre éruptions sommitales (février 2007, septembre et décembre 2008, janvier 2010).

Pour ces éruptions, une forte couverture nuageuse était la principale limitation au nombre de données traitées. Étant donné que les nuages, même minces, peuvent considérablement interférer avec le rayonnement reçu par le capteur, toutes les images dans lesquelles des nuages étaient observables ont été écartées.

La distorsion géométrique a des effets minimes jusqu'à un angle de vision de $\approx 30^\circ$ (Harris et al., 1997a). Les points chaud détectés au delà de cet angle n'ont par conséquent pas été pris en considération pour les calculs de débits.

2.2.2 UTILISATION D'UNE CAMERA THERMIQUE

L'acquisition des données à l'aide de la caméra thermique se fait directement in situ lors de l'éruption. Toutes les images sont utilisables si elles sont acquises dans la bonne gamme thermique de l'appareil et si elles couvrent l'ensemble de la surface de la coulée en une acquisition (ou plusieurs à quelques secondes d'écart). Ceci a été effectué pour l'ensemble de la coulée et avec une récurrence temporelle permettant un suivi pour l'éruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009.

Protocole de prise de vue et traitement :

Les images ont toutes été acquises depuis le même site (dont les coordonnées sont x : 366046m ; y : 7650030m ; z : 2571 m (UTM WGS84 Zone 40S) (Figure 3-8).

Un protocole de prises de vues a été déterminé suivant une azimuth de visée : 44°N, une inclinaison de la caméra : 18° et distance à la coulée : 850m.

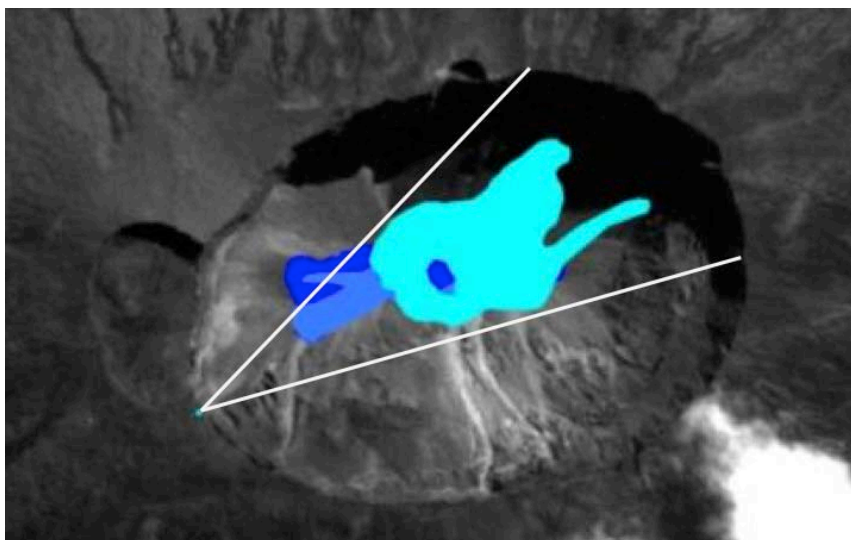


Figure 3 - 8: Acquisition des images par caméra thermique pour l'éruption du 15 décembre 2008.

2.3 LES CORRECTIONS GEOMETRIQUES ET ATMOSPHERIQUES APPLIQUEES AUX IMAGES

2.3.1 LES IMAGES DU CAPTEUR MODIS

2.3.1.1 CORRECTIONS GEOMETRIQUES

La résolution spatiale du capteur (ou taille du pixel) est déterminée par l'altitude du satellite au dessus de la Terre et par le champ de vision instantané (aussi appelé IFOV (Instantaneous Field Of View)) du capteur (Figure 3-9).

Un calcul simple donne l'aire couverte par l'IFOV au nadir :

$$A_{\text{IFOV}} = 2(\text{Sh} \cdot \tan(\beta/2))$$

qui peut se réduire à: $A_{\text{IFOV}} = \text{Sh} \cdot \beta$

Avec : Sh l'altitude du satellite et β l'angle pour un pixel (MODIS Characterization, 2007).

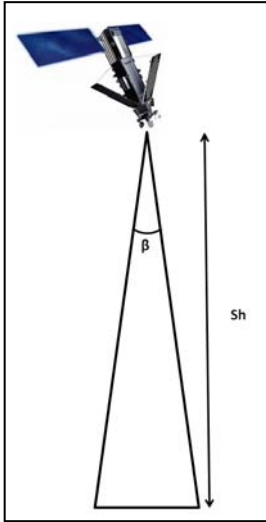


Figure 3 - 9: Champ de vision instantané Avec: Sh l'altitude du satellite et β l'angle pour un pixel

Ce calcul ne peut pas être appliqué pour les autres pixels car il faut alors prendre en compte l'angle de prise de vue et la courbure de la Terre. Il est alors nécessaire de procéder par étapes (Harris, in press ; Iqbal 1983) en déterminant dans un premier temps l'angle de prise de vue α_0 :

$$\alpha_0 = \beta \cdot (\text{Nombre de pixel par rapport au centre de l'image})$$

Soit dans le cas d'une image MODIS : $\alpha_0 = \beta \cdot \text{abs}(n^\circ \text{ de la colonne} - 677)$.

A partir de cet angle, il est alors possible de calculer la longueur du pixel parallèlement et perpendiculairement à la trace, pour ensuite en déterminer l'aire.

Dans la direction de scan parallèle à la trace, les angles au nadir des bords internes α_1 et externes α_2 du pixel sont calculés :

$$\begin{aligned} \alpha_1 &= \alpha_0 - \beta/2 \\ \alpha_2 &= \alpha_0 + \beta/2 \end{aligned}$$

La longueur de la distance d'arc par rapport au nadir peut alors être déterminée :

$$L = r \{ \sin^{-1} [(Sh+r)/r \sin \alpha] - \alpha \}$$

La longueur du pixel dans la direction du scan est alors trouvée par différence des deux longueurs :

$$L_a = L_2 - L_1$$

La longueur dans la direction de scan perpendiculaire à la trace (L_c) est obtenue grâce à l'équation suivante:

$$L_c = 2[(r \sin \delta / \sin \alpha_0) \tan(\beta/2)]$$

Avec δ l'angle du centre de la Terre au centre du pixel: $\delta = \sin^{-1} [(Sh+r)/r \sin \alpha_0] - \alpha_0$

La longueur du pixel est alors calculé dans la direction du scan et perpendiculairement à celui-ci, puis en les multipliant on détermine ainsi l'aire totale du pixel considéré.

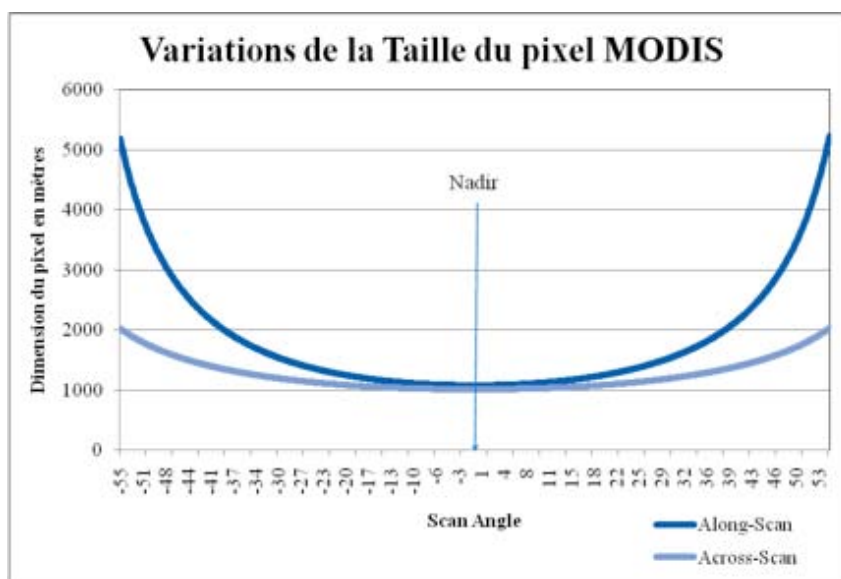


Figure 3 - 10: Variation de la taille du pixel (largeur et longueur) en fonction de son angle d'acquisition. Plus l'angle d'acquisition est élevé, plus les pixels sont grands.

Les Figures 3-10 et 3-11 représentent les variations de la taille des pixels dans les deux axes. Sa superficie peut alors varier de 1km² à plus de 10km². Or, comme l'énergie émise par un pixel est directement liée à sa superficie, il est nécessaire de prendre en compte ces variations dans l'estimation de la fiabilité de la mesure. Pour chaque pixel traité, une superficie a été calculée.

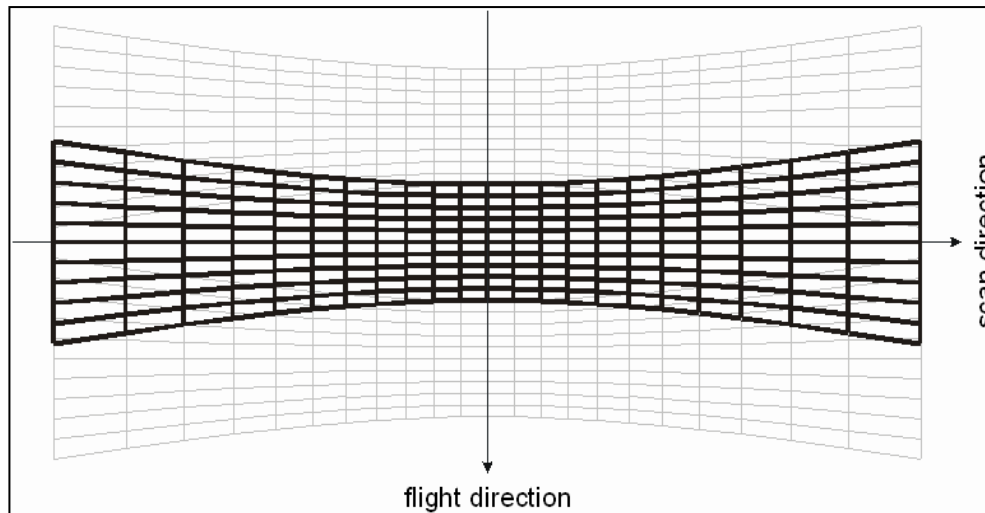


Figure 3 - 11: Représentation des déformations observables sur les images MODIS (MODIS Characterization, 2007). Plus le pixel est éloigné du nadir, plus il est déformé et plus sa superficie est grande.

La topographie joue aussi un rôle dans les déformations de l'image. En raison de la taille du pixel, des variabilités des pentes et de leurs orientations, ce facteur de déformation n'a pas été pris en compte dans cette étude, à l'exception de l'altitude.

2.3.1.2 CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES

POURQUOI EFFECTUER DES CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES : DE LA TEMPERATURE DE BRILLANCE A LA TEMPERATURE VRAIE ?

La température de brillance est la température apparente d'un corps non noir déterminée par mesure à l'aide d'un radiomètre ou d'un pyromètre optique. Cela découle directement de la loi de Planck (Bonn et Rochon, 1993):

$$T_b = \frac{L_{\lambda}}{\epsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T)}$$

En résulte la température « vraie », en prenant en compte l'émissivité de la surface :

$$T_v^4 = \epsilon T_b^4$$

C'est à partir des températures « vraies » que les calculs de débits seront réalisés. Mais, pour les obtenir, il faut dans un premier temps réaliser des corrections atmosphériques et estimer l'émissivité.

L'IMPACT SUR LES RADIANCES MESUREES PAR LE CAPTEUR

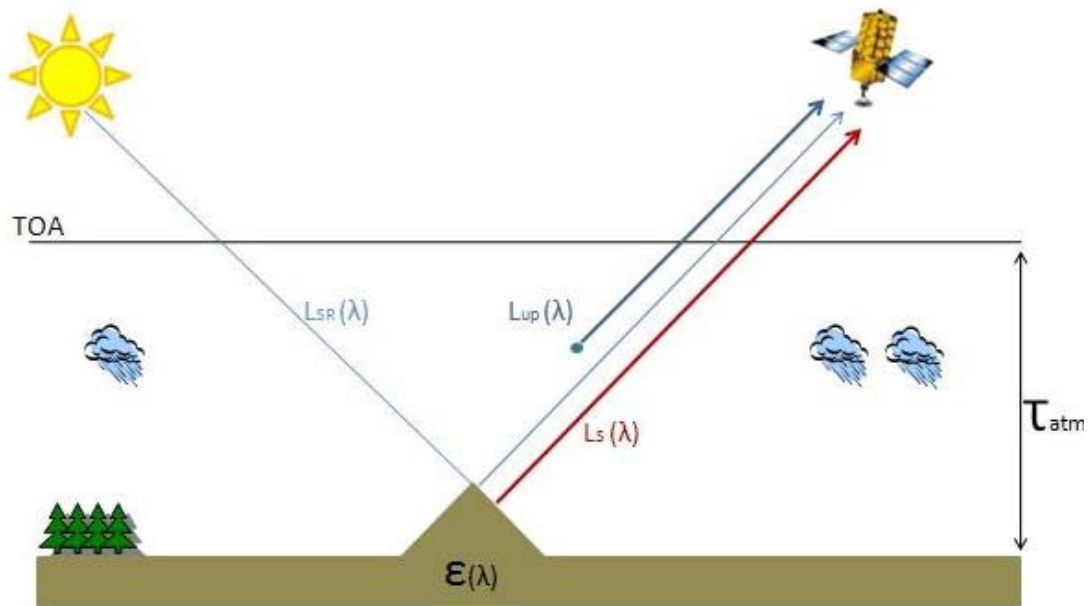


Figure 3 - 12: Radiances arrivant au capteur, Cracknell et Hayes (1991) modifié. Trois sources d'énergie sont enregistrées par le capteur : l'énergie émise par la surface, l'énergie du Soleil réfléchi par la surface et celle émise par l'atmosphère.

La Figure 3-12 illustre les trois sources de radiances mesurées par le capteur (Cracknell et Hayes, 1991) :

- La première est liée à l'émission de la surface (L_S), à laquelle se rajoutent les effets liés à la transmittance de l'atmosphère τ_{atm} et à l'émissivité $\epsilon(\lambda)$ de la surface étudiée.
- la radiance due à l'énergie solaire (L_{SR}) réfléchi par la surface (celles liées à l'espace et à l'atmosphère étant négligées)
- la radiance émise par l'atmosphère (L_{up}).

En télédétection visible et proche infrarouge, la source du rayonnement est le Soleil. Le rayonnement traverse une première fois l'atmosphère pour atteindre la surface. Ce rayonnement est alors réfléchi par la surface, retransverse l'atmosphère, puis est enregistré par le capteur. En infrarouge thermique, c'est la température de surface qui est étudiée. Cette surface émet des ondes qui arrivent au capteur après avoir traversé l'atmosphère. Les calculs de radiances sont donc directement dépendants des longueurs d'ondes étudiées.

RADIANCE LIEE AU SOLEIL (LSR)

La radiance solaire réfléchi vers le capteur (L_{SR}) peut être directement calculée à partir de la radiance arrivant au sommet de l'atmosphère (TOA) (Harris, in press ; Cracknell et Hayes, 1991). Cette radiance est variable en fonction des différentes bandes spectrales, de l'angle zénithal, de la localisation géographique et du jour de l'année. Il est nécessaire d'appliquer une correction pour que cette radiance n'influe pas sur les valeurs de surface mesurées. La valeur de l'angle zénithal est alors essentielle pour déterminer la valeur de la réflexion solaire. Quand le soleil est au zénith l'angle est de 0° , sinon les facteurs angulaires sont calculés pour chaque cas selon l'heure et le jour de l'année. Les valeurs en matinée seront positives et celles de l'après midi, négatives. La Terre effectue sa révolution 24 heures, par conséquent l'angle de chaque heure est de 15° .

La déclinaison solaire peut alors être calculée comme suit (Harris, in press) :

$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma) (180/\pi)$$

Avec Γ l'angle du jour étudié: $\Gamma = 2\pi (d_n - 1) / 365$

Et d_n le jour julien

L'angle zénithal du Soleil peut alors être calculé par l'équation suivante :

$$\cos \theta_z = \sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega$$

Avec δ la déclinaison solaire, ϕ la latitude géographique et ω l'heure en degrés.

Pour calculer la radiance liée au Soleil, il faut d'abord déterminer l'irradiance solaire au sommet de l'atmosphère :

$$E_{TOA}(\lambda) = M(\lambda, T_{sun}) (R_s/D_{E-S})^2 \{1 + e' \cos [2\pi (JD_3/365)]\}^2$$

Avec $M(\lambda, T_{sun})$ l'émittance du Soleil fonction de sa température ($T_{sun}=6000$ K), de la longueur d'onde λ , du rayon du Soleil ($R_s= 695.3 \times 10^6$ m), de la distance Terre - Soleil ($D_{E-S}=149.6 \times 10^9$ m), de l'orbite elliptique avec excentricité ($e' = 0.0167$) et du jour julien.

La radiance solaire réfléchie vers le capteur est alors de :

$$L_{SR}(\lambda) = \tau(\lambda) \cos(\theta_s) E_{TOA}(\lambda)$$

Avec τ la transmittance et ϵ l'émissivité de la surface.

Selon l'heure d'acquisition de la donnée, cette réflectance peut fortement changer les valeurs mesurées, et peut même être de l'ordre de 40% pour une surface à température ambiante, en moyen infrarouge. En infrarouge thermique, en revanche, cela a peu d'incidence. Plus le Soleil est proche du zénith, plus la radiance solaire est élevée (Figure 3-13) (Harris, in press ; Iqbal 1983).

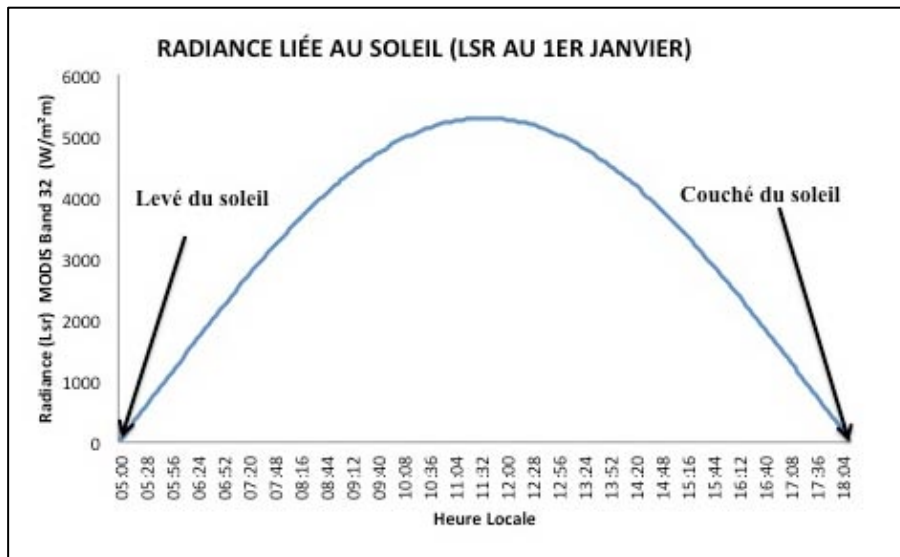


Figure 3 - 13: Variations de la radiance liées au Soleil durant une journée, exemple pour la longueur d'onde de la bande 22 MODIS.

L'azimut du Soleil varie en raison de l'orbite elliptique de la Terre de manière saisonnière. Les jours les plus longs correspondent aux radiances les plus élevées (Figure 3-14). Ces radiances sont considérées pour les images acquises de jour (c'est-à-dire toutes les valeurs positives de radiance). Il est néanmoins important de noter que la contribution de cette radiance varie avec la température. En effet, la composante réfléchie due au Soleil peut être considérée comme constante à une heure et une date donnée, alors que la contribution relative de la radiance reçue par le capteur diminue à mesure que la température de la surface augmente.

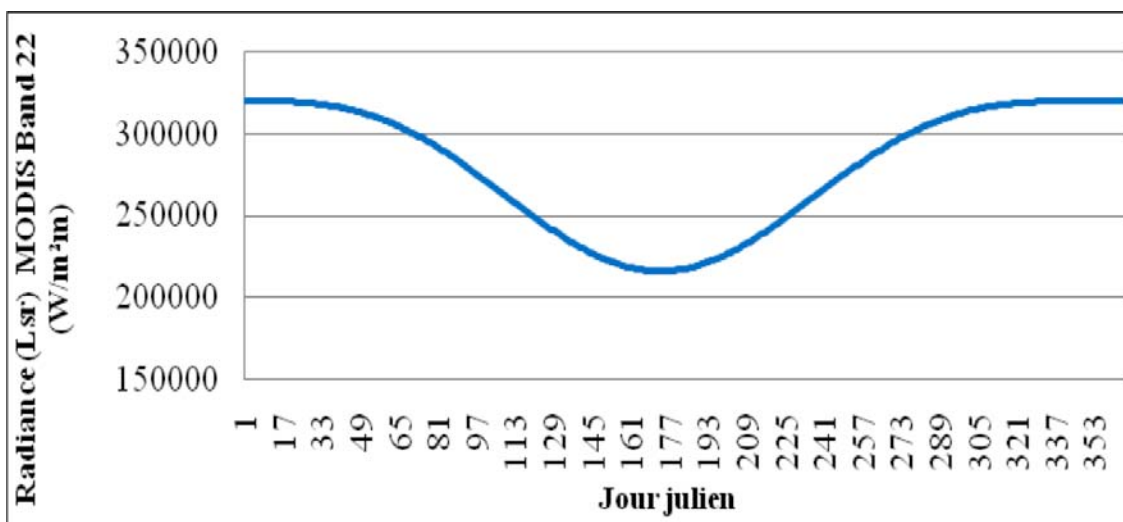


Figure 3 - 14: Évolution de la radiance à la Réunion à 14h00 en fonction du jour julien.

RADIANCE EMISE PAR L'ATMOSPHERE (L_{UP})

La radiance émise par l'atmosphère (L_{UP}) est liée à un effet de « downwelling » des radiations. Elles sont émises du haut vers le bas de l'atmosphère, en direction de la surface de la Terre, puis réfléchies vers le capteur. Cette radiance est directement dépendante des longueurs d'onde étudiées et présente des variations en fonction de l'angle zénithal et de l'altitude. Les radiations qui atteignent le capteur, sont dépendantes de la transmittance et de l'épaisseur d'atmosphère à traverser. Il est possible d'observer (Figure 3-15) que plus l'altitude est élevée et plus l'angle est proche du zénith, plus l'effet lié à l'atmosphère est faible. Higgins et Harris (1997) trouvent des courbes comparables avec le capteur AVHRR à l'Etna.

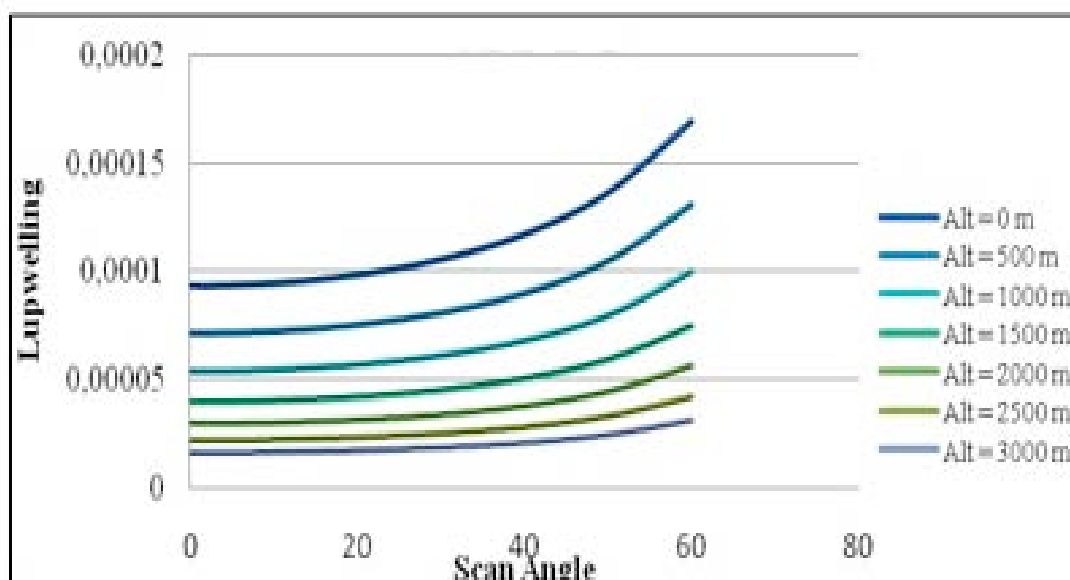


Figure 3 - 15: Radiance émise par l'atmosphère calculée par exemple dans le cas d'un correction MODTRAN US Standard en Bande 32 en fonction de l'altitude.

Les calculs de cette thèse sont réalisés avec le logiciel MODTRAN 4 (MODerate resolution atmospheric TRANsmission), qui est un algorithme développé par le Laboratoire de recherche « The Air Force »

(AFRL/VSBT), celui de « Space Vehicles Directorate » en collaboration avec « Spectral Sciences, Inc. ». Ce programme permet de modéliser la propagation dans l'atmosphère des rayonnements électromagnétiques pour les bandes spectrales 0,2 à 100 μm . Ils permettent de déterminer les valeurs de la radiance émise par l'atmosphère en fonction de l'altitude, l'angle zénithal et la longueur d'onde. Des équations sont alors déterminées et permettent de calculer les différentes valeurs de L_{UP} en fonction de l'altitude de l'objet étudié et de l'angle zénithal d'acquisition (Tableau 3-2).

| | |
|---------------------|--|
| Alt = 0 m | $y = 0,0798x^4 - 5,296x^3 + 258,89x^2 - 1080,5x + 931920$ |
| Alt = 500 m | $y = 0,0665x^4 - 4,5018x^3 + 211,78x^2 - 946,36x + 710120$ |
| Alt = 1000 m | $y = 0,0529x^4 - 3,6139x^3 + 167,13x^2 - 773,49x + 534738$ |
| Alt = 1500 m | $y = 0,0529x^4 - 3,6139x^3 + 167,13x^2 - 773,49x + 534738$ |
| Alt = 2000 m | $y = 0,0242x^4 - 1,6662x^3 + 74,154x^2 - 348,98x + 216712$ |
| Alt = 2500 m | $y = 0,0242x^4 - 1,6662x^3 + 74,154x^2 - 348,98x + 216712$ |
| Alt = 3000 m | $y = 0,0183x^4 - 1,2576x^3 + 55,818x^2 - 266,82x + 159563$ |

Tableau 3 - 2: Équations de L_{up} en fonction de l'altitude et de l'angle zénithal x obtenues pour La Réunion dans le cadre de cette thèse par extrapolation des valeurs obtenues par l'intermédiaire du logiciel MODTRAN.

Dans les résultats nous expliquerons le choix de cette correction atmosphérique.

TRANSMITTANCE

Le rayonnement reçu par un capteur installé à bord d'un satellite ne lui parvient qu'après avoir traversé de l'atmosphère. Par conséquent les interactions rayonnement-atmosphère sont à considérer. La transmittance prend en compte les différentes diffusions atmosphériques et l'absorption par les molécules des constituants gazeux de l'atmosphère (Carroll, 1985). Le cas extrême de diffusion est celui des nuages. C'est pour cela que les images nuageuses ne seront pas traitées dans les séries temporelles étudiées.

La Figure 3-16 montre une absorption différentielle de l'énergie électromagnétique en fonction des longueurs d'onde. En moyen infrarouge et infrarouge thermique, l'atmosphère n'autorise la transmission du rayonnement que dans un nombre restreint de fenêtres, dont les plus importantes se situent entre 3,5 et 3,9 μm d'une part, entre 10,5 et 12,5 μm d'autre part. Ce sont celles utilisées en télédétection thermique (Harris, in press ; Bonn et Rochon, 1993).

Les calculs réalisés avec le logiciel MODTRAN 4 (Figure 3-17) mettent en évidence une meilleure transmittance avec l'augmentation de l'altitude et un faible angle zénithal. Ceci paraît logique puisque l'épaisseur d'atmosphère à traverser par le rayonnement électromagnétique est alors plus faible. Ce comportement se retrouve pour les différentes longueurs d'onde.

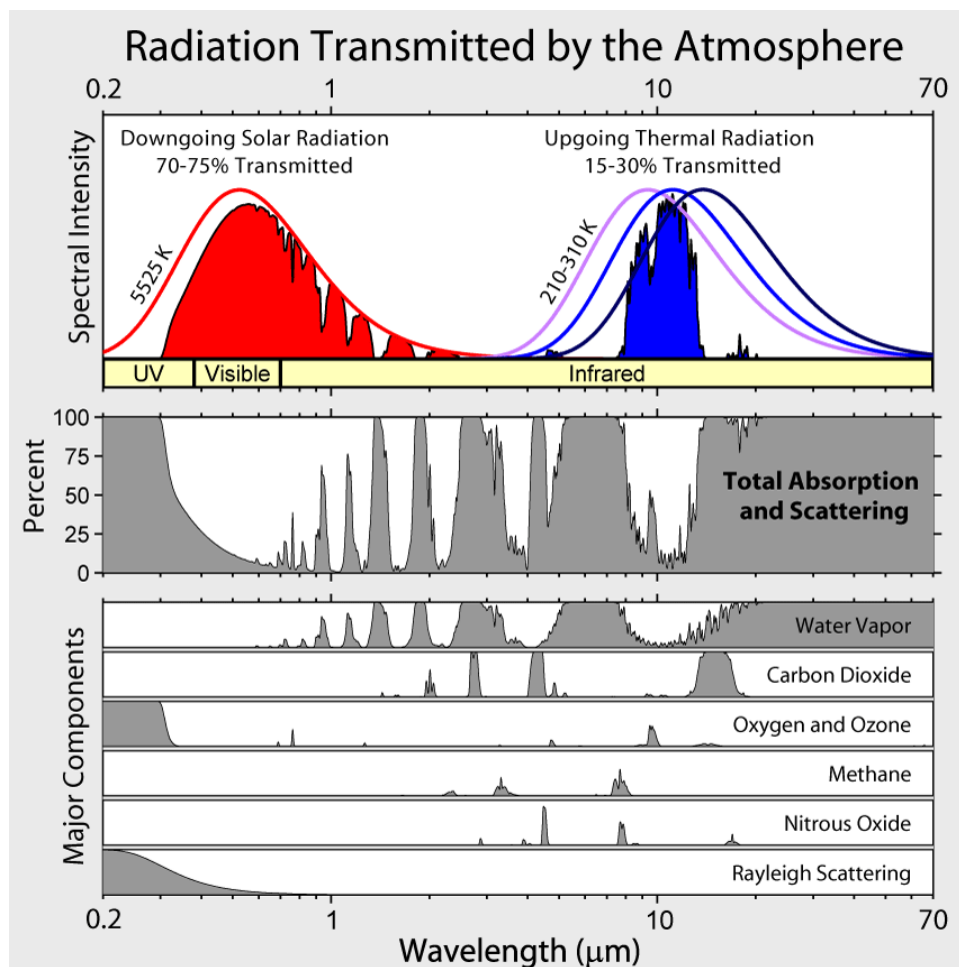


Figure 3 - 16 : Transmission des radiations par l'atmosphère (www.ifremer.fr/droos/cours_teledetection). Mise en évidence des zones de transmission et d'absorption de l'atmosphère.

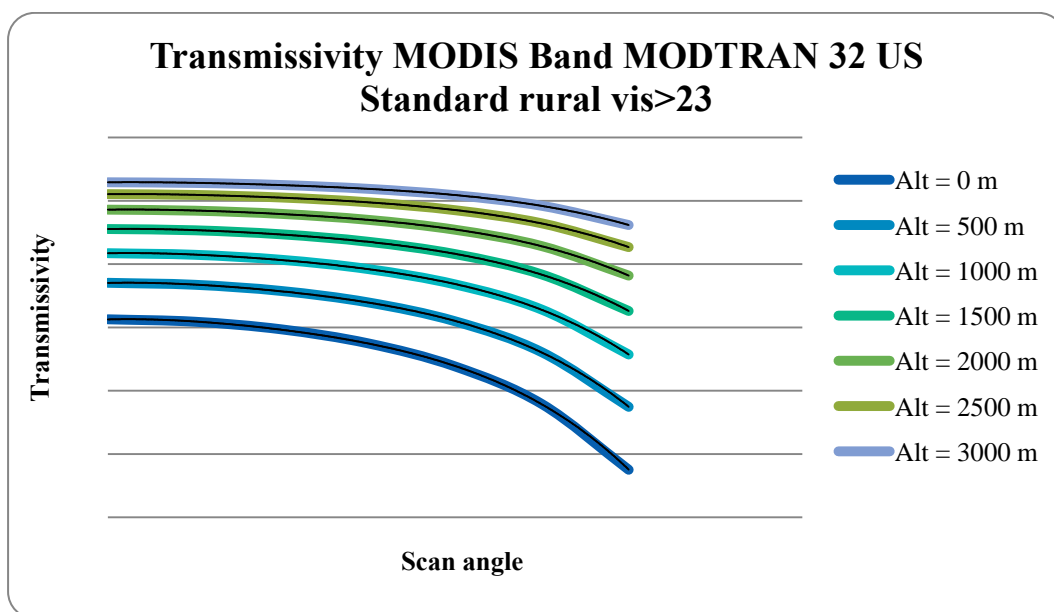


Figure 3 - 17: Transmission atmosphérique en bande 32 MODIS dans le cas d'une correction atmosphérique US standard rural Vis>23. Transmission en fonction de l'altitude de l'objet étudié.

Le Tableau 3-3 présente les équations permettant de définir la transmittance de l'atmosphère pour la bande 32 du capteur MODIS dans le cas d'une correction atmosphérique de type US standard rural (PcModWin Manual, version 4.0, 2001). Ce type d'équations a été déterminé pour les différentes longueurs d'ondes des images utilisées, en fonction de l'altitude des objets étudiés, par extrapolation des valeurs obtenues par l'intermédiaire du logiciel MODTRAN.

| | |
|---------------------|--|
| Alt = 0 m | $y = -2E-08x^4 + 9E-07x^3 - 7E-05x^2 + 0,0002x + 0,6492$ |
| Alt = 500 m | $y = -2E-08x^4 + 1E-06x^3 - 6E-05x^2 + 0,0002x + 0,7357$ |
| Alt = 1000 m | $y = -2E-08x^4 + 1E-06x^3 - 5E-05x^2 + 0,0002x + 0,8042$ |
| Alt = 1500 m | $y = -1E-08x^4 + 8E-07x^3 - 4E-05x^2 + 0,0002x + 0,8577$ |
| Alt = 2000 m | $y = -1E-08x^4 + 7E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0001x + 0,8971$ |
| Alt = 2500 m | $y = -8E-09x^4 + 5E-07x^3 - 2E-05x^2 + 0,0001x + 0,9257$ |
| Alt = 3000 m | $y = -6E-09x^4 + 4E-07x^3 - 2E-05x^2 + 8E-05x + 0,9451$ |

Tableau 3 - 3: Équations de transmittance en fonction de l'altitude et de l'angle zénithal x pour la bande 32 MODIS (correction atmosphérique US standard Rural) obtenues pour La Réunion.

ÉMISSIVITE

La loi du rayonnement de Kirchhoff stipule qu'un corps quelconque en équilibre thermique réémet en fonction du principe de conservation d'énergie (Bonn et Rochon, 1993). Un corps noir, donc idéalement émissif, est donc parfaitement absorbant. Pour un corps « gris », cette loi devient (Harris, in press ; Bonn et Rochon, 1993) :

$$\varepsilon = \alpha = 1 - (\rho + \tau) \quad 0 < \varepsilon < 1$$

Avec ε l'émissivité, ρ la réflectance, τ la transmittance.

La plupart des lois en optique et thermique sont définies pour des corps noirs. Il est par conséquent très important de prendre en considération l'émissivité car les objets étudiés par télédétection, tels que des coulées de lave, sont des corps « gris ». Il n'y a donc qu'une portion du rayonnement qui est émise en direction du capteur. Cette portion varie en fonction de deux facteurs : le type de surface (eau, basalte, végétaux,...) et sa rugosité (Crisp et Baloga, 1990 ; Kahle et al., 1995 ; Higgins et Harris, 1997). La rugosité de la surface d'un matériau provoque des réflexions multiples qui augmentent l'émissivité (Ramsey et Fink, 1999). Ainsi, une coulée de type « pahoehoe » à surface vitreuse a une émissivité plus faible qu'une coulée de type « 'a'a » (Figure 3-18). Une autre notion s'ajoute au cas spécifique des coulées de lave puisque l'émissivité augmente avec la température, en raison d'une augmentation du flux énergétique (Realmuto et al., 1992).

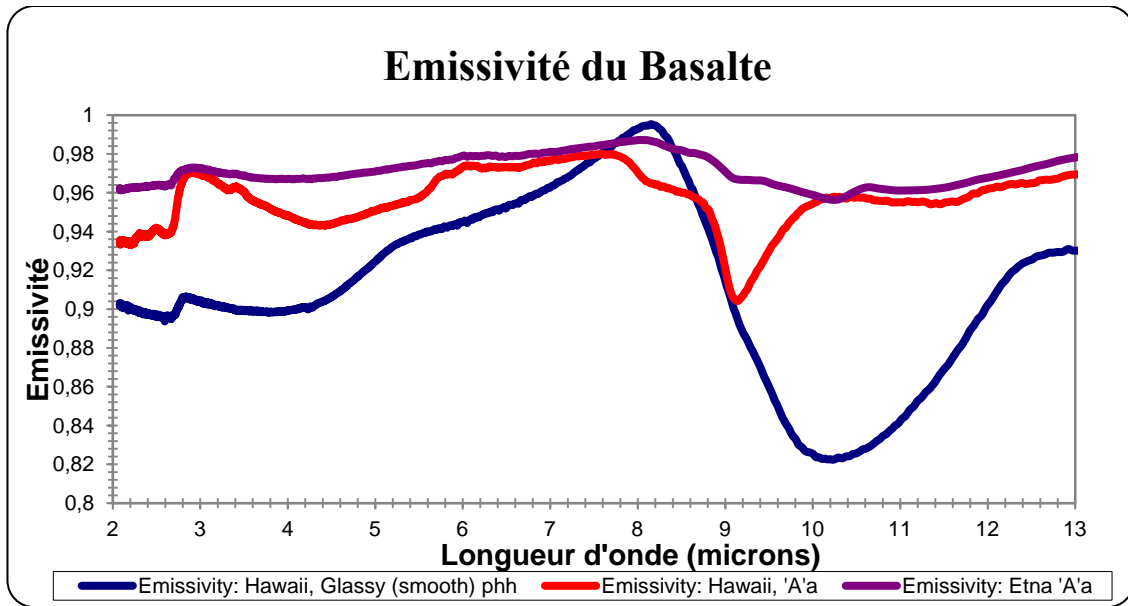


Figure 3 - 18: Émissivité des différents basaltes entre 2 et 13 μm (Harris, in press) système Nicolet spectromètre FTIR de J. Salisbury

LES SENSIBILITES DU CAPTEUR MODIS DANS LES BANDES SPECTRALES 22 ET 32 (TIR, MIR)

Toutes les bandes spectrales ne présentent pas les mêmes sensibilités aux corrections atmosphériques (Harris, in press). Ces corrections varient notamment en fonction de l'altitude de l'objet observé (paragraphe 2.3.1.2) : plus l'altitude est élevée, moins la couche d'atmosphère à traverser est épaisse, moins les corrections atmosphériques seront importantes.

Pour déterminer les proportions de ces corrections en fonction des différentes longueurs d'onde, on les compare à une altitude de 0m, pour les différentes bandes spectrales utilisées et pour des températures de surface différentes. Deux cas ont été choisis pour représenter les proportions de ces corrections pour les bandes 21 ou 22 et 32 MODIS, en utilisant la correction MODTRAN US standard rural :

- Une surface basaltique type « 'a'a » à une température de 25°C ;
- Une surface basaltique type « 'a'a » à une température de 500°C.

Surface plane basaltique type « 'a'a » à température ambiante

Les radiations reçues par le satellite dans le moyen infrarouge (bande 22), d'une surface à une température de 25°C, représentent une proportion de l'ordre de 69% des radiations de la surface, de 3% d'effets atmosphériques (upwelling), et de 28% de radiance solaire réfléchi vers le capteur (dans le cas d'une acquisition de jour, à midi et en visée verticale) (Tableau 3-4). Dans le cas d'une visée oblique une augmentation de l'ordre de 2% des radiations émises par l'atmosphère est constatée, tout comme une diminution du même ordre de celles liées au Soleil (Tableau 3-4). Les calculs sont réalisés en utilisant l'équation du paragraphe 2.3.1.2.

Pour les images acquises de nuit, le facteur lié au soleil n'intervient plus, l'émission de la source correspond alors à 93 à 95.5% de l'énergie reçue, et celle de l'atmosphère à 4.5 à 7%. Ce sont les images qui demandent le moins de corrections.

En infrarouge thermique (bande 32), l'effet du soleil est tout à fait négligeable, la valeur est alors considérée comme nulle de jour comme de nuit. La correction liée à l'atmosphère ne change pas en fonction de l'heure et la date d'acquisition mais seulement en fonction de l'angle zénithal. Les corrections de jour et de nuit sont donc similaires. Plus l'angle zénithal est élevé, plus la correction à appliquer à l'image est importante.

| Sans Anomalie Thermique (altitude 0m surface plane :basalte) | Image acquise de Jour (angle zénithal 0°) | | | | Image acquise de Nuit (angle zénithal 0°) | | | |
|---|---|-------|-----------------|-------|---|-------|-----------------|-------|
| | Température in situ = 25°C | | | | Température in situ = 25°C | | | |
| | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | |
| | en W | en % | en W | en % | en W | en % | en W | en % |
| Transmission | 0,8653 | | 0,8563 | | 0,8653 | | 0,8563 | |
| Émissivité | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | |
| Émission de la source | 517331 | 69 | 7172135 | 88,5 | 517332 | 95,5 | 7172124 | 88,5 |
| Lup | 23604 | 3 | 931920 | 11,5 | 23604 | 4,5 | 931920 | 11,5 |
| Lsr | 213865 | 28 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C |
| Température | 754801 | 29,9 | 8104055 | 19,86 | 540936 | 21,74 | 8104044 | 19,86 |
| Sans Anomalie Thermique | Image acquise de Jour (angle zénithal 55°) | | | | Image acquise de Nuit (angle zénithal 55°) | | | |
| | Température in situ = 25°C | | | | Température in situ = 25°C | | | |
| | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | |
| | en W | en % | en W | en % | en W | en % | en W | en % |
| Transmission | 0,81353125 | | 0,80453125 | | 0,81353125 | | 0,80453125 | |
| Émissivité | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | |
| Émission de la source | 486381 | 68 | 6738525 | 82 | 486380 | 93 | 6738525 | 82 |
| Lup | 38729 | 5,5 | 1504732 | 18 | 38729 | 7 | 1504732 | 18 |
| Lsr | 189040 | 26,5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C |
| Température | 714151 | 28,53 | 8243257 | 21,06 | 525110 | 21,03 | 8243258 | 21,06 |

Tableau 3 - 4: Proportion des différentes composantes thermiques pour une surface plane basaltique de type a'a à température ambiante de jour et de nuit, et pour angle zénithal nul ou maximum.

Surface plane basaltique type « a'a » avec anomalie thermique de 500°C

En cas de forte anomalie thermique, présentant des pixels de 500°C (Tableau 3-5), les corrections des radiations émises par l'atmosphère et le Soleil deviennent très faibles. Plus de 99% des radiations sont émises par la source, quelle que soit la bande spectrale étudiée (Tableau 3-5). Cependant, les facteurs de transmission restent très importants pour passer de la valeur de température de brillance à celle de température vraie. Il s'agit ici d'un des cas les plus extrêmes observable par satellite, puisque les pixels sont de l'ordre d'un kilomètre carré au nadir avec MODIS, et peuvent atteindre la dizaine de kilomètres carrés en bordure.

| Avec Anomalie Thermique (altitude 0m surface plane :basalte) | Image acquise de Jour (angle zénithal 0°) | | | | Image acquise de Nuit (angle zénithal 0°) | | | |
|--|--|---------|------------|---------|--|---------|------------|---------|
| | Température in situ = 500°C | | | | Température in situ = 500°C | | | |
| | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | |
| | en W | en % | en W | en % | en W | en % | en W | en % |
| Transmission | 0,8653 | | 0,8563 | | 0,8653 | | 0,8563 | |
| Émissivité | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | |
| Émission de la source | 933263084 | 99,9746 | 105378848 | 99,1234 | 933263990 | 99,9975 | 105378848 | 99,1234 |
| Lup | 23604 | 0,00253 | 931920 | 0,8766 | 23604 | 0,0025 | 931920 | 0,8766 |
| Lsr | 213865 | 0,02291 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C |
| Température | 933500553 | 471,07 | 106310768 | 431,78 | 933287594 | 471,03 | 106310768 | 431,78 |
| Avec Anomalie Thermique | Image acquise de Jour (angle zénithal 55°) | | | | Image acquise de Nuit (angle zénithal 55°) | | | |
| | Température in situ =500°C | | | | Température in situ =500°C | | | |
| | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | | Bande 22 (ou 21) | | Bande 32 | |
| | en W | en % | en W | en % | en W | en % | en W | en % |
| Transmission | 0,81353125 | | 0,80453125 | | 0,81353125 | | 0,80453125 | |
| Émissivité | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | | 0,96 | |
| Émission de la source | 877429142 | 99,9740 | 99008148 | 98,5 | 877429128 | 99,9956 | 99008031 | 98,5 |
| Lup | 38729 | 0,0044 | 1504732 | 1,5 | 38729 | 0,0044 | 1504732 | 1,5 |
| Lsr | 189040 | 0,0216 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C | en W | en °C |
| Température | 877656913 | 461,85 | 100512881 | 413,17 | 877467858 | 461,82 | 100512763 | 413,17 |

Tableau 3 - 5: Proportion des différentes composantes thermiques pour une surface plane basaltique de type a'a' avec anomalie thermique de 500°C, de jour et de nuit, et pour angle zénithal nul ou maximum.

Les coulées présentent une surface occupant une portion de l'aire du pixel, et la notion de pixel mixte est alors essentielle. Or, les bandes 22 et 21 saturent pour respectivement des températures de 57°C et 297°C (Barnes et al., 1998). Il est assez rare de voir la bande 21 saturée. Quand cela arrive, il faut suivre la loi de déplacement de Wien, comme dans le cas de la coulée d'avril 2007, et choisir une bande spectrale présentant une longueur d'onde plus courte, non saturée, qui ne soit pas dans l'une des trois fenêtres de longueurs d'onde correspondant à une absorption totale. Par défaut, les corrections seront toujours appliquées pour les bandes spectrales utilisées. De plus il faut être conscient qu'en imagerie thermique les températures observées ne sont jamais celles du corps de la lave, mais des températures moyennes de surface.

Simplifications des corrections atmosphériques

D'après les sensibilités observées, il est possible de réécrire l'équation selon les bandes spectrales. En moyen infrarouge (bande 22 et 21), et pour les images acquises de jour, l'équation reste inchangée :

Donc, pour retrouver la radiance émise par la surface, cette formule devient :

En moyen infrarouge, pour des images acquises de nuit, ou en infrarouge thermique (pour des images acquises de jour comme de nuit), l'équation peut être simplifiée comme suit :

Soit :

Dans les cas exceptionnels où toutes les bandes en moyen infrarouge sont saturées, il est alors possible d'utiliser les bandes de plus courtes longueurs d'onde (short waves infrared), qui elles ne sont pas sensibles à la radiance atmosphérique, mais à celle liée au Soleil :

pour des images acquises de jour :

pour des images acquises de nuit :

2.3.2 L'UTILISATION D'UNE CAMERA THERMIQUE

Le logiciel Irwin OLE 1.1 (OLE Software) permet de calculer la transmission, pour chaque image thermique en fonction des paramètres déterminés lors de la prise de vue, et ensuite d'obtenir des températures corrigées.

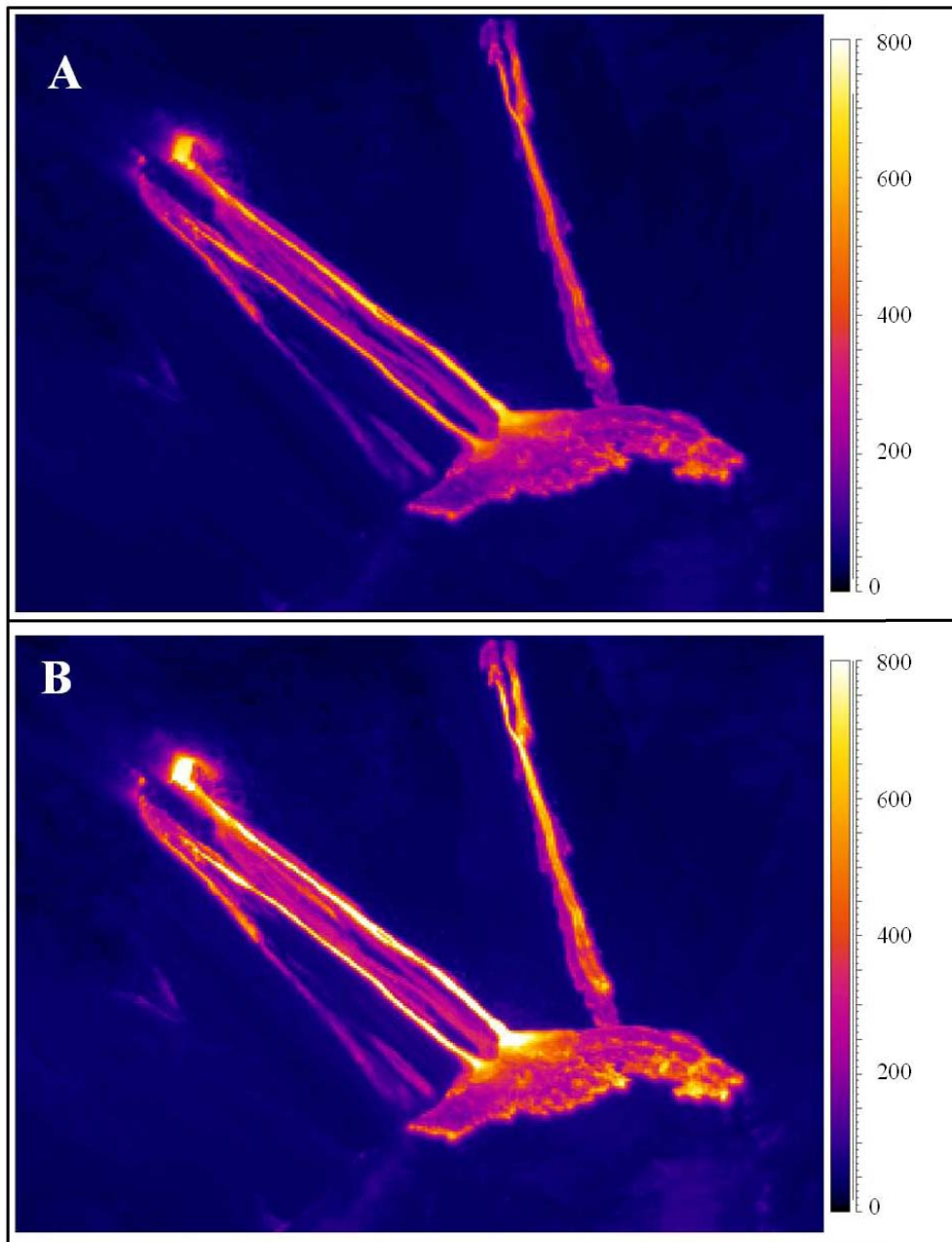


Figure 3 - 19: Image Thermique avant (A) et après (B) le traitement par le Logiciel Irwin OLE 1.1. Les variations de températures sont corrigées par l'acquisition des paramètres, effectuée lors de la prise de vue: mesures de la distance d'acquisition, de la température extérieure, de la réflectivité de l'objet étudié et de l'humidité de l'air.

Les variations observées consécutivement au traitement réalisé avec le logiciel Irwin OLE 1.1 (Figure 3-19) sont plus importantes au niveau des zones de température les plus élevées, les gammes spectrales permettant d'enregistrer ces températures étant plus sensibles aux conditions d'acquisition locales. La différence de températures de l'objet étudié peut ne présenter que quelques degrés de variations si sa température est proche de la température ambiante. En revanche, une variation de plusieurs centaines de degrés peut être obtenue si l'objet étudié à une température élevée, présentant une forte différence avec la température ambiante. Ceci est particulièrement bien illustré par la Figure 3-20. Ces différences mettent en évidence l'importance des corrections pour les zones présentant des températures élevées. Les facteurs d'humidité de l'air et de la distance à l'objet sont ceux qui influent le plus sur les variations de températures lors du traitement.

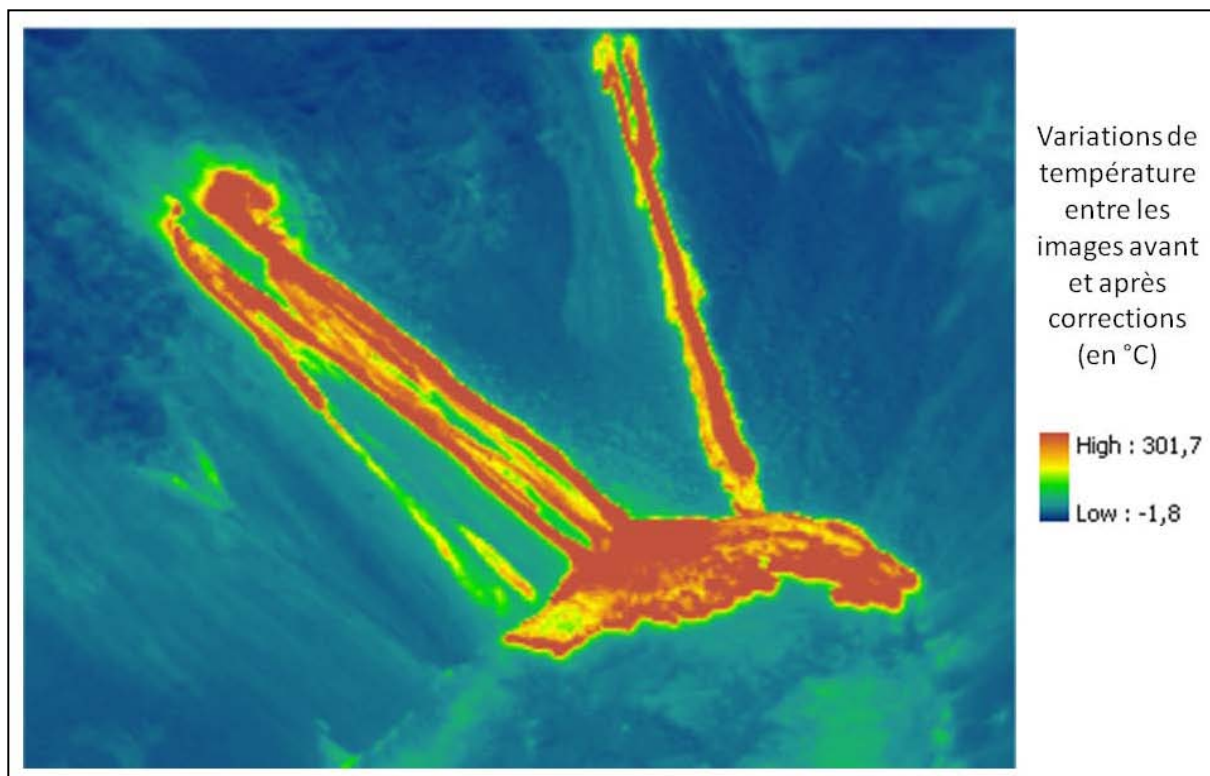


Figure 3 - 20: Différences entre les valeurs de température obtenues par la camera ThermoCAM après traitement à l'aide du logiciel Irwin OLE 1.1.

Ce traitement a donc un rôle essentiel lors de l'étude des coulées de lave. Il permet de ré-étaler la gamme de températures. La température calculée à l'événement passe alors de 800°C à 1100°C. A titre de comparaison, les températures mesurées, pour les laves du Piton de la Fournaise, au point d'émission sont relativement stables, comprises entre 1150 et 1170°C (Villeneuve, 2000 ; BGVN, 1998, 2000, 2001 ; Boivin et Bachèlery, 2009). Une imprécision de quelques dizaines de degrés existe donc encore. Cette différence peut être liée à la fois à la sensibilité thermique du capteur, mais aussi au fait qu'en télédétection, ce n'est pas la température d'émission ou du cœur chaud de la coulée qui est mesurée, mais la température de surface de celle-ci (Harris et al. 1998). Il s'agit alors de « températures apparentes mesurées » (Johnson et al., 2005). La caméra thermique et d'autres mesures de température de surface ont des valeurs de température inférieures à celles mesurées par thermocouple.

2.4 IDENTIFICATION DU POINT CHAUD

La bande spectrale proche des 4 μm (bande 21 ou 22) permet de distinguer les zones « chaudes » des zones « froides » plus aisément que la bande des 12 μm (bande 32), car elle est plus sensible aux températures élevées, comme le montrent les courbes de Planck. La difficulté réside dans la complexité de la signature du signal en bande 4, car même si cette bande spectrale met en exergue les hautes températures, elle enregistre également les variations de température du milieu environnant (background). C'est pour cela qu'un seuillage ne peut être utilisé directement sur la bande à 4 μm . De plus, la bande à 4 μm est sujette aux effets du soleil. Il faut alors appliquer une correction.

L'identification visuelle des anomalies thermiques est relativement aisée en utilisant la bande à 4 μm (band 22-21) notamment, quand la bande 22 est saturée. La localisation de la zone présentant l'anomalie étant réalisée, il suffit alors d'extraire les radiances des extraits d'images au niveau de cette zone. Par la différence de température entre les bandes spectrales 21 (ou 22) et 32 de MODIS, il est alors possible de déterminer les pixels présentant une anomalie.

L'avantage de cette méthode, même si le fait de traiter chaque image individuellement et manuellement est plus long, est qu'elle apporte des résultats plus fiables. Tous les pixels présentant une anomalie sont incorporés dans le calcul, même s'ils présentent des valeurs inférieures à un seuillage. De plus, en cas de déformation de l'image telle que le « Bow tie effect » (Figure 3-21) qui est un artefact de l'arrangement de capteurs sur l'instrument MODIS, un double comptage de l'anomalie peut être évité. Le choix s'est porté sur cette méthode dans le cadre de cette thèse.

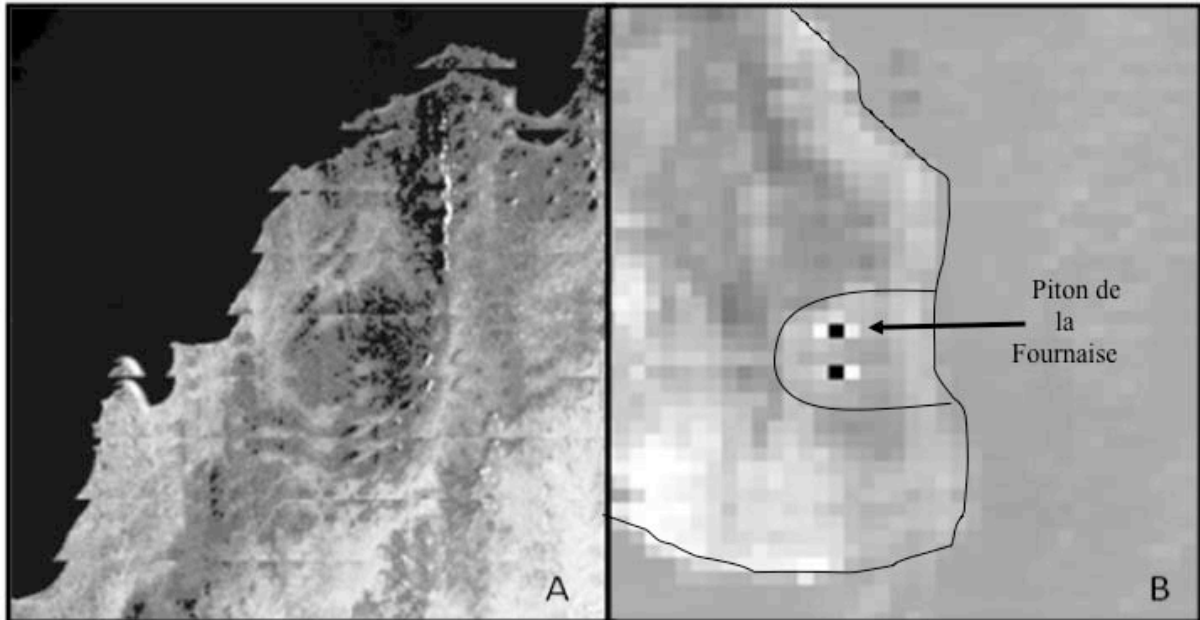


Figure 3 - 21: (A) Le « Bow tie effect » est un artefact de disposition du détecteur (MODIS, zone indéterminée). Cet artefact peut entraîner un double comptage (B) : L'image MODIS du février 2007, présente une anomalie thermique avec double comptage au sommet du Piton de la Fournaise sur 3 pixels (un qui apparaît saturé en noir et les deux pixels qui l'encadrent à l'Est et l'ouest).

2.5 LE PIXEL MIXTE

La surface dans un pixel peut être considérée comme isotherme seulement dans de rares cas (Figure 3-22). Au niveau des océans et des surfaces planes et uniformes sur terre telles que des champs, ceci est correct. Cependant, ce n'est pas le cas en volcanologie. Il faut alors considérer que le pixel est un pixel mixte (Dozier, 1981 ; Harris et al. 1997, Wright et al. 2001).

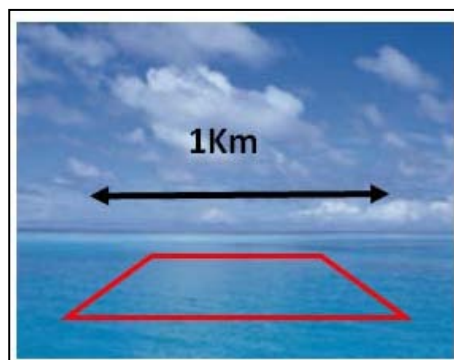


Figure 3 - 22: Pixel considéré comme isotherme dans le cas de notre étude. Exemples de la surface de la mer

Un pixel mixte est un pixel résultant de l'intégration radiométrique de plusieurs objets (et/ou températures) présents dans la surface qu'ils représentent. Les paysages naturels sont constitués d'éléments très mélangés et imbriqués entre eux. Le pixel MODIS est en fait un pixel mixte d'une surface minimum de 1 km². Or, sur une coulée de lave, nous pouvons avoir beaucoup de « surfaces thermiques », avec des températures variant de la température ambiante aux températures magmatiques. L'étude des coulées de lave ne peut être réalisée qu'en améliorant la perception des différents éléments constitutifs. Il faut donc caractériser chacun de ces éléments, qui sont appelés les composantes thermiques.

La Figure 3-23 représente une éruption du Piton de la Fournaise le 16 décembre 2008. L'image thermique illustre le nombre de composantes pouvant être représentée dans un pixel MODIS ; la surface délimitée étant ici inférieure au kilomètre carré.

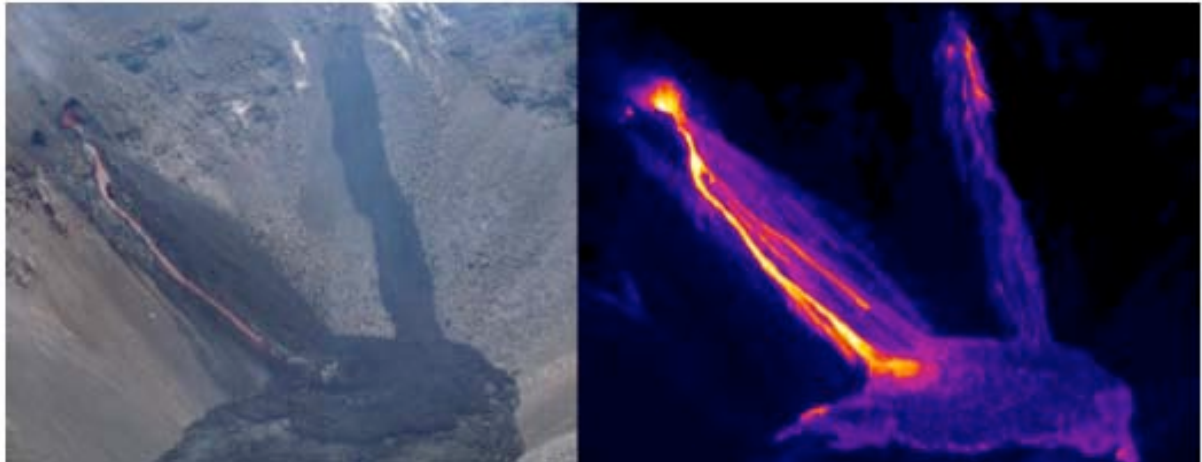


Figure 3 - 23: Éruption au Piton de la Fournaise le 16 décembre 2008: photographie et image FLIRCam. Cet exemple illustre les différentes composantes thermiques pouvant être présentes dans la surface d'un pixel. Pour ce type d'éruption un pixel MODIS est mixte puisque la superficie de ces images acquises par caméra thermique est inférieure au km²

Selon la résolution des images (MODIS 1km, FLIRCam dépendant de la distance d'acquisition à la coulée), la superficie des coulées étudiées et leur activité, deux ou trois composantes thermiques seront considérées :

- La température ambiante ($T_{background}$),
- La température de la croûte de la lave en refroidissement (T_{crust})
- La température de la lave active ou composante chaude (T_{crack}). Cela correspondant à la surface libre en physique.

2.5.1.1 PIXEL PRESENTANT TROIS COMPOSANTES THERMIQUES

La Figure 3-24 présente un pixel MODIS ayant les trois composantes thermiques. La température ambiante et celle de la lave en écoulement présentant une surface libre sont considérées comme fixes, celle de la croûte est représentée par un intervalle de température

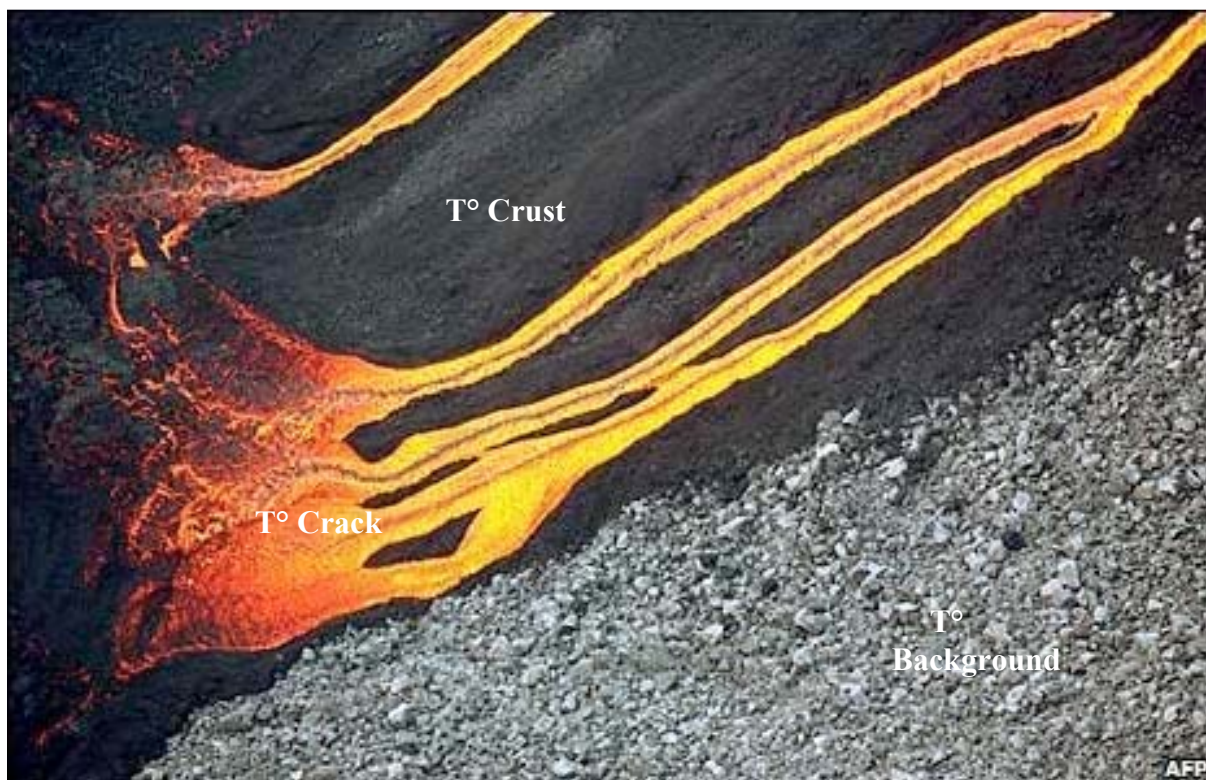


Figure 3 - 24: Trois composantes thermiques: le substrat (T° Background), la croûte (T° Crust) et les chenaux (T°Crack). Photo extraite du site de la BBC.

De la même manière, l'image obtenue grâce à la caméra thermique de la Figure 3-25 est considérée comme présentant les trois composantes. Cependant, ces trois composantes sont également prises en compte pour chacun des pixels. C'est la pondération de chaque composante thermique qui permet de retrouver la température du pixel intégré. Le fait de considérer ainsi chaque pixel séparément et de le définir comme étant le résultat des trois composantes thermiques, permet de traiter toute l'image avec la même méthodologie. Le fait que l'une des composantes soit alors nulle ou négligeable sera déterminé directement par le calcul.

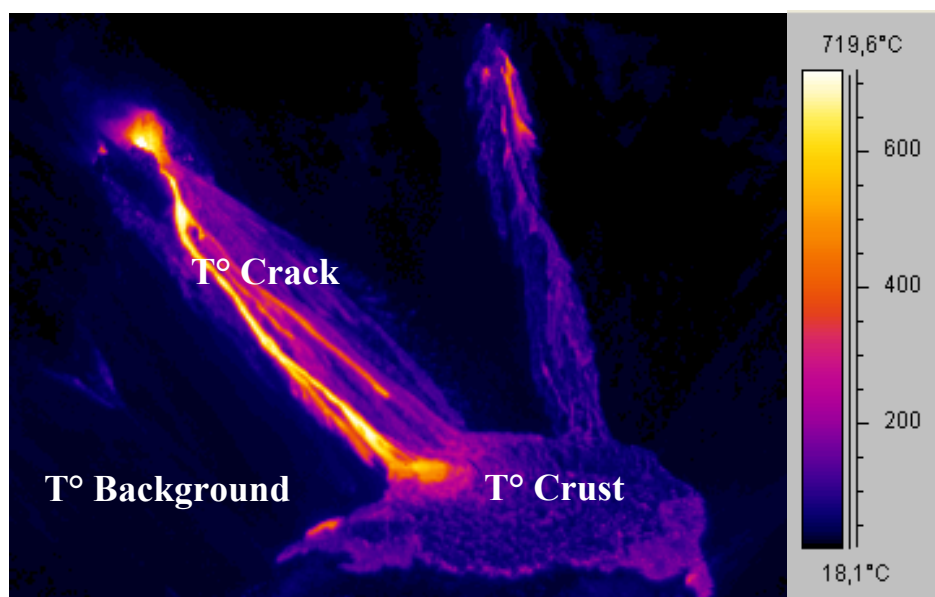


Figure 3 - 25: Éruption du Piton de la Fournaise, prise de vue FLIRCam du 16 décembre 2008.

2.5.1.2 PIXEL PRESENTANT DEUX COMPOSANTES THERMIQUES

Les Figures 3-26 et 3-27 nous présentent deux cas pour lesquels seules deux composantes thermiques sont utilisées. La première présente le cas d'une coulée en fin d'éruption. Plus aucun écoulement de surface n'est visible. Seules deux composantes sont observables : la croûte (T crust) et la température du substrat (T background).

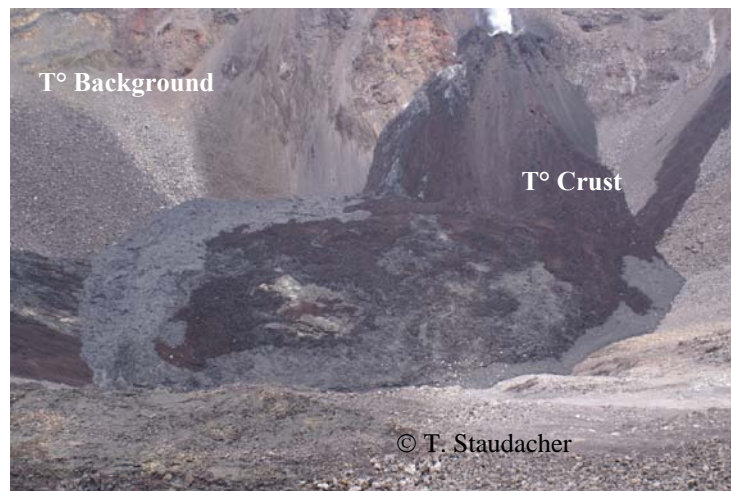


Figure 3 - 26: Éruption du Piton de la Fournaise Intra Dolomieu, 23 Janvier 2009. Deux composantes thermiques : le substrat et la croûte.

La Figure 3-27 illustre le cas pour lequel la taille du pixel est inférieure à la largeur de la coulée (comme cela peut être le cas pour ASTER TIR, Landsat, FlirCam...). Le pixel représente alors une portion de la coulée active.

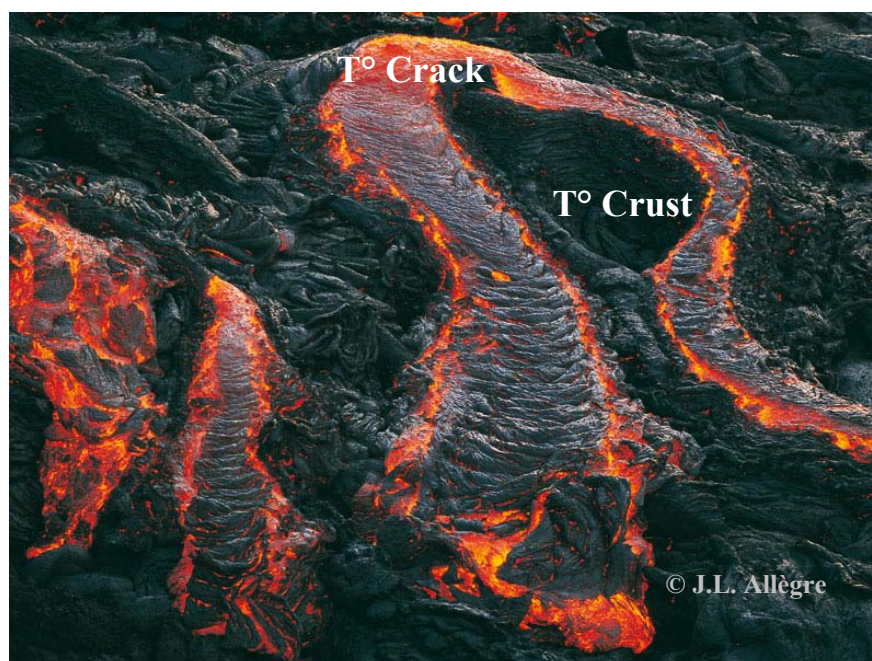


Figure 3 - 27: Cas de deux composantes thermiques T crust et T crack

2.6 LES COMPOSANTES THERMIQUES

La température du substrat (background) est déterminée en prenant la plus basse valeur d'un pixel adjacent à l'anomalie (Wright et Flynn, 2004 ; Harris et al., 1997). C'est la plus simple à déterminer. Il faut néanmoins se méfier de ne pas prendre un pixel comprenant une portion de nuage qui présentera des valeurs trop basses.

La température de la croûte est définie par une gamme de températures. Le plus souvent cette gamme est comprise entre 100 et 500°C (Figure 3-28), mais, dans quelques cas, cela peut monter jusqu'à 1000°C (Pieri et Baloga, 1986 ; Calvari et al., 2005 ; Harris et Baloga, 2009). Dans notre étude est elle toujours considérée comme étant inférieure ou égale à 750°C.

| Volcan | Année d'éruption | Type d'éruption | Images utilisées | Rang de Température Tcrust supposé (°C) | Référence |
|---|------------------|-----------------------------------|------------------|---|-----------------------|
| Bezymianny | 2000 | Dôme de lave | AVHRR, MODIS | 100-500 | Steffke (2005) |
| Erebus | 1980 | Lac de lave | AVHRR | 578-715 | Harris et al. (1999) |
| Etna | 1991-1993 | Eruption sur le flanc | AVHRR | 100-500 | Harris et al. (1997) |
| Etna | 1980-1999 | Eruption sur le flanc et sommet | AVHRR, ATSR, TM | 100-500 | Harris et al. (2000) |
| Etna | Nov 1999 | Eruption avec fontaines | AVHRR, ETM+ | 100-1000 | Harris et Neri (2002) |
| Etna | 2001 | Eruption sur le flanc et sommet | AVHRR | 100-1000 | Lautze et al. (2004) |
| Fernandina | 1995 | Eruption sur le flanc | ATSR | 75-500 | Rowland et al. (2003) |
| Kilauea | 1991 | Pahoehoe alimenté par des tunnels | AVHRR, TM | 100-500 | Harris et al. (1998) |
| Krafla | 1980-1984 | 1980-1984 | AVHRR | 97-425 | Harris et al. (2000) |
| Mt Cleveland | 2001 | Eruption sur le flanc | AVHRR | 100-500 | Smith (2005) |
| Piton de la Fournaise | 2003 | Eruption sur le flanc | MODIS, ThemaCAM | 320-350 | Coppola et al. (2005) |
| Piton de la Fournaise | 2002-2007 | Variées | MODIS | 300-700 | Coppola et al. (2008) |
| Piton de la Fournaise | Avril 2007 | Eruption sur le flanc | MODIS | 100-1000 | Ce manuscrit |
| Piton de la Fournaise | 2008- 2009 | Eruption sur le flanc et sommet | MODIS | 100-500 | Ce manuscrit |
| Stromboli | 1985-1986 | Eruption sur le flanc | AVHRR | 100-500 | Harris et al. (2000) |
| Stromboli | 2002-2003 | Eruption sur le flanc | AVHRR, MODIS | 100-1000 | Calvari et al. (2005) |
| Acronymes: AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer ASTR: Along Track Scanning Radiometer MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer | | | | Basé sur Harris et al. (2007) | |

Figure 3 - 28: Applications et développement d'une approche thermique pour extraire les débits (selon Harris et al. 2007b, modifié)

La température de la composante chaude est censée représenter la lave en écoulement et les fontaines de lave. Au Piton de la Fournaise, les températures d'émission du magma les plus élevées sont comprises entre 1150°C et 1170°C (Villeneuve, 2000 ; Boivin et Bachèlery, 2009). Certaines études antérieures ont utilisé ces valeurs de température d'éruption comme valeur de la composante chaude (Hon et al. 1993, 1994 ; Mangan et al 1993, 1995 ; Cashman et al. 1994). Cependant, en télédétection, ce n'est pas la température d'émission qui est mesurée pour la lave s'écoulant, mais la température de surface de celle-ci (Harris et al. 1998). En caméra thermique, une gamme de température de 1150°C à 850-800°C est donc le plus souvent utilisée. Pour notre étude, la température de la composante chaude sera fixée à 1000°C.

2.7 TEMPÉRATURE INTÉGRÉE ET MÉTHODES « DUAL BAND »

2.7.1 TEMPERATURE INTEGREE

Pour un pixel mixte, la température enregistrée est une moyenne pondérée de tous les composants occupant le pixel. On parlera de température intégrée de pixel. Cette température ne sera probablement égale à aucune des températures qui composent en réalité le mélange de surfaces thermiques dans le pixel (Rothery et al., 1988 ; Harris et al., 1997, 1998 ; Harris et Neri, 2002).

Ce qui nous intéresse, ce sont les morceaux de pixel p1 et p2 couvertes par la coulée de lave. Ces portions permettent de retrouver l'aire de coulée active intrapixel. Ce qui est une donnée essentielle pour les transferts thermiques.

METHODES TIR ET MIR:

Les méthodes TIR et MIR utilisent une seule bande spectrale et deux composantes thermiques : la température de la croûte et celle du substrat. Une fois les paramètres de température des composantes définies, il est possible de résoudre l'équation suivante et de déterminer p :

$$L(\lambda, T_{int}) = p L(\lambda_{TIR}, T_{crust}) + (1-p) L(\lambda_{TIR}, T_{ground})$$

$$A_{lava} = p A_{pixel}$$

La méthode sera dite TIR si c'est la bande dans l'infrarouge thermique qui est utilisée (bande 32 MODIS) et MIR si c'est une bande de moyen infrarouge (Bandes 22 ou 21 MODIS).

2.7.2 METHODES « DUAL BAND »

Les méthodes « dual band » utilisent deux bandes spectrales (Dozier, 1981) de manière combinée: une dans l'infrarouge thermique (bande 32) et l'autre dans le moyen infrarouge (bande 22 ou 21). Le fait de se servir de deux longueurs d'onde différentes permet d'avoir deux équations pour les mêmes températures au sol, et par conséquent de former un système permettant de retrouver les données inconnues. Il existe une solution mathématique pouvant aussi être représentée sous forme graphique (Figure 3-29). Deux cas se présentent : celui comportant deux composantes et celui en comportant trois. Ce sont les méthodes « dual band » 2N et 3N (Oppenheimer, 1991 ; Oppenheimer et al, 1993 ; Harris et al., 1997, 1999, Lombardo et al., 2006, 2009 ; Hirn et al., 2005, 2009).



Figure 3 - 29: Méthode Dual Band pour $T_{\text{crust}}=600^{\circ}\text{C}$ et deux composantes thermiques. L'intersection des courbes donne le résultat du système pour la portion de croûte occupant le pixel en fonction de sa température.

Méthode « Dual Band » 2 Composantes (2n) :

La méthode « dual band » à deux composantes permet de définir simultanément la température de la croûte et la portion qu'elle occupe dans le pixel. Cette méthode permet de ne définir que la température du substrat, et de calculer directement les autres valeurs inconnues. Il n'y a donc pas de gamme de température pour la croûte, mais une température moyenne obtenue par calcul.

$$A_{\text{lava}} = p A_{\text{pixel}}$$

Cette méthode peut aussi s'appliquer à un plus grand nombre de bandes spectrales. Dans ce cas là, la température de la croûte n'est pas à estimer et peut être calculée (Hirn et al., 2005).

Méthode « Dual Band » 3 composantes (3n) :

La méthode « dual band » à trois composantes demande au préalable de déterminer la température du substrat (selon la méthode définie précédemment), celle de la composante chaude (T_{crack}), et un rang de température pour la croûte. Ce sont les proportions de chaque composante qui sont déterminées par le système d'équation.

$$A_{\text{lava}} = (p_1 + p_2) A_{\text{pixel}}$$

C'est la seule méthode qui prend les trois composantes en compte.

2.7.3 PROCEDURE EN CAS DE SATURATION DES BANDES 21 ET 22

Il arrive fréquemment que la bande 22 soit saturée. Dans ce cas là, c'est la bande 21 qui est utilisée. Elle a les mêmes propriétés mais pas le même seuillage. Il arrive cependant que cette bande soit elle aussi saturée, comme c'est le cas par exemple lors de l'éruption d'avril 2007. Dans ce cas là, il faut suivre la loi de déplacement de Wien qui montre que les longueurs d'ondes spectrales plus courtes saturent à de plus hautes températures. Il faut alors prendre la première bande spectrale ne présentant pas de saturation en les testant de manière dégressive.

2.8 FRACTION D'AIRE DU PIXEL OCCUPEE PAR L'ANOMALIE

L'aire de chaque pixel est calculée en fonction de son positionnement dans l'image (ligne et surtout colonne) à partir de la méthodologie utilisée et présentée dans le paragraphe 2.3.1.1. La portion (p) occupée par la coulée de lave active contenue dans un point chaud peut alors être calculée. La fraction couverte par la coulée pour chaque pixel de l'anomalie est déduite (Dozier, 1981) en fixant la température de la composante chaude (T_H), pour les méthodes de température intégrée (TIR et MIR) :

Pour la méthode « dual band » à trois composantes cette portion s'obtient en résolvant des équations de premier degré et des systèmes. L'aire varie de manière inversement proportionnelle à la température.

La Figure 3-30 illustre la diminution très rapide, puis plus lente, de la fraction d'aire occupée par la coulée en fonction de la température, ainsi que l'évolution du débit.

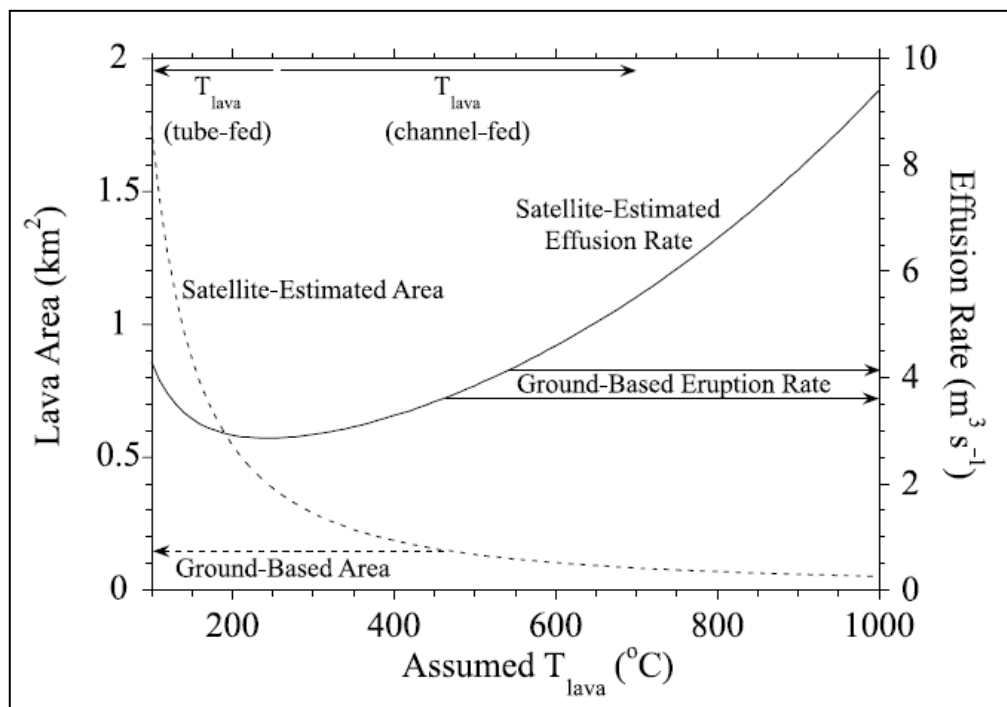


Figure 3 - 30: Variation de l'aire et du débit en fonction de la température de la coulée (Harris et Neri, 2002).

Avec le pixel portion p calculée, l'aire totale occupée par la coulée de lave active est calculée par la somme de ces portions:

2.9 TRANSFERT THERMIQUE : LES COMPOSANTES DU FLUX ENERGETIQUE

2.9.1 L'ENERGIE RADIATIVE

C'est la loi de Stefan-Boltzmann (ou loi de Stefan) qui permet de quantifier ces échanges. L'énergie rayonnée par un corps s'écrit :

Avec:

- σ : constante de Stefan-Boltzmann = $5,6703 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
- ε : émissivité
- A : surface du corps chaud en m^2
- T : température du corps en degrés Kelvin
- Q_{rad} : énergie radiative en W

La perte de chaleur par unité d'aire peut être écrite de la manière suivante :

$$F_{\text{out}} = \sigma [(T_{\text{crack}}^4 - T_{\text{back}}^4) + (T_{\text{crust}}^4 - T_{\text{back}}^4)]$$

L'équation devient alors :

Soit pour une coulée :

Dans le cas d'une coulée en cours de mise en place, c'est une fraction de transfert thermique très importante mesurée par les capteurs satellites.

2.9.2 L'ENERGIE CONVECTIVE

L'énergie convective est le transfert d'énergie qui accompagne des mouvements de matière, on l'appelle aussi flux énergétique de convection. La quantité d'énergie ainsi transportée peut être importante, notamment dans le cas d'un changement de phase. La convection peut être observée par exemple au niveau des chenaux de lave, mais aussi au niveau de l'air en contact avec la coulée.

$$F_{\text{CONV}} = hc \cdot [(T_{\text{CRACK}} - T_{\text{BACK}}) + (T_{\text{CRUST}} - T_{\text{BACK}})]$$

Avec hc le coefficient convectif généralement entre 10 et $50 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ (Holman, 1992 ; Keszthelyi et al., 2003 ; Harris et al., 2005 ; Harris, 2008 ; Sahetapy-Engel et Harris, 2009). Il est aussi possible de le calculer au cas par cas (Harris, in press ; Holman, 1992 ; Incropera et DeWitt, 1996) :

Avec Nu le nombre de Nusselt, H l'épaisseur de fluide chaud de la couche supérieure de la coulée et k(air) la conductivité thermique de l'air ($k(\text{air}) = 0.05 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Avec Ra le nombre de Rayleigh, Gr le nombre de Grashold, Pr le nombre de Prandtl, g l'accélération due à la gravité (9.8 m.s^{-1}), $\beta=1/T$ (en K^{-1}), ν la viscosité cinématique qui est le quotient de la viscosité dynamique par la masse volumique du fluide ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), K la diffusivité thermique ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), T_{SURFACE} la température de la coulée (K) et T_{AMBIENT} la température de l'air (ou de l'eau).

Il est alors possible de calculer l'énergie convective :

$$Q_{\text{conv}}=A F_{\text{conv}}$$

$$\text{Soit pour une coulée : } Q_{\text{conv}}(\text{total})=\Sigma A F_{\text{conv}}(\text{pixel})$$

Ce facteur est une des composantes principales que le capteur satellite mesurera lors de la mise en place de la coulée.

2.9.3 L'ENERGIE DE CONDUCTION

Lors de la conduction, l'énergie passe d'un corps à un autre, par contact. Le transfert par conduction est un échange d'énergie avec contact quand il existe un gradient de température au sein d'un système (lave/substrat). L'énergie liée à la conduction est représentée par l'équation suivante :

Avec :

- A l'aire en m^2 ,
- k la conductivité thermique $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$,
- e l'épaisseur de l'objet étudié en m,
- T les températures des surfaces en contact en Kelvin.

Cependant ce facteur n'influe pas, ou très peu, lors de la mise en place d'une coulée et peut donc être négligé lors de cette phase. Il deviendra par la suite prépondérant lors du refroidissement de la coulée.

2.10 LA CONSTANTE C

La constante c entrant dans les calcul de débit est définie comme étant égale à :

Avec ρ la masse volumique, C_p la capacité calorifique, δT la gamme de température pour laquelle il y a écoulement de lave, C_L la chaleur latente de cristallisation, ϕ le pourcentage de cristallisation se produisant lors de l'écoulement.

Il convient donc de déterminer chacun de ces paramètres.

La masse volumique :

La masse volumique est définie en divisant la masse par le volume : —

Pour une lave de composition connue, à une température de T connue et à une pression de 1bar, le volume et l'expansion thermique peuvent être décrit par la fonction linéaire de l'équation 25 (Lange, 1994):

La masse volumique d'une coulée peut donc être calculée en fonction des différents éléments la constituant et de leurs proportions : ———

La masse volumique pour le Piton de la Fournaise a été obtenue à partir des valeurs données dans l'article de Boivin et Bachèlery (2009) et Villeneuve (2000) : kg m^{-3} , et corrigées pour une vésiculation de 30% (Coppola et al., 2009) : kg m^{-3} .

Ce choix de valeur de vésiculation est une moyenne en télédétection thermique même si elle est discuté (Bachèlery, 1981 ; Bachèlery 1999, Villeneuve, 2000).

La capacité calorifique :

La capacité calorifique (C_p) est la quantité d'énergie qu'un corps est capable d'absorber ou de restituer. Cette capacité a été calculée par Villeneuve (2000) pour la coulée de 1998, à différentes températures, et pour les verres et les liquides. La température qui nous intéresse dans le cas présent est celle du corps de la lave en écoulement. Une valeur moyennée a été réalisée pour les capacités calorifiques des liquides à 1150°C.

$$\begin{aligned} C_{pl} &= 95,72 \text{ J.mol}^{-1} . \text{K}^{-1} \\ \text{Ce qui équivaut à} \\ C_p &= 1224,67 \text{ J.kg}^{-1} . \text{K}^{-1} \end{aligned}$$

Cette valeur est proche de la valeur moyenne utilisée dans la littérature (Harris et al., 1998; Coppola et al., 2007, 2009).

Cette valeur doit aussi être modifiée en raison de la vésiculation. Cette valeur peut être modifié si besoin est dès que les valeurs in situ sont connues.

La cristallisation :

Le pourcentage de cristallisation a été calculé avec le logiciel MELT, qui permet de modéliser les scénarios d'évolution magmatique, avec des intervalles de température, de pression, de volume... A chaque intervalle, la proportion des solides et du liquide est donnée. Le pourcentage de cristallisation nécessaire pour le calcul de c est la différence entre le pourcentage de cristaux à l'événement et celui lorsque l'écoulement stoppe. Ce qui nous intéresse est donc l'évolution du pourcentage de la fraction solide (sol mass). Une valeur moyenne de 45% sera prise pour les calculs.

La chaleur latente de cristallisation et la gamme de température :

Une chaleur latente de cristallisation de $3,5 \cdot 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$ est utilisée pour les calculs appliqués au Piton de la Fournaise (Harris et al., 1998-2000-2005-2007 ; Coppola et al., 2008...).

1150°C étant la température des laves à leur point d'émission et 900°C la température à laquelle on observe une cessation d'écoulement à l'aide de caméra thermique, l'intervalle de température δT est défini à 250°C.

Le c utilisé :

Toutes les valeurs obtenues précédemment ne peuvent pas changer au cours d'une éruption, mais elles peuvent varier d'une éruption à l'autre. La valeur de c prise en compte dans les calculs est donc calculée à partir des valeurs obtenues pour chaque éruption :

$$\begin{aligned} c &= \rho(cp\delta T + \phi cL) \\ &= 1960 * (857.5 * 250 + 0.45 * 3,5 \cdot 10^5) \\ c &= 7,29 \cdot 10^8 \text{ J.m}^{-3} \end{aligned}$$

2.11 CALCUL DU DEBIT

La méthode de calcul du débit utilisée dans cette thèse est décrite par Harris et al., (1997, 1998, 2000, 2007b). Elle est basée sur la méthode de Pieri et Baloga (1986) et Crisp et Baloga (1990) et se compose de deux étapes principales : estimation de la de la portion de pixel occupée par la coulée de lave active et calcul du débit. Tous les calculs de débits ont été effectués sous Microsoft Excel©.

Le débit d'une éruption est la quantité de lave fournie en un temps donné (E_r = effusion rate):

Avec ρ la masse volumique, C_p la capacité calorifique, δT la gamme de température pour laquelle il y a écoulement de lave, C_L la chaleur latente de cristallisation, ϕ le pourcentage de cristallisation se produisant lors de l'écoulement et $Q_{tot}=\Sigma (A F_{tot})$ la somme de la chaleur perdue / émise par la coulée de lave pour chaque pixel, avec $F_{tot}=\Sigma F$.

Avec c la constante pour la chaleur fournie par le modèle déterminé par l'équation suivante:

$$c = \rho(c_p \delta T + \phi C_L)$$

Q_{tot} est la perte de chaleur constante par unité d'aire. Elle peut être écrite comme il suit :

$$Q_{tot} = \Sigma [(F_{rad,pix} + F_{conv,pix}) A_{lava,pix}]$$

Avec $A_{lava,pix}$, l'aire couverte par la coulée active pour chaque pixel.

2.12 CALCUL DU VOLUME

Les estimations de volumes ont été faites entre chaque mesure de débits et ont été additionnées pour obtenir le volume cumulatif. Le volume a été trouvé en intégrant le volume sous la courbe en utilisant la méthode des trapèzes :

où t_1 , t_2 , E_{r1} , et E_{r2} sont respectivement le temps en seconde de la première mesure, le temps en seconde de la deuxième mesure, le débit au moment de la première mesure et le débit au moment de la deuxième mesure.

Ces volumes pour chaque période de temps sont additionnés pour obtenir un volume total :

3 RESULTATS

3.1 DETERMINATION DE LA CORRECTION ATMOSPHERIQUE A APPLIQUER AU PITON DE LA FOURNAISE

Dans le cadre de cette étude, nous avons testé les corrections mises en place en utilisant le programme MODTRAN (paragraphe 2.3.1.2.; version :Pc ModWin 3), qui permettent de faire varier l'altitude et l'angle zénithal pour quatre différents modèles atmosphériques :

- US Standard Atmosphère rural
- US Standard Atmosphère maritime
- Modèle Tropical rural
- Modèle MID-Latitude rural

Nous avons aussi testé des méthodes dites de « split-window » qui sont parmi les plus utilisées dans la littérature (Galve et al., 2008 ; Jiménez-Muñoz et Sobrino, 2008 ; Niclos et al., 2007 ; Mao et al., 2005 ; ... cf. auteurs du Tableau 3-6). Les méthodes dites « split-window » consistent à utiliser deux bandes spectrales adjacentes (MODIS 31 et 32, AVHRR 4 et 5, par exemple), et tirer parti de leurs différences d'absorption afin de corriger les effets atmosphériques et retrouver les températures de surface. Cela s'effectue par un système d'équation, revenant à une combinaison linéaire des températures de brillance et de coefficient dépendant des bandes spectrales (Sobrino, 1994). Quelques algorithmes, utilisés assez couramment, ou présentant un intérêt particulier par rapport à notre cas d'étude, ont été testés. Une partie d'entre eux permet de calculer la température de la surface de la mer (SST), une autre celle au niveau de la surface terrestre (LST), les équations sont présentées avec les valeurs utilisées lors des tests dans le Tableau 3-6, afin de connaître les paramètres choisis et de permettre une reproductibilité des tests.

Ces méthodes sont comparées entre elles pour déterminer quelles sont les plus pertinentes et les plus aisément utilisables pour deux zones planes différentes : la surface de la mer pour un test avec un maximum d'atmosphère traversée et un test réalisé pour la plaine des sables à La Réunion, zone basaltique d'altitude connue, qui a des propriétés spectrales similaires à celles du volcan.

| | |
|--|---|
| Galve et al. (2008) | $ST = T31 + 0,319 + 2,370 * (T31 - T32) + 0,494 * (T31 - T32)^2 + (1 - \epsilon) * (45,99 + 4,67 * W - 1,446 * W^2) - \Delta\epsilon(160,5 - 25,75W)$ |
| Jiménez-Muñoz et Sobrino (2008) | $ST = T31 + c1 (T31 - T32) + c2 * 2(T31 - T32) + c0 + (c3 + c4W)(1 - \epsilon) + (c5 + c6W)\Delta\epsilon$ |
| Niclos et al. (2007) | $SST = T31 + (0,03 * ((1/\cos(q)) - 1) + 2,57) * (T31 - T32) + (0,359 * ((1/\cos(q)) - 1) + 0,427) * (T31 - T32)^2 + (0,466 * ((1/\cos(q)) - 1) + 0,392) * (53,23 - 1,27 * W - 0,21 * W^2) * (1 - \epsilon) - (106,1 - 25,74 * W - 1,785 * W^2) * \Delta\epsilon$ |
| Mito et al. (2006) | $T_s = T + 58,87 * (1 - \epsilon) - 119,59 * \Delta\epsilon + 46,13 * ((1 - \epsilon)^2 - (0,5 * \Delta\epsilon)^2)$ |
| Mao et al. (2005) | $LST = c32 * (b31 + d31) - c31 * (d32 + b32) / (c32 * a31 - c31 * a32)$ Chaque facteur dépendant de la température des bandes 31 et 32 |
| Juarez Dantas de Souza et al. (2009) | $LST = Tb31 + (1 - \Gamma w31) / (\Gamma w31 - \Gamma w32) * (Tb31 - Tb32)$ |
| Sasamal (1999) | $SST = 1,017342 * T31 + 2,139588 * (T31 - T32) + 0,779706 * (T31 - T32) / (\cos(q) - 1) - 278,43$ |
| Pratta et Platt (1991) modifié par Casselle et al. (1997) | $LST = 3,45 * (T3 - T_o) / \epsilon^4 - 2,45 * (T5 - T_o) / \epsilon^5 + 40 * (1 - \epsilon^4) / \epsilon^4 + T_o$ |
| Pratta et Platt modifiée par Sobrino et al. (1994) | $LST = 3,56 * (T4 - T_o) / \epsilon^4 - 2,61 * (T5 - T_o) / \epsilon^5 + 30,7 * (1 - \epsilon^4) / \epsilon^4 + T_o$ |
| Ulivieri et al. (1992) | $LST = T4 + 1,8 * (T4 - T5) + 48 * (1 - \epsilon) - 75,0 * \Delta\epsilon$ |
| Ulivieri et al. (1992) modifiée par Sobrino et al. (1994) | $LST = T4 + 2,76 * (T4 - T5) + 38,6 * (1 - \epsilon) - 96,0 * \Delta\epsilon$ |
| Becker et Li (1990) | $LST = 1,274 + (1 + (0,15616 * (1 - \epsilon) / \epsilon) - (0,482 * \Delta\epsilon) / \epsilon^2) * (T31 + T32) + (1 + (3,98 * (1 - \epsilon) / \epsilon) - (38,33 * \Delta\epsilon) / \epsilon^2) * (T31 - T32) / 2$ |
| Becker et Li (1990) modifiée par Sobrino et al. (1994) | $LST = 1,737 + (1 + 0,0305 * (1 - \epsilon) / \epsilon - 0,376 * \Delta\epsilon / \epsilon^2) * (Tb31 + Tb32) / 2 + (5,17 + 21,44 * (1 - \epsilon) / \epsilon + 30,67 * \Delta\epsilon / \epsilon^2) * (Tb31 - Tb32) / 2$ |
| Li et al. (1988) | $SST = T31 + 2,68 * (T31 - T32) - 0,45$ |
| Price et al. (1984) | $SST = T31 + 3,33 * (T31 - T32) * 1,00$ |
| Price et al. (1984) modifiée par Sobrino et al. (1994) | $LST = (T4 + 2,79 * (T4 - T5)) * (7,6 - \epsilon^4) / 6,6 - 0,26 * T5 * \Delta\epsilon$ |
| Singh et al. (1984) | $SST = T31 + 0,4673 * (T31 - T32)^{1,241}$ |
| Llewelyn Jones et al. (1984) | $SST = C_0 + C_1 * T31 + C_2 * T32$ |
| Mc Clain et al. (1983) | $SST = 1,035 * T31 + 3,046 * (T31 - T32) - 283,934$ |
| Deschamps et Pulphin (1980) | $SST = 2,626 * T31 - 1,626 * T32 - 1,1$ |

Tableau 3 - 6: Liste des équations de corrections atmosphériques de type « split-window » testées et comparées à celle obtenue avec le programme MODTRAN.

3.1.1 TESTS REALISES SUR LA SURFACE DE LA MER

La première zone de tests correspond à la surface de la mer, qui est une zone plane, de température pouvant être considérée comme uniforme sur une surface d'un kilomètre carré, et d'altitude nulle. Le choix d'effectuer les tests sur cette zone a été déterminé par deux raisons :

- La température de la surface de la mer a été calculée par de nombreuses méthodes, utilisant aussi bien MODTRAN que la méthode de « split window » ;
- C'est une surface plane, donc idéale pour les calculs de température. De plus, elle représente un maximum d'atmosphère traversée au niveau de notre zone d'étude, donc des effets atmosphériques plus importants à corriger.

Le but est de déterminer quelle est la méthode de correction atmosphérique la plus fiable, et en cas de méthodes présentant des erreurs comparables, quelle est la méthode la plus aisément utilisable. Pour valider ces corrections, des mesures in situ ont été effectuées. Trois méthodes et outils de mesures ont été comparées :

- Le pyromètre laser : mesure de la température de surface « skin effect » ;
- Le thermocouple à 10 cm de profondeur ;
- Le thermocouple mesurant la température à un mètre.

Pour chacune d'elles, une série de points de mesures ont été réalisés sur un transect de 500 m, entre décembre et avril pour la surface de la mer et sur une centaine de mesures aléatoires dans un carré de 500 m par 500 m en mai pour la Plaine des Sables. Ces mesures de jour et de nuit ont été réalisées de manières synchrones au passage des satellites sur nos zones tests.

La première méthode montre de très fortes fluctuations de température durant le jour (plus de 6°C, alors que la nuit elles atteignent encore 1.5°C). Elle n'est donc pas utilisable pour réaliser la validation des corrections atmosphériques, car trop sensible aux faibles effets de surface (soleil, vent). La seconde présente des variations de l'ordre de 2 à 3°C de jour, ce qui reste trop élevé pour valider nos corrections atmosphériques, mais de nuit à les variations sont de moins de 1°C. La méthode peut alors être utilisée. La dernière méthode présente les variations les plus faibles (0.4°C) avec une fiabilité de la mesure de +/-0.1°C, cela, de jour comme de nuit. C'est donc la méthode qui présente le moins de variabilité. La couche superficielle de la mer présentant de fortes variabilités, le choix de prendre comme référence la température à un mètre de profondeur comme base est choisie pour deux raisons. La première est la variabilité des mesures de surface. La deuxième est liée au réchauffement des premiers centimètres de la surface sous l'effet de l'énergie solaire. Or, ce paramètre est corrigé lors des traitements et ne doit donc pas être pris en compte. La température de surface en fin de nuit étant similaire à celle à un mètre de profondeur c'est cette mesure qui est choisie pour la comparaison des méthodes.

Les Figures 3-31 et 3-32 présentent des comparaisons des tests effectués pour des images acquises de jour, avec un angle zénithal de 28°. Les méthodes utilisant les corrections atmosphériques MODTRAN prennent en compte l'angle zénithal, l'altitude, le jour de l'année, la latitude et longitude et l'heure locale (GMT+4), en plus des valeurs déjà prises en compte par les autres méthodes telles que l'émissivité ou les températures de brillance. Pour ces deux exemples, les corrections MODTRAN US Standard présentent de plus faibles erreurs (entre 0.05°C et 0.8°C) que celles observées avec MODTRAN Mid-Latitude Summer ou MODTRAN Tropical (1.6 à 4.5°C). Les méthodes « Split-window » telles que celle de Sasamal (1999), Niclos et al. (2007), Galves et al. (2008) conduisent à des différences de température de l'ordre de 1°C. Les autres présentent des corrections certainement moins adaptées à notre cas d'étude, même si, dans la plupart des cas, les différences observées dépassent rarement la barre des 3°C.

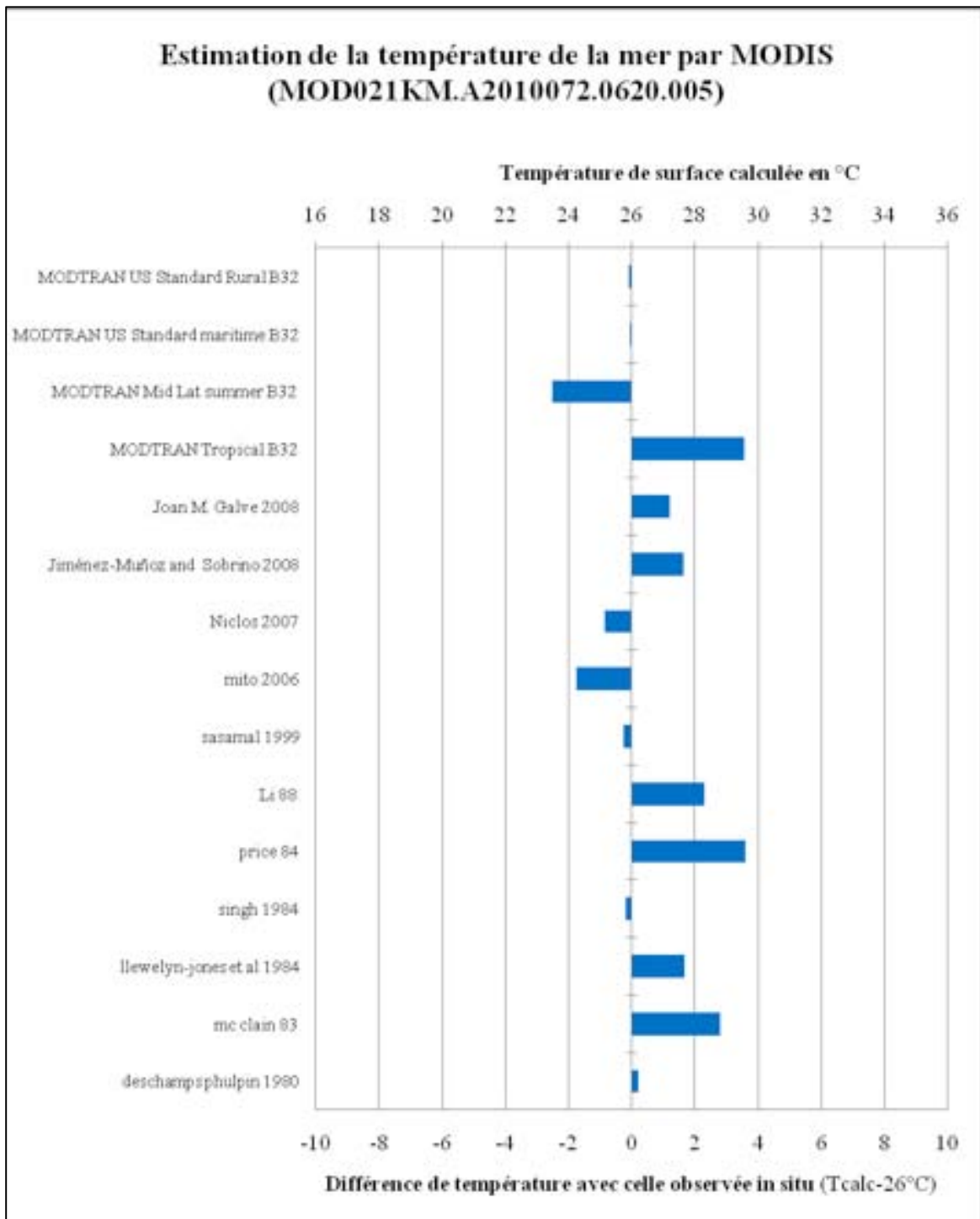


Figure 3 - 31: Comparaison des méthodologies de corrections atmosphériques en mer (angle zénithal 28°)

Pour les méthodes MODTRAN, les plus fortes erreurs sont pour les estimations effectuées à l'heure la plus proche du zénith, c'est-à-dire dans le cas présenté à la Figure 3-32. Les méthodes MODTRAN US standard, Galves et al. (2008), Li et al. (1988) et Mc Clain et al (1983) sont celles qui présentent des résultats ayant une erreur inférieure à 1°C. Les autres montrent plus de variations d'une image à une autre, or un minimum de variabilité d'erreur est recherché dans ce type de correction.

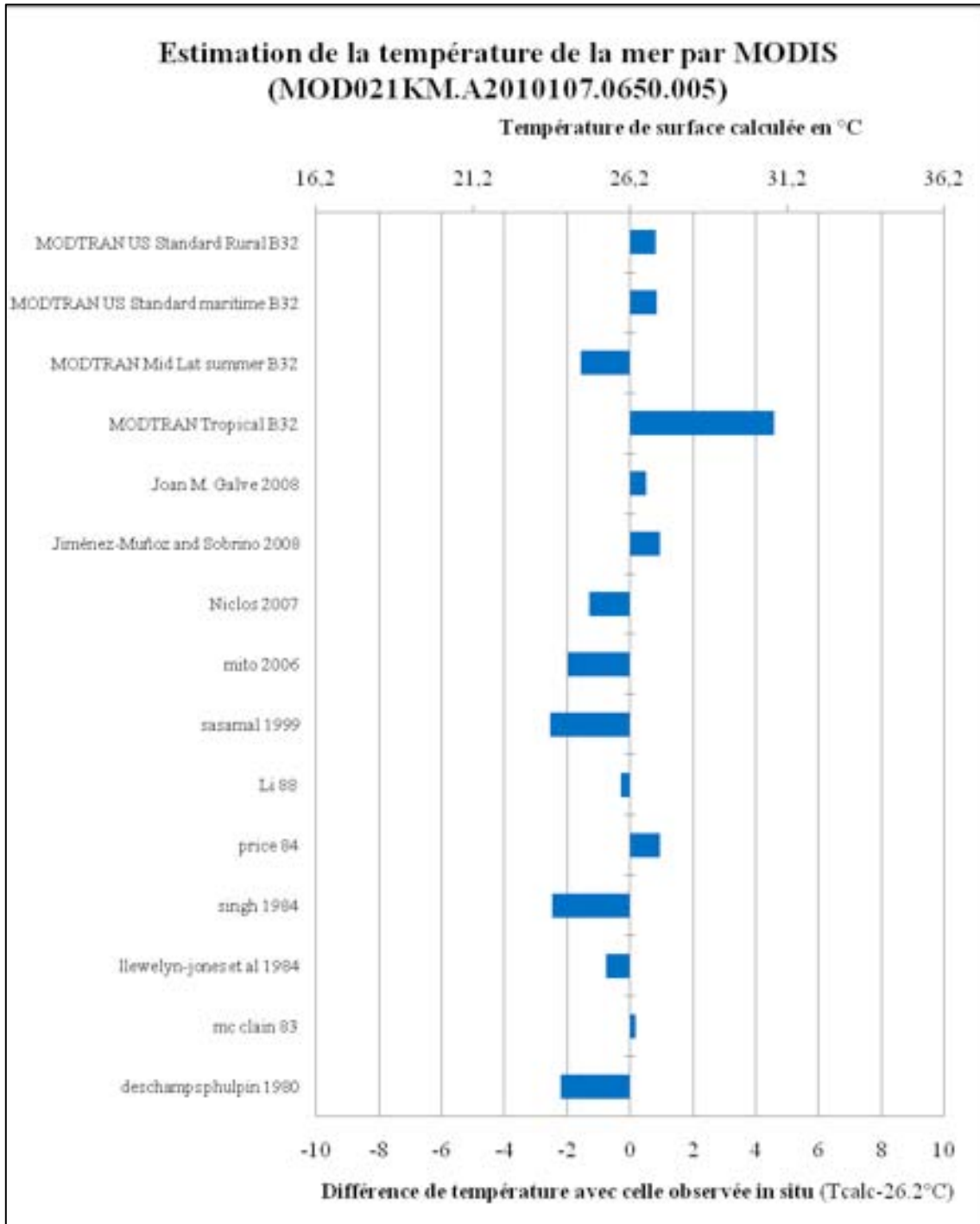


Figure 3 - 32: Comparaison des méthodologies de corrections atmosphériques en mer (angle zénithal 28°)

Les mêmes comparaisons de méthodes sont ensuite effectuées sur des images acquises de nuit. Les exemples présentés par les Figures 3-33 et 3-34 montrent respectivement le cas d'une image présentant une visée quasi verticale (angle zénithal 5°) et celui d'une image avec un fort angle d'acquisition (40°). Pour les méthodes utilisant les paramètres obtenus pas le logiciel MODTRAN, une nouvelle fois, les corrections US Standard rural et US Standard maritime montrent des erreurs inférieures à 0.5°C. En revanche, les corrections Mid Latitude Summer et Tropicale montrent de fortes variabilité de l'erreur (allant jusqu'à 4°C).

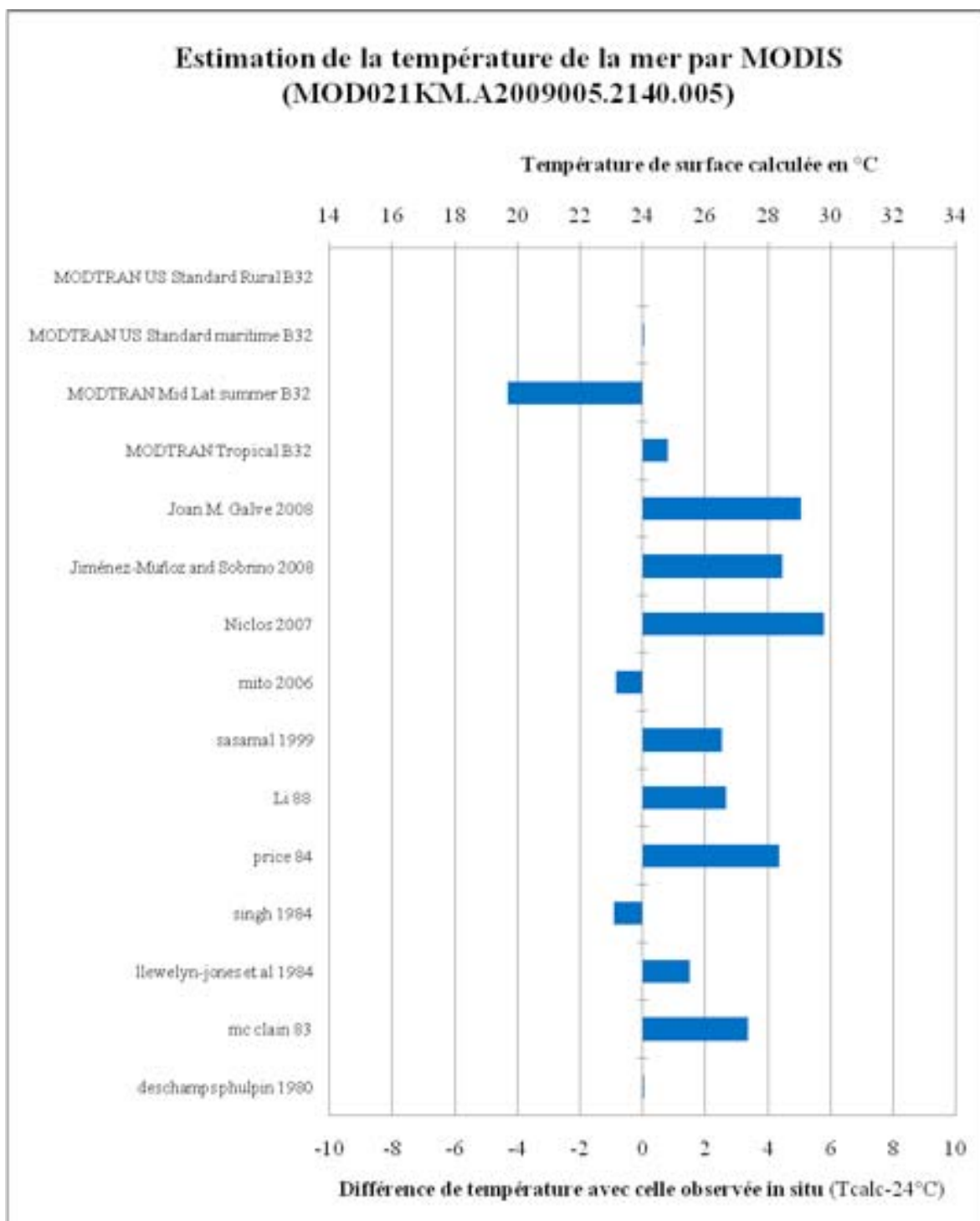


Figure 3 - 33: Comparaison des méthodologies de corrections atmosphériques de nuit en mer (angle zénithal 5°)

Les méthodes « split window » montrent globalement des erreurs plus importantes que précédemment. Cela n'est pas très logique, car de nuit, moins de facteurs sont à corriger et l'erreur devrait être plus faible, or, nombreuses sont celles supérieures à 3°C. Ces méthodes sont donc plus adaptées à des conditions diurnes que nocturnes. Les méthodes montrent une augmentation de l'erreur quand l'angle zénithal augmente.

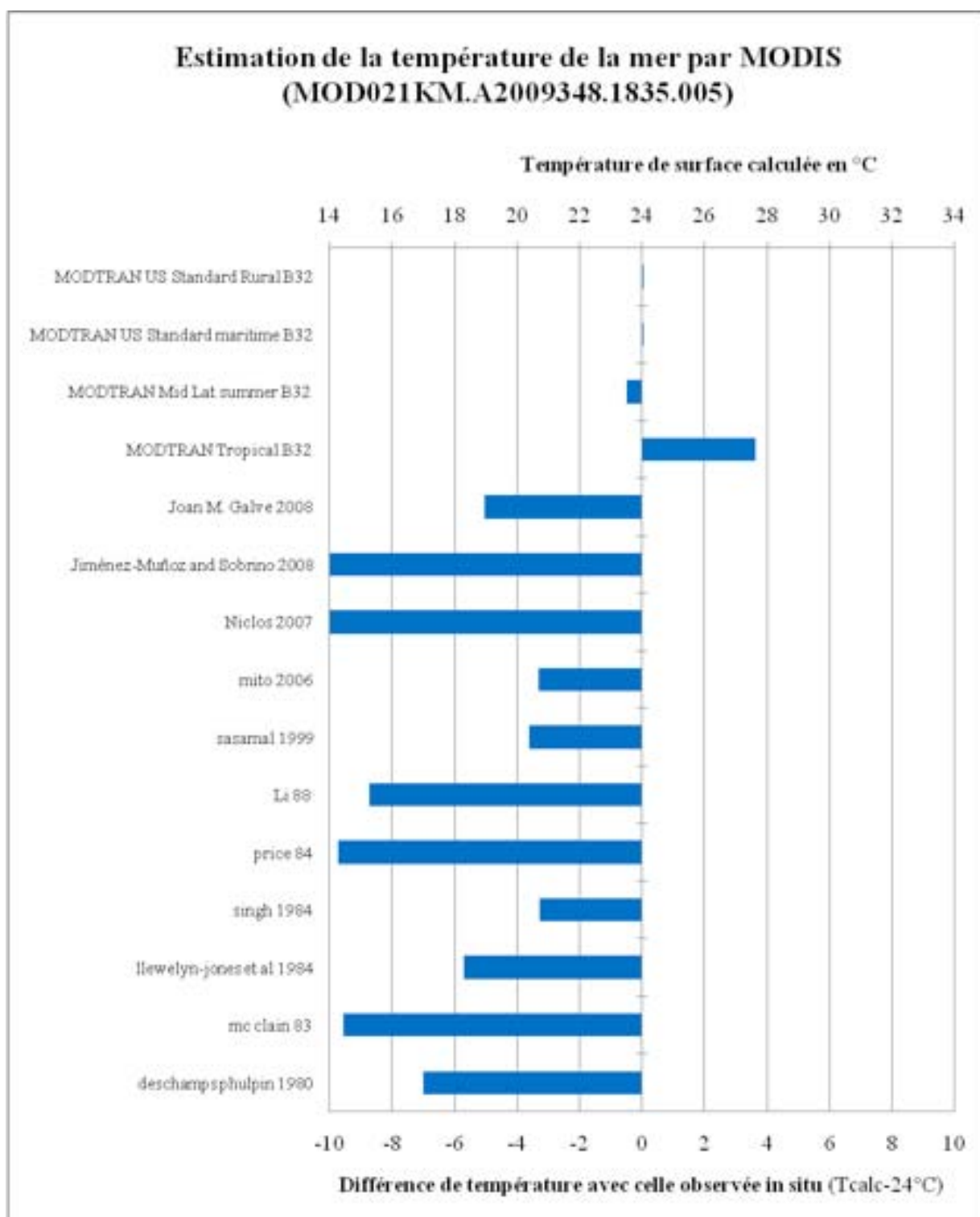


Figure 3 - 34: Comparaison des méthodologies de corrections atmosphériques de nuit en mer (angle zénithal 40°).

Les Figures 3-33 et 3-34, avec des erreurs maximales allant respectivement de -4.31°C à 5.60°C et -10.23°C à 3.62°C, montrent une tendance globale des méthodes « split-window » à une surestimation de la température en visée verticale et une sous-estimation en visée oblique. Les méthodes proposées par Singh et al. (1984) et Mito et al. (2006) présentent de bons résultats en visée verticale, mais ne s'adaptent pas à une visée oblique. Les méthodes de corrections présentant les résultats les plus fiables de nuit, sont les deux méthodes MODTRAN US Standard, puisque les erreurs sont comprises dans l'erreur de mesure du capteur permettant d'effectuer les mesures in situ.

3.1.2 TESTS REALISES SUR LA PLAINE DES SABLES

La deuxième série de tests a été réalisée dans la Plaine des Sables. C'est une zone que l'on peut estimer comme plane, avec une température uniforme en surface. Son altitude est de 2250 m en moyenne. Les tests s'effectuent sur cette zone car c'est la seule surface pouvant être représentative pour un pixel d'un kilomètre carré, qui présente des propriétés spectrales et des conditions climatiques similaires à celles du volcan.

Les mesures in situ ont été effectuées à l'aide de la caméra thermique ThermaCAM PM695, afin d'obtenir des valeurs moyennées de la température de surface. Plusieurs acquisitions ont été réalisées sur la zone d'étude afin d'avoir une température moyenne représentative. Cependant, la précision de la caméra thermique est moindre que celle d'un thermocouple. Elle détecte parfaitement les faibles variations de température mais sa précision sur la température sera de l'ordre de 0.5°C dans les gammes de températures ambiantes (en comparant ces valeurs à celles obtenues avec le pyromètre laser sur une échantillon de mesure au moment de l'acquisition). Les Figures 3-34 et 3-35 présentent les résultats des tests de corrections atmosphériques effectués au centre de la Plaine des Sables comparés aux températures mesurées in situ. Une erreur inférieure à 0,5°C est considérée comme fiable.

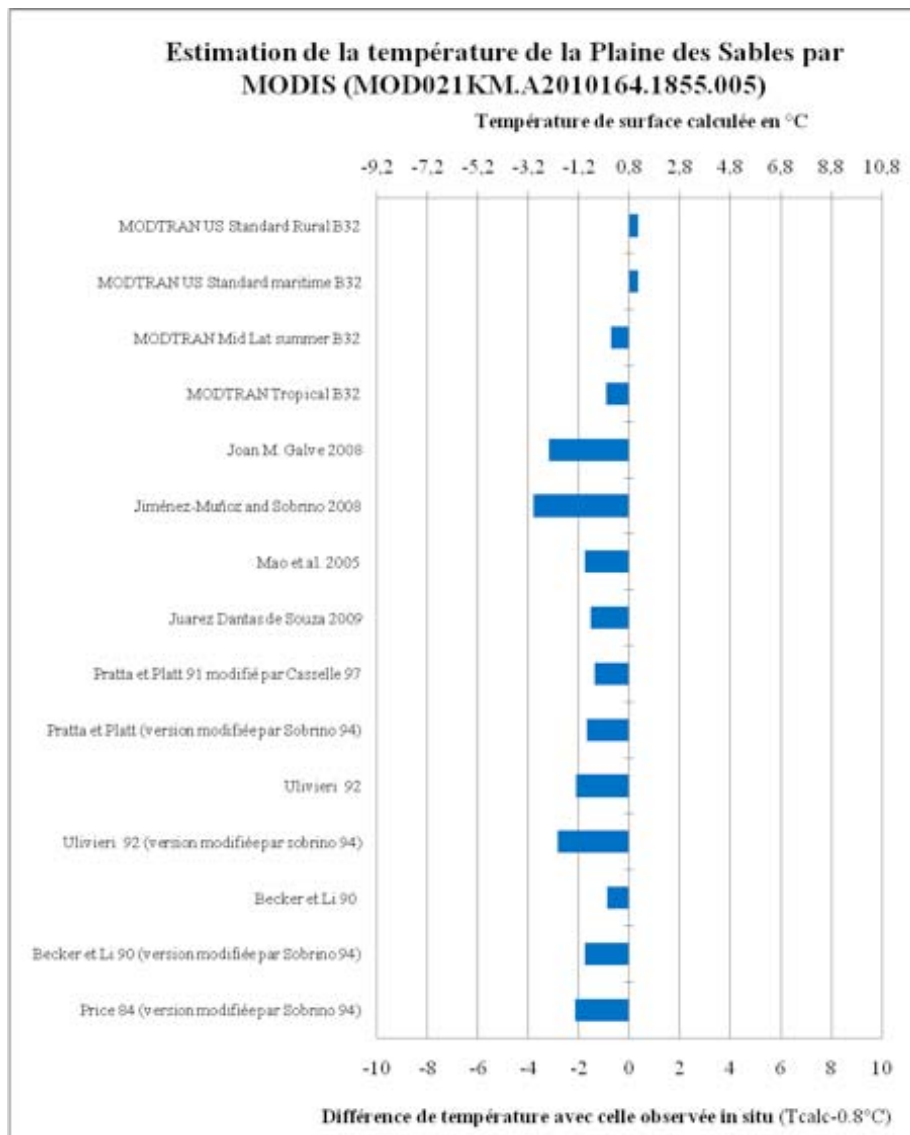


Figure 3 - 35: Comparaison des méthodologies de corrections atmosphériques de nuit à La Plaine des Sables (angle zénithal 8°)

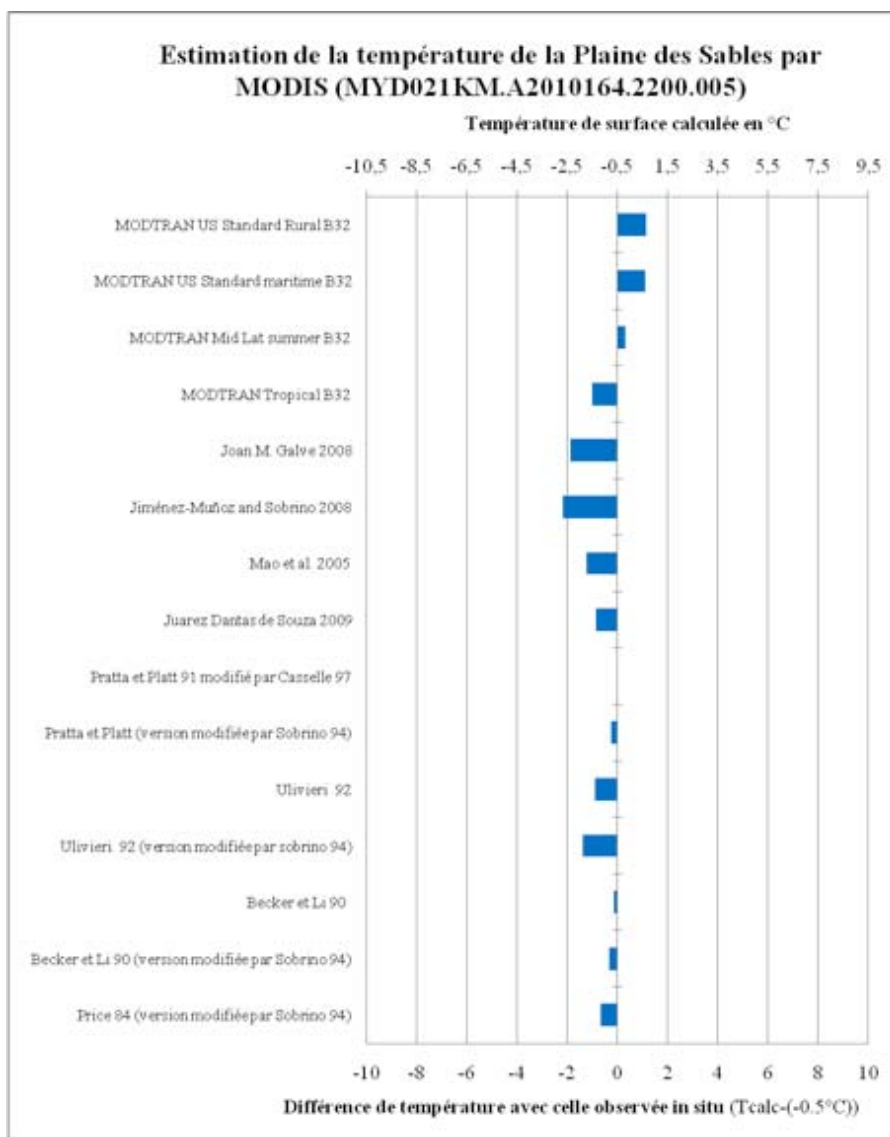


Figure 3 - 36: Comparaison des méthodologies de corrections atmosphériques de nuit à La Plaine des Sables (angle zénithal 39°)

L'image testée dans le cas de la Figure 3-35 a été acquise avec un faible angle zénithal (8°). Globalement, les corrections atmosphériques « split windows » montrent une erreur inférieure à 2°C, à l'exception de Galves et al. (2008), Jiménez-Muñoz et Sobrino (2008) et Ulivieri modifié ou non par Sobrino (1992 ; 1994), et les corrections MODTRAN donnent des erreurs inférieures au degré. Pour les résultats obtenus avec un angle zénithal élevé (39°) (Figure 3-36), l'erreur augmente pour les méthodes MODTRAN, avec une erreur pouvant atteindre 1.15°C. Les méthodes de « split windows » montrent une légère amélioration alors que la couche atmosphérique à traverser est plus importante.

Il ne faut pas oublier que la gamme de mesures in situ ne représente qu'un échantillonnage de la zone, et que, par conséquent, une erreur peut être liée à cet échantillonnage. Les méthodes « split windows » ne prennent pas en compte l'angle zénithal alors qu'une erreur en dépend. Quand l'angle zénithal augmente, l'aire du pixel augmente (cf. implication des erreurs de 0 à 5°C paragraphe 3.2.3). La zone représentée est alors plus grande et peut couvrir une zone plus grande que la Plaine des Sables. La moyenne *in situ* n'est alors plus représentative.

3.1.3 METHODE SELECTIONNEE ET IMPLICATIONS

Les tests de correction atmosphérique, réalisés sur les différents types de surface, montrent que les méthodologies utilisant les corrections MODTRAN, et plus spécifiquement des méthodes US standard, présentent des corrections plus précises que les « split windows ». Avoir une méthode plus précise et plus fiable est essentiel dans les études thermiques appliquées à la volcanologie. A titre d'exemple, les valeurs de température influent directement sur les débits calculés (cf. paragraphe 2.3.1.2). Plus les erreurs sont faibles, plus la marge d'erreur sur les calculs sera réduite. Il faut aussi prendre en compte la facilité et la rapidité d'utilisation de ces méthodes. Les méthodes MODTRAN permettent d'obtenir des équations directement applicables à la radiance non corrigée, en fonction de l'altitude de l'éruption et de la bande spectrale étudiée. Les méthodes « split windows » fonctionnent avec des systèmes d'équations applicables à chaque pixel. De par leurs précisions et leurs facilités d'utilisation, les méthodes MODTRAN US Standard sont les plus précises et les plus aisément utilisables dans le cadre de notre étude. Se pose ensuite la question de savoir s'il est préférable d'utiliser la correction en mode rural ou maritime. Les résultats sont sensiblement identiques, cependant comme le volcan, malgré une forte influence maritime, sera plus sujet à des aérosols de type rural (cendres, poussières...) en cas d'éruption, le choix s'est porté sur cette correction.

La méthode retenue pour les corrections atmosphériques au Piton de la Fournaise étant la méthode MODTRAN US Standard Rural, des équations permettant d'obtenir la transmissivité et la composante de radiance atmosphérique ($R_{UPWELLING}$) pour les différentes bandes spectrales sont définies dans le Tableau 3-7. Elles permettent, pour chaque éruption, d'obtenir les valeurs de correction en fonction de l'altitude de l'objet étudié, déterminant le choix de l'équation, et de l'angle zénithal de l'anomalie thermique qui est l'inconnu « x » des équations.

Les corrections atmosphériques permettent de passer des radiances mesurées aux radiances dites « vraies », c'est-à-dire, dans notre étude, de passer des températures de brillances aux températures « vraies ». Ces corrections sont essentielles car elles peuvent impliquer une variation de la radiance pouvant atteindre 30%, notamment sur les images acquises de jour en bande 21 ou 22 du capteur MODIS.

Cette méthode est différente de celles appliquées par d'autres auteurs au Piton de la Fournaise. Par exemple, Coppola et al. (2009) ont préféré employer la méthodologie de Wright et Flynn (2004a), considérant que les émissions thermiques volcaniques constituent un flux direct dans l'atmosphère et ne nécessitent pas de correction atmosphérique. Ils prennent une valeur moyennée des évolutions annuelles de la température du substrat en fonction des différentes zones géographiques. Les deux méthodologies sont différentes et présentent des valeurs similaires dans le cas d'éruptions à fort débit mais des variations de l'ordre de 15% pour les éruptions à très faible débit.

| Transmittance | | | | | | | | | | |
|--|------------|---------------|----------------|--------------|--------------|----------------|--------------|----------------|--------------------------------------|--|
| MODIS BANDE 22, Transmissivité | | | | | | | | | Équations polynomiales de 4ème ordre | |
| Zenith Angle | Scan Angle | Alt = 0 m | Alt = 500 m | Alt = 1000 m | Alt = 1500 m | Alt = 2000 m | Alt = 2500 m | Alt = 3000 m | | |
| 180 | 0 | 0,8654 | 0,8769 | 0,8877 | 0,8978 | 0,9072 | 0,9159 | 0,92411 923 | Alt = 0 m | $y = -1E-08x^4 + 9E-07x^3 - 4E-05x^2 + 0,0002x + 0,8653$ |
| 170 | 10 | 0,8634 | 0,8752 | 0,8861 | 0,8963 | 0,9058 | 0,9147 | 0,9230 | Alt = 500 m | $y = -1E-08x^4 + 8E-07x^3 - 4E-05x^2 + 0,0002x + 0,8769$ |
| 160 | 20 | 0,8573 | 0,86948 974 | 0,8809 | 0,89151 | 0,9014 | 0,9107 | 0,9194 | Alt = 1000 m | $y = -1E-08x^4 + 8E-07x^3 - 4E-05x^2 + 0,0002x + 0,8877$ |
| 150 | 30 | 0,8458 9 | 0,85903 | 0,8713 | 0,8827 | 0,89340 795 | 0,9034 | 0,9128 | Alt = 1500 m | $y = -1E-08x^4 + 7E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0002x + 0,8977$ |
| 140 | 40 | 0,8272 | 0,8417 | 0,85537 | 0,8681 | 0,88008 | 0,89128 | 0,90176 | Alt = 2000 m | $y = -1E-08x^4 + 7E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0001x + 0,9071$ |
| 130 | 50 | 0,7963 9 | 0,81330 | 0,82915 | 0,84404 | 0,8580 | 0,87115 | 0,8835 | Alt = 2500 m | $y = -9E-09x^4 + 6E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0001x + 0,9159$ |
| 120 | 60 | 0,7423 8 | 0,76316 | 0,7827 | 0,8012 | 0,8187 | 0,8352 | 0,85070 | Alt = 3000 m | $y = -9E-09x^4 + 6E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0001x + 0,9241$ |
| MODIS BANDE 32, Transmissivité | | | | | | | | | Équations polynomiales de 4ème ordre | |
| Zenith Angle | Scan Angle | Alt = 0 m | Alt = 500 m | Alt = 1000 m | Alt = 1500 m | Alt = 2000 m | Alt = 2500 m | Alt = 3000 m | | |
| 180 | 0 | 0,8564 | 0,8852 | 0,9086 | 0,9277 | 0,9431 | 0,9553 | 0,96466 | Alt = 0 m | $y = -1E-08x^4 + 9E-07x^3 - 4E-05x^2 + 0,0002x + 0,8563$ |
| 170 | 10 | 0,8545 | 0,8837 | 0,9074 | 0,9267 | 0,9423 | 0,9546 | 0,9641 | Alt = 500 m | $y = -1E-08x^4 + 7E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0002x + 0,8852$ |
| 160 | 20 | 0,8485 | 0,87875 | 0,9034 | 0,92354 | 0,9397 | 0,9526 | 0,9625 | Alt = 1000 m | $y = -9E-09x^4 + 6E-07x^3 - 3E-05x^2 + 0,0001x + 0,9086$ |
| 150 | 30 | 0,8373 8 | 0,86971 | 0,8961 | 0,9177 | 0,93499 | 0,9488 | 0,9595 | Alt = 1500 m | $y = -8E-09x^4 + 5E-07x^3 - 2E-05x^2 + 0,0001x + 0,9277$ |
| 140 | 40 | 0,8192 | 0,8548 | 0,88399 | 0,9079 | 0,92718 | 0,94258 | 0,95445 | Alt = 2000 m | $y = -6E-09x^4 + 4E-07x^3 - 2E-05x^2 + 9E-05x + 0,943$ |
| 130 | 50 | 0,7895 0 | 0,83038 | 0,86405 | 0,89179 | 0,9142 | 0,93220 | 0,9461 | Alt = 2500 m | $y = -5E-09x^4 + 4E-07x^3 - 2E-05x^2 + 7E-05x + 0,9553$ |
| 120 | 60 | 0,7376 3 | 0,78726 | 0,8286 | 0,8630 | 0,8909 | 0,9134 | 0,93087 | Alt = 3000 m | $y = -4E-09x^4 + 3E-07x^3 - 1E-05x^2 + 6E-05x + 0,9646$ |
| Radiance liée à l'atmosphère (R upwelling) | | | | | | | | | | |
| MODIS BANDE 22, Upwelling | | | | | | | | | Équations polynomiales de 4ème ordre | |
| Zenith Angle | Scan Angle | Alt = 0 m | Alt = 500 m | Alt = 1000 m | Alt = 1500 m | Alt = 2000 m | Alt = 2500 m | Alt = 3000 m | | |
| 180 | 0 | 23594 | 18674 | 14715 | 11523 | 8954 | 6905 | 5274 | Alt = 0 m | $y = 0,002x^4 - 0,1318x^3 + 6,6857x^2 - 26,763x + 23604$ |
| 170 | 10 | 23930 | 18946 | 14928 | 11691 | 9086 | 7006 | 5352 | Alt = 500 m | $y = 0,0017x^4 - 0,1147x^3 + 5,6218x^2 - 23,411x + 18683$ |
| 160 | 20 | 24971 | 19784 | 15597 | 12210 | 9493 | 7326 | 5598 | Alt = 1000 m | $y = 0,0014x^4 - 0,0926x^3 + 4,486x^2 - 18,76x + 14722$ |
| 150 | 30 | 26905 | 21338 | 16825 | 13179 | 10251 | 7917 | 6053 | Alt = 1500 m | $y = 0,0011x^4 - 0,0726x^3 + 3,4909x^2 - 14,469x + 11529$ |
| 140 | 40 | 30071 | 23882 | 18856, | 14779 | 11527 | 8899 | 6808 | Alt = 2000 m | $y = 0,0009x^4 - 0,0587x^3 + 2,8042x^2 - 12,103x + 8959,3$ |
| 130 | 50 | 35212 | 28012 | 22171 | 17423 | 13594 | 10510 | 8057 | Alt = 2500 m | $y = 0,0008x^4 - 0,0514x^3 + 2,3495x^2 - 10,776x + 6908,8$ |
| 120 | 60 | 44043 | 35200 | 27951 | 22038 | 17246 | 13384 | 10286, | Alt = 3000 m | $y = 0,0006x^4 - 0,0399x^3 + 1,8102x^2 - 8,2398x + 5276,8$ |
| MODIS BANDE 32, Upwelling | | | | | | | | | Équations polynomiales de 4ème ordre | |
| Zenith Angle | Scan Angle | Alt = 0 m | Alt = 500 m | Alt = 1000 m | Alt = 1500 m | Alt = 2000 m | Alt = 2500 m | Alt = 3000 m | | |
| 180 | 0 | 93158 5 | 709800 | 534500 | 398600 | 294950 | 216600 | 159475 | Alt = 0 m | $y = 0,0798x^4 - 5,296x^3 + 258,89x^2 - 1080,5x + 931920$ |
| 170 | 10 | 94382 9 | 719250 | 541550 | 404000 | 299100 | 219650 | 161750 | Alt = 500 m | $y = 0,0665x^4 - 4,5018x^3 + 211,78x^2 - 946,36x + 710120$ |
| 160 | 20 | 98265 8 | 749075 | 564650 | 421225 | 312175 | 229425 | 169000 | Alt = 1000 m | $y = 0,0529x^4 - 3,6139x^3 + 167,13x^2 - 773,49x + 534738$ |
| 150 | 30 | 10540 24 | 804350 | 606900 | 453875 | 336275 | 247450 | 182575 | Alt = 1500 m | $y = 0,0529x^4 - 3,6139x^3 + 167,13x^2 - 773,49x + 534738$ |
| 140 | 40 | 11700 73 | 895125 | 676900 | 506600 | 376175 | 277275 | 204950 | Alt = 2000 m | $y = 0,0318x^4 - 2,1848x^3 + 97,843x^2 - 450,19x + 295100$ |
| 130 | 50 | 13604 87 | 104370 0 | 791750 | 594175 | 442275 | 326850 | 242300 | Alt = 2500 m | $y = 0,0242x^4 - 1,6662x^3 + 74,154x^2 - 348,98x + 216712$ |
| 120 | 60 | 16897 56,1 | 130550 0 | 995450 | 750325 | 560925 | 416025 | 309575 | Alt = 3000 m | $y = 0,0183x^4 - 1,2576x^3 + 55,818x^2 - 266,82x + 159563$ |

Tableau 3 - 7 : Équations de transmittance et de radiance atmosphérique pour les corrections atmosphériques MODTRAN US Standard en fonction de l'altitude moyenne de l'objet étudié et de l'angle zénithal (x).

3.2 COMPARAISON DES METHODES, LIMITATIONS ET IMPLICATIONS

3.2.1 COMPARAISON DES METHODES

Toutes les méthodes présentées dans le paragraphe 2.7 ne donnent pas les mêmes résultats pour le calcul de débit. Il est possible de les comparer afin de définir un intervalle de débit et par conséquent des marges d'erreurs de nos calculs (Figure 3-37).

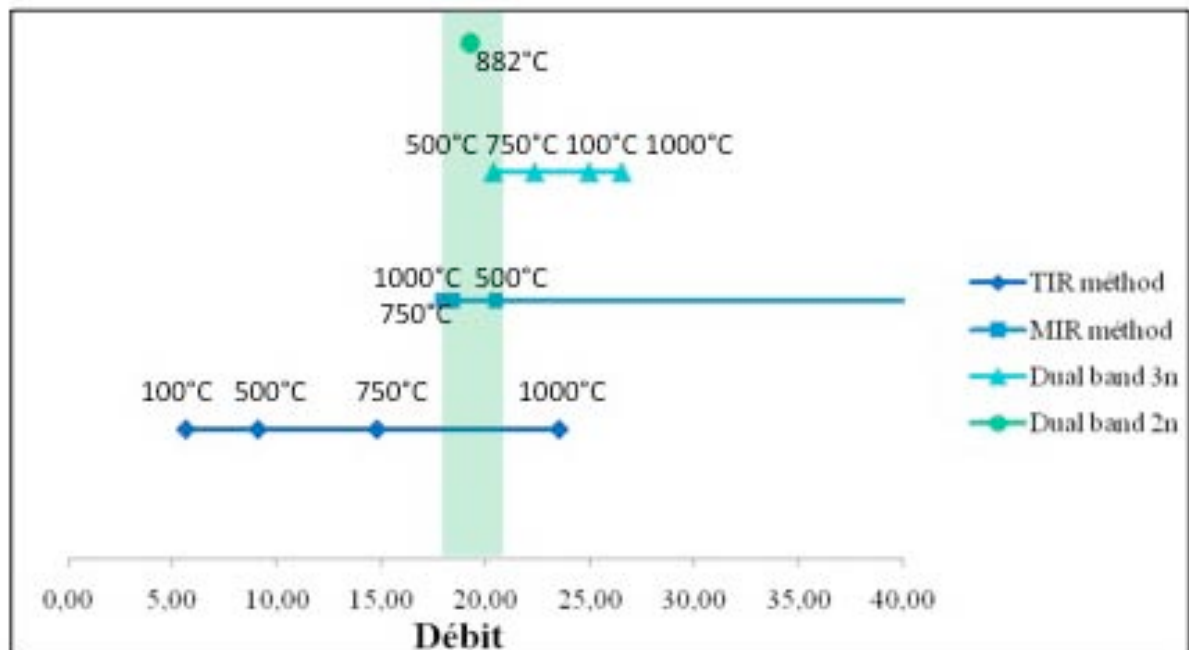


Figure 3 - 37: Comparaison pour $\Delta T=250^\circ$ et $h_c=10$ des différentes méthodes de calcul de débit et détermination de la marge d'erreur. Exemple de l'éruption du 5 Novembre 2009 à 18h30 (UTC). Les points correspondent aux différentes températures de croûtes estimées : 100 ; 500 ; 750 et 1000°C. La zone commune aux différentes méthodes permet de d'estimer une marge d'erreur. De manière générale, la méthode « dual band » 3N est la plus fiable en début d'éruption et la méthode TIR en milieu et fin d'éruption.

Les débits de la Figure 3-37 correspondent aux différentes températures de croûte (100 ; 500 ; 750 et 1000°C). Nous constatons qu'une zone est commune aux méthodes, c'est cette zone qui permet de définir un intervalle d'erreur des calculs de débit et d'estimer une température de croûte. Cet intervalle est variable pour chaque image. De manière générale, la méthode « dual band » 3N est la plus fiable en début d'éruption où les trois composantes sont bien distinctes, et la méthode TIR en milieu et fin d'éruption où l'on peut alors considérer qu'il n'y a plus que deux composantes visibles par le satellite. L'erreur sur les calculs est estimée à 30% d'après les écarts de volumes obtenus avec ceux de l'OVPF, mais en cas de condition climatiques et d'acquisitions favorables, l'erreur peut être réduite.

3.2.2 LIMITATION DE L'ACQUISITION THERMIQUE, LA COMPARAISON DES METHODES ET LE CALCUL DE DEBIT

Trois facteurs doivent être pris en compte dans l'acquisition thermique :

- Les corrections atmosphériques comme nous l'avons vu précédemment ;
- L'angle d'acquisition
- La largeur des bandes spectrales

L'angle d'acquisition :

L'angle d'acquisition est essentiel pour avoir des valeurs précises. Pour les images satellites, cela est directement lié au fait que la couche d'atmosphère à traverser est plus grande. Les erreurs sur les corrections ont par conséquent des répercussions plus importantes. L'autre paramètre est l'angle des incidences, certains effets sont liés au relief. Celui-ci intervient à la fois pour les images satellites et pour la caméra thermique mais à différentes échelles. Pour les images satellites cela peut se traduire par une portion de coulée masquée. Pour les images acquises par caméra thermique différentes portions d'aires de coulée peuvent être masquées par le relief de la coulée elle-même (Figure 3-38).

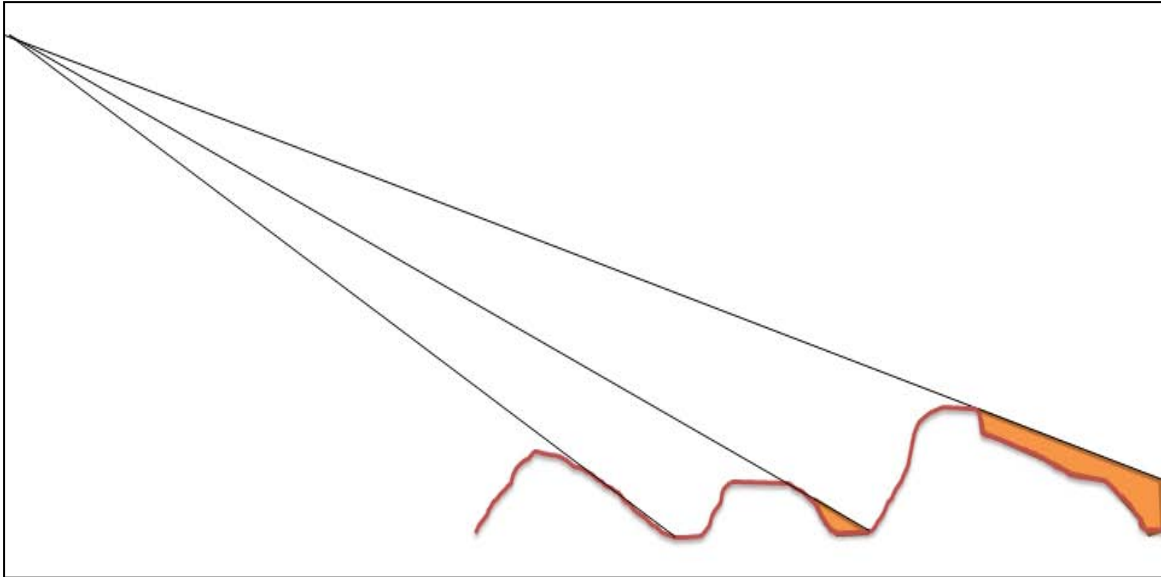


Figure 3 - 38: Représentation schématisique des zones d'ombres en vise oblique.

La largeur des bandes spectrales :

Plus la bande spectrale est étroite plus la correction et les calculs de débit seront adaptés. Une bande spectrale plus large est plus difficile à corriger. C'est pour cela par exemple qu'avec une caméra thermique, même si l'acquisition se fait à quelques centaines de mètres d'une coulée de lave le calcul ne sera pas forcément plus précis que pour un capteur satellite.

Les différences observées peuvent aussi résulter des différences dues aux dates et heures d'acquisitions. Le débit peut changer sur des périodes allant de l'heure à la minute. Or, les mesures effectuées par MODIS ou par caméra thermique correspondent à des acquisitions à un temps t donné et non à des acquisitions continues. Si les mesures sont effectuées à un moment particulièrement actif ou inactif de l'éruption, la mesure de l'énergie à l'instant donné entraînera une sur ou sous-estimation du débit et ne sera alors pas représentative comme ce fut le cas pour l'éruption de février 2007.

3.2.3 IMPLICATION D'UNE ERREUR DE 0 A 5°C SUR LES CALCULS DE DEBIT ET D'AIRE

Les corrections atmosphériques permettent d'obtenir des températures dites « vraies ». Ces températures ont cependant une erreur qui leur est associée. Notre objectif dans ce paragraphe est de connaître les implications de ces erreurs sur les calculs de débit et d'aire qui ont été réalisés par la suite. Pour cela, différents cas ont été testés pour les quatre méthodes (pixel intégré et « dual band ») :

- Une anomalie thermique correspondant à une éruption de faible débit (entre 1 et 5 m³.s⁻¹) : une température de substrat de 6°C et une température pixel « chaud » avec une anomalie thermique de 22°C.
- Une anomalie thermique correspondant à une éruption de fort débit (>30 m³.s⁻¹) : une température de substrat de 6°C et une température pixel « chaud » avec une anomalie thermique de 227°C.

Il est cependant important de préciser qu'un pixel présentant une anomalie thermique ne présente pas une température comparable avec celles observées sur le terrain car seule une portion de pixel MODIS représente la coulée. Il faut alors en définir une arbitrairement ou calculer (selon les méthodes utilisées) la température de la lave (coulée et croûte) pour obtenir le gradient de température et la portion de lave qui occupe le pixel.

En annexe 5, les détails des calculs ainsi réalisés sont détaillés. Dans ce paragraphe, seuls les résultats obtenus avec la méthode pixel intégré TIR sont présentés (Tableaux 3-8 et 3-9).

Les Tableaux 3-8 et 3-9 présentent de fortes différences de valeurs des pourcentages d'erreur selon que l'éruption soit à fort ou faible débit. Une erreur de 1°C sur une anomalie thermique correspondant à un faible débit, c'est-à-dire présentant une différence de température moindre avec le substrat, affecte proportionnellement plus l'erreur, que si l'anomalie présente une température élevée. De la même manière, l'aire intrapixel de la surface couverte par la coulée étant directement liée aux fractions du pixel occupé par les différentes composantes thermiques, l'erreur est équivalente à celle trouvée pour le débit. Plus l'anomalie thermique a une température élevée, moins l'erreur de correction atmosphérique influence le calcul de débit et d'aire.

| Pourcentage d'erreur sur le débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ TIR Méthode | | | | | | | |
|--|---|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0 | -5.98 | -12.00 | -18.05 | -24.14 | -30.26 |
| | 1 | 6.67 | 0.68 | -5.34 | -11.40 | -17.50 | -23.63 |
| | 2 | 13.40 | 7.40 | 1.37 | -4.70 | -10.80 | -16.94 |
| | 3 | 20.17 | 14.16 | 8.12 | 2.05 | -4.06 | -10.21 |
| | 4 | 26.99 | 20.98 | 14.93 | 8.85 | 2.73 | -3.42 |
| | 5 | 33.87 | 27.84 | 21.79 | 15.70 | 9.57 | 3.41 |
| Pourcentage d'erreur sur le débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ TIR Méthode | | | | | | | |
| Fort débit | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0 | -0.37 | -0.73 | -1.10 | -1.47 | -1.84 |
| | 1 | 0.61 | 0.24 | -0.12 | -0.49 | -0.86 | -1.23 |
| | 2 | 1.23 | 0.86 | 0.49 | 0.12 | -0.25 | -0.62 |
| | 3 | 1.84 | 1.47 | 1.10 | 0.73 | 0.36 | -0.01 |
| | 4 | 2.45 | 2.08 | 1.71 | 1.34 | 0.97 | 0.61 |
| | 5 | 3.07 | 2.70 | 2.33 | 1.96 | 1.59 | 1.22 |

Tableau 3 - 8 : Pourcentage d'erreur sur le débit en fonction d'une erreur de correction allant de 0 à 5°C, Méthode TIR.

Les résultats obtenus avec cette méthode sont considérés comme représentatifs, car les pourcentages d'erreur sont comparables pour les quatre méthodes (cf. Annexe 5). Il en va de même pour l'aire, à l'exception de la méthode « dual band » à deux composantes pour laquelle l'aire n'est que peu influencée par l'erreur sur la température (<0.5%) ; la température de la croûte n'étant pas estimée mais calculée pour chaque pixel.

| Pourcentage d'erreur sur aire TIR Méthode | | | | | | | |
|---|---|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0 | -5.14 | -10.41 | -15.81 | -21.34 | -27.01 |
| | 1 | 6.67 | 1.58 | -3.63 | -8.97 | -14.45 | -20.06 |
| | 2 | 13.40 | 8.36 | 3.20 | -2.09 | -7.51 | -13.06 |
| | 3 | 20.17 | 15.19 | 10.08 | 4.85 | -0.51 | -6.01 |
| | 4 | 26.99 | 22.06 | 17.01 | 11.83 | 6.53 | 1.09 |
| | 5 | 33.87 | 28.99 | 23.99 | 18.87 | 13.62 | 8.24 |
| Pourcentage d'erreur sur aire TIR Méthode | | | | | | | |
| Fort débit | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0 | 0.52 | 1.06 | 1.61 | 2.17 | 2.75 |
| | 1 | 0.61 | 1.14 | 1.68 | 2.24 | 2.81 | 3.39 |
| | 2 | 1.23 | 1.76 | 2.31 | 2.87 | 3.48 | 4.03 |
| | 3 | 1.84 | 2.38 | 2.93 | 3.49 | 4.07 | 4.67 |
| | 4 | 2.45 | 2.30 | 3.55 | 4.12 | 4.71 | 5.31 |
| | 5 | 3.07 | 3.62 | 4.18 | 4.75 | 5.34 | 5.95 |

Tableau 3 - 9: Pourcentage d'erreur sur l'aire en fonction d'une erreur de correction allant de 0 à 5°C, Méthode TIR.

3.3 SUIVI DE L'EVOLUTION D'UNE ERUPTION PAR CAMERA THERMIQUE: EXEMPLE DE L'ERUPTION DU 15 DECEMBRE 2008 AU 4 FEVRIER 2009 DU PITON DE LA FOURNAISE

Dix images ont été acquises avec la caméra thermique durant cette éruption, avec une lacune d'observation entre le 3 et le 23 janvier 2009 en raison de conditions climatiques défavorables. Ces images ont ensuite été corrigées des effets atmosphériques (Figure 3-39).

L'image du 15 décembre met en évidence les trois points d'émission du début d'éruption et le début de l'accumulation des laves dans le cratère. La température d'émission est mesurée à 1050°C après corrections atmosphériques. Il faut prendre en compte que les acquisitions se font en visée oblique à plus de 800 m de la coulée et que des phénomènes convectifs sont observables dans le cratère du Dolomieu, ce qui interfère sur la précision de la mesure. Le 16 décembre, l'image montre la très forte diminution de l'activité du point le plus à l'Ouest et la diminution de l'activité sur l'évent le plus à l'Est, ainsi que l'augmentation de la superficie de la coulée au fond du cratère (Figure 3-39). Le 19 décembre 2008, alors que l'activité augmente au cône éruptif le plus au Nord, celui situé le plus à l'Est s'arrête de fonctionner. Une progression de lave est observée sur la zone Nord d'accumulation entraînant une augmentation de la superficie de la coulée. Le 22 décembre 2008, l'écoulement au fond du cratère se fait en majeure partie par tunnels. Sur les parois du cratère Dolomieu, cet écoulement s'effectue en chenal. La superficie de la coulée a augmentée de 15% et elle s'étend désormais jusqu'au flanc Sud Est du cratère Dolomieu. Le 24 décembre, la coulée présente une zone plus chaude au Nord et à l'est du Dolomieu. La gamme de température se situe entre 100 à 250°C en surface (sauf au niveau du cône).

A partir du 29 décembre, la gamme de température utilisée avec la caméra thermique passe de 350°- 1500° à 0°-500°. L'image thermique du 3 janvier ne présente plus de coulée active. Les conditions climatiques n'ont pas permis d'acquérir de données entre le 3 et le 23 janvier. L'image acquise le 23 janvier montre des résurgences sur les contours de la coulée, notamment dans la zone Nord Ouest. Dans cette zone, les températures peuvent atteindre 400°C. Il en est de même pour l'image acquise le 28 janvier 2009. L'image du 03 février montre quant à elle une diminution progressive du débit qui se terminera par l'arrêt de l'éruption le 4 février 2009 à minuit.

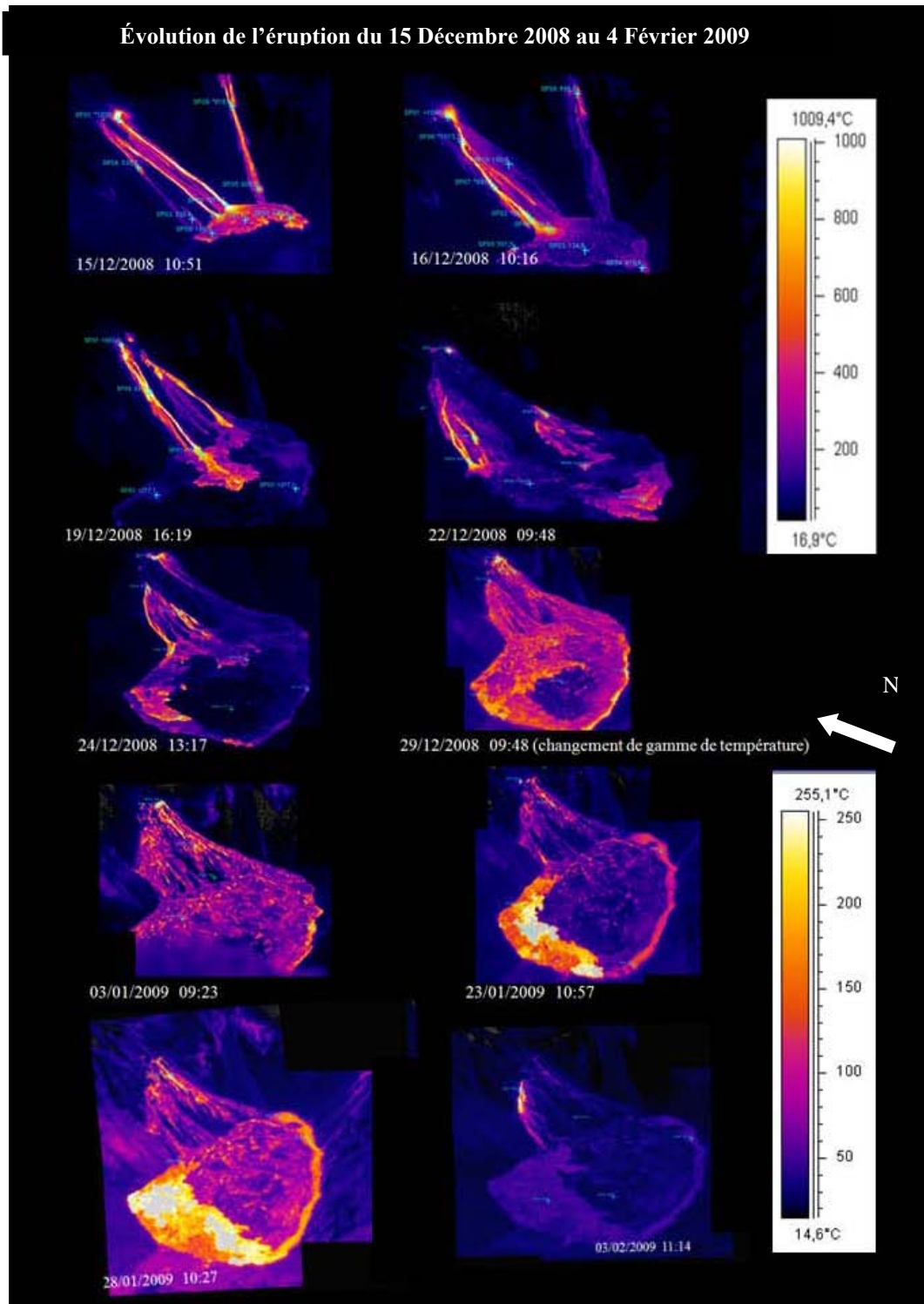


Figure 3 - 39: Évolution thermique des épanchements de l'éruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009 (images de Servadio Z., Staudacher T. et Jacquart F.)

Cartographie de mise en place :

Des cartes de l'évolution de la mise en place de la coulée peuvent aussi être réalisées à partir de ces images (Figure 3-40).

Une fois orthorectifiées et géoréférencées, il a été possible d'établir des cartes d'isothermes (Figure 3-41). Les structures de refroidissement se mettent en place perpendiculairement aux isothermes, cette notion peut être importante dans les études de refroidissement des coulées. La cristallisation ne sera pas la même si le refroidissement est rapide ou lent, ces isothermes et leurs évolutions peuvent aussi donner des indications sur les futurs zonations (Cashman et al., 1999 ; Cashman, 1993 ; Crisp et Baloga ; 1994 ; Crisp et al., 1994 ; Dragoni et Tallarico, 1994 ; Aubele et al., 1988). Des cartes d'âge relatif peuvent aussi être réalisées (Harris et al., 2007a, Coppola et al., 2010).

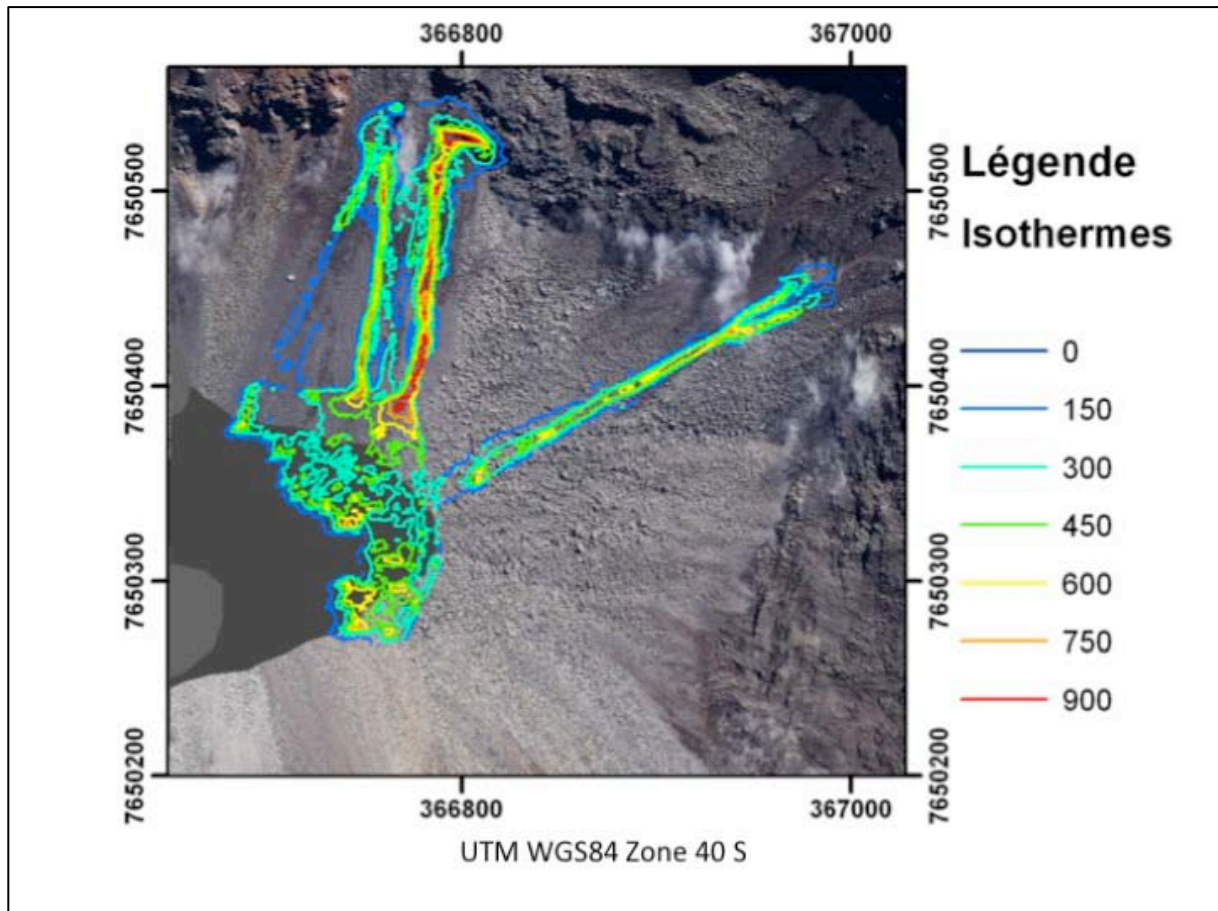


Figure 3 - 40: Isothermes de la coulée le 15 décembre 2008

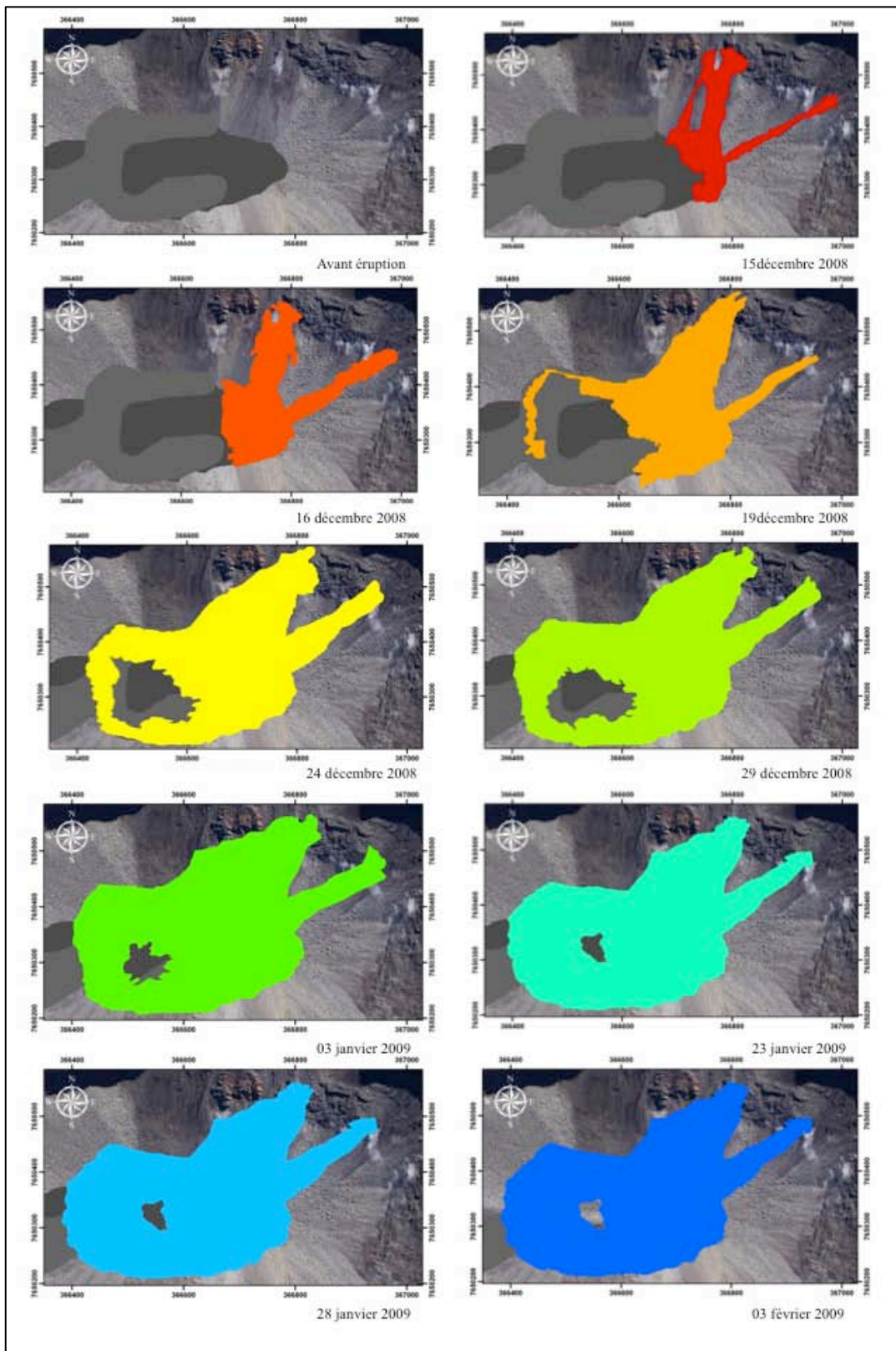


Figure 3 - 41: Évolution de la mise en place de la coulée de l'éruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009.

3.4 CALCULS DE DEBITS

Le débit des coulées de lave peut être estimé à partir d'images satellites en utilisant une approche thermodynamique (Crisp et Baloga, 1990 ; Harris et al. 1998). Au Piton de la Fournaise seules quelques études ont été réalisées à partir de l'imagerie thermique (Coppola et al., 2007, 2009, 2010, Hirn et al., 2009, Staudacher, 2010). Dans ce paragraphe nous avons traité des séries temporelles de données MODIS (disponibles sur le site : <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>).

3.4.1 MODIS

Qualité des données :

Comme nous l'avons évoqué paragraphe 2.2.1, seules les images de bonne qualité ont été traitées. Cependant étant donné le nombre limité d'images de qualité durant l'éruption d'avril 2007, certaines images à fort angle ont été utilisées.

Les images présentant des anomalies thermiques :

Les images présentant des radiances liées à des activités volcanique, c'est à dire celles présentant une anomalie thermique, ont été regroupées en séries chronologiques pour chaque éruption étudiée. Les radiances MODIS sont plus faibles que celles observées par caméra thermique car la contribution de la composante chaude est diluée dans la taille du pixel (pixel mixte).

Les débits :

Les débits ont été calculés selon la méthode décrite précédemment. Ils peuvent changer considérablement lors de courtes périodes de temps (même sur des périodes de quelques minutes) et même pour des éruptions présentant de faibles débits (Bailey et al. 2006).

Les évolutions du débit de 9 éruptions du Piton de la Fournaise ont été traitées :

- Eruption du 26 décembre 2005 au 18 janvier 2006 (éruption de type océanite, le long du rempart Nord)
- Eruption du 20 juillet au 14 août 2006 (éruption au niveau du cône volcanique)
- Eruption du 18 et 19 février 2007 (éruption sommitale, Dolomieu)
- Eruption du 2 avril au 2 mai 2007 (éruption de type océanite, le long du rempart Sud)
- Eruption du 21 septembre au 2 octobre 2008 (éruption sommitale, Dolomieu)
- Eruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009 (éruption sommitale, Dolomieu)
- Eruption du 14 et 15 décembre 2009 (éruption au niveau du cône volcanique)
- Eruption du 2 au 12 janvier 2010 (éruption sommitale, Dolomieu)
- Eruption du 14 au 31 Octobre 2010 (éruption proximale, Sud de l'enclos)

Étant donnée les caractéristiques des éruptions de type océanite, le coefficient convectif h_c a été arbitrairement défini comme égale à $50 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ (décembre 2005 et avril 2007) et $10 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ pour les autres.

Eruption du 26 décembre 2005 au 18 janvier 2006 :

Nous avons traité trente cinq images MODIS pour calculer les débits de l'éruption qui a débuté en décembre 2005, les autres présentant de trop forte nébulosité. La Figure 3-42 illustre l'évolution du débit au cours de l'éruption tel qu'obtenue par imagerie satellite. Deux phases peuvent être distinguées : la première représentant les forts débits de début d'éruption et la seconde, début janvier, correspondant au regain d'activité. Le débit

moyen obtenu par cette méthodologie est de $8.43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce débit est obtenu en moyennant le débit entre chaque acquisition et en réalisant une moyenne pondérée, il est calculé par le même processus pour toutes les éruptions.

Eruption du 20 juillet au 14 août 2006 :

Au cours de l'éruption qui a débuté en juillet 2006, sur une totalité d'une centaine d'images, 33 ont pu être traitées pour obtenir des calculs de débits. Le débit présente une évolution correspondant aux deux phases identifiées grâce à la mesure de l'amplitude du signal sismique. Peu d'images ont été acquises entre le 27 juillet et le 4 août. Par conséquent, les évolutions de débit sur cette période sont mal contraintes (Figure 3-42). La courbe représentant les débits maxima (en bleu foncé) montre une plus grande variabilité que celle des débits minimum (en bleu clair). Ceci est dû aux méthodes de calculs de débits disponibles pour certaines acquisitions. Dans la plupart des cas, les quatre méthodes sont disponibles, mais quand seule la méthode MIR peut être utilisée l'intervalle des débits est plus étalé que pour les autres méthodes, et entraîne une surestimation du débit maximum. Le débit moyen obtenu pour cette coulée est de $1.71 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

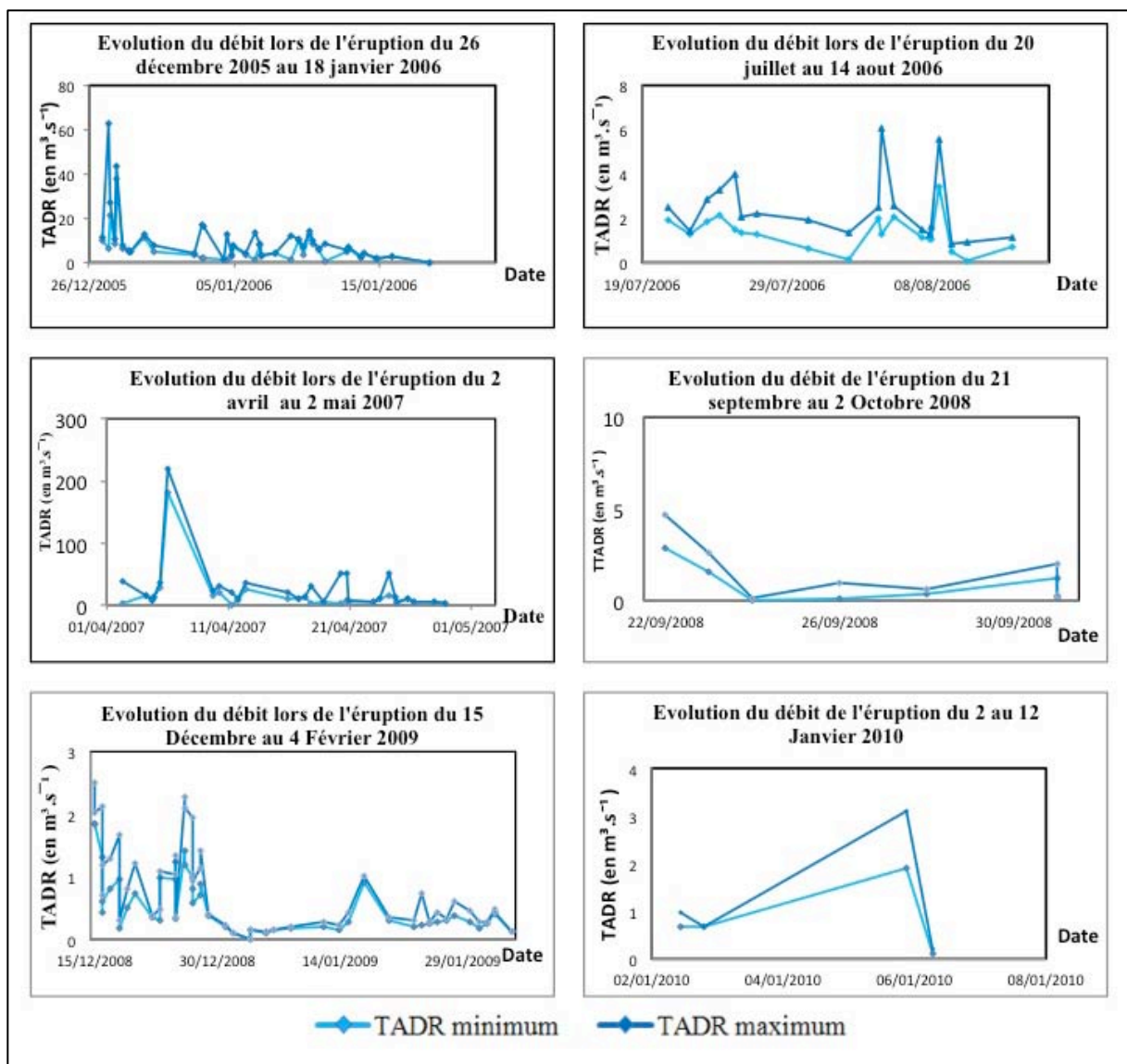


Figure 3 - 42: Évolution du débit calculé par imagerie thermique pour six éruptions du Piton de la Fournaise entre 2005 et 2010. Deux éruptions à forts débits, trois à faible débit et une à débit moyen.

Eruption du 18 et 19 février 2007

L'éruption du 18 février 2007, n'ayant duré que quelques heures, seules deux images MODIS ont pu être traitées. Malheureusement avec deux points aucune courbe d'évolution n'est réalisable. C'est une des limitations de cette technique puisque les éruptions doivent durer plusieurs jours et ne pas présenter de nébulosité pour obtenir des valeurs fiables. Les images ont été acquises en fin d'éruption. Le débit moyen est sous-estimé, sa valeur moyenne est de $2.91 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Eruption du 2 avril au 2 mai 2007 :

Lors de l'éruption d'avril 2007 plusieurs problèmes se sont posés pour le suivi par imagerie satellite. Le premier est directement lié à l'atmosphère à traverser pour acquérir les images, car cette éruption du fait de l'entrée des coulées en mer, a engendré un important panache de vapeur sur le littoral, accompagné d'un panache volcanique également important généré principalement au niveau de l'évent éruptif. (Figure 3-43 A). Ces panaches masquent une partie de l'anomalie thermique, notamment les 5 et 6 avril 2007. Ces jours là, vient se rajouter un panache chargé de cendres et aérosols émis depuis le Dolomieu (Figure 3-43 B et C). Or, ces dates correspondent à la période de plus fort débit de l'éruption. En l'absence de mesure fiable, une valeur terrain moyenne de $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ est introduite par défaut pour le 6 avril dans la courbe d'évolution des débits (Staudacher et al., 2009). S'ajoute à cela la nébulosité courante au niveau du Grand Brulé qui limite le nombre d'images thermiques pouvant être traitées à 28, en utilisant cette méthode. Coppola et al. (2009) donnent des valeurs de débits émis. Cependant ils les considèrent sous estimés en raison de l'arrivée de la coulée en mer et de la saturation et ajoutent 30% aux débits maximum obtenus à partir des données MODIS. Le second problème rencontré est lié à une erreur sur le calcul de la superficie terrestre des coulées du fait de leur arrivée en mer. L'aire calculée pour une coulée à partir des données d'imagerie satellitaire est directement liée à la valeur de l'énergie émise par la coulée. L'entrée des coulées en mer entraîne un refroidissement rapide et efficace, et donc une relation différente entre énergie et aire qui n'est pas étudiée ici. L'erreur sur l'aire totale entraîne également une erreur proportionnelle sur les valeurs de débits. Des études sur l'énergie nécessaire pour le réchauffement de l'eau de mer, devraient être menées pour déterminer le complément d'énergie à ajouter aux calculs pour obtenir un débit précis. Dans notre cas, la méthode utilisée entraîne une sous-estimation des valeurs.

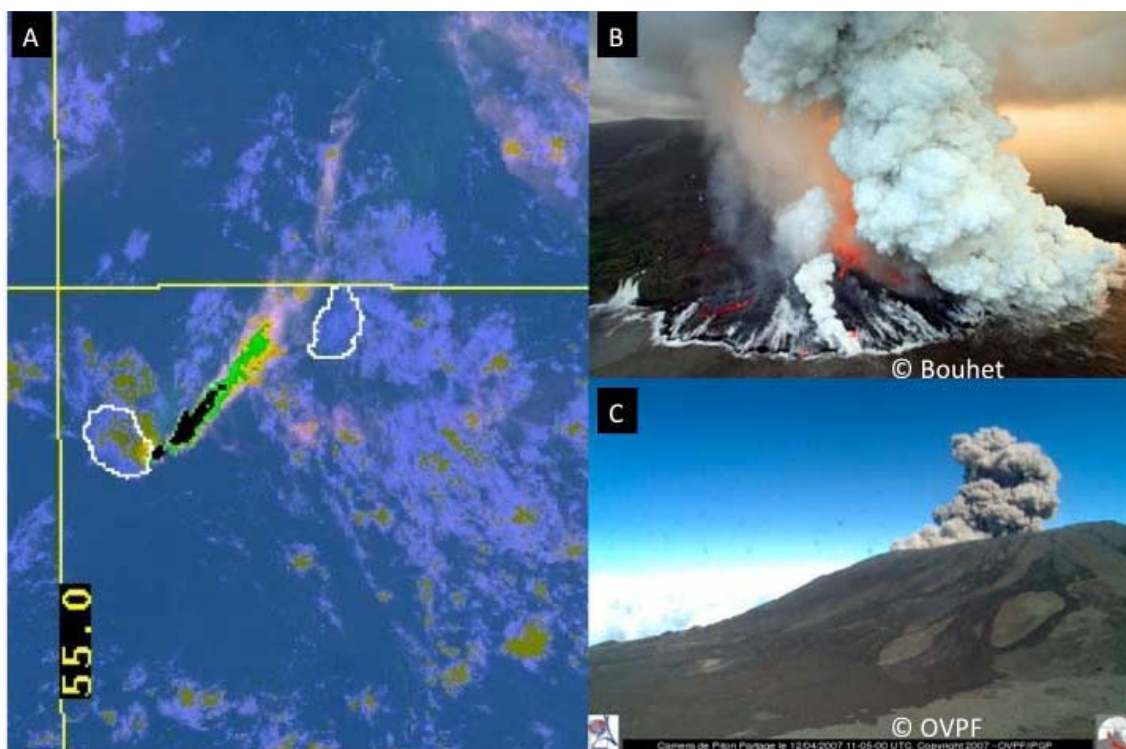


Figure 3 - 43: A/ Image MODIS Aqua du 6 avril 2007 (21:45 TU) ; B/ Panache de vapeur d'eau et panache volcanique ; C/ Effondrement du Dolomieu

Le dernier problème correspond à une saturation des capteurs en bandes spectrales 21 et 22. La première bande spectrale non saturée présentant l'anomalie thermique et ne se situant pas dans une fenêtre d'absorption atmosphérique a alors été utilisée pour les calculs.

Les coulées de lave de cette éruption présentent une faible viscosité cinématique. La valeur du coefficient de convection est déterminée à $50 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Les débits peuvent alors être calculés pour les différentes images MODIS et permettent, en y ajoutant la valeur terrain du 6 avril, d'obtenir des courbes d'évolution du débit dans le temps (Figure 3-42). Les courbes permettent de retrouver les deux phases présentées précédemment, même si les débits sont globalement sous-estimés.

Lors de la première phase, les images acquises présentent de fortes perturbations atmosphériques, ce qui donne une marge d'erreur très élevée quand seule la bande 21 est utilisable et un résultat peu fiable et certainement sous-estimé de 30%. Les images acquises après deux jours d'éruption présentent des anomalies thermiques dans les deux bandes spectrales (21 et 32). Elles permettent le calcul du débit par les quatre méthodes. Une image est saturée en bande 21 et 22 ($4 \mu\text{m}$) (4 avril 2007) et donne des résultats anormalement bas en bande 32 ($12 \mu\text{m}$). La transmission des ondes thermiques étant perturbée et les écoulements se terminant en mer, une sous-estimation générale des mesures est constatée. Le débit moyen calculé est de $31 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Le débit maximum est estimé à $37.23 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en télédétection par images satellite auquel on ajoute la donnée caméra thermique acquise in situ par Staudacher Thomas (Coppola et al., 2008) de $220 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Ces valeurs sont inférieures au débit moyen estimé pour un volume de 110 Mm^3 pour toute la durée de l'éruption, soit $46.86 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (Saint-Ange, 2009). De plus, dans cette étude, seuls les épanchements terrestres sont pris en compte ; les arrivées en mer ne sont pas considérées. Or, d'après Bachèlery et al. (2010 ; Collapse Caldera Workshop, La Réunion) le volume de lave épanchée en mer est proche de celui recouvrant la portion émergée, multipliant ainsi par deux le volume total de laves émises au cours de cette éruption. ($> 200 \text{ Mm}^3$).

Eruption du 21 septembre au 2 octobre 2008 :

Huit images MODIS ont pu être traitées pour l'éruption qui a débutée le 21 septembre 2008. Les courbes (Figure 3-42) montrent une diminution progressive du débit entre le 21 et le 23 septembre, puis un débit faible entre le 24 et le 2 octobre jusqu'à la cessation de l'activité.

Entre le 24 et le 30 septembre, seulement trois images sur plus d'une vingtaine d'images acquises par le capteur MODIS ne présentaient pas de nébulosité. Cela constitue une limitation forte au suivi des variations de débit à partir des images acquises par satellites, même si, dans ce cas là où le trémor semble constant (rapport OVPF, BGVN 34:02) une extrapolation peut être faite. Le débit moyen estimé pour cette éruption est de $1.28 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Eruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009 :

Sur 51 jours d'éruption, 48 images MODIS ont pu être traitées (sur environ 200 acquises dans la période considérée). L'évolution du débit (Figure 3-42) présente trois grandes étapes : la première correspond à une diminution progressive du débit entre le 15 et le 20 décembre, la seconde à son augmentation et sa diminution progressive jusqu'à un arrêt temporaire entre le 20 décembre et le 1er janvier, et la dernière à une phase à débit quasi constant entre le 1er janvier et le 4 février. L'éruption présente de faibles débits, notamment dans sa dernière phase. Le débit moyen obtenu est de $0.29 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Seule deux images MODIS ont été acquises durant l'éruption du 5 novembre 2009 et en début d'éruption (22h30 et 00h40). Il n'est pas conséquent pas possible de proposer ici une courbe d'évolution du débit. Le débit moyen obtenu à partir de ces valeurs est de $6.4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Pour l'éruption du 14 décembre au 15 décembre 2009, une seule image a été acquise en fin d'éruption : MODIS Terra à 22h35 (GMT+4) qui permet de déterminer un débit de $0.56 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Eruption du 2 au 12 janvier 2010 :

Les conditions climatiques n'étant pas favorables, seules quatre images ont pu être traitées (Figure 3-42) pour l'éruption du 2 au 12 janvier. Celles de début d'éruption présentent une sous-estimation du débit due au panache chargé de poussières présent à ce moment de l'éruption. La mesure du 6 janvier a été réalisée en visée verticale

et le panache volcanique était alors moins important. C'est sans doute la valeur la plus fiable et la plus représentative de cette éruption. Le débit moyen estimé à partir de cette méthode est de $1,05 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Aussi peu de données ne permettent pas de caractériser une évolution représentative du débit.

Eruption du 14 au 31 Octobre 2010 :

Les conditions climatiques durant l'éruption d'octobre 2010 ont permis le traitement 35 images acquises sur toute la durée de l'éruption (Figure 3-44).

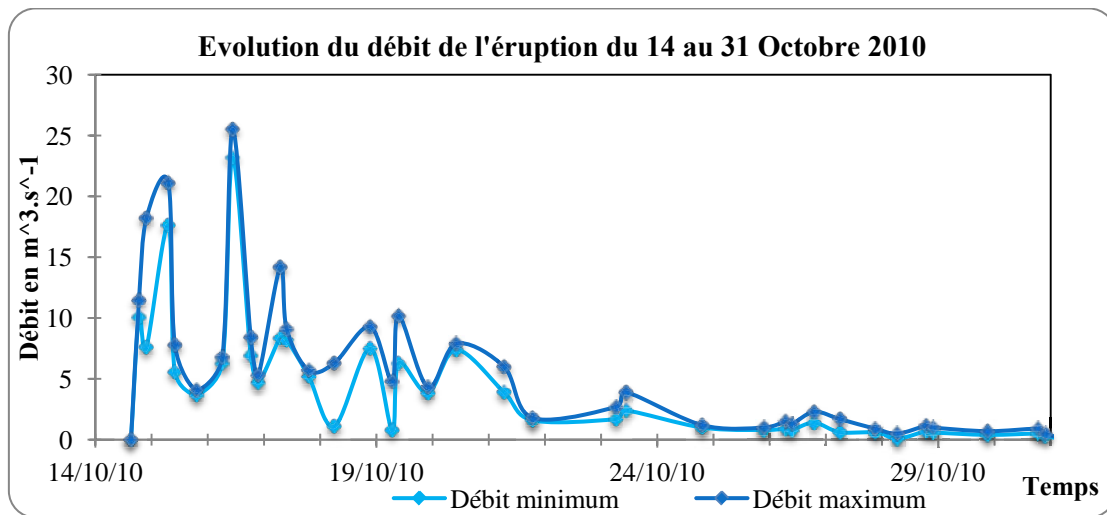


Figure 3 - 44: Évolution du débit de l'éruption du 14 au 31 octobre 2010 calculé avec MODIS. Ces valeurs sont obtenues en comparant la zone commune des résultats des méthodes de calculs de débits. Les points marquent les mesures satellites corrigées et retranscrites en débit.

Les deux pics éruptifs du 15 et du 16 octobre peuvent être surestimés puisqu'ils correspondent à des angles zénithaux supérieurs à 45° , entraînant de plus fortes erreurs dans les corrections atmosphériques. Cependant, même si une surestimation est possible, elle n'entraîne pas de très grandes erreurs sur les débits. La fréquence temporelle des images n'est perturbée que par la nébulosité. Les conditions climatiques ayant été favorables l'évolution des débits mesurée par MODIS correspond aux réalités terrain observées et décrites par les bulletins de l'OVPF. L'évolution temporelle du débit observée Figure 3-42 est la même que celle décrite. Le débit moyen calculé à partir de la courbe d'évolution du débit dans le temps est de $2,11 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

3.4.2 CAMERA THERMIQUE

Le débit peut être déterminé à partir des images acquises par la caméra thermique après corrigées et leur appliquant la même méthodologie que pour les images MODIS. Dans ce cas l'aire de la coulée active est imagée et par conséquent connue. Le débit diminue progressivement lors de l'éruption suivant la même évolution que celle décrite paragraphe 3.3.1 sans le premier jour (Figure 3-45).

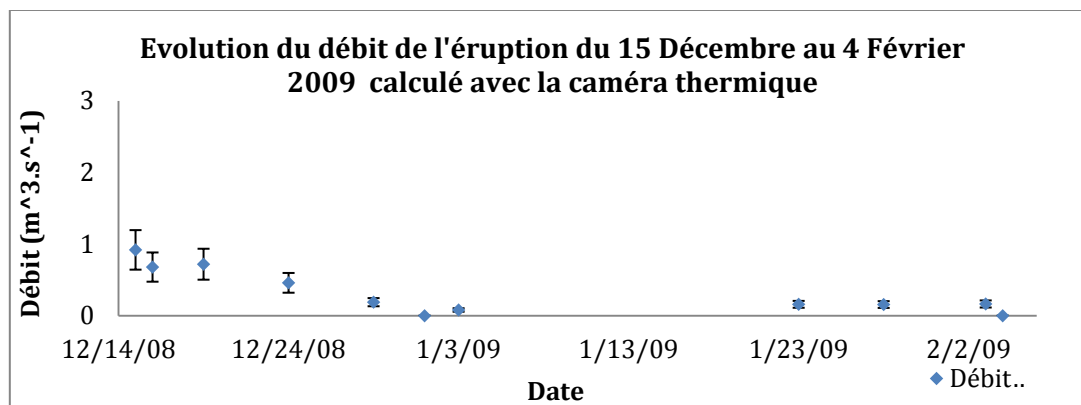


Figure 3 - 45: Débit de lave obtenu pour l'éruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009 à partir des images acquises par caméra thermique, après corrections.

Le débit moyen obtenu par caméra thermique est de $0.25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Soit une valeur 16% inférieure à celle obtenue par MODIS. Cette différence entre les deux méthodologies peut être liée à la distance d'acquisition. Les corrections atmosphériques dans ce cas là étant moins précises, de par la largeur de la gamme spectrale et par l'ajustement automatique de la caméra thermique, ainsi que par des effets locaux soit constants (topographie, angle de prise de vue) soit ponctuels (conditions climatiques). De plus l'acquisition est réalisée en visée oblique ce qui peut entraîner des zones d'ombre (paragraphe 3.2.2) et par conséquent une sous-estimation.

3.5 CALCUL DE VOLUMES

Les volumes sont calculés pour chaque courbe de débits obtenue avec MODIS.

Les valeurs ainsi obtenues sont comparées aux volumes et débits estimés et publiés dans la littérature (Peltier et al., 2009 ; Staudacher, 2010 ; Michon et al., 2007a ; rapports OVPF) pour les mêmes éruptions (Tableau 3-10).

| Éruption | Durée de l'éruption (jours) | Volume estimé (Mm^3) | Débit moyen estimé ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) | Débit moyen calculé avec MODIS ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) | Volume calculé avec MODIS (Mm^3) | Pourcentage de différence |
|------------|-----------------------------|---------------------------------|---|---|---|---------------------------|
| 26/12/2005 | 23 | 15-20 ⁽¹⁾ | 8,81 | 8,43 | 16,77 (+/- 5) | 4,2% |
| 20/07/2006 | 25 | 2,5-3 ⁽¹⁾ | 1,38 | 1,71 | 3,47 (+/- 1) | 26% |
| 18/02/2007 | <1 | <1 ⁽¹⁾ | 30,46 | 2,91 | 0,11 (+/-0,09) | 78% |
| 02/04/2007 | 29 | 100-120 ^{(3) (4)} | 46,86 | 30,97 | 72,7 (+/- 25) | 33,9% |
| 21/09/2008 | 11 | 0,8-1 ⁽²⁾ | 0,9 | 1,28 | 1,19 (+/- 0,4) | 32,2% |
| 15/12/2008 | 52 | 1,49 ⁽²⁾ | 0,33 | 0,29 | 1,30 (+/- 0,5) | 12,7% |
| 05/11/2009 | <1 | <1 ⁽⁴⁾ | x | 6,4 | 0,28 | |
| 01/01/2010 | 10 | <1 ⁽⁴⁾ | x | 1,05 | 0,87 (+/- 0,15) | |
| 14/10/2010 | 17 | 2,8 ⁽⁴⁾ | x | 2,11 | 3,05 (+/- 0,7) | 8,9% |

Tableau 3 - 10: Volumes et débits comparés. Les volumes et débits estimés proviennent de (1) Peltier et al. (2009a), (2) Staudacher (2010), (3) Michon et al. (2007a) et (4) des rapports de l'OVPF.

Les valeurs de volume obtenues avec MODIS sont comparables à celles des estimations, sauf dans le cas de la coulée d'avril 2007 et février 2007. La source de ces erreurs a été abordée au chapitre précédent, elle est directement liée au calcul de débits. Néanmoins, elle permet d'obtenir l'évolution du débit et ainsi de déterminer l'évolution du volume au cours du temps.

4 DISCUSSION ET CONCLUSIONS PARTIELLES

De nombreuses méthodes topographiques permettent de calculer les volumes en fin d'éruption et d'en déduire des débits moyens (Villeneuve, 2000 ; Mazarrini et al., 2006, Favalli et al., 2009). Même si certaines de ces méthodes sont utilisées depuis longtemps et considérées comme fiables, elles ne considèrent majoritairement que le volume total émis et non son évolution au cours du temps. Favalli et al. (2009) font un suivi de cette évolution par une méthode utilisant des données LIDAR. C'est ici un des apports importants de l'imagerie thermique, qui permet de calculer des débits moyens tout au long d'une éruption gratuitement et ainsi de connaître l'évolution des volumes émis. Ces données sont essentielles dans la compréhension des mécanismes d'alimentation des éruptions, dans les études sur les changements de nature des laves et dans le fonctionnement de la chambre. Connaître la précision des calculs de débit est dès lors essentiel. Les implications des courbes d'évolutions des débits et des volumes obtenus sur l'étude générale de l'alimentation magmatique du volcan et sur son stockage magmatiques seront abordées dans la discussion globale de cette thèse.

Les séries temporelles utilisées en analyse thermique permettent de connaître les variations temporelles lors de la mise en place des coulées et de définir un volume à un instant « t » et un volume total en fin d'éruption.

À l'exception de 2007, les erreurs sont inversement proportionnelles aux volumes des éruptions et à leurs durées (Tableau 3-10). Les images thermiques satellites telles que MODIS fournissent systématiquement des couvertures globales de la zone d'écoulement et permettent d'estimer les débits en une seule acquisition, en s'affranchissant des phénomènes locaux par la taille de son pixel, qui moyenne les valeurs, et sans frais. Sept facteurs sont sources d'erreurs dans les calculs d'évolution du débit :

- Les conditions climatiques
- La récurrence temporelle (seulement 4 images par jour ce qui entraîne un problème de suivi sur les éruption de courte durée)
- L'heure d'acquisition
- L'angle d'acquisition
- Les techniques de traitements utilisées : corrections atmosphériques, méthodologie de calcul de débits (Pieri et Baloga, 1986 ; Harris et al., 1997) ...
- La résolution spatiale : kilométrique à métrique.
- La résolution spectrale et notamment la largeur des bandes spectrales (plus étroites pour les capteurs satellites que pour la caméra thermique).

Selon Coppola et al. (2007), seules 10% des données MODIS sont acquises dans des conditions optimales au Piton de la Fournaise.

Pour les éruptions de courte durée les principales causes d'erreurs sont l'heure d'acquisition et la récurrence temporelle, si les conditions climatiques sont bonnes. Par exemple pour l'éruption de février 2007, les images MODIS qui ont permis les calculs ont été acquises en fin d'éruption et seules deux images étaient disponibles. Si les éruptions débutent peu avant 21h00 (+/-2h) et 00h00 (+/-2h) (GMT +4) ou entre 10h30 (+/-2h) et 14h30 (+/-2h), la première phase, de forts débits, est couverte par une acquisition. En revanche, si l'éruption débute peu après l'acquisition de 14h30 ou de 00h00 et qu'elle est de très courte durée ($\leq 12h$), le débit calculé représente la fin de l'éruption. Il n'est alors pas représentatif pour calculer un débit moyen et ne permet pas de déduire un volume. Cette méthode est donc limitée par le nombre et l'heure des acquisitions pour les éruptions de courte durée.

C'est dans ce cas là qu'elle est la moins fiable. En revanche les valeurs obtenues à l'instant même des acquisitions sont parfaitement fiables. Elles représentent des débits moyens à un instant donné et peuvent être complétées par d'autres méthodes.

Les éruptions de longue durée permettent suffisamment d'acquisitions pour un suivi temporel. Les forts angles d'acquisition peuvent ne pas être considérés, pour limiter les erreurs.

Deux facteurs peuvent alors être cause d'erreurs : (1) mauvaises conditions climatiques pouvant entraîner des lacunes dans les séries temporelles et (2) la saturation des bandes spectrales.

Concernant l'éruption d'avril 2007 ces deux facteurs ont entraîné une sous estimation des mesures de débits. En revanche, pour des éruptions comme Juillet 2006, les conditions climatiques ne permettaient d'observer les anomalies qu'en bande 21 ou 22 et non en bande 32. Par conséquent les calculs sont moins fiables, en raison d'une surestimation du débit maximal entraînant une surestimation des valeurs

Plus l'éruption est longue, plus les calculs sont fiables, la marge d'erreur est alors inférieure à 15% (Tableau 3-10).

Les différences (16%) observées entre les calculs réalisés en utilisant les images MODIS et ceux obtenus par l'utilisation des images issues de la caméra thermique sont liées à la fois à la visée oblique et à la largeur de la bande spectrale. Dans l'exemple utilisé elles ne dépendent pas de la fauchée car dans le cas de l'image MODIS et celui de l'image acquise par caméra thermique, une seule image a permis de couvrir l'ensemble de la coulée. La résolution pixellaire a quant à elle un rôle sur la précision de l'aire de la coulée (plus précis par caméra thermique). L'erreur due à la visée oblique ne peut pas être corrigée, car il n'est pas possible de savoir si la partie masquée par le relief est active ou non et de connaître la valeur de son émission. En revanche, une caméra thermique qui aurait plusieurs bandes spectrales en acquisitions simultanées, permettrait de réduire de moitié l'erreur associée, voir plus si la visée est effectuée au nadir et à moindre distance. La caméra thermique présenterait alors l'avantage d'acquérir des images de plus grande qualité spatiale et avec des qualités spectrales similaires aux images satellites.

L'approche satellite permet d'étudier le flux de chaleur émis par une coulée de lave dans son intégralité en utilisant une seule image. La caméra thermique quant à elle est tributaire des chenaux, autrement dit mesure des taux d'effusion locaux (Calvari et al., 1994). Les débits dépendent des bras de coulée auxquels l'image correspond, sauf si l'image est acquise directement à l'événement, puisqu'une partie de l'énergie a déjà été émise (Harris et al., 2007a). Seul des mesures à l'événement ou des mesures de la totalité de la coulée permettent de donner le débit. Actuellement, les débits calculés avec les images MODIS restent plus fiables que ceux calculés avec la caméra thermique, les corrections étant plus adaptées et l'image couvre l'ensemble de la coulée sans zones d'ombres.

Le choix des paramètres de calcul de c ont été discutés dans ce manuscrit. Pour améliorer la précision des calculs, ces facteurs doivent être calculés pour chaque éruption. De même, le coefficient convectif n'est pas le même selon les éruptions. Dans nos calculs il est apparu que pour les deux éruptions qui ont répandu des océanites, le coefficient convectif est de $50 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ alors que pour les autres éruptions il est de $10 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$.

Des tests restent à être effectués pour confirmer cela sur l'ensemble des éruptions depuis l'acquisition des images MODIS.

Coppola et al. (2010) estiment que les données acquises par MODIS en bande $4 \mu\text{m}$ et par caméra thermique donnent des résultats comparables et qu'une relation directe peut être approchée par l'équation : $TADR=0.128 L_{\text{FLOW}}$. Mais cette équation ne s'applique qu'aux images MODIS proches du nadir et sans nuage. Plusieurs corrélations entre les calculs de débit et les données mesurées en continu ont été testées, elles permettent dans certains cas de connaître l'évolution du débit (en terme de croissance et décroissance) afin de palier aux éventuelles lacunes d'observation ou de calculer directement le débit moyen. Calvari et Pinkerton (1998) proposent une relation entre la longueur de la coulée et le débit, cette relation a par la suite été modifiée par Wright et al. (2001b) pour devenir : $L=10^{3.11}Er^{0.47}$. Harris et Baloga (2009) proposent une autre relation : $TADR=(nWLH)/\Sigma t$. Cependant, si cette relation est appliquée directement aux débits moyens observés au Piton de la Fournaise on constate que le résultat obtenu ne correspond pas aux longueurs observées sur le terrain. Or les zones d'épanchement de lave sont des terrains variés avec des pentes très différentes, cette topographie influence elle aussi directement la longueur des coulées, mais cette relation ne fonctionne pas dans notre cas d'étude.

L'imagerie thermique ne permet pas de connaître avec précision la date de fin d'une éruption. Une coulée active de fin d'éruption et une coulée inactive encore chaude ne peuvent pas être différenciées par le capteur thermique (Wright et al., 2001b), mais une détection de la fin d'activité dans un intervalle de temps est possible (Aries et al., 2001). Cependant, les données acquises post éruption n'influent ni sur les débits ni sur le volume total, car les valeurs sont très faibles et donc négligeables. La connaissance de la date de fin d'activité permet d'éviter de telles erreurs. Il n'est pas possible non plus de différencier les différents types de coulées par cette méthode.

Les données satellites permettent des calculs de débits et de volumes par l'intermédiaire d'une technique à faible coût (voire nul selon les images et logiciels utilisés), présentant une large résolution temporelle et une couverture spatiale mondiale (Carn et Oppenheimer, 2000). Cette technique est applicable à tous les volcans du monde à condition d'adapter les paramètres de corrections atmosphériques et intrinsèques aux volcans étudiés.

**4. MODELISATION DU
REFROIDISSEMENT
ET DEFORMATIONS.
CAS DE LA COULEE
D'AVRIL 2007.**

1. CAS D'ETUDE : LA COULEE D'AVRIL 2007

La coulée d'avril 2007 présente de nombreuses spécificités. Les principales étant son volume (110Mm^3 sur terre) et son épaisseur exceptionnels (>60 m selon Staudacher et al. 2008 et Deroussi et al, 2009). Dans le chapitre précédent nous avons vu une brève chronologie de la mise en place de cette coulée. Ici nous allons aborder ses caractéristiques post éruptives.

La coulée de lave a couvert une superficie de 3.8 km^2 et a atteint une largeur maximale de 1.8 km le long du littoral. La partie du Nord de la coulée de lave a une épaisseur entre cinq et vingt mètres et est principalement composé de lave de type « 'a'a » (Figure 4-1 A et B).

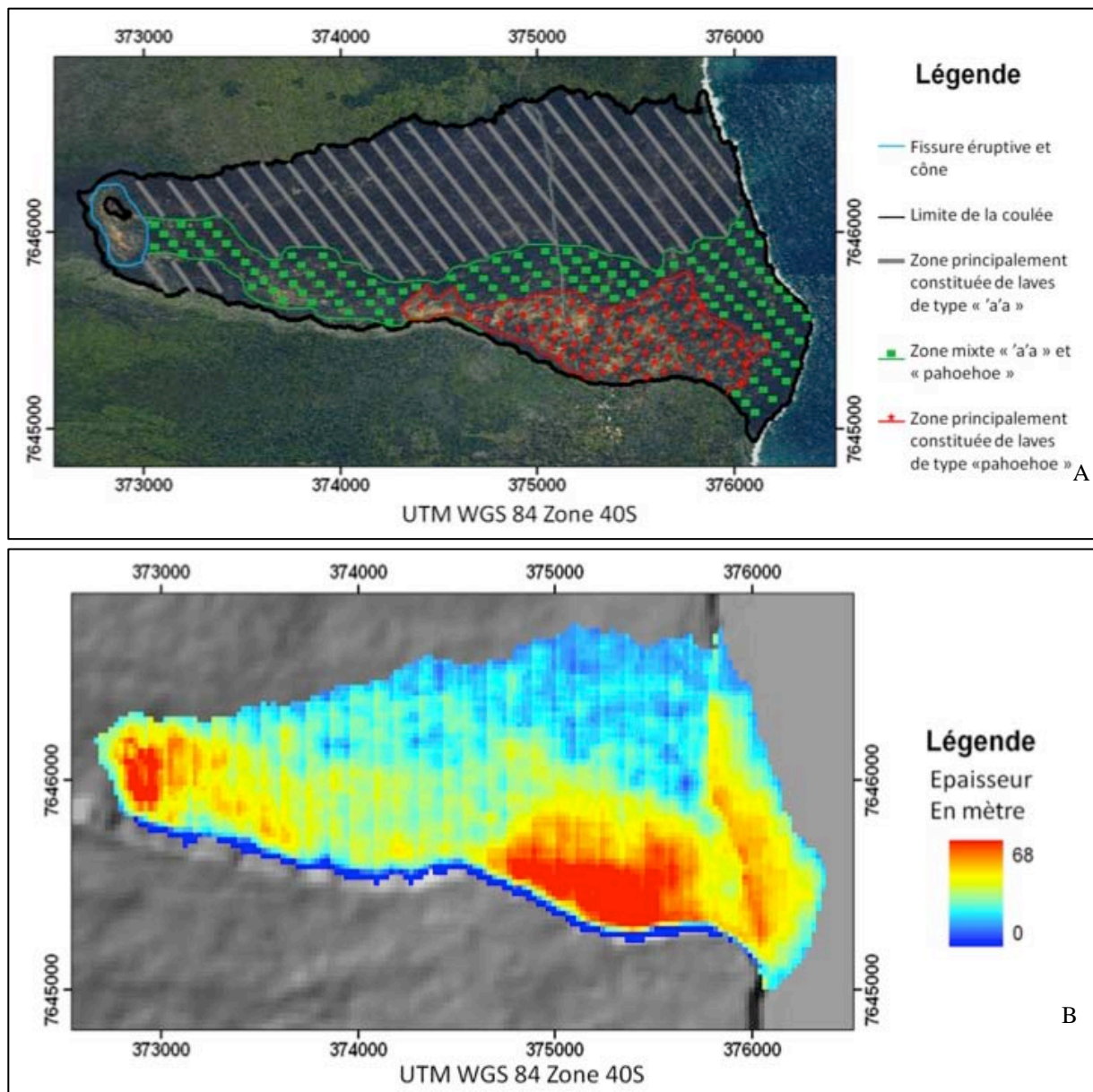


Figure 4-1: La coulée de lave d'Avril 2007. A. / les différentes morphologies observées sur la coulée : « 'a'a » ; « pahoehoe » et mixte des deux. B. /La couleur indique l'épaisseur de la coulée de lave corrigée de la hauteur moyenne de canopée de 13 m. Cette carte est déterminée par une soustraction de MNT (IGN et LIDAR). La plate-forme formée en mer ne présente que l'épaisseur au dessus du niveau de la mer, elle est par conséquent fortement sous-estimée.

Au sud, la coulée s'est écoulée le long du rempart en suivant l'ancienne ravine Criais. Cette ravine s'est progressivement comblée par une succession de bras de coulée, constituant une structure multicouche. Cette zone présente des épaisseurs allant d'une vingtaine de mètres à soixante huit mètres maximum, en corrigeant les MNT de la hauteur de canopée moyenne (13m). En surface, elle est constituée majoritairement de lave de type pahoehoe.

Plusieurs hornitos se sont formés à 290 et 180 m d'altitude (Staudacher et al. 2009) laissant s'échapper les laves de type « pahoehoe » (Figure 4-2).



Figure 4-2: Hornitos présents sur la coulée d'avril 2007.

Après la fin de l'éruption, plusieurs effondrements ont laissés apparaître des tunnels de lave, dont certains présentant 10 m de hauteur. Ils présentent de nombreuses ramifications et permettent d'avoir un aperçu des plus grandes cavités souterraines (Figure 4-3). De nombreux auteurs (Harris et al., 2005 ; Sakimoto et Zuber, 1998 ; Hon et al., 1997 ; Keszthelyi et Denlinger, 1995 ; Rowland et Walker, 1990) ont montré l'importance de la présence de tunnels dans la mise en place et le refroidissement des coulées de laves. Ils ont ici été responsables de la conservation de la chaleur avant l'entrée en mer. Bachelery et al. (in prep.) et St Ange (2009) montrent que ces tunnels continuent au-delà du littoral. Ainsi, la lave a pu se répandre dans la mer en profondeur et constituer une plateforme solide.



Figure 4-3: A. Tunnels effondré, B. tunnel que nous avons pu visiter (6 à 10 m de hauteur), C. tunnel effondré en amont de la route, D. Tunnel en aval de la route (© F. Jacquart, R. Roger et Z. Servadio).

Deroussi et al. (2008) montrent que la coulée de lave d'avril 2007 n'est pas homogène dans son épaisseur. Ces auteurs identifient des zones instables et localisent des tunnels peu profonds. Ils montrent aussi la présence de quatre zones ayant des densités différentes (de 1400 à 2500 kg.m^{-3}).

Ces zones divisent la coulée en deux : une zone Nord composée de laves de type « 'a' » avec une densité de 2500 kg.m^{-3} , et une zone Sud constituée de trois zones se superposant verticalement avec une densité de 2100 kg.m^{-3} , pour la zone en contact avec le substrat, à 1400 kg.m^{-3} , pour la zone superficielle (Deroussi et al., 2008).

De par son épaisseur, la coulée d'avril 2007 présentera un temps de refroidissement très probablement supérieur à plusieurs dizaines d'années. Deux ans après la mise en place de la coulée, un rougeoiement était encore observable par un puits ayant 15 m de profondeur (déjà observé un an auparavant par l'OVPF et mesuré à 780°C le 1^{er} avril 2008). Les températures mesurées étaient supérieures à 724°C en avril 2009 (les effets de perturbation de l'air dans le conduit du puits ne nous permettant pas de définir une température exacte). Actuellement le suivi de l'évolution de température dans ce puits n'est plus possible car un effondrement a eu lieu juste après ces dernières estimations lors de fortes pluies. Ces mesures de températures sont utilisées pour tester et valider un modèle thermodynamique. Ce modèle est présenté dans le paragraphe 2 de ce chapitre.

Par ailleurs cette coulée se déforme. Des effets du refroidissement par rétraction thermique sont identifiables sur le terrain (fissures parallèles au rempart Sud, ...). A cela s'ajoute la relaxation du substrat liée à la masse de la coulée. Ces deux phénomènes seraient responsables de 25 à 50% des déformations observées sur la coulée (Briole et al., 1997).

La pente du substrat joue également un rôle. La coulée sous son propre poids va être soumise à des contraintes, induisant à un fluage. Cette dynamique a été décrite auparavant sur la coulée du Piton Kapor de 1998 par Villeneuve (2000).

L'effondrement de tunnels de laves, induisant une compaction de la coulée peut aussi être prise en compte, mais ces phénomènes sont locaux. La compaction de la coulée sous son propre poids joue aussi un rôle à long terme et dépend entre autre de sa porosité.

Dans le paragraphe 3 de ce chapitre nous proposons de suivre l'ensemble de ces phénomènes par l'installation d'un réseau d'arpentage mesuré par GPS différentiel (DGPS) de manière répétitive et associé à des récepteurs GPS permanents. Cela permettant un suivi de l'ensemble des phénomènes cités précédemment. La zone de maximum d'épaisseur est celle où on s'attend à la plus grande déformation et où le réseau de mesure par DGPS est le plus dense.

2. MODELISATION DU REFROIDISSEMENT DE LA COULEE D'AVRIL 2007

Cette partie a été réalisée en collaboration avec Claude Smutek (LGSR), Pierre Saramito (LGK-CNRS) et Benoit Cordonnier (University of Berkeley) en vue d'une publication scientifique.

La modélisation de refroidissement de la lave exige de nombreuses hypothèses pour les processus thermodynamiques dominants ainsi que pour les propriétés de la lave. Les relations inter-paramètres ainsi que des erreurs sur le choix de certains paramètres peuvent occasionner des erreurs significatives dues à un mauvais choix de conditions d'entrée (Patrick et al. ; 2004). L'avantage de la modélisation est qu'il est possible de contrôler indépendamment de toutes les composantes du modèle et de déterminer l'impact de chaque facteur, à n'importe quel point temporel.

Shaw et al. (1977) et Peck et al. (1977) produisent un des premiers modèles numériques de refroidissement. Ils modélisent la lave et le sol comme un empilement d'éléments, avec le haut et le bas de la pile à une constante 0°C. D'autres ont été développés plus récemment, tel le modèle de Keszthelyi et Denlinger (1996) qui modélise le refroidissement initial des lobes pahoehoe, le modèle approfondit refroidissement de la lave de Neri (1998), le modèle de Young et Grand (1990) qui modélise le chemin d'écoulement lave, et le modèle FLOWGO de Harris et Rowland (2001) qui modélise l'écoulement et permet des études de risques.

Ces travaux se focalisent essentiellement sur le refroidissement des laves en cours de mise en place.

L'histoire de refroidissement une fois que la coulée de lave s'est mise en place a été étudiée et décrite dans la littérature scientifique en couvrant des aspects tels que (1) la morphologie et la texture (DeGraff et al., 1989; Long and Wood, 1986; Saemundsson, 1970), (2) le développement des fractures de refroidissement (DeGraff and Aydin, 1987; DeGraff et al., 1989; Ryan and Sammis, Budkewitsch and Robin, 1994; De-Graff and Aydin, 1993; Grossenbacher and McDuffie, 1995; Lister, 1974; Long and Wood, 1986; Lore et al., 2001; Reiter et al., 1987; Ryan and Sammis, 1981 1978; Schaefer et Kattenhorn, 2004), (3) la formation des colonnes basaltiques (Tomkeieff, 1940, Lore et al. 2000), (4) les propriétés thermiques de lave en refroidissement (Patrick et al. ; 2004 ;Schaefer et Kattenhorn, 2004, Kattenhorn et Schaefer, 2008) et (5) la perméabilité de basalte fracturée (Tomkeieff, 1940 ; Faybishenko et al., 1999, 2000 ; Schaefer et Kattenhorn, 2004, Kattenhorn et Schaefer, 2008).

Dans cette thèse nous nous concentrons sur le suivi de refroidissement par l'étude des propriétés thermiques, en prenant en compte les processus climatiques locaux. Or les paramètres thermodynamiques qui s'y appliquent sont très similaires à ceux des études citées pour les laves lors de leurs mises en place. Nous nous en inspirerons dans le cadre de cette étude, car les formules de radiation, de convection et de conduction sont utilisées dans les deux cas, même si les proportions de ces paramètres changent. Les effets de plusieurs variables d'entrée et la sensibilité des résultats du modèle à leur modification permettent de contraindre l'étude. Des observations de terrain sont associées avec les prédictions de modèles numériques d'étude thermique. Le modèle RHEOLEF (Saramito et al. 2010) a été utilisé ici. Il prend en compte le refroidissement de la lave obéissant, avec les approximations appropriées, à une solution analytique.

2.1. PROBLEMATIQUE

Comme nous l'avons vu précédemment la coulée d'avril 2007 atteint 68 m d'épaisseur localement.

In situ différentes températures et manifestations de fortes températures ont été observées (Figure 4-4) :

- la présence de points très chauds répartis sur la coulée (fissures, petits tunnels...) et pouvant atteindre plus de 500°C même 3 ans après sa mise en place (Figure 4-4 A et C) ;
- un puits présentant de très fortes températures (750°C; 724°C; Figure 4-4 A et B) ;
- un brouillard très dense à chaque forte pluie en raison d'un niveau thermique à 100°C en profondeur occasionnant l'évaporation de l'eau atteignant cette limite (Figure 4-4 E);
- des transferts de chaleur dans l'air (Figure 4-4 D).

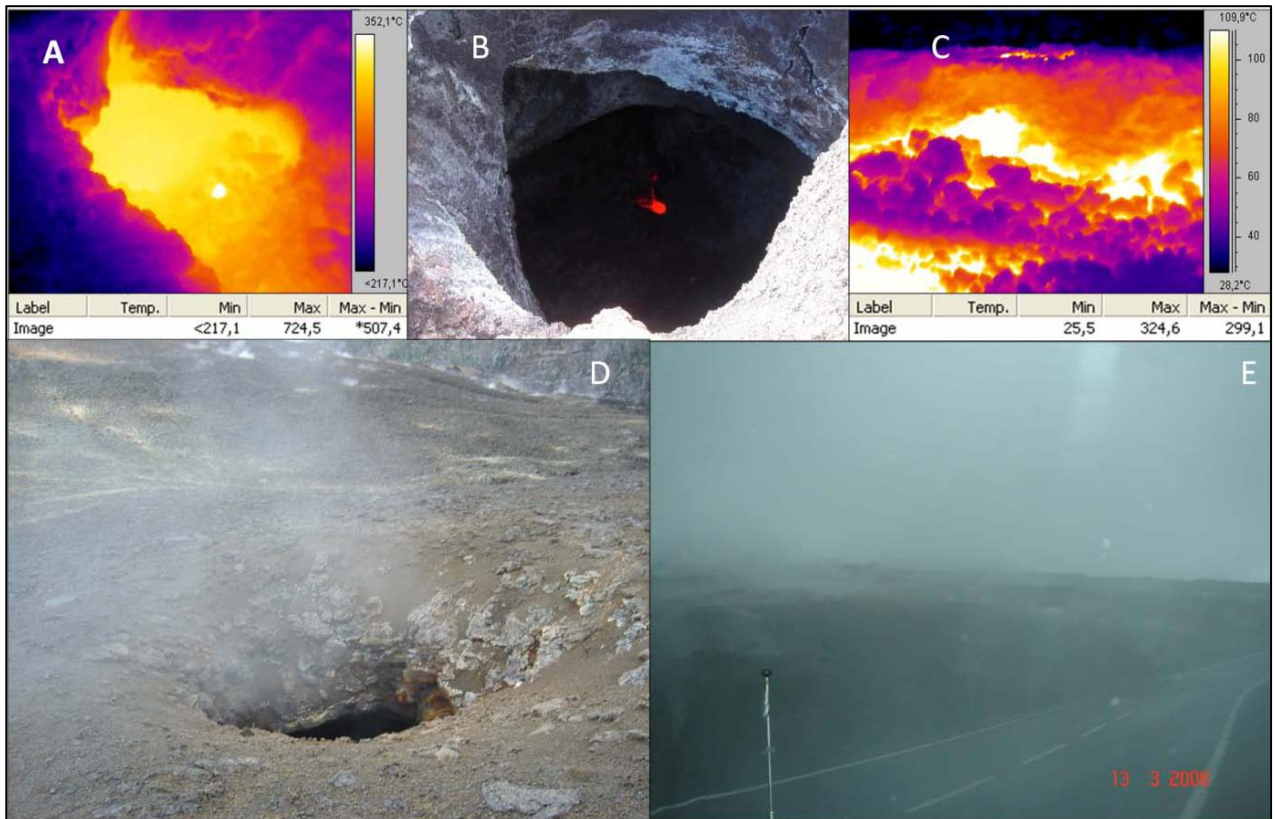


Figure 4-4: A et B puits présentant de très fortes température à 15 m de profondeur (mai 2008) A en image thermique, B photographie ; C zone chaude en bordure de route ; D transferts de chaleur dans l'air; E brouillard à chaque forte pluie.

Toutes ces manifestations peuvent être considérées comme représentatives d'une image de la structure interne de la coulée et de son évolution thermique.

Le modèle numérique Rhéolef est utilisé ici pour caractériser le refroidissement de la coulée de lave considérant la température initiale et son évolution jusqu'à un temps "t".

Le modèle intègre :

- Les échanges de chaleur entre différentes couches,
- Les échanges substrat/coulée en posant le postulat que les propriétés d'échanges thermiques sont identiques. La Figure 4-5 illustre les interactions des interfaces de la coulée d'avril 2007. Ces interfaces n'agissent pas de la même manière dans le refroidissement de la coulée. Le substratum et la falaise sont des interfaces qui ne permettent que la conduction, tandis que l'air permet de

cumuler radiation, convection et conduction. La conduction de l'air ($0,0262 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) (Bejan et Kraus, 2003) étant extrêmement faible, elle sera négligée. L'air est considéré comme un élément « infini » parce que sa température demeure non affectée par la chaleur de la circulation. La coulée qui est l'élément chaud est au centre de tous les échanges. Le substrat est lui aussi considéré comme un élément « infini ».

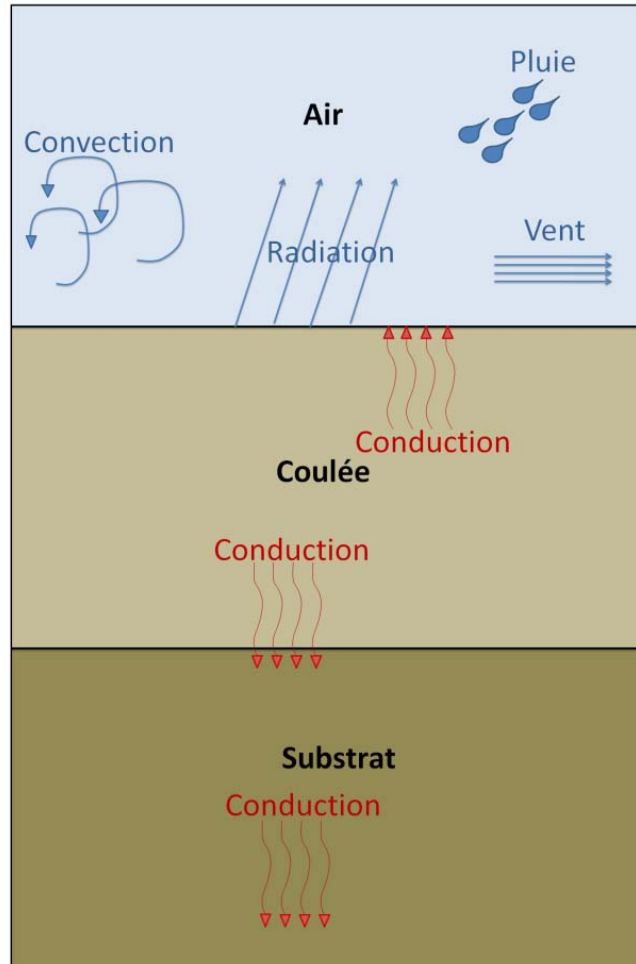


Figure 4-5: Représentation du modèle. Dans le centre la coulée. Les actions de la radiation, de la convection, de la conduction et de la pluie y étant symbolisées.

Un premier modèle simplifié (Figure 4-6) a été réalisé. considérant les interfaces et une coulée uniforme. Les paramètres de densité et de capacité calorifiques (Chapitre 3) intègrent la porosité et celle-ci ayant été déterminés à partir des densités des différents niveaux de la coulée de Deroussi et al. (2009) (Tableau 4-1).

| | Valeurs | Sources | Valeur utilisée |
|----------------------|---|--|--|
| Densité | Entra 1400 et 2500 kg.m ⁻³ | Deroussi et al. (2008) | 2200 kg.m ⁻³ (en fonction des proportions des différentes densité) |
| Température initiale | 1170-1150°C | Villeneuve (2000) | 1150°C |
| Capacité Calorifique | 1225 J.kg ⁻¹ . K ⁻¹ | Harris et al., 1998; Coppola et al., 2007, 2009 | Cp=1225*(1-porosité) |
| Porosité | 21,5% | Deroussi et al. (2008) | =100-(2200*100/2800) =21,5% |
| Formules | Convection, Radiation et Conduction | Turcotte et Schubert (2002) | |

Tableau 4-1: Valeurs et sources des paramètres utilisés dans la modélisation

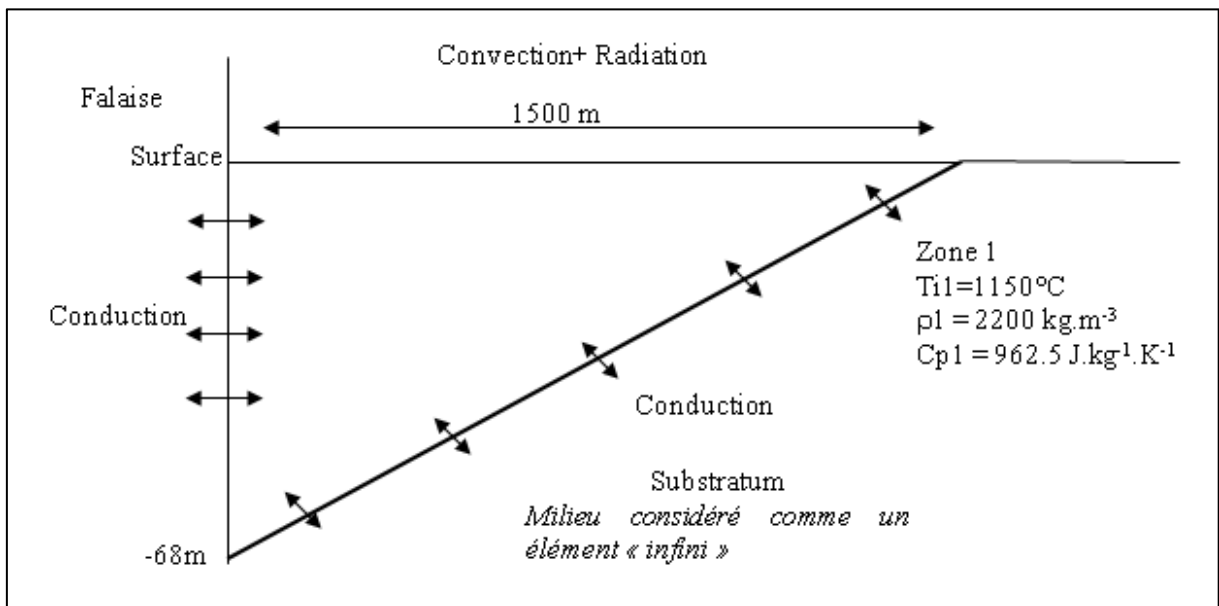


Figure 4-6: Modèle simplifié à une seule zone (article en prépa ration, 2011 : Saramito P., Servadio Z. et Smutek C., Thermal modeling of Piton de la Fournaise flow april 2007).

Nous allons dans un premier temps présenter les traitements physiques du premier modèle simplifié, puis présenter les résultats obtenus, avant d'aborder les modèles qui seront à tester par la suite.

2.2. MISE EN EQUATION DU TRANSFERT THERMIQUE (RHEOLEF)

Le modèle se base sur la conservation de l'énergie, avec formulation en température et loi de Fourier (Germain et Muller, 1980). La méthode des éléments finis est définie à partir de la publication de Ciarlet (1978).

2.2.1. FORMULATION DE LA PROBLEMATIQUE SIMPLIFIEE

En partant du modèle simplifié, le problème consiste à trouver la température T de la lave à un instant donné :

$$T :]0, \infty[\times \Omega \rightarrow \mathbb{R} \text{ tel que : } \quad \text{---} \quad \text{dans }]0, \infty[\times \Omega \quad (1)$$

$$T = T_0 \quad \text{sur }]0, [\times \Omega \quad (2)$$

$$T(0) = T_1 \quad \text{dans } \Omega \quad (3)$$

Où t est le temps final, ρ la densité, C_p la capacité calorifique, k la diffusion, T_0 la température de référence du sol et de l'air et T_1 la température de la lave lors de la mise en place de la coulée.

Le domaine Ω du cas simplifié est un triangle ayant un côté de longueur $L = 1500$ m et un côté de hauteur $H = 70$ m.

$$\text{Avec } \rho = 2200 \text{ kg.m}^{-3};$$

$$C_p = 962.5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$$

$$k = 2 \text{ J.s}^{-1}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$$

$$T_0 = 303 \text{ K}$$

$$T_1 = 1423 \text{ K}$$

$$t = 1 \text{ an}$$

Les valeurs ρ et C_p intègrent la porosité, elles sont données Tableau 4-1. Les calculs numériques ont été effectués avec le code RHEOLEF développé par Pierre Saramito (annexe 6 ; Saramito et al. 2010).

1.1.1. MODELE DE RADIATION UTILISE

Le transfert de chaleur radiatif de la coulée de lave dans l'atmosphère est exprimé par l'équation de Stefan-Boltzmann (équation 4) :

$$q_r = \sigma \epsilon (T^4 - T_0^4) \quad (4)$$

où q_r est flux de chaleur radiatif, σ est constante de Stefan - Boltzmann ($5.67051 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), ϵ est l'émissivité de la surface de lave (généralement entre 0.82–0.99 pour le basalte (Chapitre 3)) et T et T_0 représentent respectivement la température de la lave et de l'air.

La frontière est partitionnée suivant :

$$\Omega = \Gamma_{\text{air}} \cup \Gamma_{\text{substratum}} \cup \Gamma_{\text{falaise}}$$

La radiation se fait au niveau de l'interface qui est en contact avec l'air. La radiation peut se formuler (Turcotte et Schubert, 2002, Saramito et al. 2010) :

$$- \sigma \epsilon (T^4 - T_0^4) = 0 \quad (5)$$

où σ est la constante de Stephan-Boltzmann ($\sigma = 5,6704 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$), et ϵ est l'émissivité ($\epsilon \in [0,1]$). Dans un premier temps on simplifiera l'équation en la considérant égale à 1.

1.1.2. MODELE DE CONVECTION UTILISE

Les pertes de chaleur liées à la convection suivent la Loi de Newton de refroidissement, qui par convection flux (q_c) est le produit le coefficient de transfert de chaleur par convection (h_c) et la différence de température entre la lave et l'air (T et T_0) (pour plus de détails voir chapitre 3) :

$$q_c = h_c (T - T_0) \quad (6)$$

Sur la partie supérieure du domaine Γ_{air} , en contact avec l'air (considéré comme un élément « infini »), la condition de convection s'écrit (Turcotte et Schubert, 2002 ; Saramito et al. 2010) :

$$- h_c (T - T_0) = 0 \quad (7)$$

où h_c est le coefficient convectif, nous le considèrerons comme constant et prendrons $h_c = 10$ pour les calculs.

1.1.3. REFROIDISSEMENT LIE A LA PLUIE

Dans cette zone du massif du Piton de la Fournaise, les cartes d'isohyètes moyennes interannuelles mesurées et extrapolées présentent des lames d'eau de l'ordre de 5000 à 6000 mm.an⁻¹ (Figures 4-7).

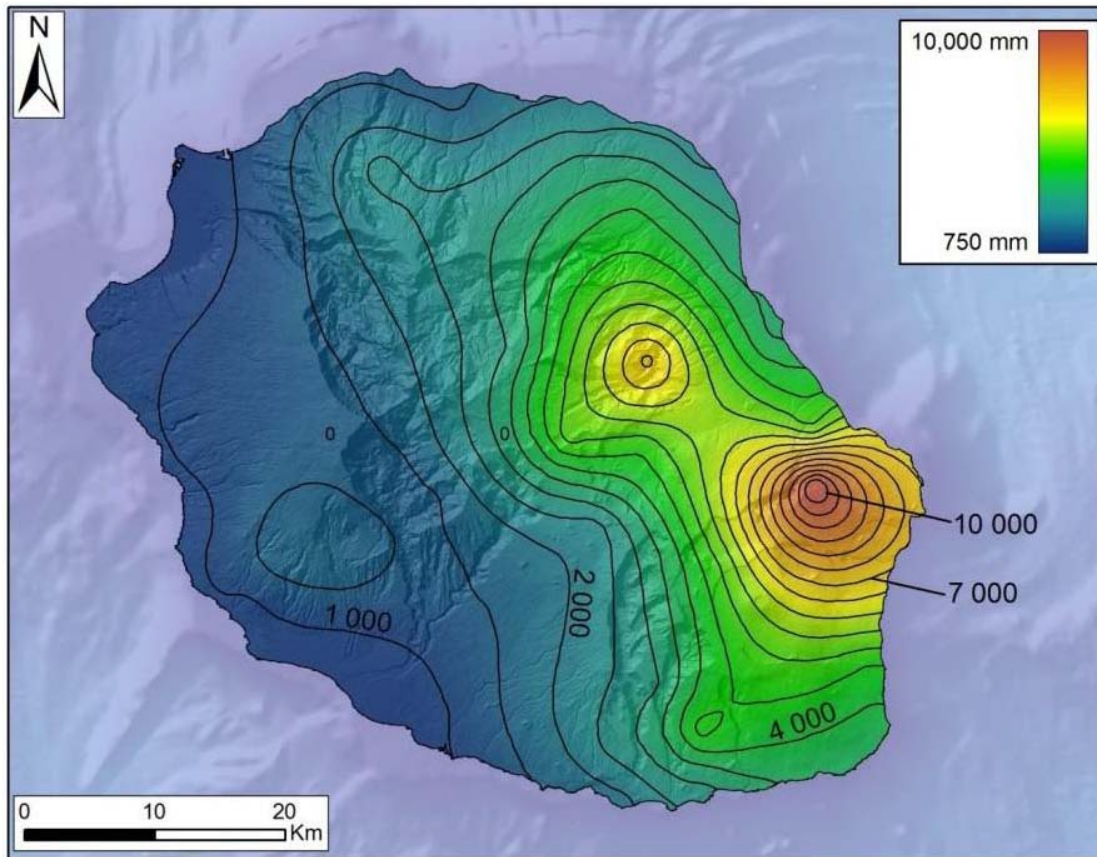


Figure 4-7: Précipitations annuelles moyennes pour La Réunion. Le isohyètes ont un es pacement des contours de 500 mm. Précipitations extrêmement élevée sur la moitié orientale de l'île. Données de Météo-France (2010) et Kemp J. (2010).

Or Barcelo et Coudray (1996) montrent que pour cette zone ces données sont largement sous estimées, ce qui est mesuré au sommet ou en bas des pentes ne représentant pas forcément à la pluviométrie des Grandes Pentes où les nuages s'amassent. De plus notre zone d'étude n'est pas touchée que par la pluviométrie, mais aussi par d'importants écoulements de surface dus à sa mise en place au niveau de l'ancienne ravine Criais. La pluviométrie p_e (= 6000 mm) est par conséquent sous-estimée par rapport à la réalité de notre zone d'étude. La chaleur latente de changement d'état liquide-vapeur de l'eau considérée est : $Le = 2.257 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$, et la densité de l'eau : $\rho_e = 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$. Le flux de chaleur sortant par évaporation ou par réchauffement des eaux en circulation est :

$$J .m^{-2}.s^{-1} \quad (8)$$

Par comparaison, un flux représentatif émis par rayonnement est :

$$(9)$$

Ce terme est effectif à l'année dans notre zone d'étude puisque la température y est toujours positive.

Au bout de 10 ans, la hauteur d'eau évaporée sera de $H' = 200 \text{ m}$ et la chaleur absorbée par le domaine de surface $HL/2$ sera :

$$(10)$$

1.1.4. CRISTALLISATION

La lave, lorsqu'elle a complètement cristallisé, a absorbé :

$$- \quad \quad \quad (11)$$

Cette quantité de chaleur est négligeable devant celle absorbée par l'évaporation de l'eau en surface, par conséquent les effets de cristallisation ne sont pas pris en compte ici.

1.1.5. SOLUTION AUTO SIMILAIRE

Le domaine étant très allongé, il est possible de le considérer en coupe verticale uniquement, et de négliger la variation horizontale. La solution s'obtient alors explicitement par une technique de solution auto-similaire (article en préparation, 2011 : Saramito P., Servadio Z. et Smutek C., Thermal modeling of Piton de la Fournaise flow april 2007).

$$- \quad \quad \quad (12)$$

2.3. RESULTATS DE LA MODELISATION

1.1.6. ÉVOLUTION DE LA TEMPERATURE A 15M : MODELE SIMPLIFIE RHEOLEF

Les effets de rayonnement et de convection étant grands, les solutions du modèle simplifié (avec température imposée à T_0 en surface et avec rayonnement et/ou convection) sont très proches (Figure 4-8). Le modèle simplifié permet une bonne approximation de la solution. Ce modèle étant linéaire, il va être possible d'extraire une expression explicite de la solution, en effectuant une simplification. Ce modèle représente l'évolution de la température à 15m de profondeur au niveau de la zone de maximum d'épaisseur. Ce choix de profondeur est lié aux températures mesurées au niveau du « puits », dans la zone de maximum d'épaisseur de la coulée (l'épaisseur au de la coulée au niveau du puits étant de 65 m). Ce puits fait 15 m de profondeur. La connaissance de la température enregistrée permet de tester le modèle, et de constater que les températures modélisées et celles mesurées sont équivalentes.

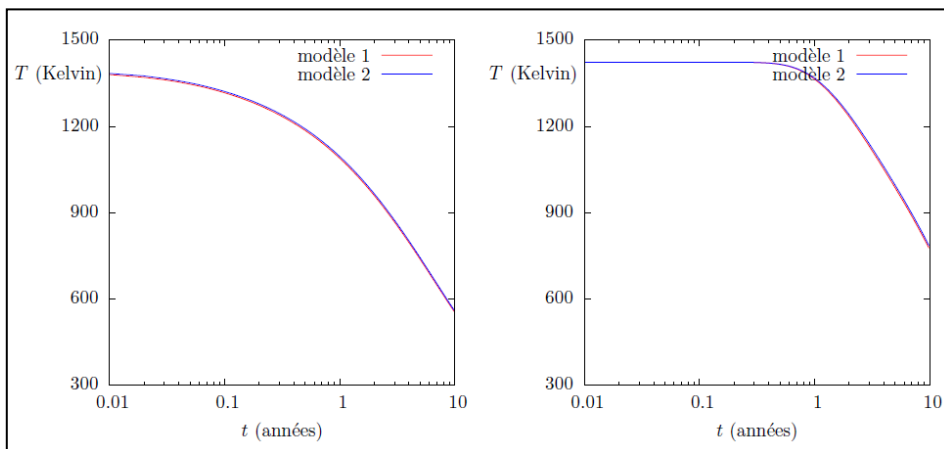


Figure 4-8: Température moyenne (à gauche) et température à une profondeur de 15 mètres (à droite) pour 65 m d'épaisseur de coulée et en fonction du temps (sur 10 ans). Le modèle 1 ne prend pas en compte la pluviométrie, tandis que le modèle 2 prend une pluviométrie de 6000mm annuel. Ces modèles mettent en évidence que l'effet de la pluviométrie ne change pas le comportement de la solution en profondeur.

1.1.7. ÉVOLUTION DE LA TEMPERATURE A 15M : MODELE SIMPLIFIE AUTO-SIMILAIRE RHEOLEF

Les résultats de la solution auto-similaire sont présentés Figure 4-9. L'évolution des températures au cours du temps, obtenue à une profondeur de 15 m, avec la solution auto-similaire est très proche de celle obtenue avec le modèle précédent durant les cinq premières années. Quatre ans après la mise en place de la coulée, la température à 15 m est estimée à partir de ce modèle à 1150°K (soit 877°C). Ce modèle simplifié ne tient pas compte de la fracturation et de la perméabilité de la coulée, seulement de sa porosité, ce qui peut induire une surestimation des valeurs. Les mesures de température effectuées au niveau du puits permettent d'avoir une température minimale de la zone à 15 m de profondeur au niveau d'une zone où la coulée fait 65 m d'épaisseur.

Il faut prendre en compte que ce « sky ligh » à 15 m de fond subit des échanges thermiques avec l'air. Il est possible d'estimer que la température réelle à cette profondeur est par conséquent contrainte avec la limite supérieur correspondant à notre modèle et une limite inférieure obtenue par les mesures effectuées sur la zone d'étude au niveau du puits. Cependant ce puits a été une « fenêtre » sur la coulée jusqu'à avril 2009, puis un effondrement d'une partie du toit du puits a comblé son fond.

La courbe représentant la solution de modèle simplifié auto-similaire représente l'évolution de la température à 15 m de profondeur au niveau de la zone de maximum d'épaisseur comparée à celle du modèle 1 (Figure 4-9). Ces deux modèles sont similaires les 5 premières années, il est alors possible de considérer la solution comme une bonne approximation du refroidissement de la coulée.

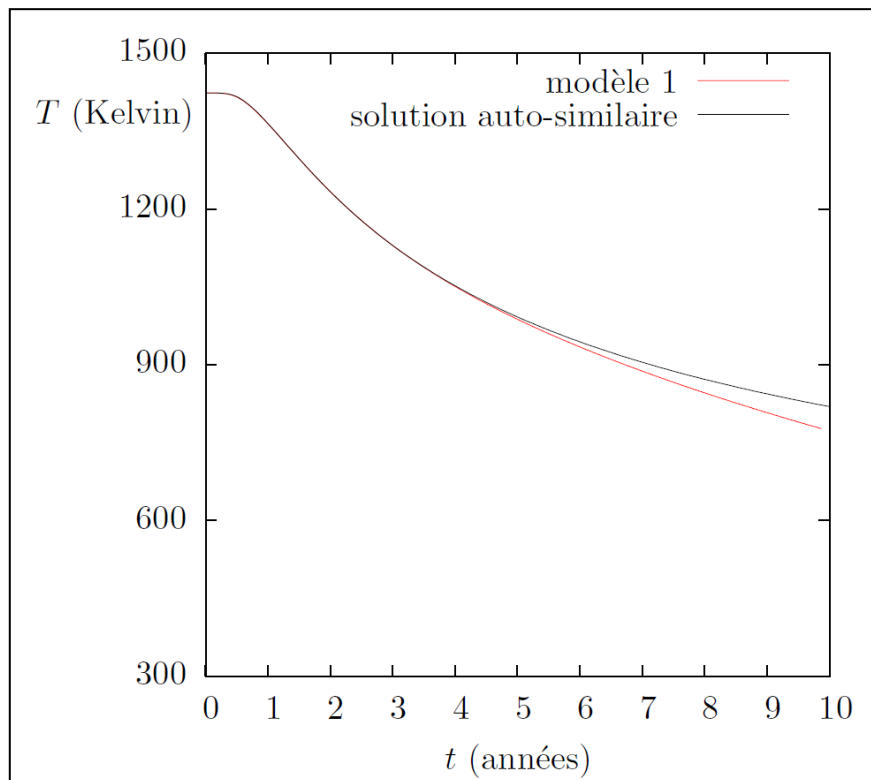


Figure 4-9: Température à une profondeur de 15 mètres, au niveau d'une zone où la coulée fait 65 m d'épaisseur : calcul numérique (rouge) et solution auto-similaire (bleu).

1.1.8. ÉVOLUTION DE LA TEMPERATURE A DIFFERENTES PROFONDEURS MODELE SIMPLIFIE

En étudiant une coupe de la coulée, selon le modèle simplifié, cas sans fracture ni perméabilité, on peut constater que les températures maximales sont concentrées au niveau de la zone de maximum d'épaisseur (Figure 4-10). La ligne blanche délimite les deux domaines (substrat et coulée) et les flèches rouges les flux de chaleurs. Les sections verticales rouge, verte et bleue sont les sections dont la température est étudiée au cours du temps. La rouge correspond à une épaisseur de 65 m comparable à celle du puits, la verte à une épaisseur moyenne de la coulée (35 m) et la bleu (10 m) aux zones de plus faible épaisseur.

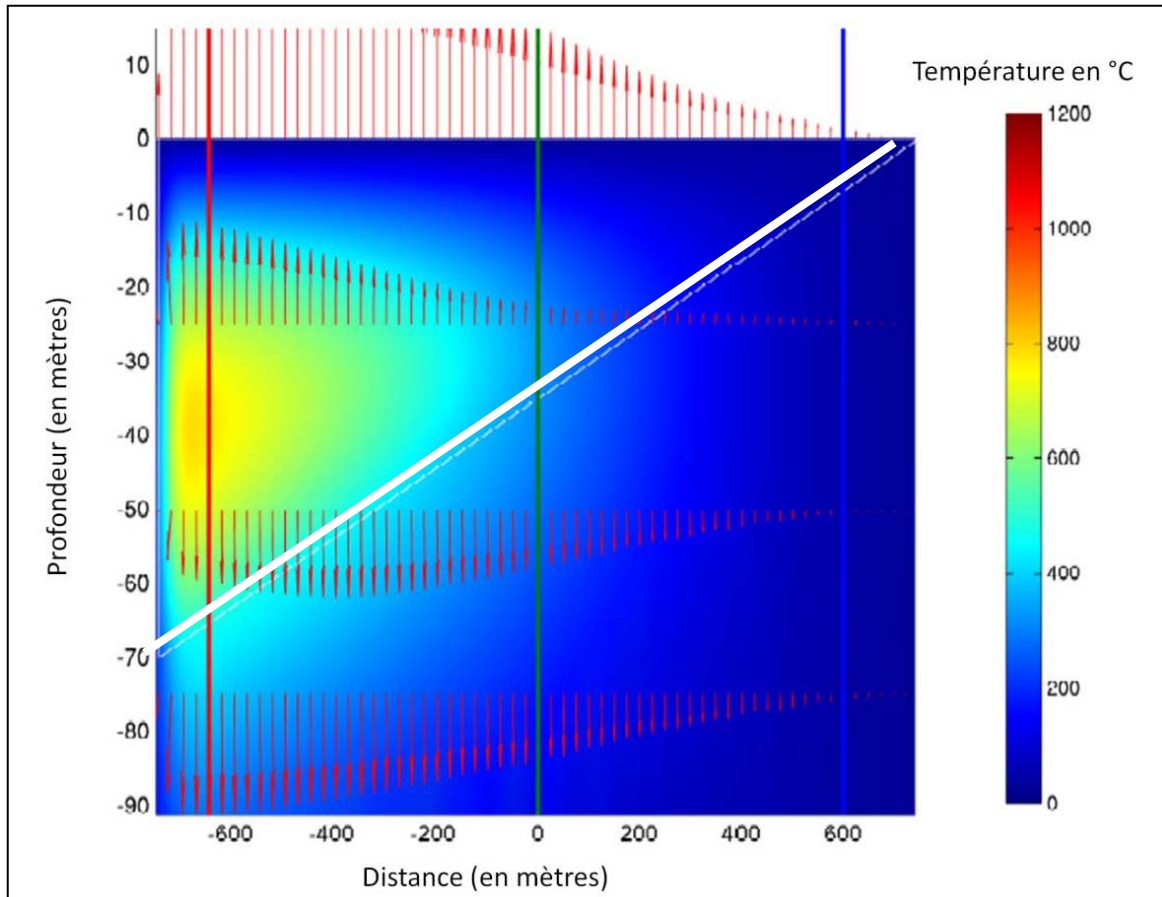


Figure 4-10: Coupe Nord-Sud de la coulée au niveau de la route avec trois sections : en rouge (65 m d'épaisseur), vert (35 m d'épaisseur) et bleu (15 m d'épaisseur) 16 ans après la mise en place de la coulée. Ces sections sont considérées pour le suivi temporel de la température. Les flèches représentent le flux de chaleur et la ligne blanche la limite de la coulée (Smutek, Servadio et al., 2011). Le trait blanc limite l'épaisseur de la coulée.

L'évolution de la température dans ce modèle est principalement fonction de la conductivité thermique et des limites aux frontières. Ce modèle présente encore des limitations. Notamment celles de ne pas prendre le géotherme en considération et de ne pas intégrer la convection et la radiation, et le système de circulation des fluides. Il présente cependant un système de maillage qui peut par la suite être adapté à une modélisation quatre dimensions.

La Figure 4-11 illustre l'évolution temporelle de la section la plus épaisse sur les 16 premières années. Si la température baisse rapidement en surface, la zone à 40 m mettra une 60^{aine} d'années à refroidir complètement (Figure 4-13), en ne se basant que sur une conduction pure. La zone à 65 m quant à elle présente une température constante à 430°C ($\approx 700^\circ\text{K}$) durant une dizaine d'années. Cela illustre le temps de refroidissement pour la zone d'épaisseur maximale de la coulée. Les différents "niveaux" thermiques ainsi que le temps de refroidissement vont engendrer différents types de cristallisations. Or la chaleur latente de cristallisation n'est pas prise en compte dans ce modèle contrairement à celui vu précédemment.

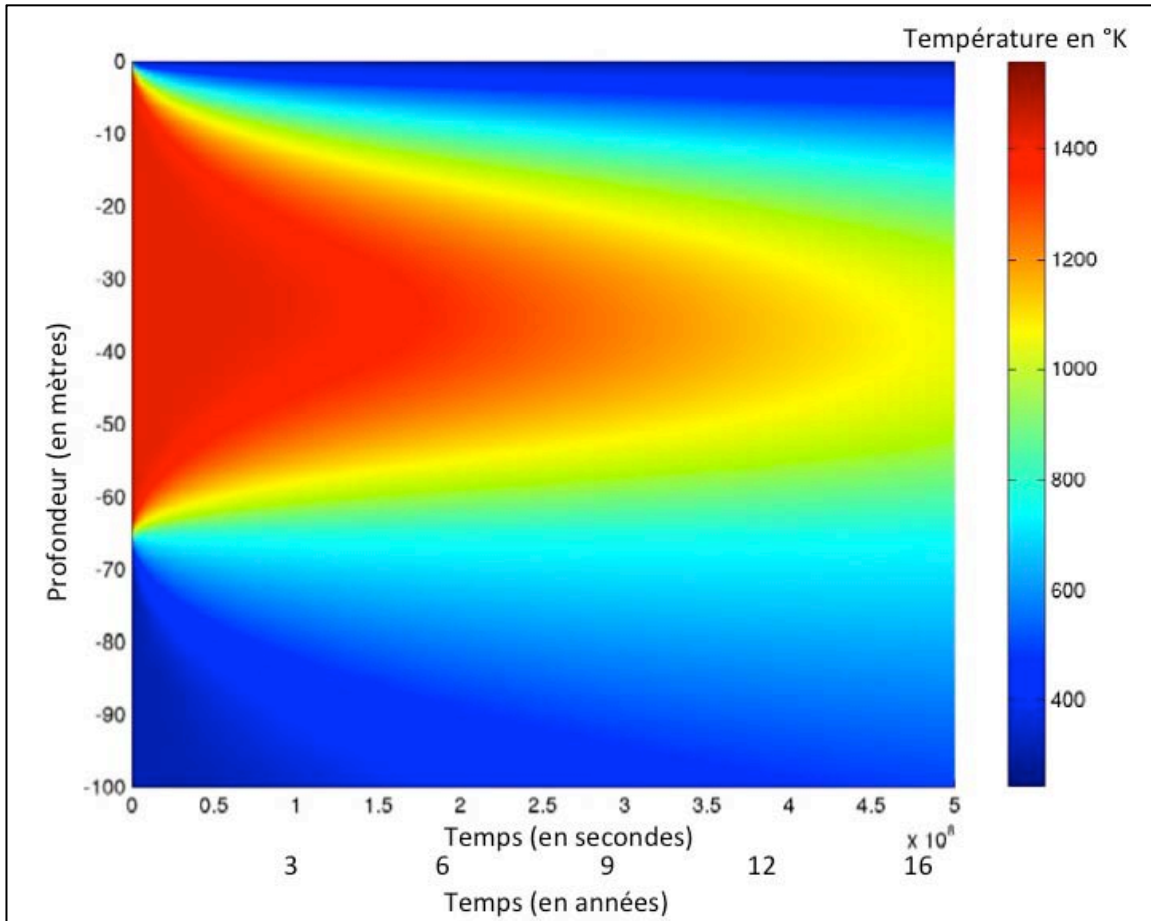


Figure 4-11: Évolution temporelle du profil de température à différentes profondeurs pour une épaisseur de 65 m de coulée (Smutek, Servadio et al., 2011)

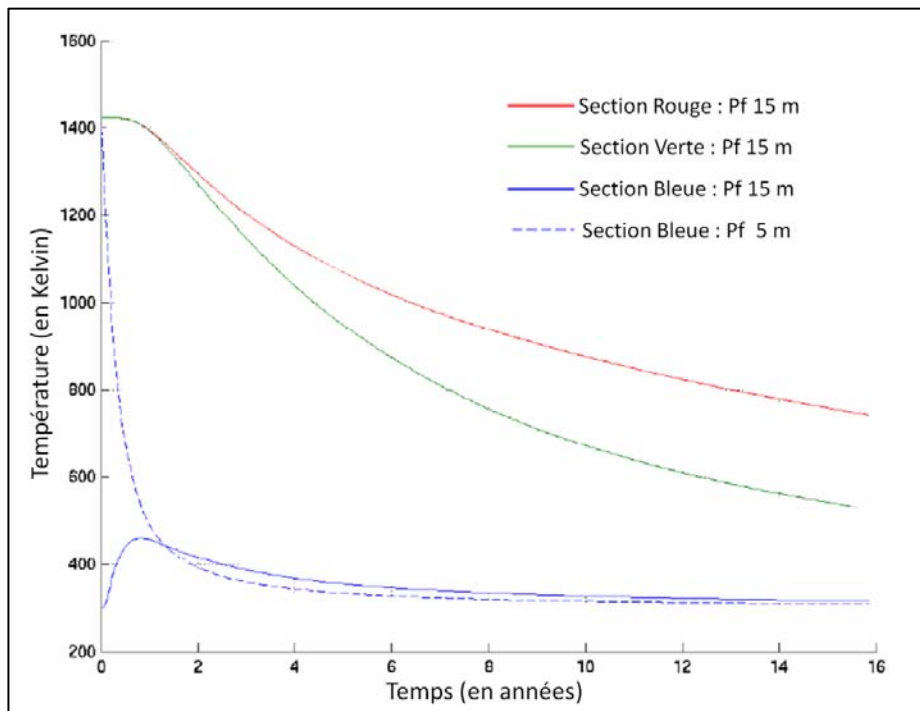


Figure 4-12: Évolution de la température des trois sections à une profondeur de 15 m ((Smutek, Servadio et al., 2011). La section bleue ayant une épaisseur de 10 m, la courbe bleue continue correspond à l'évolution de la température du substrat et la courbe bleue en pointillés à l'évolution de la température à 5 m de profondeur.

La Figure 4-12 illustre l'évolution de la température à 15 m de profondeur (courbe bleue continue) pour les différentes sections; comme il apparaît que la section bleu (10m) ne peut pas être modélisée correctement à 15 m car ce n'est plus la coulée mais le substrat, une modélisation à 5 m est réalisée pour cette section (courbe bleue en pointillé). La section bleu se refroidit très vite et en quatre ans la courbe devient quasiment tangente à l'axe des abscisses, soit une température ambiante à partir de cette date là. Les sections verte (35m) et rouge (65m) montrent des décroissances de températures beaucoup plus faibles. Au-delà de 16 ans, la coulée ne sera pas refroidie à 15 m de profondeur pour des sections ayant ces épaisseurs. Même si les conditions aux frontières sont différents les évolutions des courbes sont comparables, seule les vitesses de refroidissement changent.

1.1.9. DISCUSSION

Bien que la convection soit un important mécanisme du refroidissement des coulées de laves (Neri, 1998) et la radiation soit le phénomène dominant en début d'éruption, le processus dominant après la mise en place de la coulée est la conduction thermique.

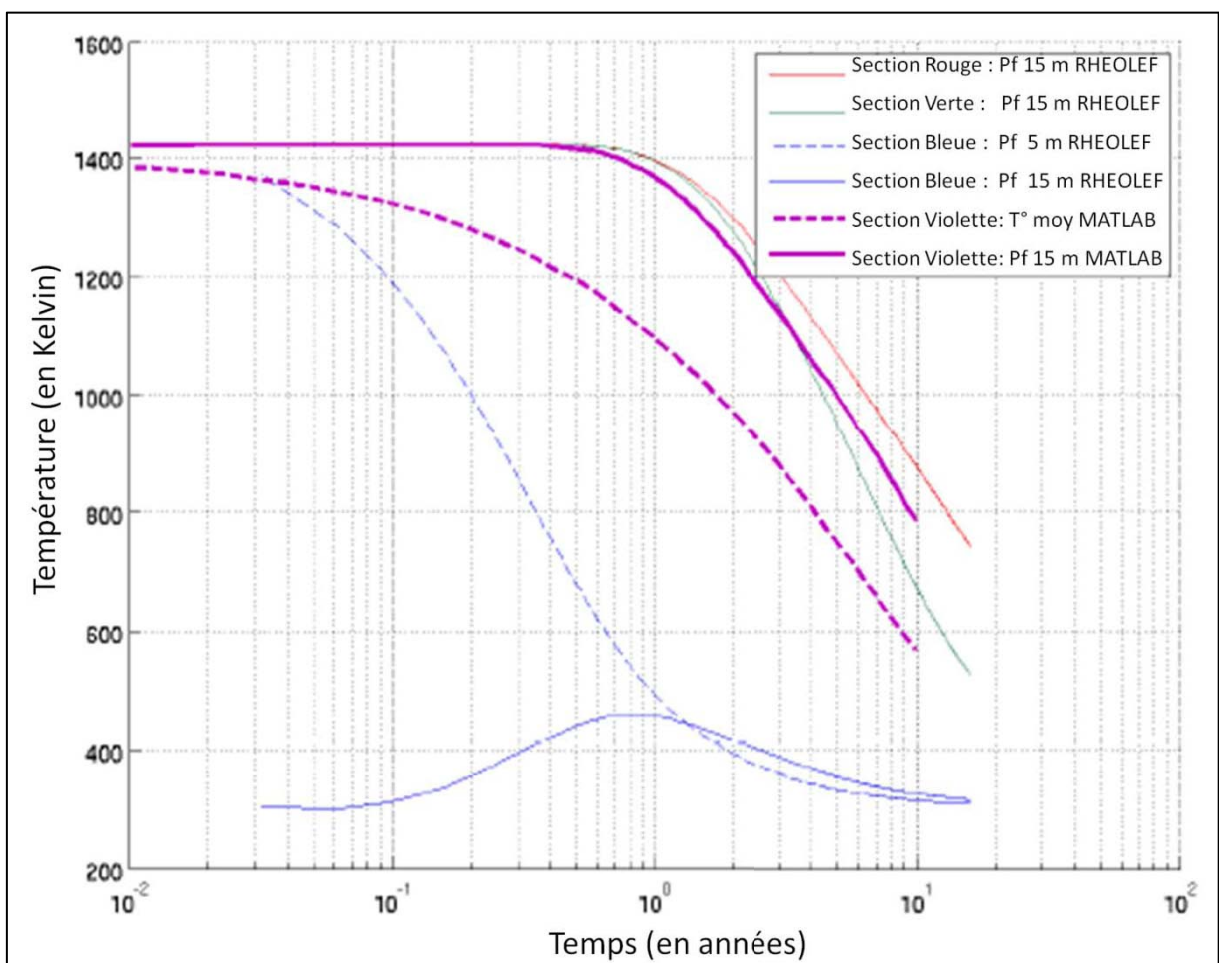


Figure 4-13 : Comparaison des modèles de refroidissement obtenus avec RHEOLEF et MATLAB. RHEOLEF prend en compte la conduction, la convection et la radiation mais il est difficile de réaliser des maillages dimensionnels, tandis que le modèle obtenu en utilisant MATLAB permet un maillage dimensionnel de la coulée mais utilise moins de paramètres.

En comparant les modèles présentés précédemment on obtient la Figure 4-13. Les courbes de refroidissement obtenues à 15 m de profondeur avec le modèle obtenu avec RHEOLEF et celui obtenu avec MATLAB ont des évolutions comparables. La vitesse de refroidissement du modèle obtenu avec MATLAB est cependant plus lente, et cela en raison des processus tels que la radiation et la convection qui ne sont pas pris en compte. L'estimation d'une 60^{aine} d'années pour que la coulée se soit refroidie complètement est certainement surestimée. Des processus tels que la convection forcée, liée à la force du vent (Keszthelyi et al., 2003), la distribution de la vésicularité et des différents niveaux de cristallisation (Patrick et al., 2004), ainsi que les

systèmes de circulation des fluides (convection hydrothermal,...) sont autant de facteurs influençant le refroidissement qui n'ont pas été pris en compte dans nos modèles.

Ces modèles, s'ils sont comparés aux modèles de refroidissement des coulées lors de leurs mise en place (Pieri et Baloga, 1986 ; Dragoni, 1989 ; Harris et Rowland ; 2001 ; Harris et al., 2007), montrent une inversion des proportions des processus thermiques. D'une dominante radiative et convective lors de la mise en place des coulées, une dominante conductive et convective est observée lors du refroidissement de celle-ci. Ce qui est aussi observé par Patrick et al. (2004) pour les coulées de l'Okmok (Alaska).

Plusieurs évolutions sont envisagées pour la suite de cette étude, notamment le fait d'intégrer aux modèles des données journalières de températures et de pluviométrie.

Cette étude tente de montrer l'utilité de la modélisation numérique pour comprendre la dynamique de refroidissement prolongé de la lave. À l'aide de notre nouveau modèle, températures en surface et en profondeur ont été prédites pour la coulée d'Avril 2007. Le coefficient de transfert de chaleur par convection (h_c) est une variable de première importance pour la température de surface de lave en raison de la perte de chaleur par convection qui suit le déclin rapide des rayonnements dans les premiers stades de refroidissement. Notre étude s'étendant sur plusieurs années, les paramètres liés à la conduction sont essentiels dans l'estimation des températures au cœur de la coulée. Puisque les modèles utilisés sont basés sur des mécanismes de transfert de chaleur entre les éléments, les équations sont valides pour d'autres coulées de lave, avec seulement des modifications mineures pour adapter les modèles.

3. DEFORMATIONS DE SURFACE DE LA COULEE D'AVRIL 2007

Des déformations post éruptives des coulées de lave ont déjà été observées à l'Etna (Murray, 1996 ; Briole et al., 1997), ainsi qu'au Piton de la fournaise (Delorme, 1994 ; Villeneuve, 2000)... Murray (1988) avait observé que la mise en place des coulées de lave de l'Etna engendrait une compaction et la fracturation du substrat avec des temps de relaxation allant de quelques années à 15 ans. Briole et al (1997) quantifient, par interférométrie RADAR, à la fois les déformations de la coulée étudiée mais aussi l'impact qu'elle a sur le substrat qui l'entoure. Au Piton de la Fournaise, les données de Delorme (1994) ont montré que la déformation se déroule sur plusieurs années. Cette déformation est alors considérée comme étant liée à un mécanisme de relaxation du substratum en réponse au chargement de la lave. Villeneuve (2000) a mis en évidence la corrélation entre l'épaisseur de la coulée et les déformations observées.

3.1. AQUISITION DES DONNEES ET TRAITEMENTS

3.1.1. MISE EN PLACE DU RESEAU ET PROTOCOLE DE MESURE

Un réseau de mesures par DGPS constitué de quatre transects traversant la coulée dans un axe Nord-Sud a été mis en place en avril 2008 (Figure 4-14 et 4-15). Ces transects ont été disposés de manière à recouper la zone présentant la plus forte épaisseur de lave (Figure 4-14).

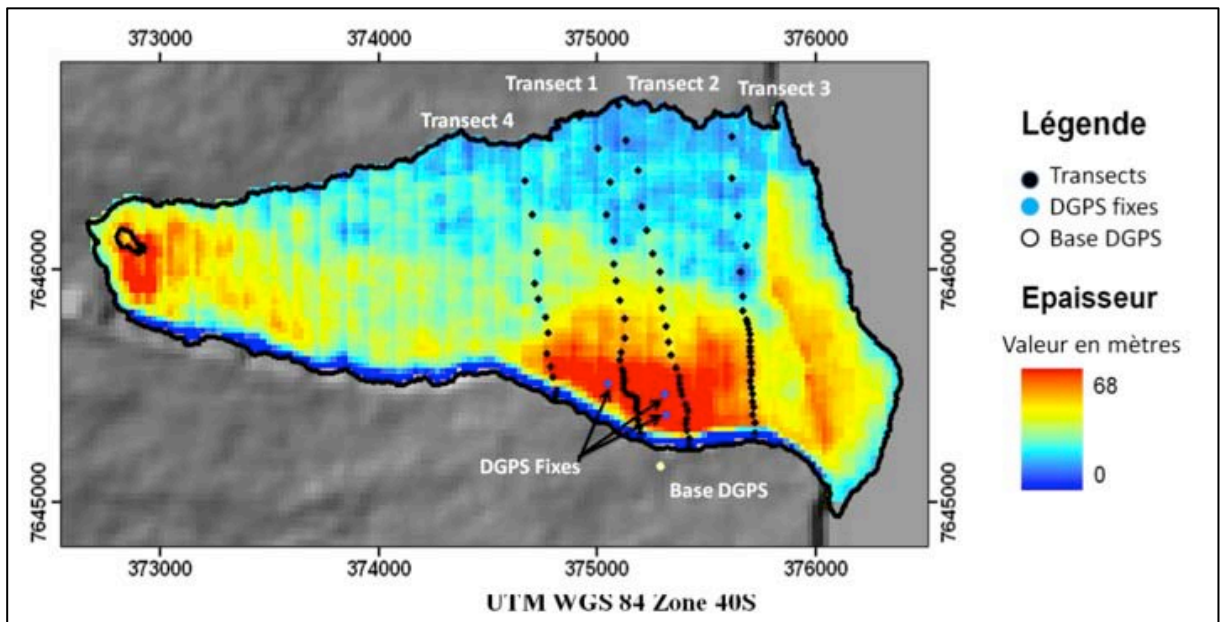


Figure 4-14: Carte d'épaisseur de la coulée d'avril 2007 obtenue en soustrayant les MNT IGN et en compensant de la végétation (hauteur de canopée moyenne : 13 m)

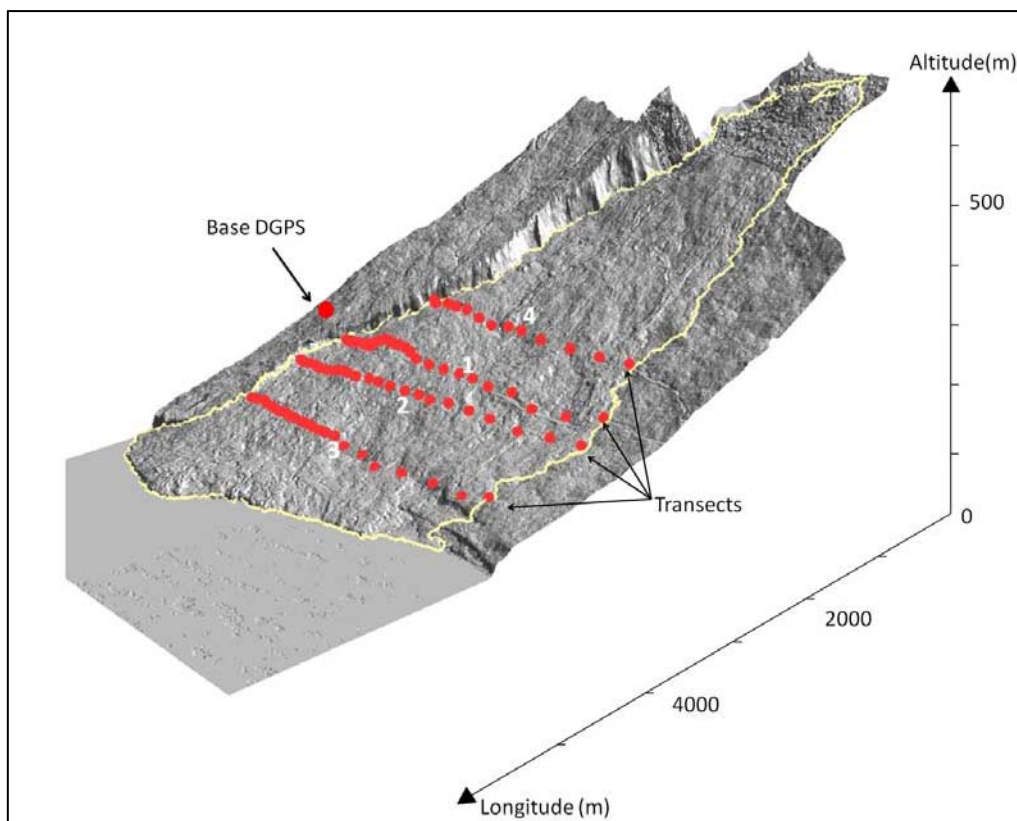


Figure 4-15: Réseau de mesure de la coulée d'avril 2007 : transects (bleu) et récepteur GPS statique de référence (rouge)

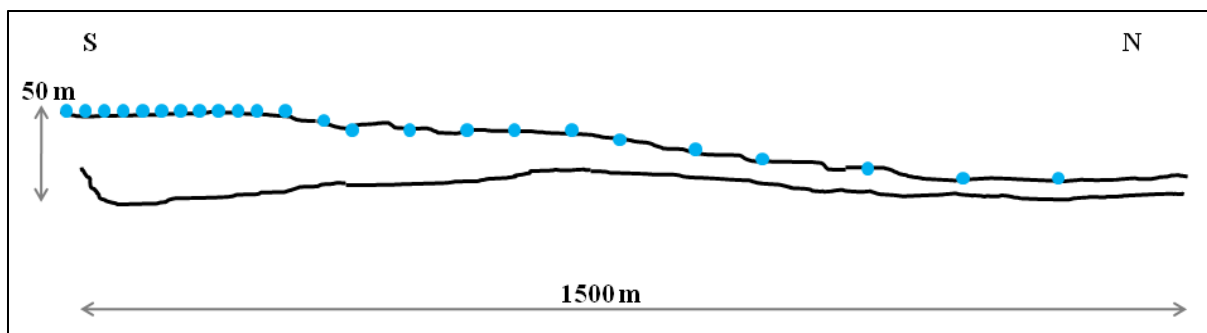


Figure 4-16: Profil du Transect 2 *ante* et *post* coulée Réalisé à partir du MNE IGN réalisé à partir des photographies aériennes de 1997 (corrigé de la hauteur de canopée) et à partir d'une mosaïque des données LIDAR de fin 2008 et pour la partie sommitale à partir des photographie aérienne de Villeneuve, N. de 2008. Exagération verticale x2. Mise en évidence de la densification du réseau de mesure dans la partie le plus épaisse de la coulée.

Les 96 points de mesure, matérialisés par des repères d'arpentage, ont été répartis sur quatre transects (Figures 4-14 et 4-15). La distance entre ces points varie de 25 à 150 m selon l'épaisseur de la coulée et le type de surface de la coulée de lave (Figure 4-14 et 4-16). La plus forte densité de points est au niveau de la zone Sud où les laves sont de type pahoehoe, cela étant directement liée à la forte épaisseur et à la concentration de tunnels constatée.

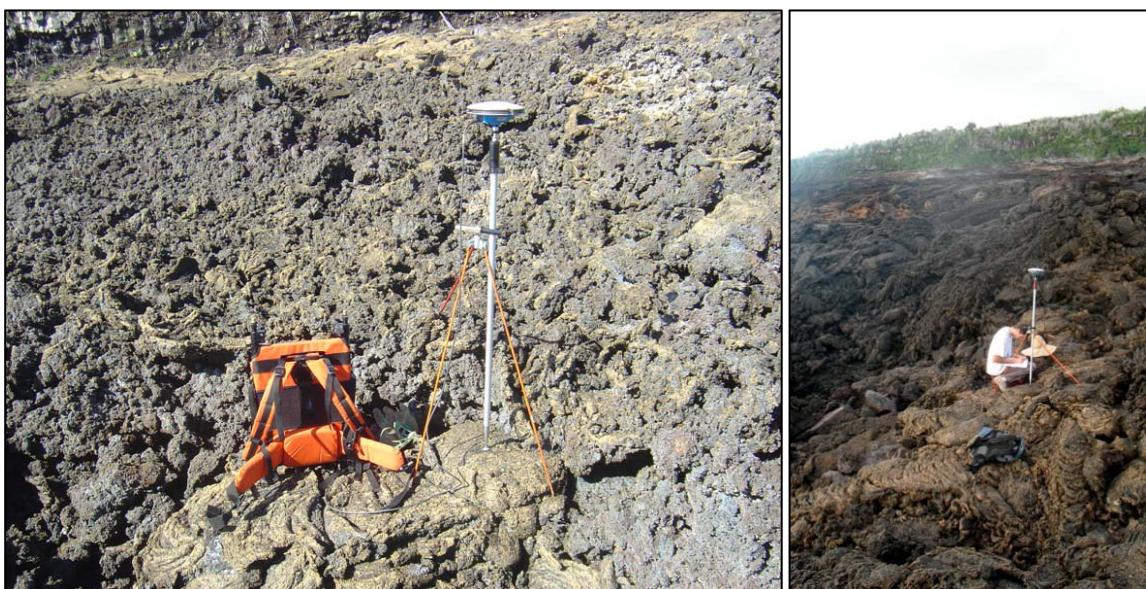


Figure 4-17: Dispositif de mesure : trépied, antenne et récepteur.

Pour mesurer ce réseau deux récepteurs Astech Z-12 bi-fréquence ont été utilisés. Le positionnement du récepteur GPS statique a été corrigé à partir d'un point IGN de Takamaka. La base de référence est fixée sur une citerne à une centaine de mètre de la coulée et a pour coordonnées (UTM WGS84) :

- Longitude 375296.643 m
- Latitude 7645151.334 m
- Altitude 173.349 m

Une fois que le point de référence est déterminé, un récepteur GPS y est installé en mode statique et enregistre son emplacement chaque seconde. Des récepteurs mobiles sont ensuite utilisés en mode cinématique et les points le long des transects sont mesurés pendant trois minutes, avec une enregistrement par seconde.

Parallèlement à cela un dispositif permanent a été mis en place dans le cadre d'une collaboration entre le Laboratoire GéoSciences Réunion et l'Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVPF). Il est constitué de trois récepteurs GPS répartis sur la coulée dans la zone d'épaisseur maximale (Figure 4-14 et 4-18). Ces récepteurs enregistrent des données toutes les 30 secondes et sont alimentés par des panneaux photovoltaïques. Ils sont nommés GB_G pour Grand Brulé numéro GPS. Ils ont les coordonnées suivantes :

GPS Fixe 1 (GB1G) : Longitude 375313.36 m
Latitude 7645464.90 m
Altitude 133.9 m

GPS Fixe 2 (GB2G) : Longitude 375319.23 m
Latitude 7645373.20 m
Altitude 129.4 m

GPS Fixe 3 (GB3G) : Longitude 375051,19 m
Latitude 7645508,52 m
Altitude 172,67 m

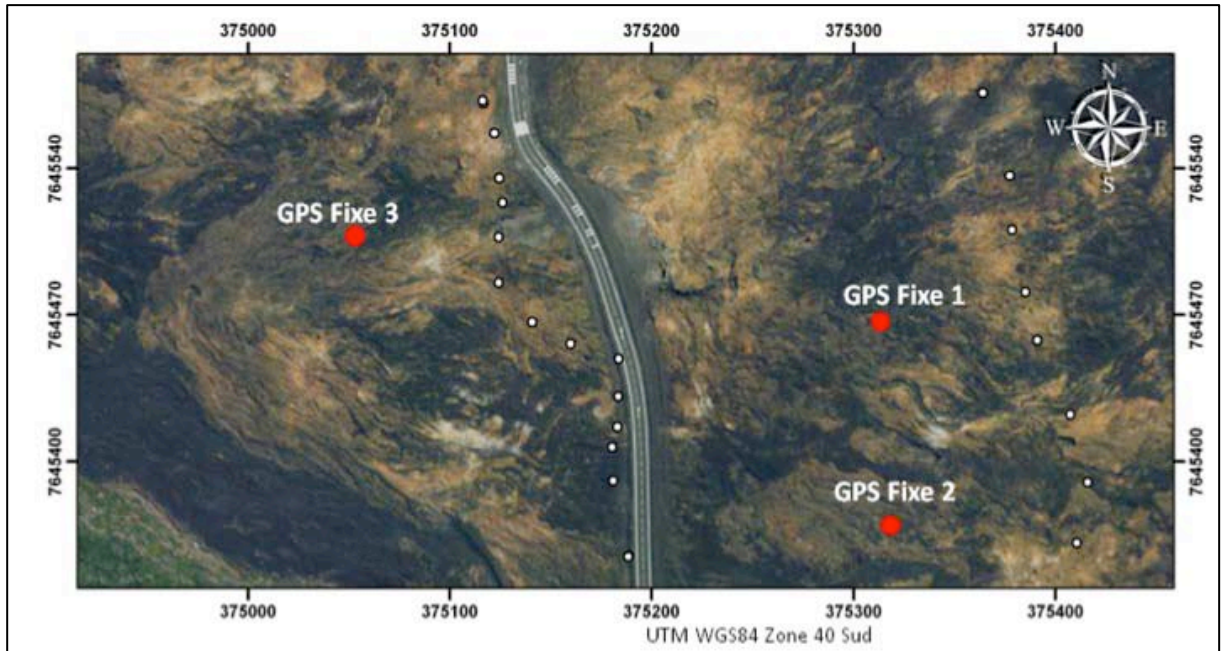


Figure 4-18: Positionnement des récepteurs GPS permanents.

Ces récepteurs GPS permettent un suivi continu des déformations, tandis que les transects permettent des mesures ponctuelles mais couvrant une aire de 1.3 km².

3.1.2. LES CALCULS D'ERREUR

Différents facteurs influencent la précision des mesures : le temps de mesure (plusieurs minutes de mesures permettent de diminuer l'erreur ; Villeneuve, 2000 ; Peltier, 2007), la distance à la base (Peltier, 2007), les effets de l'ionosphère et de la troposphère, les connaissances des orbites satellitaires (Tahayt, 2008 ; Zumberge et al., 1997), les erreurs de l'opérateurs et du positionnement de l'antenne....

Le logiciel Astech donne des valeurs indiquant la précision du traitement en x, y et z. Il est alors possible d'estimer la RMSE :

Avec , et la moyenne des écarts types sur chaque composante. Si la valeurs excède 5cm les points ne sont pas conservés afin de ne conserver que les mesures valides. Ce seuil d'erreur a été dépassé pour 12 points sur l'ensemble des 672 mesures.

3.2. RESULTATS

Réseau de mesures DGPS :

Les résultats des traitements sont comparés pour obtenir des cartes de déformation. Les tableaux détaillés des résultats de ces traitements point par point sont en annexe 5. Dans le tableau 4-2 sont présentées les vitesses de déformations associées.

| Intervalle d'acquisition | Vitesse de déformation verticale moyenne sur l'ensemble de la coulée (en mètres / an) | Vitesse de déformation verticale moyenne sur la zone de maximum de déformation (en mètres) |
|--------------------------------|---|--|
| Mars - Avril 2008 | -0.58 | -1.46 |
| Avril - Mai 2008 | -0.52 | -0.69 |
| Mai - Août 2008 | -0.30 | -0.61 |
| Août 2008 - Avril 2009 | -0.27 | -0.62 |
| Avril – Novembre 2009 | -0.24 | -0.61 |
| Novembre 2009 –Mai 2010 | -0.24 | -0.57 |

Tableau 4-2: Vitesses de déformation moyennes sur l'ensemble du réseau de transects et pour la partie Sud du réseau, qui montre des déformations plus rapides.

Les deux premiers intervalles de temps entre deux acquisitions sont de trois semaines, le troisième de trois mois et demi et les suivants de l'ordre de six mois. Les clous de notre réseau d'arpentage permettent de remesurer avec précision nos quatre transects. Les plus fortes déformations se situent dans la zone sud où les récepteurs GPS permanents ont été installés (avril et juin 2008).

Les variations horizontales observées sur l'intervalle de temps étudié sont centimétriques (entre 10 et 15 en moyenne). Elles sont principalement dans le sens de la pente, c'est à dire vers l'Est (Figure 4-19). La partie Nord de la coulée, au niveau de notre zone d'étude, présente des zones se déplaçant de 5 à 10 cm ((Figure 4-19). La zone de la coulée présentant une surface majoritairement de type « 'a'a » subit un déplacement moyen de moins de 8 cm sur les deux ans, tandis que la partie présentant des laves de type « pahoehoe », au Sud, présente une moyenne de 37 cm. Le point le plus au Sud du transect 1 montre le plus fort déplacement latéral avec 1, 15 m. A une dizaine mètres de ce point la tendance locale de forte déformation est visible au niveau d'un muret fissuré (Figure 4-20) présentant un décalage supérieur à 95 cm (en cumulant les décalages mesurés, le muret ayant dû être reconstruit par trois fois depuis le début des mesures).

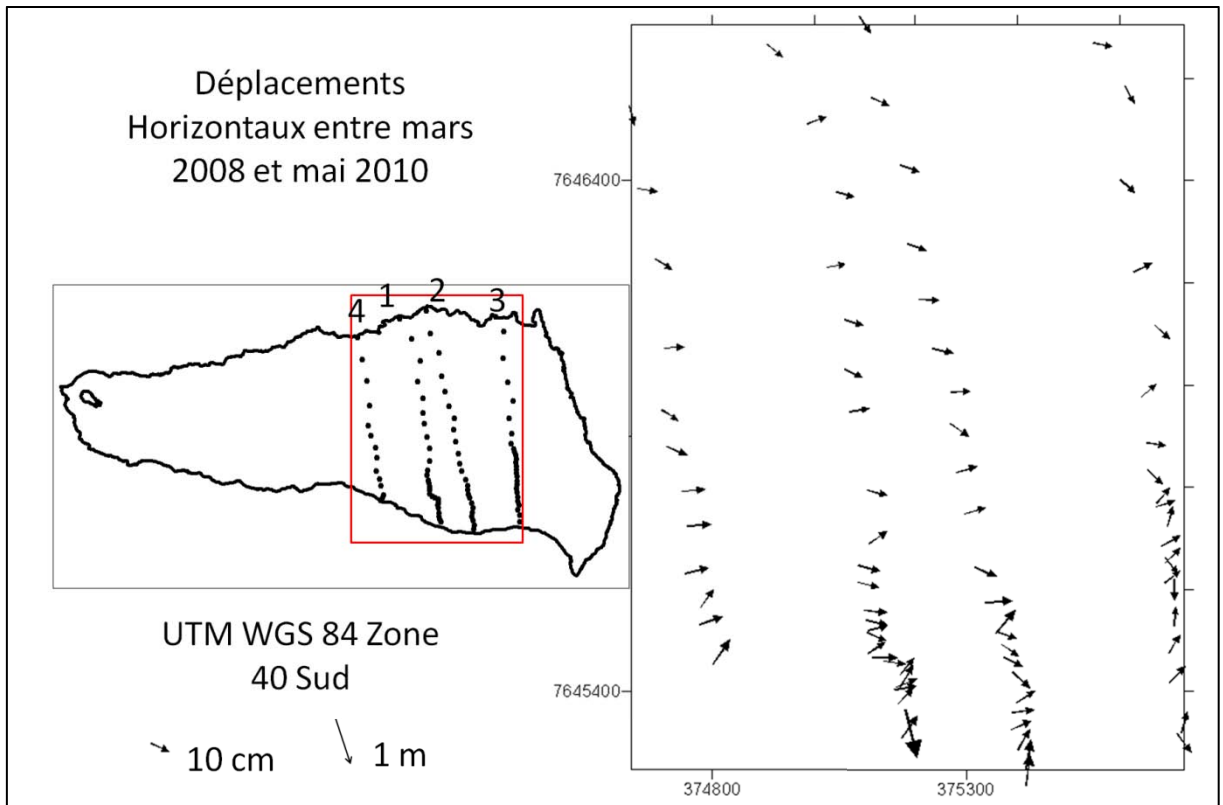


Figure 4-19: Déplacements horizontaux mesurés entre mars 2008 et mai 2010. On constate que les déplacements sont essentiellement vers l'est dans le sens de la pente.



Figure 4-20: Fissure du muret de la route des laves au Sud de la coulée d'avril 2007.

Les déformations verticales mesurées sont nulles à métrique (de 0 cm à -1,5m) selon les zones de la coulée. Les évolutions des profils des quatre transects, présentés Figures 4-21, 4-22, 4-23 et 4-24, illustrent des déformations concentrées dans la zone Sud de notre réseau de mesure. L'altitude des profils diminue progressivement de mars 2008 à mai 2010. Cependant selon les transects cette évolution s'effectue de manière dissymétrique. Les transects 1, 2 et 4 ont des diminutions d'altitudes entre 0,6 et 1,5 m au Sud et entre 0 et 0,3 m au Nord. Le transect 3 présente des diminutions d'altitudes entre 0,4 et 0,8 m au Sud et entre 0 et 0,4 m au Nord.

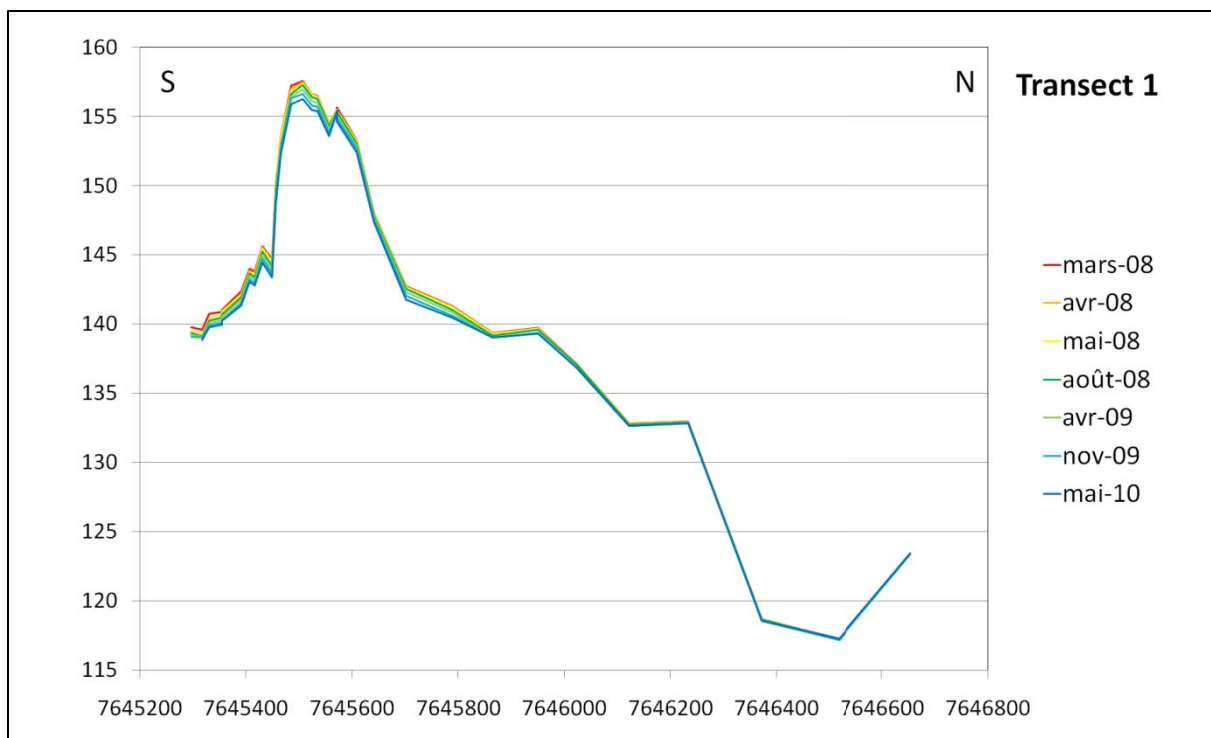


Figure 4-21 : Evolution temporelle de profil topographique du transect 1

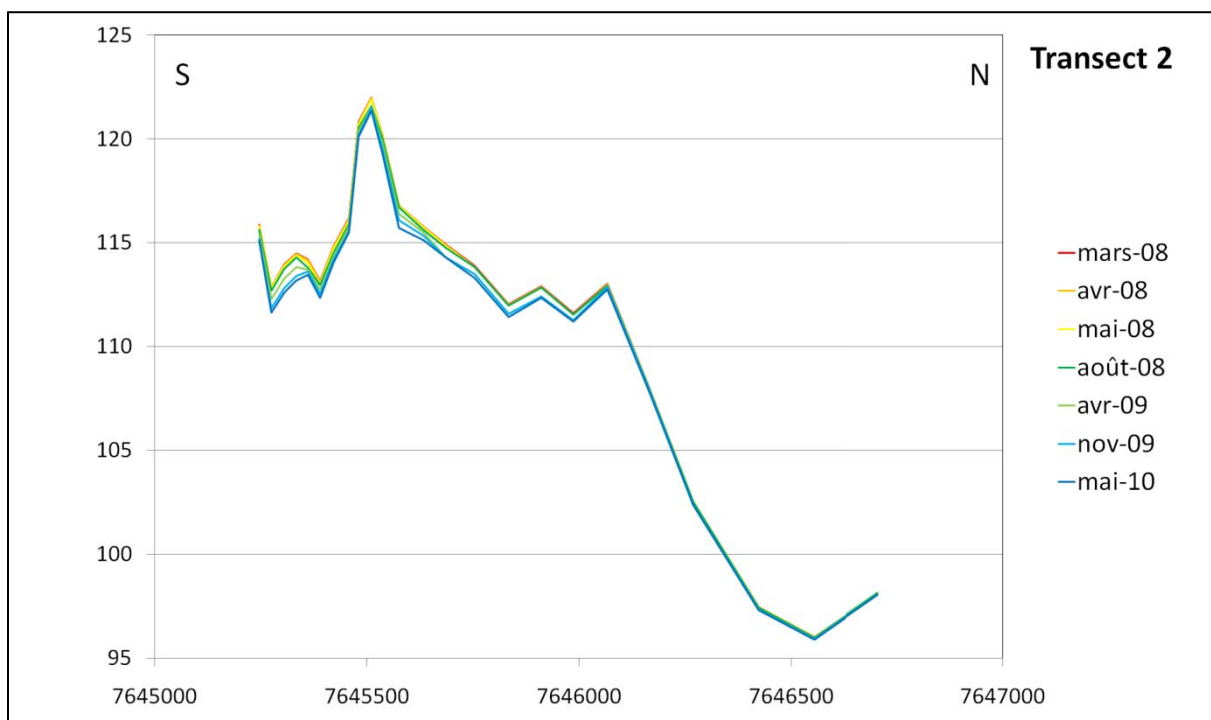


Figure 4-22 : Evolution temporelle de profil topographique du transect 2

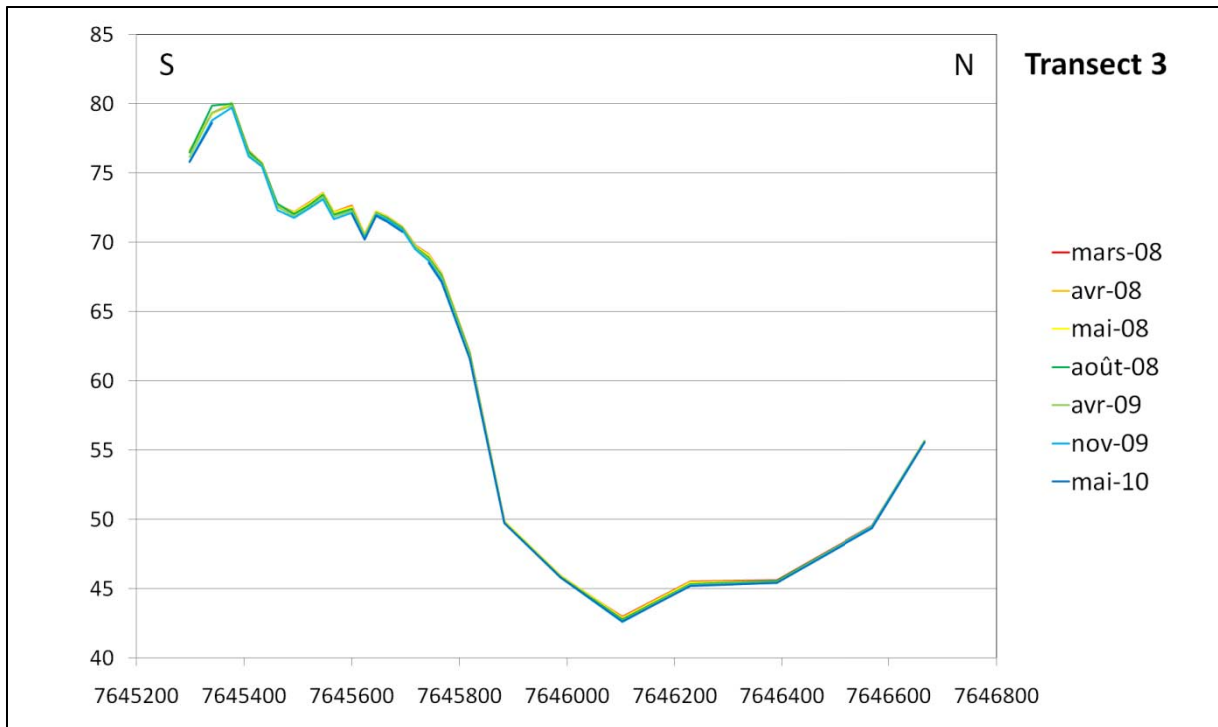


Figure 4-23: Evolution temporelle de profil topographique du transect 3

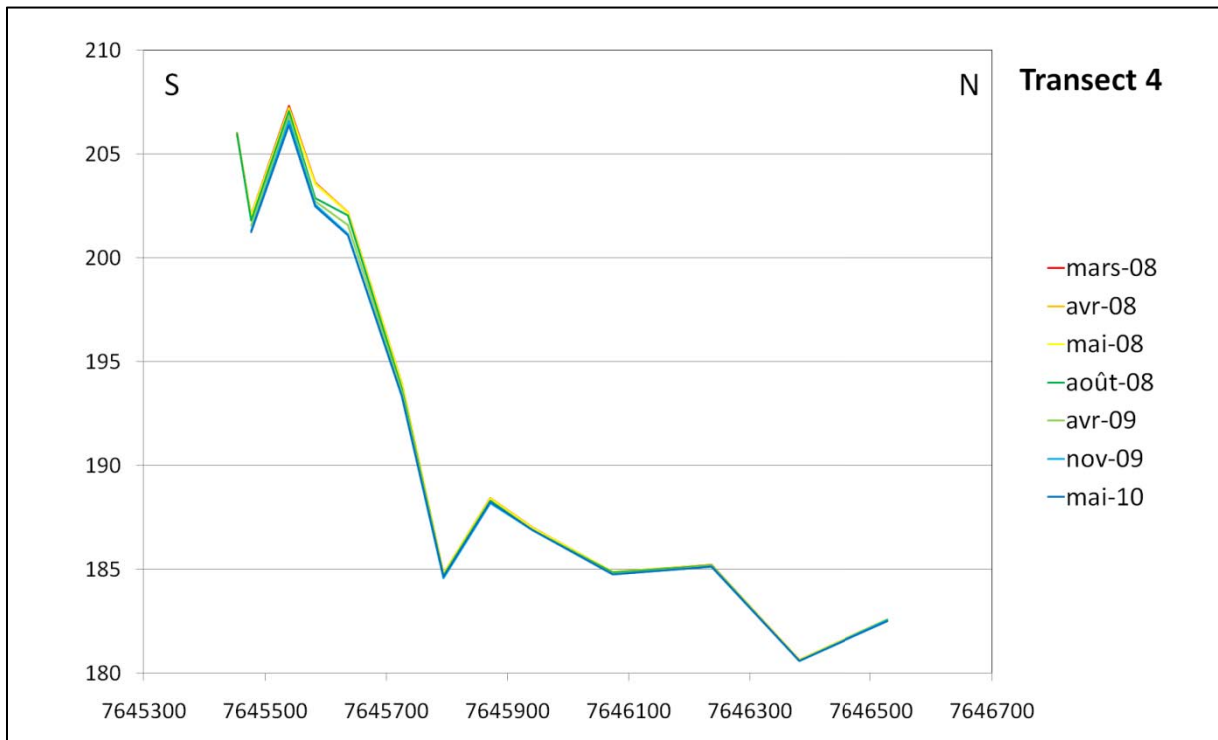


Figure 4-24 : Evolution temporelle de profil topographique du transect 4

Les différences Nord Sud observées au niveau des déformations correspondent aux différences d'épaisseurs de la coulée entre les zones Nord et Sud des transects. Les transects 1 et 2 coupent la coulée au niveau des zones de maximum d'épaisseur. Les transects 3 et 4 encadrent cette zone. Les zones Nord et Sud ont des morphologies différentes ce qui peut aussi influencer les différences de déformations observées. Cependant le transect 3 présente des déformations plus faible que le transect 4 pour des épaisseurs similaires, un autre facteur doit intervenir.

La Figure 4-25 illustre les déformations verticales mesurées sur l'ensemble des transects entre les mois de mars 2008 et de mai 2010. Cette carte confirme ce qui avait été observés sur chaque transect individuellement, c'est à dire une plus forte déformation dans la zone Sud que dans la zone Nord. Elle permet aussi de faire ressortir la déformation plus faible au Sud du transect 3 que pour les autres transects, proportionnellement à l'épaisseur de la coulée. Or dans cette zone une rupture de pente du substrat était observable sur le MNE IGN réalisés à partir des photographies aériennes de 1997. Un effet topographique du substrat pourrait être une cause de cette différence de comportement.

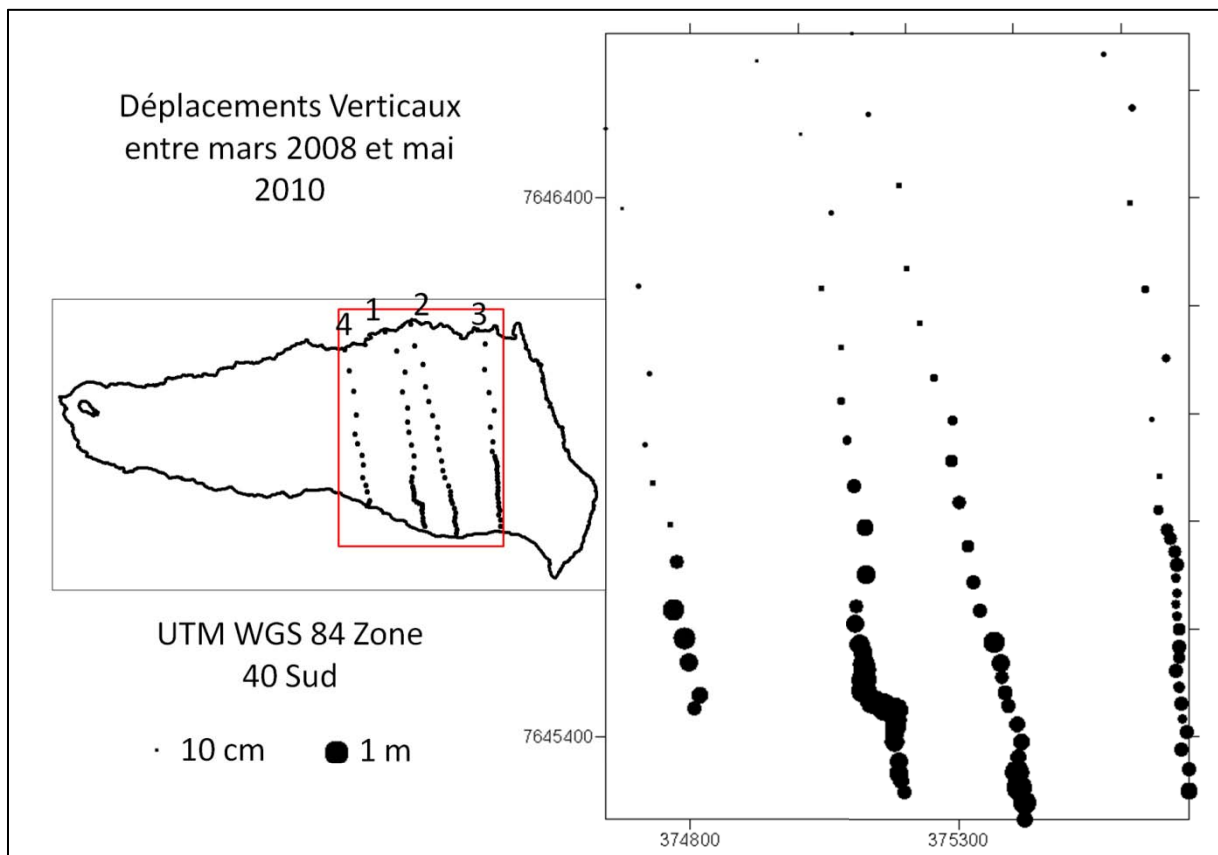


Figure 4-25: Déplacements verticaux mesurés entre mars 2008 et mai 2010. On constate que les déplacements les plus importants sont dans la zone Sud de la zone d'étude.

Données des récepteurs GPS permanents:

Le récepteur du GPS permanent GB1 mesure les déformations de la coulée depuis avril 2008, tandis que les récepteurs GB2 et GB3 ont été installés en août 2008. Les données sont relevées et traitées par l'OVPF avec qui une collaboration s'est créée sur ce projet. Ces trois récepteurs GPS sont placés sur des épaisseurs similaires de coulées (entre 60 et 65 m). Aux données, mesurées en continu, ont été rajoutées des données de terrain acquises en mai et juillet 2007, ainsi qu'en juillet 2008 par l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris) et l'OVPF. Les Figures 4-26 ; 4-27 et 4-28 représentent les déformations verticales et horizontales de ces récepteurs dans le temps. Sur la Figure 4-26 une diminution progressive de l'altitude des trois récepteurs est enregistrée. Les récepteurs GB1G et GB2G ont des évolutions verticales similaires tandis que le récepteur GB3G présente une évolution plus linéaire, avec des à-coups.

Les variations Nord-Sud sont inférieures à 10cm quel que soit le récepteur et variables d'un récepteur à l'autre (Figure 4-27). Les variations Est-Ouest sont entre 10 et 20 cm (Figure 4-28). Elles ont des évolutions vers l'Est similaire pour GB1G et GB2G. GB3G montre aussi une évolution vers l'Est mais cette dernière est plus lente en début de mesure.

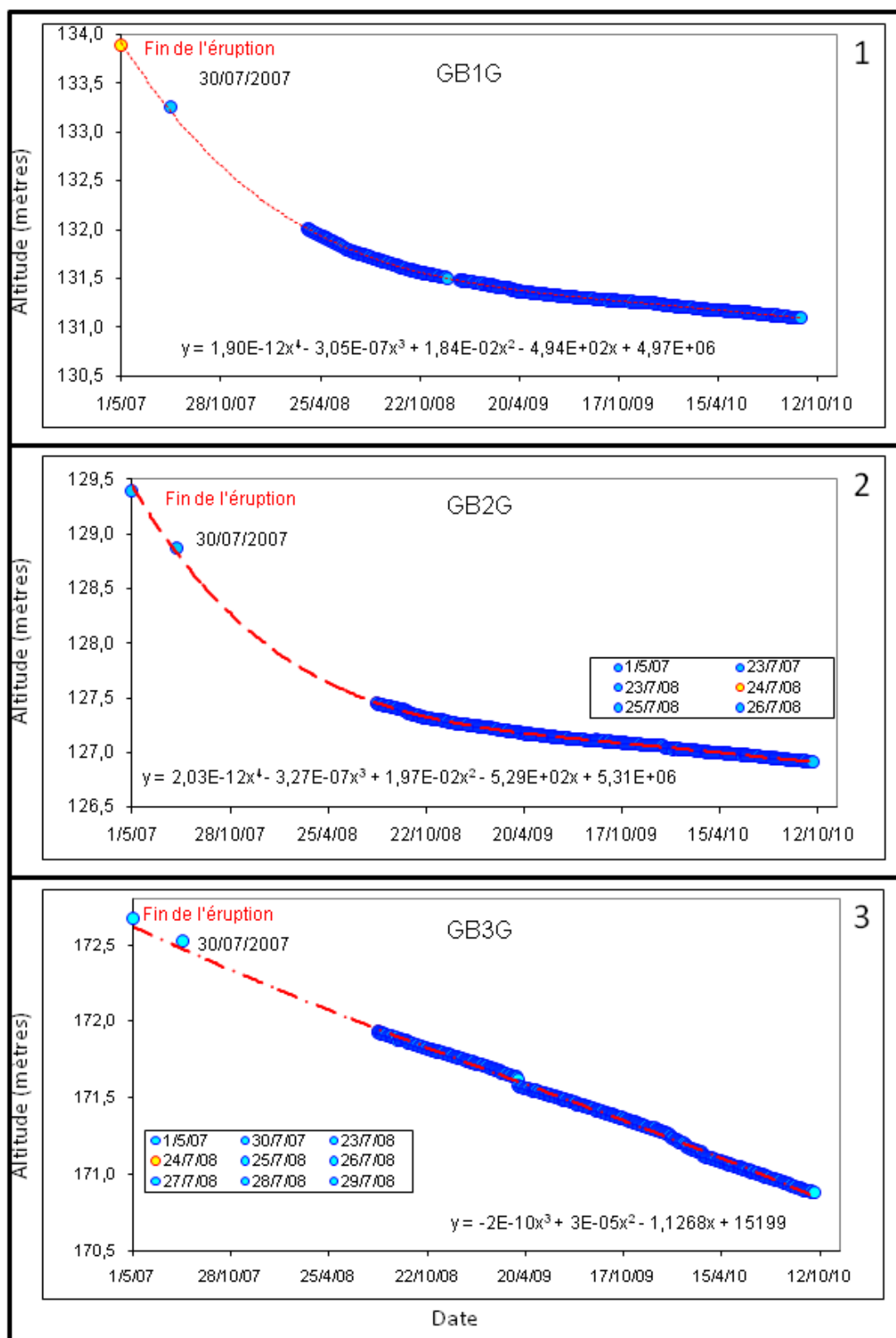


Figure 4-26: Variations verticales mesurées à l'aide de récepteurs GPS permanents. Variations à courte échelle temporelle étant liées à la pluviométrie pour GB3G.

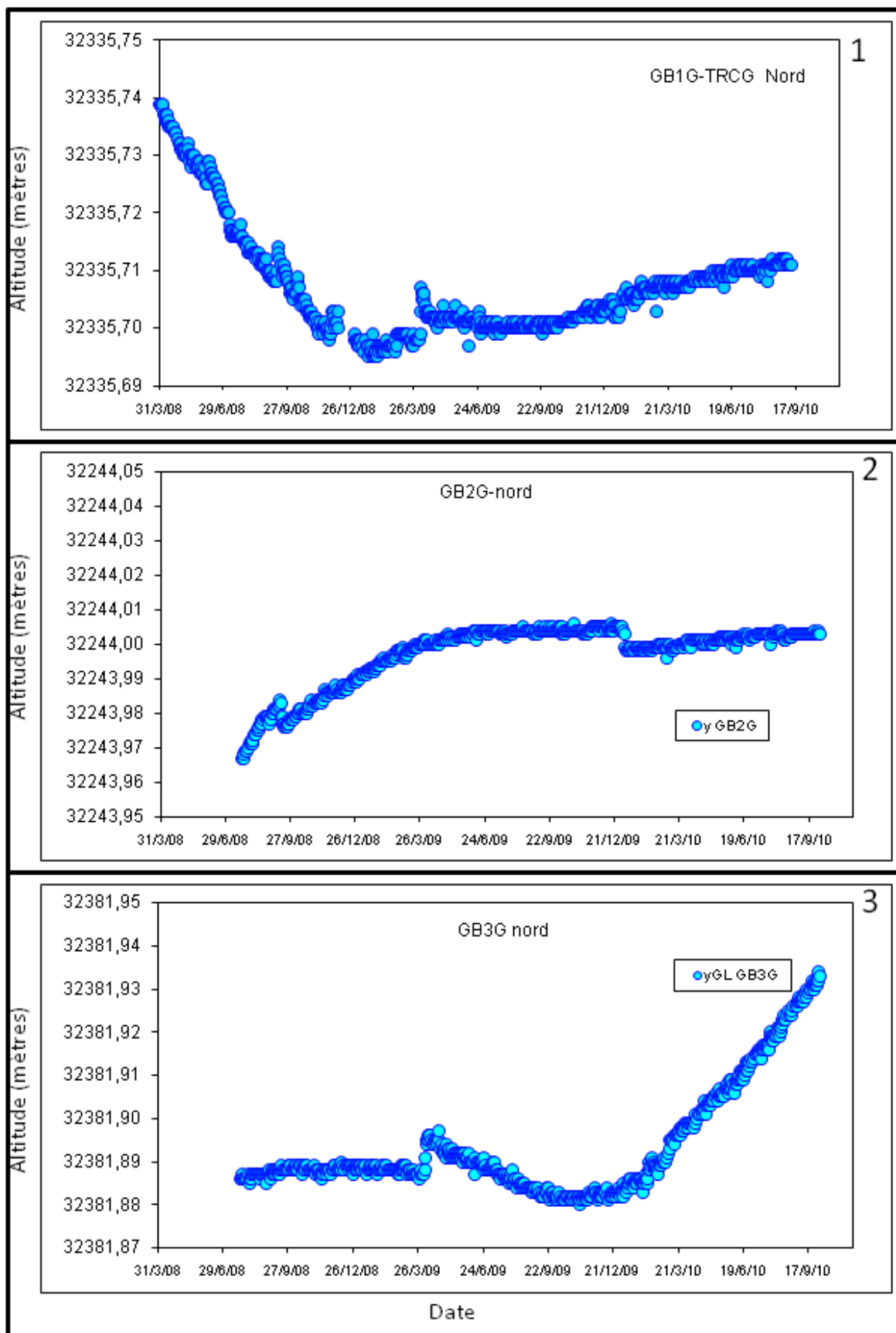


Figure 4-27: Variations horizontales dans l'axe Nord Sud mesurées à l'aide de récepteurs GPS permanents.

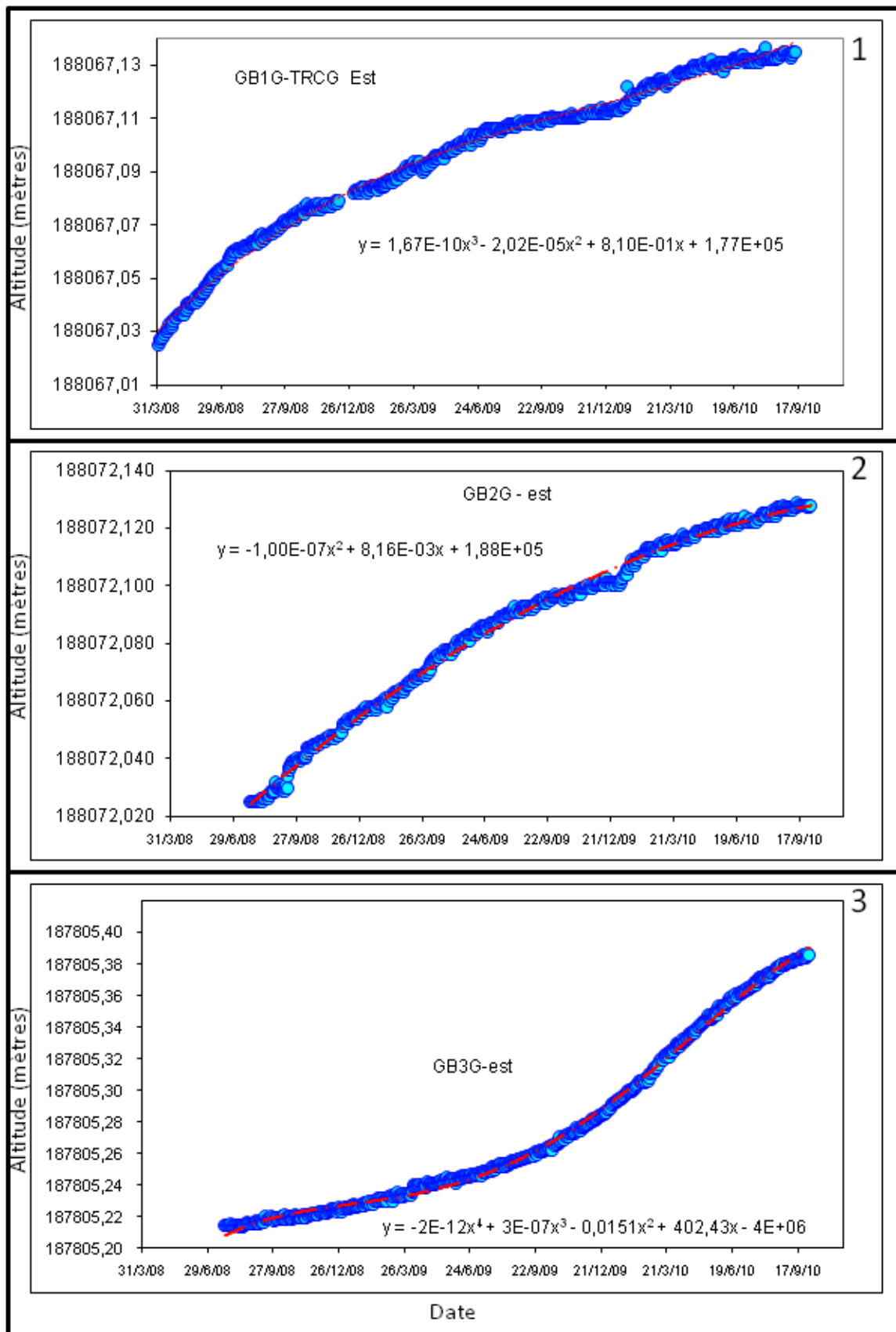


Figure 4-28: Variations horizontales dans l'axe Est Ouest mesurées à l'aide de récepteurs GPS permanents.

3.3. INTERPRETATIONS

Les résultats des traitements obtenus précédemment sont interpolés pour obtenir des cartes de vitesses de déformations (Figure 4-29).

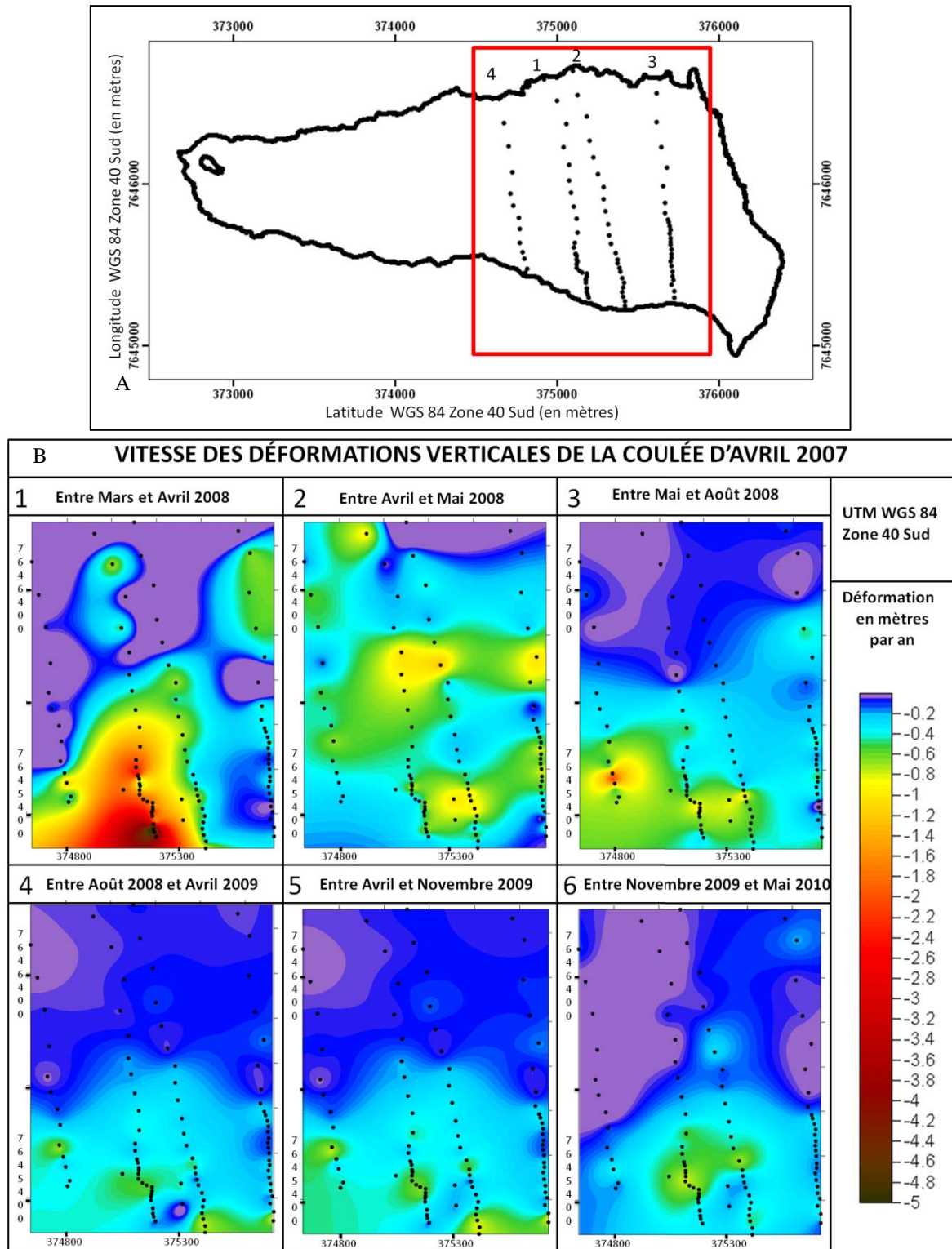


Figure 4-29: A./ Carte de Localisation; B./Évolution des vitesses de déformations verticales au cours du temps. Les vitesses de déformation verticale les plus élevées se situent dans la zone Sud, c'est à dire la zone de maximum d'épaisseur. Ces déformations correspondent à une contraction thermique puisqu'il y a diminution de l'altitude de nos points.

La Figure 4-29 représente sur six intervalles de temps les vitesses de déformations verticales de la coulée d'avril 2007. Cette Figure illustre une diminution progressive de la vitesse de déformation de la coulée au cours des deux ans de mesures. Les vitesses de déformation sont plus élevés au Sud de notre zone d'étude, là où la coulée est la plus épaisse et où les laves sont de type « pahoehoe ». La zone Nord présente majoritairement des couleurs violettes et bleues, ce qui correspond respectivement à aucune déformation enregistrée ou des déformations inférieures à 20 cm. Le transect 3, qui est le transect le plus à l'Est de notre réseau de mesure, présente, dans sa partie Sud, des vitesses de déformation plus faibles que les autres.

La carte 1 de la Figure 4-29 (Mars –Avril 2008) présente des vitesses de déformation élevées (allant jusqu'à - 5 m.an⁻¹) comparé aux autres cartes (dont le maximum est de -1,4 m.an⁻¹). Or , les deux premières cartes auraient dû présenter des vitesses de déformations similaires. Des travaux liés à la route et à la mise en place d'une ravine ont eu lieu dans le premier intervalle de temps, au niveau des déformations maximales observées. Cette différence de vitesse peut donc être partiellement due aux tractopelles qui travaillaient sur cette zone. Car , même s'ils n'ont pas roulés directement sur les clous de notre réseau de mesure, la morphologie de la zone Sud du transect 1 a été fortement modifiée et a pu entraîner des déformations associées. De fortes pluies ont aussi eu lieu lors de cette période et des effondrements de tunnels ont été observés sur le terrain, ces phénomènes peuvent eux aussi entraîner des déformations associées.

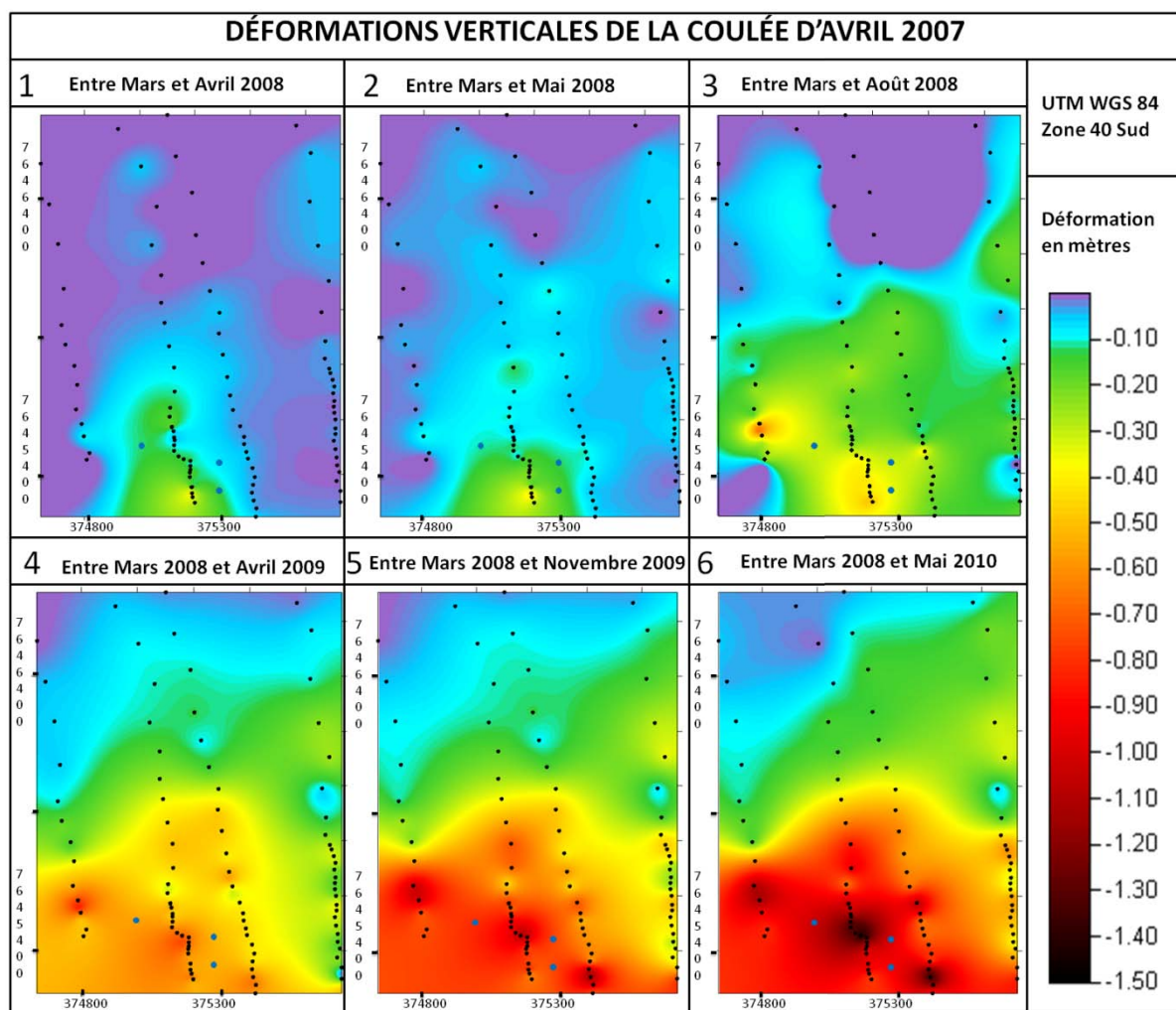


Figure 4-30: Évolution de la déformation verticale cumulée. Les déformations maximales se situent dans la zone de maximum d'épaisseur au Sud de la coulée d'avril 2007.

La Figure 4-30 permet de quantifier les déplacements cumulés observés sur la zone d'étude en extrapolant les valeurs mesurées. Les déformations se localisent principalement dans la zone Sud de la coulée et ont atteint jusqu'à -1,46 m, ce qui correspond à la zone occupée par les « pahoehoe » et par les « 'a'a » présentant une épaisseur supérieur à 20 m. Cette zone présente aussi une forte concentration de tunnels, dont certains se sont effondrés.

Les déformations mesurées (présentées Figures 4-29 et 4-30) sont proportionnellement plus importantes en saisons des pluies qu'en saison sèche. Ce qui est illustré ici par une diminution par « palier » des vitesses de déformation. Ces « paliers » étant constitués d'une saison sèche puis d'une saison des pluies présentant des vitesses similaires alors que la diminution devrait être plus progressive.

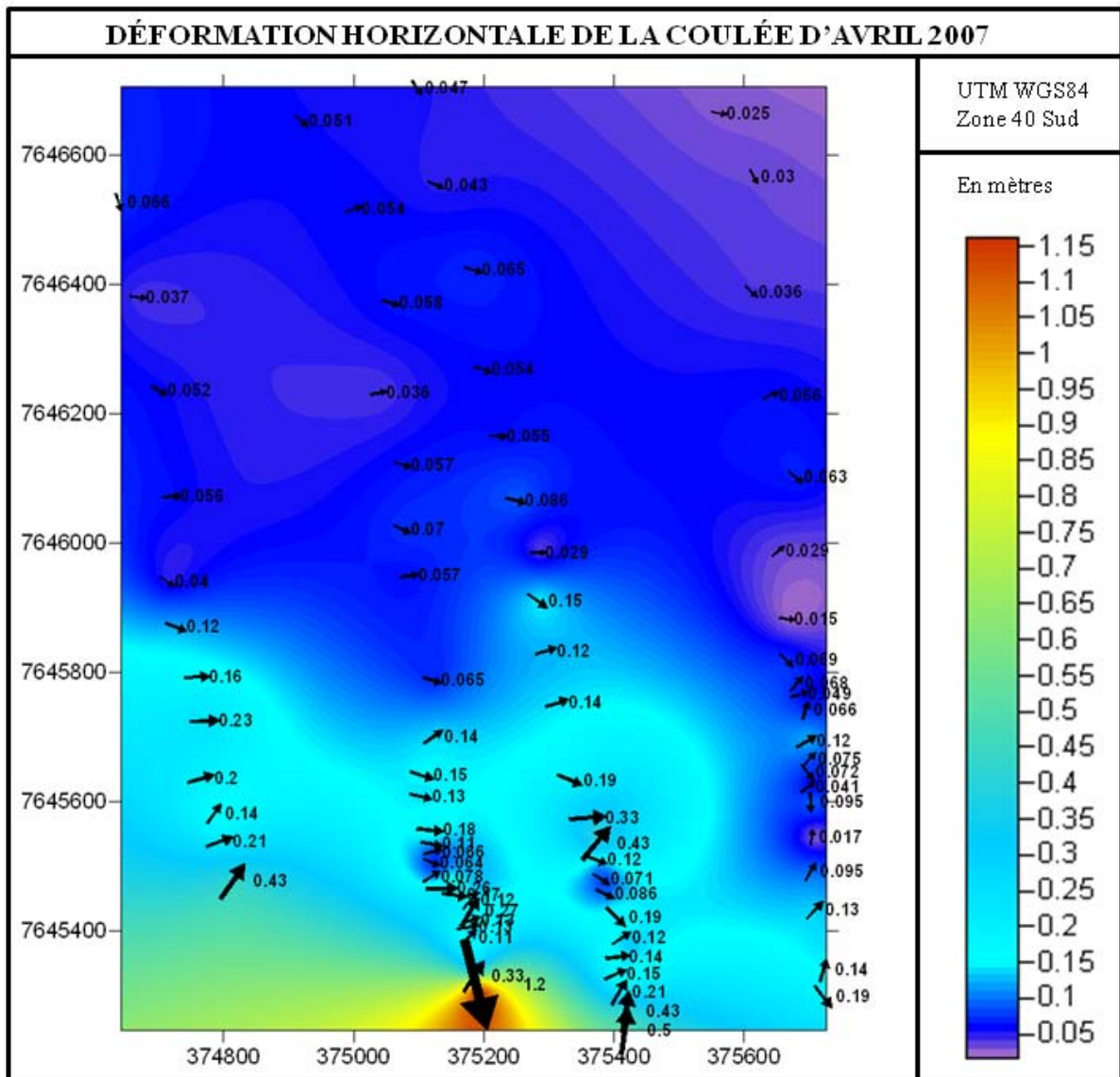


Figure 4-31: Mouvements horizontaux de la coulée d'avril 2007. Les déformations maximales se situent dans la zone de maximum d'épaisseur.

Les déformations horizontales ont elles aussi été mesurées. La Figure 4-31 illustre les déformations horizontales (en mètres) sur les deux années de mesures. Sur l'ensemble des transects entre mars 2008 et mai 2010, les flèches indiquent la direction du déplacement et leur taille est proportionnelle au déplacement mesuré. Le déplacement horizontal s'effectue principalement vers l'Est, c'est à dire en direction de la plus grande pente. Toutefois des déformations locales vers le Nord-est ou vers Sud-est sont aussi observées. Ces déformations coïncident avec les plus fortes zones de déformations verticales. Les flèches de mouvements horizontaux s'orientent vers les zones de plus fortes déflations. De nouveau on constate que les déformations les plus élevées sont au Sud. Les déformations sont moins importantes au niveau du transect 3 qui est le plus à l'Est.

Les récepteurs GPS permanents ont été placés dans cette zone de maximum de déformation. Une déformation verticale entre 50 cm et 1 m y a été enregistrée, ainsi qu'un mouvement horizontal vers l'Est entre 10 et 20 cm. Les mouvements Nord-Sud sont tous inférieur à 10 cm et ne semblent pas suivre des évolutions spécifiquement

orientées. En revanche les déformations verticales et horizontales vers l'Est semblent suivre le même type de courbes d'évolutions pour les trois récepteurs.

3.4. DISCUSSION ET CONCLUSION

Dans les paragraphes 3.2 et 3.3 de ce chapitre, nous avons observé que les plus fortes déformations se situent au niveau des zones les plus épaisses.

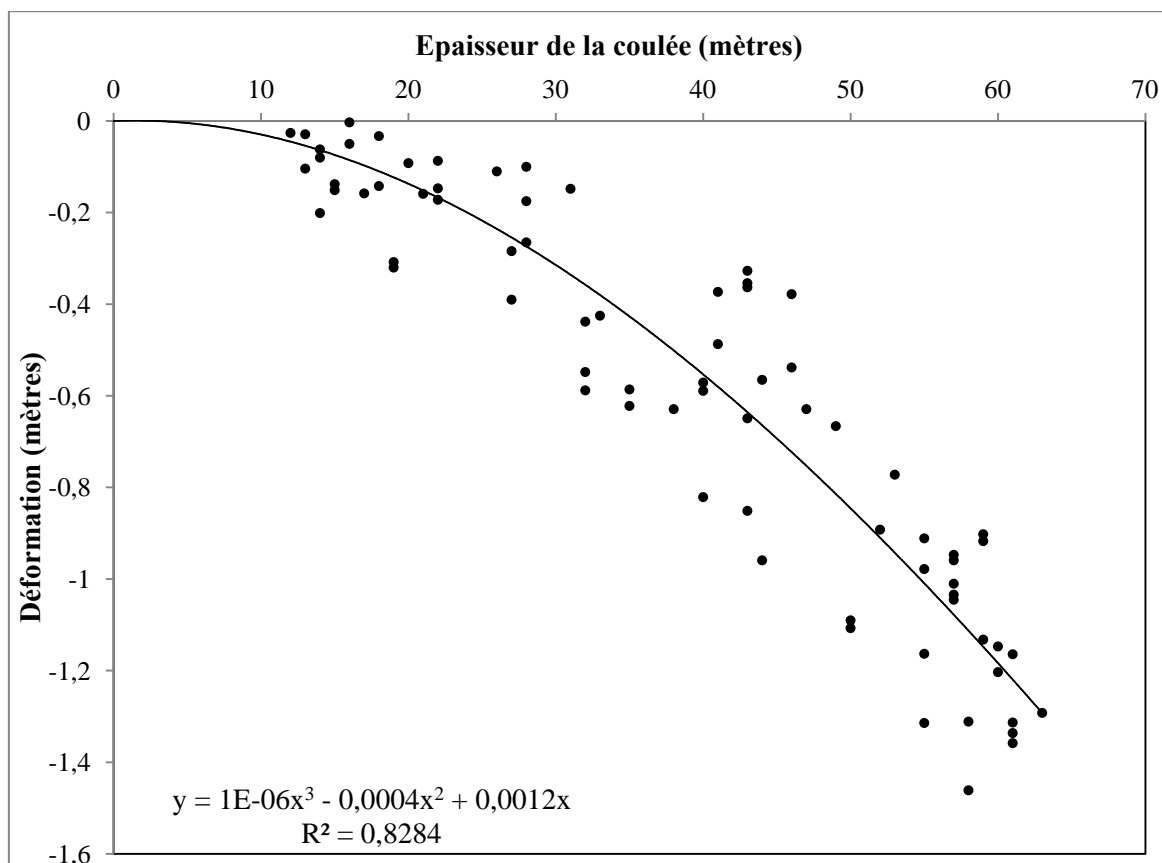


Figure 4-32: Corrélation entre épaisseur de la coulée et déformation mesurées. Plus la coulée est épaisse plus les déformations sont grandes. Mesures réalisées entre mars 2008 et mai 2010

La Figure 4-32 illustre cette corrélation entre l'épaisseur de la coulée et les déformations cumulées mesurées. Une loi polynomiale modélise finement la relation entre épaisseur et déformations entre mars 2008 et mai 2010. Cependant, l'éruption a cessé 11 mois avant le début des mesures. Nous avons démontré auparavant que les vitesses de déformation diminuent avec le temps. Si l'on admet que les vitesses de déformation sont asymptotiques, il est probable que des subsidences plus importantes aient eu lieu antérieurement. Par conséquent l'extrapolation réalisée ici sous estime les déformations. C'est certainement pour cela que les résultats sont inférieurs à ceux obtenus par Villeneuve (2000), même si la coulée est plus épaisse. Villeneuve (2000) avait observé le même phénomène sur la coulée de 1998 et avait estimé que les déformations liées aux substrat étaient minimales comparées à celles intervenant au niveau de la coulée.

Les résultats sont cependant bien supérieurs à ceux obtenus par Briole et al. (1997), qui trouvent une vitesse de déformation moyenne de 10 cm.an⁻¹ à l'Etna sur une coulée plus épaisse (80-90m). Or cette étude a été réalisée deux ans après la mise en place de la coulée, il est difficile de connaître la contribution temporelle à ces mesures, il faudrait pour cela un an de plus de mesures sur notre réseau pour pouvoir faire une comparaison fiable.

La distribution spatiale des épaisseurs et des textures induit une subsidence hétérogène selon le point considéré. Une des causes plausibles des déformations enregistrées est la subsidence. Elle est probablement due à une contraction thermo-élastique de refroidissement de la coulée (Stevens et al., 2001 ; Lu et al, 2005). Une

autre serait le fluage, puisqu'il a été vu au paragraphe 2 de ce chapitre que le cœur de la coulée a des températures qui correspondent à un cœur visqueux. L'influence de la pente du substrat et de l'épaisseur de la coulée sont alors indissociables. Plus la pente est importante, plus le fluage est important, et plus la coulée est épaisse plus le cœur est visqueux et plus celui-ci peut induire du fluage. Cette hypothèse permettrait d'expliquer la différence de déformation observée au niveau du transect 3. Ce dernier se situant au niveau de la rupture de pente du substrat, avant la mise en place de la coulée, les déformations plus faibles seraient liées à la diminution du fluage engendré par la pente.

La partie Sud de la coulée, qui est aussi la plus épaisse, est composée majoritairement de « pahoehoe » (Figure 4-1 A). Ces coulées forment un complexe multicouche, présentant de nombreux tunnels. La présence de tunnels influe sur le comportement de toute une zone et pas seulement à leur emplacement. La déformation de la coulée plus forte au niveau de sa zone de maximum d'épaisseur peut être aussi en partie liée à son propre poids, qui lors du refroidissement n'est plus compensé par la dilatation thermique, et engendrerait une diminution de la porosité (tunnels compris).

4. DISCUSSION ET CONCLUSION

Il y a plusieurs processus de déformation intervenant après la mise en place d'une coulée: la subsidence thermo-élastique de la coulée de lave; la déformation en raison du chargement par la lave ; et l'affaissement de la coulée de lave en raison de la contraction thermique et de la consolidation (Stevens et al., 2001 ; Lu et al., 2005). Ces processus de déformation sont superposés et couplés avec d'autres facteurs créant un système complexe de déformation. La déformation locale des surfaces de lave fournit des contraintes sur les propriétés physiques et rhéologiques (Lu et al., 2005). Elle tend à contaminer la déformation à l'échelle de la coulée causée par des compensations, liées à des effondrements de tunnels par exemple, qui ont des répercussions sur les mouvements de surface et par conséquent sur l'emplacement de clous et des récepteurs de mesure. Un phénomène de déformation du substratum peut aussi être supposé, comme étant un des facteurs des déformations verticales observées (Villeneuve, 2000). Il n'a pas été quantifié dans cette étude.

Dans ce chapitre, nous avons identifié deux processus influençant les déformations. Le premier est la rétraction thermique et le second la viscosité du cœur de la coulée, qui d'après nos résultats de modélisation est encore fluide. La conduction thermique influence ces deux processus, puisqu'elle est le facteur principale du refroidissement de la coulée. En raison de la forte influence de la composante thermique, l'évolution de la température de la coulée a été évaluée par modélisation (Paragraphe 4.2 de ce chapitre). La modélisation proposée a été réalisée dans le but de mieux comprendre la dynamique de refroidissement de la lave sur plusieurs années, mais surtout prédire la distribution et l'évolution des isothermes avec le temps en l'absence de fractures (Long et al., 1986 ; Reiter et al., 1987 ; DeGraff et coll., 1989 ; DeGraff et Aydin, 1993 ; Grossenbacher et McDuffie, 1995 ; Lore et coll., 2000, 2001 ; Kattenhorn et al., 2008). Une étude exhaustive du réseau de tunnels et de la fracturation permettraient d'évaluer la perméabilité de la coulée.

Les résultats du modèle correspondent à une version très simplifiée de la coulée, mais ils nous ont permis des estimations des répartitions de température. En raison de la différence dans les mécanismes de refroidissement à travers la limite supérieure correspondant à l'air (convection et rayonnement) par rapport à la limite inférieure qui est le substrat rocheux (conduction), les isothermes migrent loin de la limite supérieure à un rythme plus rapide (Neri, 1998 ; Kattenhorn et al., 2008). Ils définissent des boucles fermées autour du cœur chaud se situant aux environs de 40 m de profondeur dans la zone la plus épaisse. Ce cœur chaud est ductile et pourrait entraîner un fluage, répondant à la fois à une subsidence thermo-élastique de la coulée et à compression mécanique de la coulée (Villeneuve, 2000 ; Delorme, 1994) due au poids de la partie supérieure de la coulée sur le cœur. Or, ce fluage, en raison de la pente de substrat, correspondrait à des contraintes de déformation vers l'Est et verticales. Soit en suivant les courbes obtenues pour les GPS permanent, la proportion de ce facteur est de l'ordre décimétrique (20 cm environ vers l'Est, la part dans la déformation verticale n'étant pas ici déterminée). Il est donc possible de supposer que lorsque le cœur de la coulée se refroidira, ou plus précisément quand il ne sera plus visqueux, les déformations liées à ce phénomène deviendront négligeables voir nulles.

Le réseau de mesure des déformations de la coulée (Paragraphe 4.3 de ce chapitre) mesure l'ensemble des déformations, sans en dissocier la source ou la proportion due à chaque processus. Cependant les processus gravitaires (chargement et subsidence) n'ont pas le même comportement que les processus de contraction pure. Si les phénomènes ont tous des contraintes verticales fortes, la contrainte horizontale vers l'Est est principalement contrôlée par le poids de la coulée et la pente du substrat. Les courbes d'évolution de la

température, obtenues par modélisation, et celles de déformations verticales de la coulée, évoluent temporellement de manière similaire (Figure 4-33). Soit une vitesse de refroidissement et de déformation qui ralentissent d'abord rapidement puis qui diminuent pour se stabiliser puis tendre à devenir nulles.

D'après les premiers résultats de modélisation, quatre ans après la mise en place de la coulée, le cœur est toujours visqueux et le sera encore pour une dizaine d'années. Des déformations devraient par conséquent être observables durant toute cette durée. Plus la coulée est épaisse, plus son cœur est chaud et par conséquent plus le temps de refroidissement et les déformations sont importants.

Pour notre réseau de mesures nous ne disposons que d'une base fixe. Le système est par conséquent moins bien contraint qu'avec un réseau de bases. Cette référence est placée sur une citerne considérée comme stable. Néanmoins, l'absence d'autres références ne permet pas de déterminer si l'endroit sur laquelle elle a été fixée ne présente aucun mouvement par rapport au réseau de mesures. Cela occasionnerait une erreur dans notre calcul de déformation.

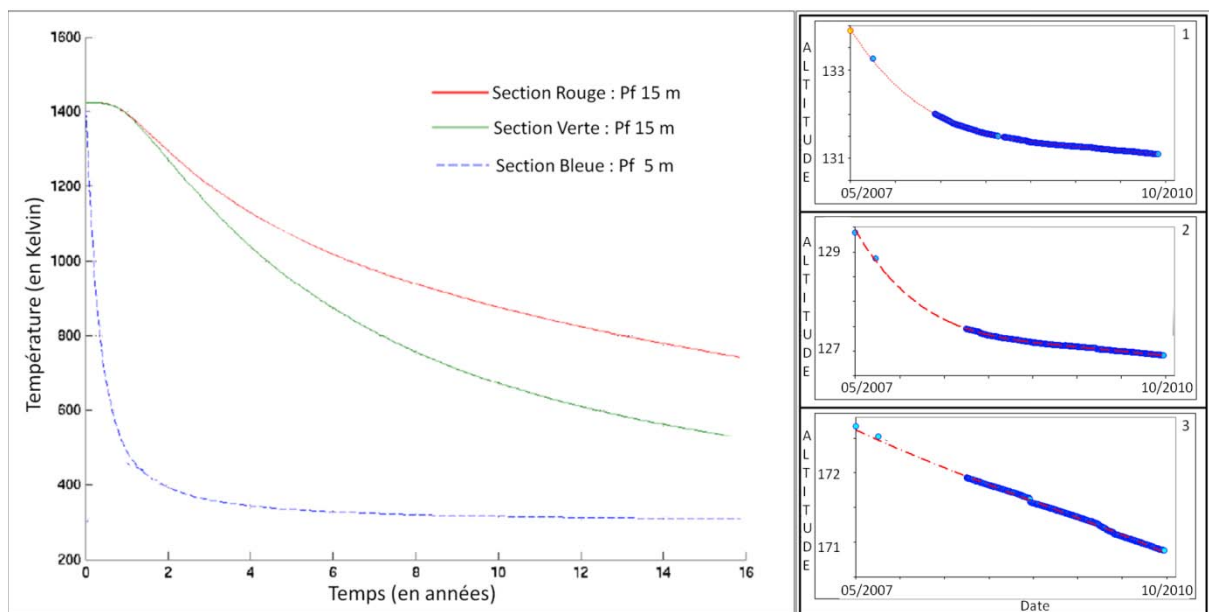


Figure 4-33: Comparaison de l'évolution temporelle de la température et de la déformation A./ Evolution de la température des trois sections à une profondeur de 15 m (conférence en préparation : *Emplaced lava flows, that is not the end: Thermal modeling for the Piton de la Fournaise flows April 2007*. C. Smutek, Z. Servadio, B. Cordonnier, P. Saramito, VOLCANO IUGG, Melbourne 2011). La section bleue ayant une épaisseur de 10 m la courbe bleue en pointillés à l'évolution de la température à 5 m de profondeur. B./ Variations verticales mesurées à l'aide de récepteurs GPS permanents (collaboration OVPF et Laboratoire GéoSciences Réunion).

5. PERSPECTIVES

DEFORMATIONS

Nos résultats de déformations, mesurés point par point et extrapolés, pourraient être comparés à de l'interférométrie RADAR sur la même zone. Cela permettrait de comparer les résultats de la déformation de la coulée, mais aussi de l'influence de sa masse sur le substrat environnant (Lu et al., 2005). L'influence de la déformation du substrat sur nos mesures pourrait alors être quantifiée, période par période.

Des estimations de la rétraction thermique dans le temps permettraient de déterminer cette composante dans nos mesures. De même la corrélation entre rhéologie, fluage et refroidissement permettrait de déterminer la part de fluage dans nos mesures.

MODELISATIONS A VENIR

Le modèle permet l'étude de l'influence des principales propriétés physiques et thermiques de la lave sur le processus de refroidissement. L'étude de l'effet de la dynamique thermique, de la conductivité thermique, de la vésicularité et de la dynamique de la cristallisation semble particulièrement pertinente (Neri 1998). Avec ces variables, il est possible d'estimer la diffusivité thermique et l'inertie de la lave. Des mesures en laboratoire de ces variables permettraient une réduction significative du nombre de variables nécessaires dans les applications du modèle. Cela peut être utile dans la planification de la recherche et les enquêtes futures. Le travail présenté peut déjà donner une idée de la complexité des processus de transfert de chaleur qui surviennent au cours du refroidissement de la lave. De plus, les mesures sur le terrain semblent être fondamentales dans la description des caractéristiques morphologiques réels et dans la validation des résultats du modèle.

A partir du modèle simplifié proposé, d'autres modélisations peuvent être effectuées. Les modèles à deux zones (Figure 4-34), avec une zone de densité plus faible (zone 1) et une zone de densité plus élevée (zone 2), présentent une interaction supplémentaire avec un domaine de conduction entre les deux zones de la coulée.

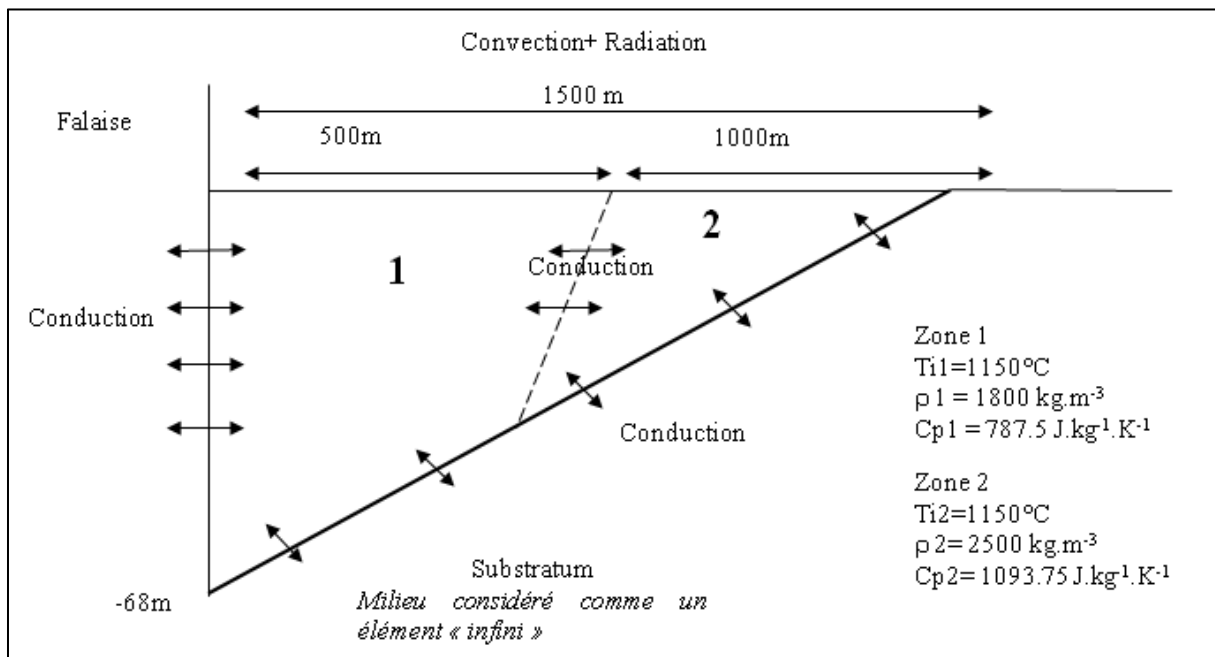


Figure 4-34: Modèle à deux zones. La zone Sud ayant une densité de 2500 kg.m⁻³

Le modèle à quatre zones correspond au modèle simplifié le plus complet (Figure 4-35) puisqu'il représente les quatre zones définies par l'étude de Deroussi et al. (2009) avec leurs densités associées (Figure 4-36). Doivent alors être considérées des limites irrégulières et des domaines d'interaction plus nombreux. Le nombre de ces domaines passe de trois dans le premier modèle, à six dans le modèle à deux zones et à douze dans celui à quatre zones. La dernière étape serait de modéliser le refroidissement de la coulée en quatre dimensions avec les modèles numériques de terrain *ante* et *post* mise en place, en prenant la topographie des couches de Deroussi et al. (2009) (Figure 4-36).

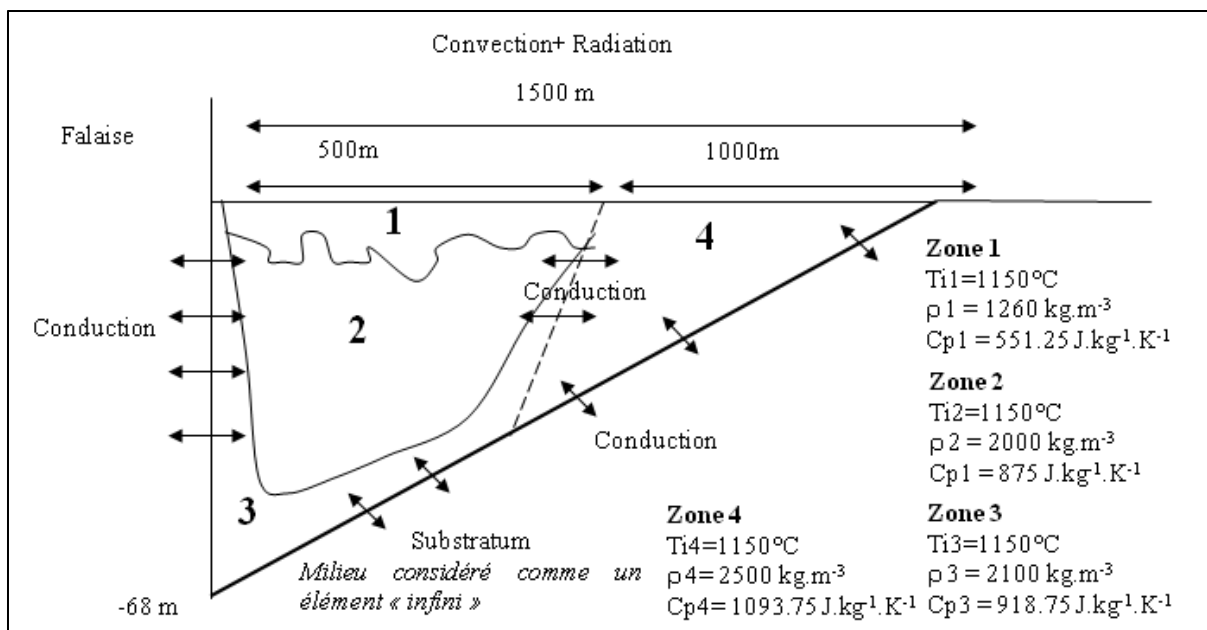


Figure 4-35: Modèle à quatre zones.

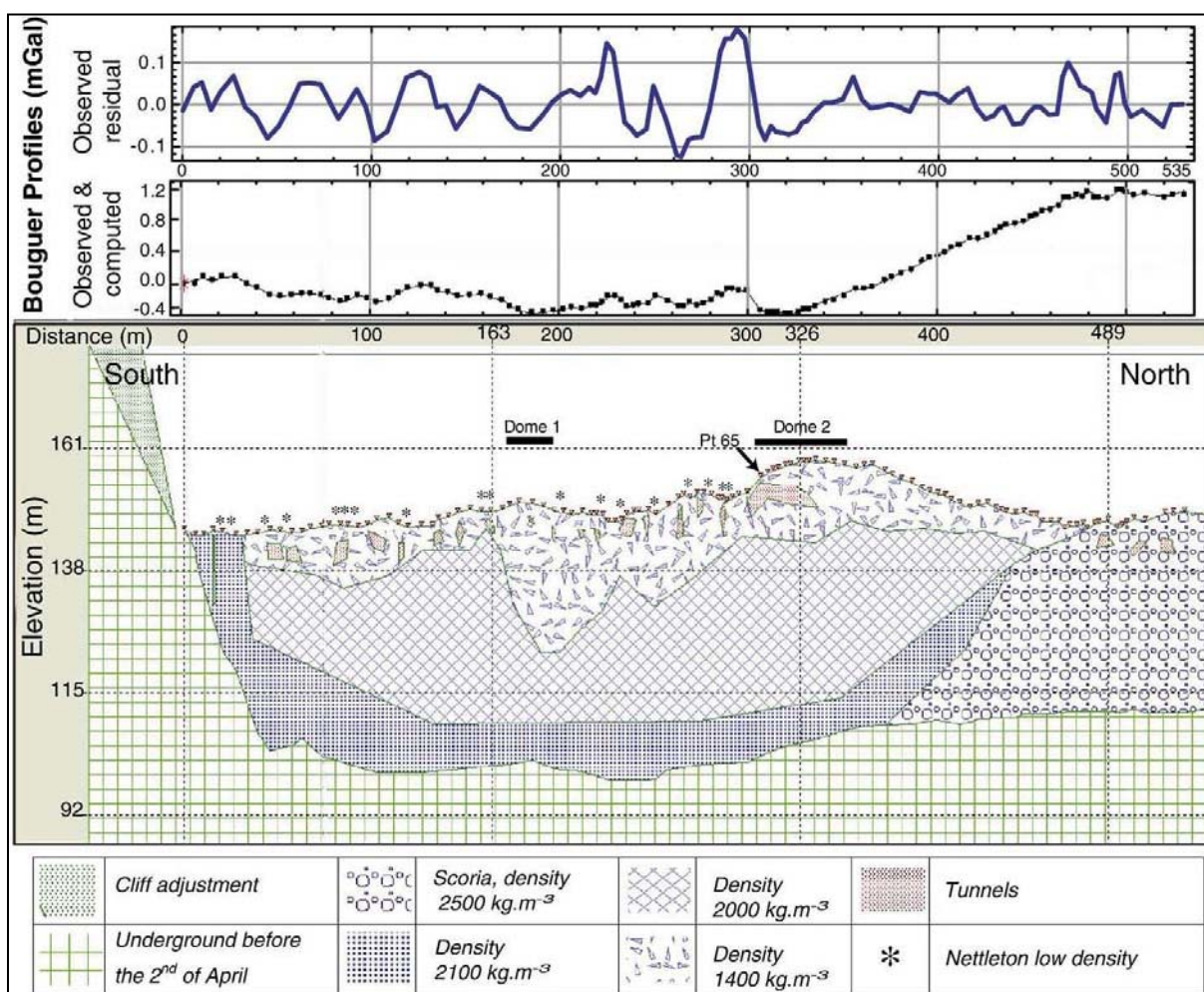


Figure 4-36: Coupe Nord/Sud de la coulée d'avril 2007 proposée par Deroussi et al. (2009)

Les premiers résultats du modèle montrent que la modélisation précise de la surface de lave doit inclure des données atmosphériques quotidiennes (Patrick 2005). Le coefficient convectif (h_c) est apparu comme étant une variable de première importance pour la température de surface de lave. Son rôle est prépondérant dans la perte de chaleur, par convection qui suit le déclin rapide des rayonnements dans les premiers stades de refroidissement. Puis, après ce stade qui dure quelques heures à quelques jours, la conduction devient le processus dominant. La détermination précise de ce paramètre est essentielle dans nos modèles. Des mesures réalisées sur chaque zone de la coulée, permettraient de diminuer les erreurs sur les distributions de chaleurs sur les interfaces intérieures et inférieures à la coulée.

La grande flexibilité du modèle de refroidissement permet de l'appliquer à n'importe quel type de coulée de lave dans pratiquement n'importe quel environnement. C'est un modèle unidimensionnel de transfert de chaleur entre les éléments, les équations resteront valides pour presque toutes les coulées de lave, avec seulement des modifications mineures.

5. DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Dans le cadre de cette thèse, nous avons testé différentes techniques numériques de télédétection, afin de connaître leurs limites, tant dans la représentation que dans les calculs, en développant plusieurs applications sur le Piton de la Fournaise. Ces techniques ont permis de mettre en place des méthodologies de cartographie automatique, des protocoles de création de MNE et de tests de fiabilité, ainsi que des suivis de coulées durant et après leur mise en place. L'essentiel du travail a été centré sur l'obtention de volumes et de débits de coulées de lave par différentes méthodologies et l'appréciation de la fiabilité de ces calculs.

Des mesures fiables de volumes de coulées de lave et de débits sont importantes pour analyser l'activité d'un volcan. Son évolution morphologique est, par exemple, dépendante des volumes émis et de la répartition géographique de ces émissions. La quantification de ces volumes dans le temps permet d'obtenir des courbes cumulatives de volume (Stieljes et Moutou, 1989 ; Rowland 1996 ; Rowland et al. 2003 ; Peltier 2007) et d'en déduire des variations majeures dans l'alimentation magmatique et le comportement éruptif du volcan (Crisp, 1984).

De même, les variations de débit pendant une éruption fournissent des indications sur le système d'alimentation du volcan et le mode de transit du magma au sein de l'édifice (Wadge, 1981; Harris et al., 2000 ; Coppola et al., 2008). Pour la plupart des éruptions, seul le débit moyen est calculé à partir du volume total de lave émis et de la durée d'éruption (Peltier, 2007 ; Peltier et al., 2008). Or, nous avons pu constater que les débits varient fortement lors d'une éruption. Le débit maximal est généralement enregistré en début d'éruption. Leurs évolutions au cours de l'éruption nous renseignent aussi sur le comportement éruptif du volcan.

1. LES DIFFERENTES METHODOLOGIES DE CALCUL DE VOLUME ET DE DEBIT MOYEN

Il existe plusieurs méthodes pour estimer les volumes des coulées de lave par soustraction de MNT:

- Mesures répétées par DGPS avant et après les éruptions (Villeneuve, 2000 ; Staudacher et al, 2009);
- Générer des MNT en utilisant des cartes digitalisées (Stevens et al., 1999) ;
- Utiliser des images satellites, des photographies aériennes en mode stéréo, ou un LIDAR.

Les débits moyens des éruptions peuvent être déduits des volumes émis ou calculés à partir de moyennes de débits sur la durée d'une éruption. Les méthodes permettant de calculer des débits instantanés se basent sur des relations empiriques appliquées à des images thermiques. L'obtention de débits instantanés permet de déduire un volume tenant compte de l'évolution du flux magmatique au cours du temps. Il existe également des études mettant en relation le débit avec la sismicité (Battaglia et al., 2005) et avec le dégazage (Wooster et Kaneko, 1998).

Dans cette thèse, le choix s'est porté sur l'utilisation des images satellites optique, RADAR et thermique. À partir de ces différentes méthodes de télédétection, deux méthodologies permettant d'obtenir des volumes et des débits ont pu être proposées:

- La soustraction de deux MNT, utilisant les images optiques et RADAR (Volume méthode 1 Tableau 5-1), pour la coulée d'avril 2007 les données sont comparées avec les MNT IGN réalisés à partir des images de 1997 auquel la canopée a été soustraite (cf. chapitre 2 de cette thèse);
- Le calcul de débit permettant un suivi temporel de son évolution, utilisant des images thermiques (Volume méthode 2 Tableau 5-1, cf. Chapitre 3).

Le Tableau 5-1 résume les différents résultats obtenus.

| Début de l'Éruption | Volume Estimé (Mm ³) | Débit estimé (m ³ .s ⁻¹) | Volume Méthode 1 (Mm ³) | Débit Méthode 1 (m ³ .s ⁻¹) | Volume Méthode 2 (Mm ³) | Débit Méthode 2 (m ³ .s ⁻¹) | Pourcentage de différence Méthode 1 | Pourcentage de différence Méthode 2 |
|---------------------|----------------------------------|---|-------------------------------------|--|-------------------------------------|--|-------------------------------------|-------------------------------------|
| 26 /12/2005 | 15-20 | 8.81 | | | 16.77 (+/- 5) | 8.43 (+/-2.5) | | 4.2% |
| 20/07/2006 | 2.5-3 | 1.38 | | | 3.47 (+/- 1) | 1.71(+/-0.5) | | 26% |
| 18/02/2007 | <1 | 30,46 | | | 0.11 (+/-0,09) | 2.91(+/-1) | | 78% |
| 02/04/2007 | 100-120 (sur terre) | 46.86 | 105.48 (Lidar) | 44.94 | 72.7 (+/- 25) | 30.97 (+/- 15) | 4.02% | 33.9% |
| | 200 (terre+mer) | 85.2 | 153.61 (ASTER) | 65.44 | | | 39.65% | 32.2% |
| | 220 (terre+mer +intrusion) | 93.72 | 104.93 (SPOT 4) | 44.70 | | | 4.61% | 12.7% |
| | | | 126.87 (TerraSAR) | 54.05 | | | 15.34% | |
| 21/09/2008 | 0.8-1 | 0.9 | | | 1.19 (+/- 0,4) | 1.28(+/- 0.4) | | |
| 15/12/2008 | 1.49 | 0.33 | | | 1.30 (+/- 0,5) | 0.29(+/- 0.1) | | 8.9% |
| 05/11/2009 | <1 | x | | | 0.28 (+/- 0.02) | 6.4 (+/- 0.4) | | |
| 14/12/2009 | <1 | x | | | x | 0.7 | | |
| 02/01/2010 | <1 | x | | | 0.87 (+/- 0.15) | 1.05(+/- 0.2) | | |

Tableau 5-1: Comparaison des volumes et des débits moyens obtenus en utilisant les différentes méthodes. Les volumes estimés sont compilés auprès de Peltier et al. (2009), l'OVVF (Bulletin et communications personnelles), Saint-Ange (2009), Staudacher (2010), Bachèlery (2010 ; Collapse Caldera Workshop, La Réunion). Les Volumes MNT et Débits MNT correspondent aux Volumes et Débits calculés par soustraction de MNT ; Les Volume Thermique et Débit Thermique correspondent aux Volumes et débits calculés à partir de l'imagerie thermique.

Dans ce tableau, avec la méthode permettant de calculer des volumes en utilisant des MNE, il apparaît que seules les coulées présentant une épaisseur importante ont pu être traitées, soit, dans le cas présent, la coulée d'avril 2007. Si l'histogramme d'erreur du MNE est bien centré et ne présente pas trop d'artefacts lors de sa création, la marge d'erreur est inférieure à 20%. En revanche quand des artefacts sont observables et le MNE décentré, comme dans le cas du MNE obtenu avec les images ASTER, le décalage en mètres de l'histogramme d'erreurs entraîne une erreur qui se répercute sur le volume de manière proportionnelle.

Le problème de cette méthode est lié directement à la précision des MNE obtenus. Les erreurs peuvent être horizontales et verticales, mais aussi être dépendantes de l'angle d'acquisition des images ayant permis la création du MNE. Les MNE ne permettent de calculer des volumes de coulées de lave que dans certaines conditions. Pour les coulées peu épaisses (≃ 1m), il est impossible de calculer leur volume par soustraction des MNE obtenus avec les images utilisées ici. Seules les méthodes utilisant le lidar ou la photographie aérienne, de bien meilleure précision, le permettent.

Lors de la création des MNE réalisés à partir d'images optiques, tous les choix de couples d'images ont été déterminés par les conditions climatiques. Cela n'a permis de réaliser qu'un nombre restreint de MNE (dans les pentes et le long de la côte) et MNT (au sommet). Dans les Grandes Pentes cela est lié à la pente et à la végétation. Les images RADAR n'étant pas limitées par la nébulosité, c'est un avantage considérable en zone tropicale. Tous les couples présentant une géométrie permettant la création d'un MNE peuvent alors être utilisés.

Les MNE créés avec SPOT 5 THR et ALOS PALSAR ne couvrent malheureusement pas la zone de la coulée d'avril 2007, mais considérant leurs précisions et leurs histogrammes centrés, les erreurs devraient être inférieures à 20% puisque ne présentant pas d'artefacts.

Les MNT sont plus sujets aux artefacts dans la zone sommitale où leurs précisions diminuent en raison des fortes pentes à orientations différentes et à la faible réflectance du substrat (cf. chapitre 2 ; Toutin, 2006). Dans les zones de fortes pentes (remparts, rivières, zones effondrées...), la sensibilité des bandes spectrales des images optiques et leurs résolutions engendre des erreurs plus fortes que dans le cas des images RADAR.

Quelles que soient les images utilisées, la précision des points de contrôle (GCP) et la corrélation entre les images sont essentielles à la fiabilité des MNE créés. Or, dans le cas des images satellites optiques, tous ces points sont déterminés manuellement, ce qui fait intervenir une source d'erreurs liée à l'opérateur. Dans la création des MNE RADAR, le logiciel corrèle les images entre elles automatiquement (en créant des images de cohérences) et se base sur un MNT préexistant pour obtenir des points de contrôle. Ce MNT préexistant se doit donc d'être fiable et résolu. Dans le cas contraire, une erreur supplémentaire vient s'ajouter lors de la création des MNE. Dans une zone active tel qu'un volcan, une déformation du substrat entre deux acquisitions, empêche la corrélation de deux images RADAR, comme nous avons pu l'observer avec le couple TerraSARX traité. D'où l'intérêt d'allier MNE RADAR et optique pour le suivi de l'évolution morphologique d'un volcan, afin de palier les erreurs liés à chaque méthodes.

De nos jours, le temps d'acquisition entre deux jeux de données d'un couple stéréoscopique se fait lors d'un même passage satellite dans le cas de certains capteurs optiques (ASTER, PRISM, SPOT HRS...). Il en est de même pour des capteurs RADAR tels que ceux de la mission TANDEM-X, lancée en juillet 2010. Les méthodologies de création de MNE récentes ont l'avantage de proposer des couples stéréoscopiques plus performant (angle entre les deux images optimal, même conditions climatiques et d'éclairage de la zone...). De même, les résolutions spatiales et spectrales jouent aussi un rôle important dans les précisions des MNE obtenus. La différence entre MNE et MNT n'est malheureusement pas toujours aisée. Certains couples d'images, comme ALOS PALSAR, permettent de traverser la végétation et donnent alors des MNT sur toute la zone du volcan, même si leurs résolutions sont plus faibles qu'en bande C ou qu'en Bande X. Les MNT en bande L sont particulièrement intéressants pour les grandes pentes et la zone littorale couvertes par de la végétation. En revanche, dans la zone sommitale les MNT obtenus en bande C ou en bande X sont privilégiés.

En imagerie thermique, l'analyse d'images permet de traiter toutes les coulées : épaisses ou peu épaisses, s'écoulant dans une zone plane ou sur un substrat escarpé... Les seuls facteurs limitant sont la nébulosité, la durée de l'éruption et l'angle de prise de vue. En comparant les résultats obtenus par la méthode thermique avec les résultats (Tableau 5-1), on constate que les volumes sont comparables sauf dans le cas de la coulée d'avril 2007. Dans le cas de cette coulée une partie du rayonnement thermique n'est pas observable en raison de l'arrivée de la coulée en mer et d'un couvert nuageux important. Ces deux facteurs entraînent une sous-estimation importante sur le volume obtenu par l'analyse d'images thermiques.

Pour les éruptions de courte durée, la précision du débit moyen est fortement influencée par les heures d'acquisitions, car les images acquises par les satellites peuvent ne représenter qu'un moment donné de l'éruption. Le choix des paramètres permettant les calculs de débits est lui aussi essentiel. Ils sont définis par l'opérateur. La précision des calculs en dérive directement. Si les paramètres sont définis correctement, les estimations obtenues en thermique correspondent à celles obtenues sur le terrain et, dans de nombreux cas, ont des marges d'erreur similaires (Harris et Baloga 2009).

Pour la mesure du débit instantané, l'imagerie thermique présente l'avantage de considérer l'ensemble de la coulée en une seule acquisition, ce qui, avec des mesures de terrain, et/ou dans le cas de plusieurs points d'émission, est très difficile. De plus, ce type d'acquisition permet de déterminer des débits instantanés moyennés et donc de connaître les variations temporelles à court terme du débit.

Pour les estimations des événements de fort volume, et surtout de forte épaisseur, la méthode la plus adaptée semble être la soustraction de MNT, plutôt que l'étude de l'évolution des débits dans le temps (si l'erreur qui leur est liée est bien connue), dès lors que les dates d'acquisition des images ayant servi à la création des MNT fournissent des configurations favorables. L'étude des débits par imagerie thermique, malgré un nombre important de paramètres définis susceptibles d'amener des erreurs, semble plus aisée à utiliser. Elle convient à tous types d'éruptions et donne des estimations de débits et de volumes comparables à ceux obtenus par les mesures sur le terrain (Harris et Baloga 2009). Le principal avantage des méthodes opérant par télédétection est l'obtention d'informations en terrain dangereux ou en zone peu accessible. Concernant l'imagerie thermique, la fréquence d'obtention des images est également un atout. Cela permet, pour un même événement éruptif, de déterminer l'évolution du débit dans le temps, le débit moyen et le volume. Ces méthodologies ont été appliquées au Piton de la Fournaise, mais peuvent être parfaitement adaptables sur d'autres zones volcaniques, et pour les MNE, à d'autres thématiques.

2. CONTRIBUTION A LA TOPOGRAPHIE

Des études passées ont permis d'identifier les principales structures morphologiques de volcans par photographies aériennes ou images satellites pour fournir, par exemple, des cartes de distribution de fissures et de cônes (Bachelery, 1999 ; Connor et Conway, 2000 ; Catry, 2007) ou de coulées de lave (Lénat, 1987 ; Bonneville et al., 1989 ; Legelay-Padovani et al., 1997 ; Villeneuve, 2000 ; Honda et al., 2002 ; Favalli et al., 2009 ; Froger et al., 2007-2010). Au Piton de la Fournaise, les apports les plus volumineux sont constitués par les écoulements de lave émis par les fissures éruptives qui constituent des coulées longues (plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres), de faible largeur (quelques dizaines de mètres) et peu épaisses (1 m dans les pentes à 5 m dans les zones plates (Letourneur et al., 2008)). La juxtaposition de plusieurs écoulements individuels lors d'une même phase va contribuer à la constitution de champs de laves. L'ensemble du champ de lave sera alors considéré comme une même unité.

Nous avons étudié dans le chapitre 1 de cette thèse la cartographie des coulées de lave. Si nous considérons la période de 1998 à 2008 (dates pour lesquelles nous avons les MNT IGN), les apports de matériel nouveau doivent se concentrer sur les zones d'épanchement des laves cartographiées. La Figure 5-1 A représente la différence des MNE IGN réalisés à partir des acquisitions de 2008 et 1997, et la 5-1 B les coulées qui se sont mises en place durant la même période. Globalement, on peut considérer que tout ce qui est en cyan, vert clair et jaune n'a pas changé, puisque nous sommes dans les marges d'erreur des MNE. Il apparaît donc deux tendances :

- Les zones marrons et noires représentent un apport ;
- Les zones kaki représentent une diminution d'altitude de la surface.

Les apports de matériaux proviennent des diverses éruptions qui se sont succédées dans le temps. Leurs caractéristiques dépendent des caractéristiques du magma (fluide ou visqueux), de la fréquence des éruptions, de leur localisation, de la topographie de départ... La zone kaki au niveau du Dolomieu correspond à l'effondrement de 2007. Au delà de ces variations bien identifiées, certaines zones montrent des anomalies ne correspondant pas, a priori, à un apport ou un départ connu de matière. Par exemple, la zone Nord du cône volcanique présente des valeurs négatives de l'ordre de dix mètres alors qu'elle devrait montrer des variations restant dans la marge d'erreur ou avoir des valeurs positives. De même, des valeurs négatives sont calculées, sans raison connue, au niveau du Piton Crac, du rempart Sud et au Nord de l'enclos. Toutes ces zones correspondent à des pentes ayant une orientation vers le Nord. Une erreur intrinsèque à l'un des MNE IGN est donc suspectée, des erreurs similaires ayant été observées lors des tests de fiabilité avec les points d'aérotriangulation et les points obtenus par DGPS (sur la totalité de la zone d'étude : points DGPS de l'IGN, et point d'aérotriangulation obtenus par Villeneuve (2000); sur le sommet : campagne 2008 de mesure DGPS réalisée par Nicolas Villeneuve).

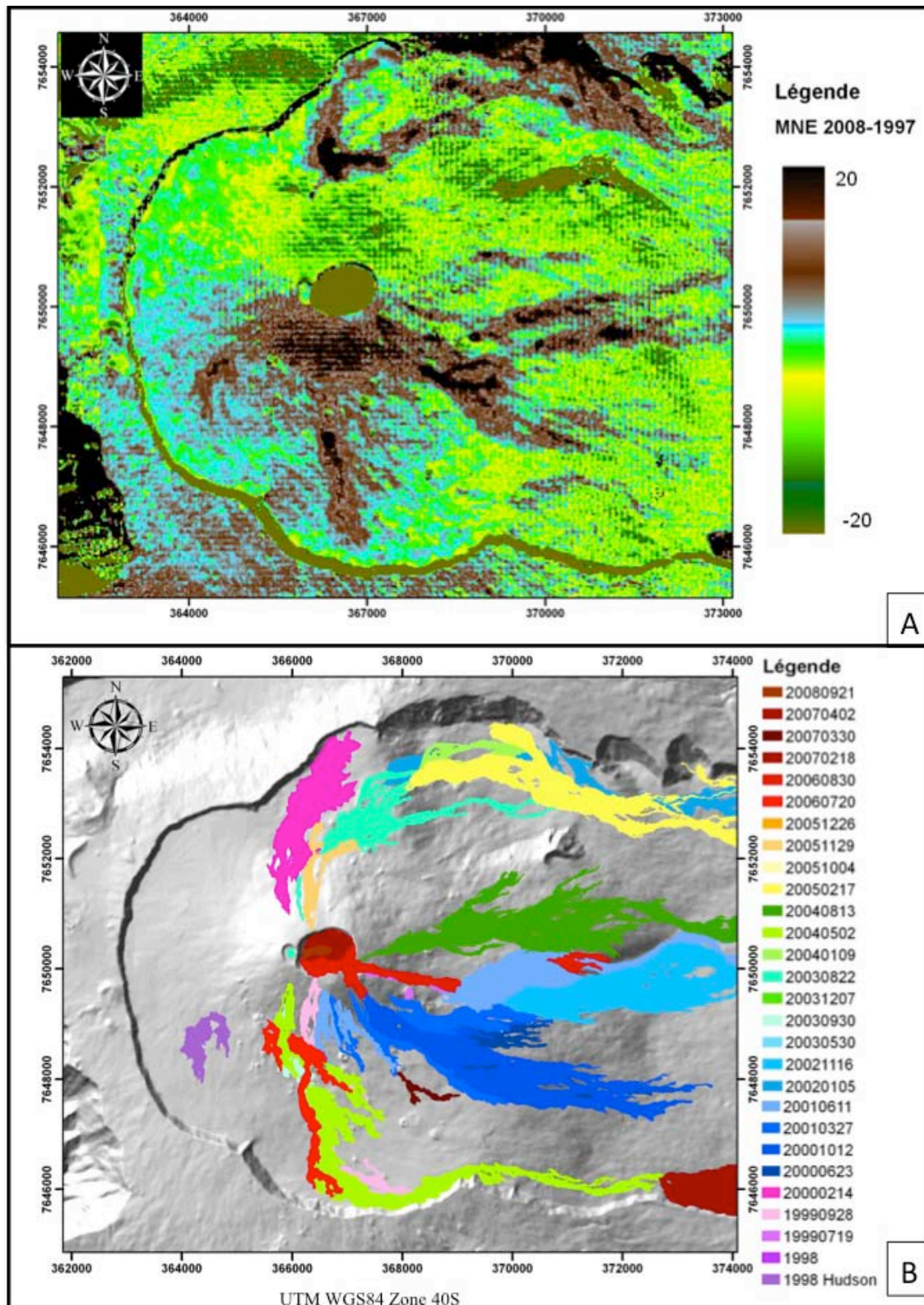


Figure 5-1: A/ Différence des MNE IGN réalisés à partir des acquisitions de 2008 et 1997 ; B/ cartographie des coulées de lave de 1997 à septembre 2008. Les zones en noir et marron correspondent aux zones de mise en place de nouvelles coulées, à l'exception des zones végétalisées et de l'effondrement du Dolomieu. Une dissymétrie est observée au niveau du cône, avec une surestimation de l'épaisseur au Sud et une sous-estimation au Nord.

Que ce soit sur les MNE réalisés lors de cette thèse ou les MNE IGN, les zones d'apport qui correspondent aux nouvelles coulées ne se poursuivent pas toujours dans les Grandes Pentes. Ceci peut être expliqué par la

conjugaison de l'épaisseur plus faible des coulées dans cette zone (elle est généralement comprise dans la marge d'erreur) et la présence de végétation. Pour que les coulées soient identifiées dans ces zones, il faut qu'elles s'écoulent sur des zones dépourvues de végétation (d'anciennes coulées) ou que l'épaisseur cumulée de lave accumulée durant ces onze ans soit supérieure à la hauteur de la canopée initialement présente. Il faut aussi prendre en compte l'erreur et la résolution. Dans le cas de zones de sol nu et plan ne présentant pas de déformation, des coulées présentant une faible épaisseur peuvent néanmoins être visualisées en utilisant les différences des MNE créés (Figure 5-2).

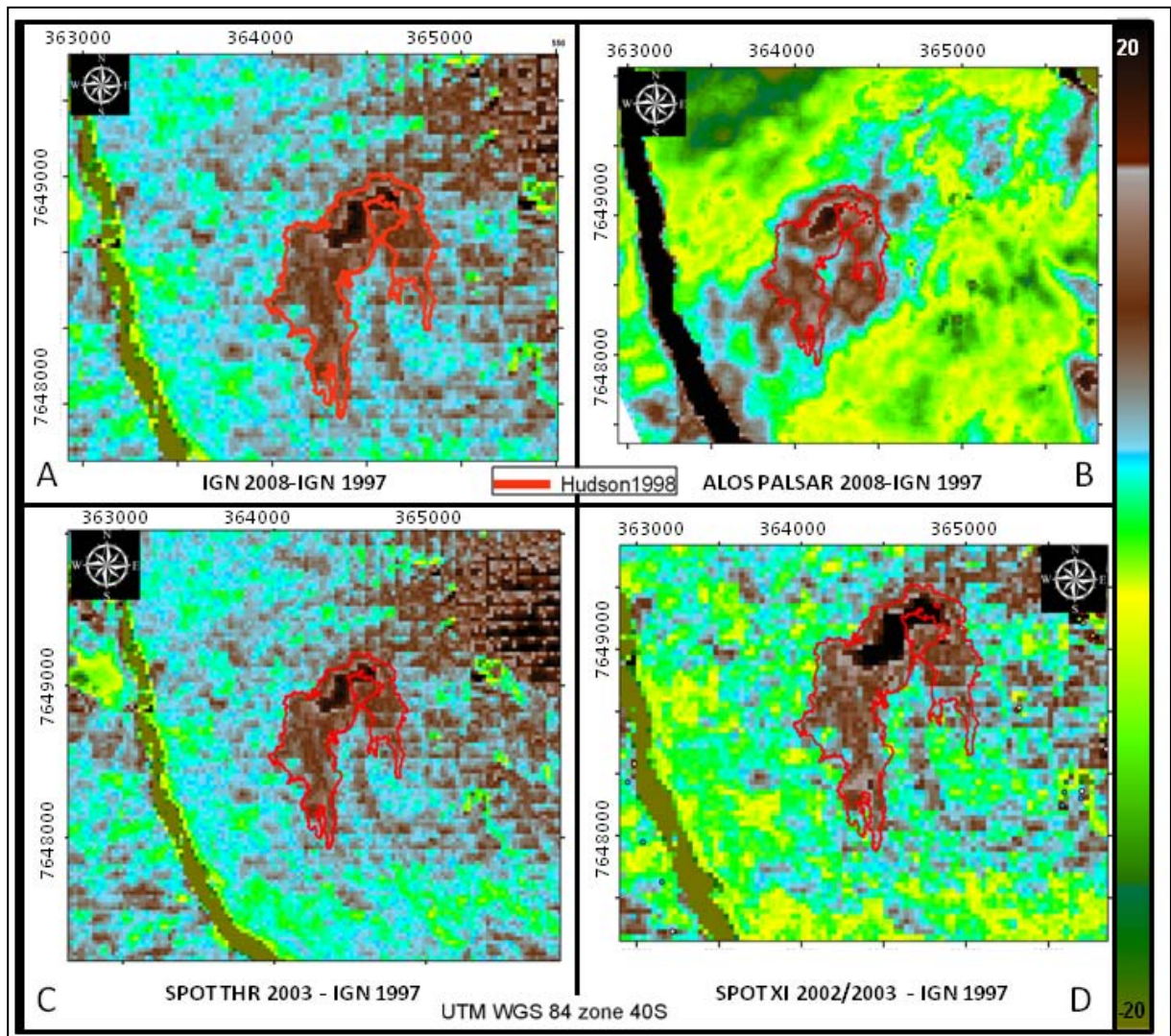


Figure 5-2: Soustraction de MNT. Contours rouges représentant la Coulée Hudson de 1998. A/ IGN 2008-IGN 1997; B/ALOS PALSAR 2008 -IGN 1997; C/ SPOT THR 2003-IGN 1997; D/ SPOT XI 2002-2003 - IGN 1997. Les MNT optiques des cartes C et D sont obtenus par corrélation directe, le MNT ALOS (B) est obtenu par corrélation directe puis filtrage. On constate que les MNT n'utilisant pas de filtre permettent une meilleure délimitation de la zone où la coulée s'est mise en place, tandis qu'avec un filtrage du relief, et par conséquent une diffusion du contour, est obtenu.

A titre d'exemple, nous traiterons du cas de la coulée de 1998 émise par le cratère Hudson sur le flanc Sud Ouest du cône terminal de la Fournaise. Cette zone est plane et dépourvue de végétation. L'erreur des MNE y est donc moins forte. La Figure 5-2 illustre trois des tests effectués. La première constatation, surprenante, est que les MNE optiques mettent mieux en évidence cette coulée. La cause peut être directement liée à une étape dans la création des MNE RADAR, qui filtre les artefacts et peut entraîner une diffusion constatée sur la différence obtenue avec les MNT ALOS.

3. ALIMENTATIONS MAGMATIQUES

Les courbes d'évolution de débit, obtenues par imagerie thermique, permettent d'évaluer les variations du taux de magma émis. Ces données contribuent aux calculs de volume de laves émises et donnent des informations sur l'alimentation magmatique. En associant les volumes de laves émises aux volumes des intrusions, une estimation globale de la production magmatique peut être réalisée.

Les variations d'une courbe de débit peuvent être utilisées pour discuter des mécanismes éruptifs pendant l'activité volcanique (Wadge, 1981, Harris et al., 2000). Elles aident à contraindre des rapports entre le débit et les caractéristiques morphologiques ou dimensionnelles. Par exemple, Rowland et Walker (1990) utilisent ces variations pour déterminer la transition pahoehoe-'a'a. Calvari et Pinkerton (1998) étudient la relation entre les variations de débits et la formation de chenaux et de tunnels, ainsi que leurs tailles.

La Figure 5-3 illustre l'évolution du débit pour six éruptions du Piton de la Fournaise :

- Eruption du 26 décembre 2005 au 18 janvier 2006 (éruption de type océanite, le long du rempart Nord)
- Eruption du 20 juillet au 14 août 2006 (éruption au niveau du cône volcanique)
- Eruption du 2 avril au 2 mai 2007 (éruption de type océanite, le long du rempart Sud)
- Eruption du 21 septembre au 2 octobre 2008 (éruption sommitale, Dolomieu)
- Eruption du 15 décembre 2008 au 4 février 2009 (éruption sommitale, Dolomieu)
- Eruption du 2 au 12 janvier 2010 (éruption sommitale, Dolomieu)

Les éruptions de décembre 2005 et d'avril 2007 présentent des évolutions similaires. Elles sont localisées au niveau ou à proximité des remparts, et sont dites « de type océanite ». Les caractéristiques de ces éruptions allient l'émission de basaltes riches en mégacristsaux d'olivine et des débits élevés. Les premières phases présentent de très forts débits (64 à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Coppola et al., 2008). Ces derniers augmentent les premiers jours et sont associés à des fontaines de lave et à la formation de nombreux chenaux.

Après cette première phase d'activité très importante, une phase de très nette diminution, voir de cessation temporaire d'activité est observée. S'en suit une phase de regain d'activité qui a un débit correspondant à environ un dixième de la phase maximum.

Les éruptions de septembre 2008, décembre 2008 et de janvier 2010 sont sommitales (dans le cratère Dolomieu), de faible débit moyen ($0,29$ à $1,28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Peu d'images ont pu être traitées pour les éruptions de septembre 2008 et janvier 2010 (respectivement 12 et 11 jours d'éruptions) en raison d'un couvert nuageux récurrent. Pour décembre 2008, l'éruption ayant duré 52 jours, il a été possible d'obtenir une évolution globale du débit de l'éruption, un nombre d'images satellites thermiques ayant permis le suivi sur la totalité de l'éruption.

Cependant, un nombre d'images limité a pu être traité lors de deux semaines au mois janvier 2009, ce qui limite la précision des débits moyens lors de cette période. Pour l'éruption de janvier 2010, les premières acquisitions sont réalisées alors qu'une partie de l'anomalie est masquée, cela entraîne une sous-estimation du débit. Les comportements notés pour ces trois éruptions sont malgré tout comparables. Les débits sont variables, même si une tendance à un taux effusif plus fort en début d'éruption est constatée. Cela est certainement dû à la mise sous pression de la chambre magmatique ayant précédé l'éruption (Wadge 1981). Puis, vient une phase de stabilisation jusqu'à la cessation de l'activité.

Lors de l'éruption de juillet 2006 qui a eu lieu sur le flanc Sud du cône, les mesures présentent une limitation liée à la nébulosité. Pour de nombreuses images, seule la méthode MIR est applicable, entraînant une surestimation du débit maximum. Cette éruption présente de fortes variations de débits.

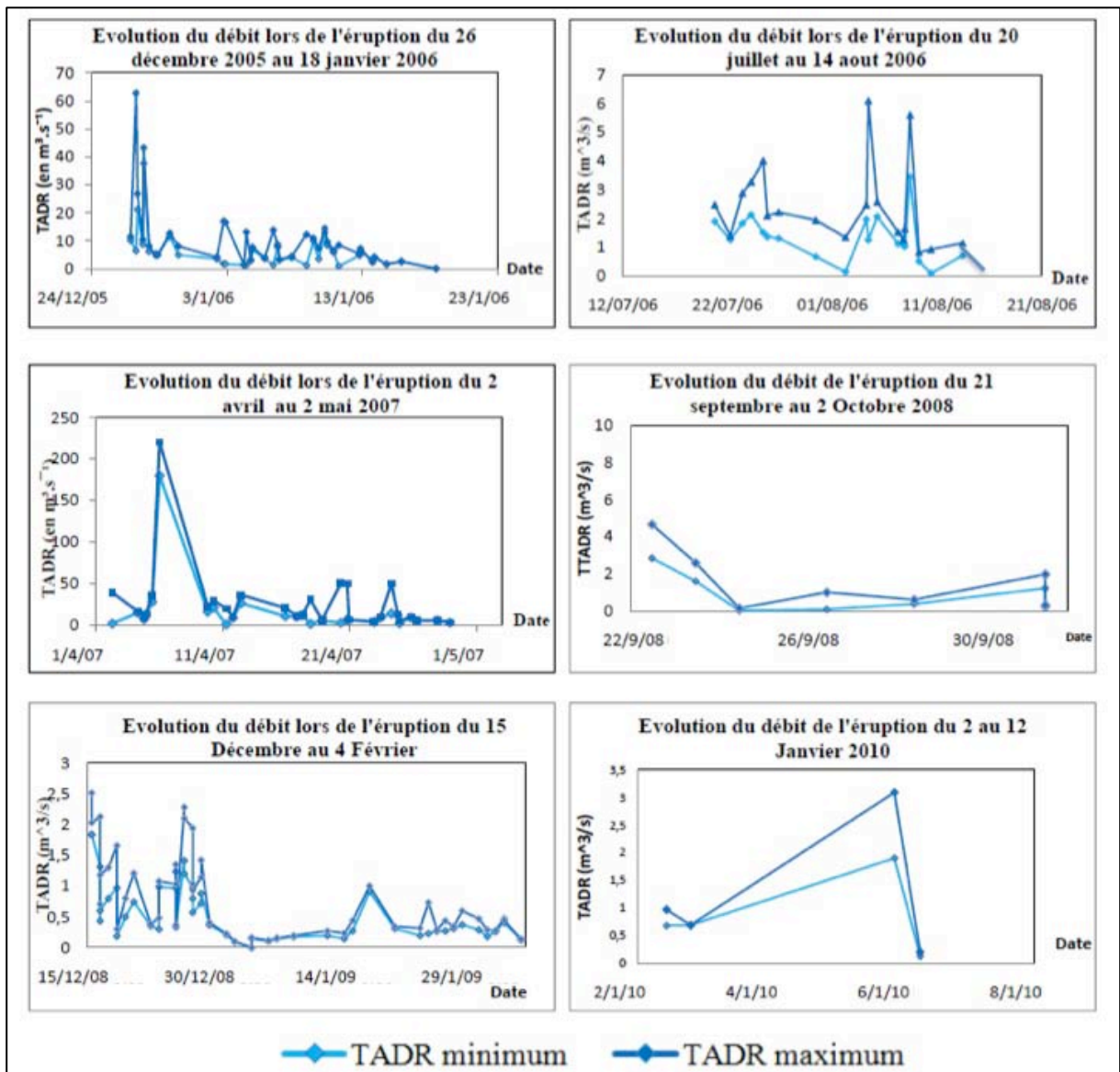


Figure 5-3: Évolution du débit calculé par imagerie thermique pour six éruptions du Piton de la Fournaise entre 2005 et 2010. Deux éruptions à forts débits, trois à faible débit et une à débit moyen.

A partir de ces séries temporelles de débits, il est possible de définir deux types de comportements, ces derniers étant similaires à ceux trouvés Harris et al. (2000) pour l'Etna et le Krafla:

- le type I correspond à des éruptions à fort débit en début d'éruption ($>20-30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), présentant de très fortes variations temporelles ($> 10-20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et un volume supérieur à 10 Mm^3 . Les débits moyens observés sont supérieurs à $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'évolution temporelle se traduit par une tendance globale à la diminution puis à la stabilisation du débit. Cette diminution peut se faire de manière régulière ou présenter des oscillations (Figure 5-4).
- Le type II correspond aux éruptions ayant un faible débit moyen ($< 4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), mais présentant des activités persistantes (Figure 5-5). Ces activités se produisent essentiellement en zone sommitale. Les volumes sont directement liés à la durée de l'éruption. Si l'éruption est proximale les évolutions temporelles sont similaires, mais les débits plus importants.

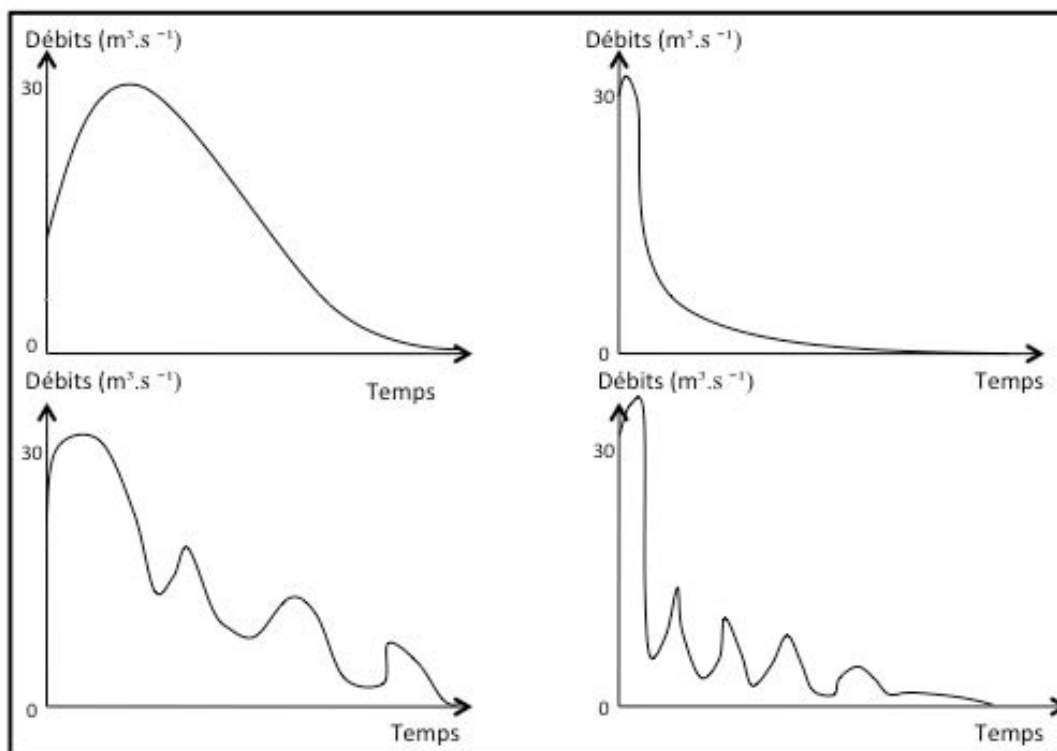


Figure 5-4: Simplification des éruptions de Type I (forts débits). Ces courbes sont créées sans référence à une éruption réelle. Elles correspondent au type d'éruptions pouvant être observées. Le débit initial est directement très élevé ou augmente progressivement les premières heures (ou les premiers jours) avant de diminuer continuellement ou par oscillation jusqu'à cessation de l'activité.

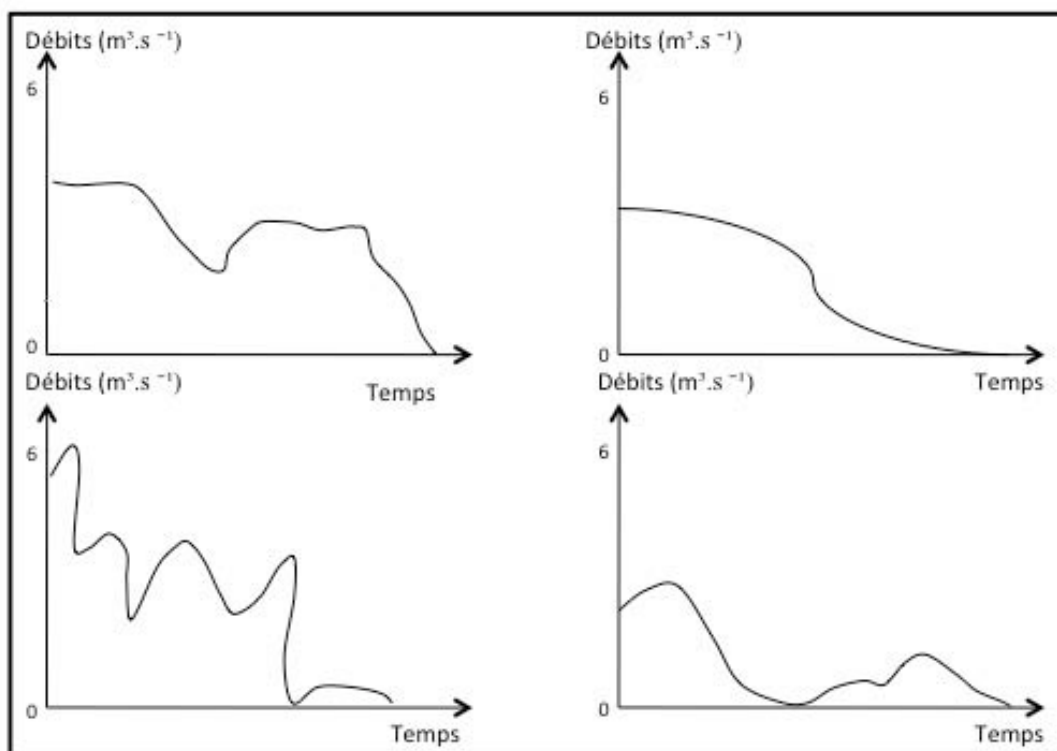


Figure 5-5: Simplification des éruptions de Type II (faibles débits). Ces courbes sont créées sans référence à une éruption réelle. Elles correspondent au type d'éruptions pouvant être observées. Le débit, après un léger pic initial, varie de manière aléatoire, en fonction de l'alimentation magmatique.

Harris et al. (2000) expliquent le type I par un système pressurisé qui résulterait du drainage d'une chambre magmatique peu profonde. Le type II serait un drainage de système constamment alimenté. Ce type d'éruption serait le résultat de la fuite persistante et stable d'une partie ou de toute la provision de magma donnant des taux d'effusion stables mais faibles.

Famin et al. (2009) proposent trois types d'éruptions par l'interprétation des analyses géochimiques réalisées sur les éléments majeurs et volatils de différentes éruptions du Piton de la Fournaise. Le premier type correspond à des magmas parentaux (Figure 5-6 en bleu) qui peuvent de temps en temps monter directement d'un réservoir profond (7.5 km ou plus). Les magmas subissent alors la différenciation par le fractionnement de plagioclase et clinopyroxène (Figure 5-6 en jaune) lors de leur remontée. Ce type est dit exceptionnel (Figure 5-6(1)), cela est observable, par exemple, lors l'éruption de 1998 (Fukushima et al., 2010). La plupart des magmas parentaux montent épisodiquement d'un réservoir moins profond (2-2.5 km) ou d'un complexe de réservoirs connectés. C'est dans ces réservoirs qu'ils subissent la différenciation, permettant aux olivines de se développer (même s'il en existe aussi dans le manteau). Entre les recharges épisodiques, ce réservoir devient verticalement zonal, d'un point de vue chimique, en raison de la différenciation (Figure 5-6 avec des basaltes stables en haut (en rouge) et des basaltes riches en olivine (océanites) au fond (en vert)). Les intrusions générées depuis le sommet de ce complexe de stockage et arrivant au sommet provoqueraient les éruptions sommitales (Figure 5-6), tandis que celles provenant de la base de ce réservoir intermédiaire seraient à l'origine des éruptions latérales (Figure 5-6) (Peltier, 2007 ; Peltier et al., 2008).

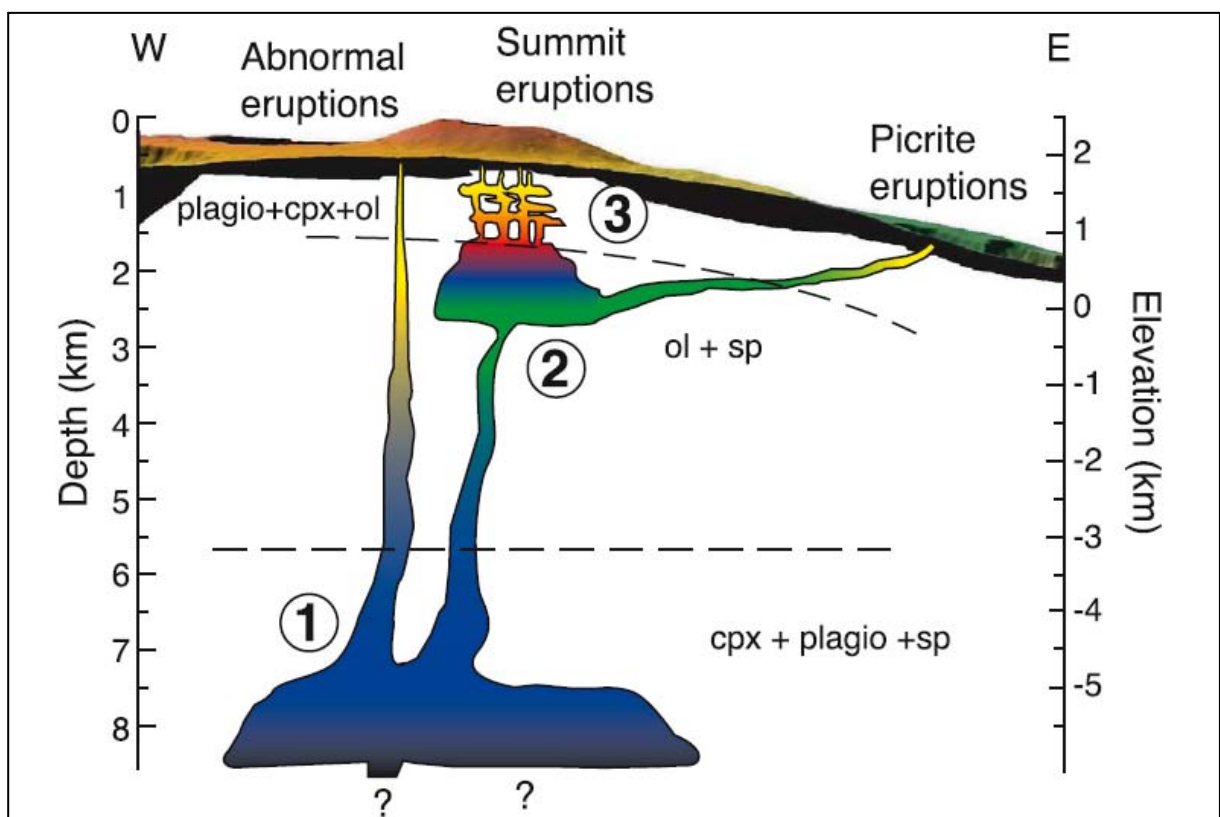


Figure 5-6: Modèle géochimique conceptuel de stockage de magma et de son transport sous le Piton de la Fournaise (Famin et al., 2009). Deux zones de stockage apparaissent : une profonde (1) et une superficielle (2), auxquelles se rajouterait un réseau de dyke à l'aplomb du sommet (3).

Le système proposé par Famin et al. (2009) inclue un réservoir superficiel et un réseau d'intrusions. Les données seules de débits ne nous permettent pas de nous prononcer sur cette organisation.

Ici nous ne prenons pas en compte les éruptions de type « exceptionnelles », pour lesquelles le cheminement des laves est « direct », car elles ne se produisent que très rarement. En revanche deux types d'alimentations peuvent être considérés pour les éruptions étudiées chapitre 3:

- Les éruptions dues à des injections verticales
- Les éruptions dues à des injections latérales

Les éruptions sommitales étudiées sont générées par des injections verticales de magma dans un système présentant des zones de faiblesse préexistantes (préfracturation). La zone sommitale a été affectée par plusieurs effondrements. En conséquence, le cheminement du magma vers le sommet s'effectue dans une colonne pouvant comporter des brèches, des dépôts chaotiques et de petites cavités. Ces dernières peuvent être remplies par le magma pendant les périodes d'activité intense (Carter et al., 2007; Peltier et al., 2006) pour constituer des stockages magmatiques temporaires et peuvent s'effondrer après leur drainage (Longpré et al., 2007). Il existe aussi un réseau de dykes et de sills pouvant fonctionner de la même manière. Cette zone préfracturée est une zone préférentielle de circulation des magmas engendrant les éruptions.

Le système s'ouvrant, un drainage continu des arrivées magmatiques peut se réaliser. Des fluctuations du débit peuvent alors être enregistrées, celles-ci étant à la fois liées au flux arrivant du réservoir et à la circulation dans la zone préfracturée que la lave doit traverser. Ce système faiblement pressurisé expliquerait les débits assez faibles et les évolutions temporelles « aléatoires » (type II).

Les éruptions, se mettant en place sous de fortes pressions (type I) présentent une augmentation rapide du débit, ou très élevé dès le départ, puis une décroissance progressive (Wadge, 1981 ; Harris et al., 2000). Cette pression est engendrée par une contrainte externe maximale qui est verticale (Van Wyk de Vries et Matela, 1998 ; Peltier, 2007) et par l'arrivée de magma depuis la chambre magmatique. Dans la première phase de remontée se fait verticalement, mais en se rapprochant de la surface des variations sont observées. Le cheminement tend alors à suivre la topographie en fonction de la lithologie, la densité, la préfracturation... D'après Peltier (2007) : « Au cours de l'injection, le flux de magma diminue, en réponse à la baisse de surpression dans le réservoir et à l'augmentation de densité du magma. Le poids de l'édifice crée alors un champ de contrainte compressif empêchant l'ascension du magma vers le sommet et favorisant sa propagation sur le flanc (Dieterich, 1988; Lister et Kerr, 1991; Pinel et Jaupart, 2004 ; Rubin et Pollard, 1987) ». Une autre hypothèse peut être un excédant la capacité de stockage de la chambre, entraîné par l'accumulation d'une multitude de petites intrusions dans l'édifice. L'édifice, sous pression, est alors obligé de se vidanger pour relâcher les contraintes, entraînant des éruptions à fort volume et à fort débit. Une fois la portion pressurisée drainée, le débit diminue et le comportement devient fonction des arrivées de magma depuis le réservoir.

Peltier (2007) et Coppola et al. (2008) différencient un troisième type d'éruption. Ce type est lié aux éruptions proximales, telles que celle de Juillet 2006. Leur comportement est semblable aux éruptions sommitales, mais avec une dynamique éruptive plus complexe. Elles commencent avec une dynamique plus proche des éruptions distales, la phase initiale de l'éruption débutant par une surpression. Cela explique la composition chimique comparable des laves des éruptions proximales et sommitales, malgré des débits moyens plus élevés. Dans cette thèse, nous considérons globalement que les coulées sommitales et proximales sont comparables, malgré leur différence de débit.

4. FREQUENCE DES ERUPTIONS ET PRODUCTION MAGMATIQUES

4.1. FREQUENCE

Depuis 1980 et l'implantation de l'observatoire volcanologique, tous les événements sont répertoriés. En trente ans, soixante deux éruptions se sont produites et dix intrusions magmatiques ont été détectées sans avoir conduit à une éruption (Bachèlery, 1999 ; Peltier et al., 2009a ; OVPF personnel com.). Cela représente en moyenne plus d'une éruption tous les six mois, soit une augmentation de la fréquence des éruptions par rapport aux résultats de Bachèlery (1999) déterminés sur la période 1980 - 1998. Il ne faut cependant pas oublier qu'une période d'inactivité éruptive avait existé entre 1992 et 1998. Le comportement des éruptions antérieures à 1980 a été décrit par Bachèlery (1999) et Stieltjes et Moutou (1989). Les Figures 5-7 et 5-8 représentent les volumes et les débits des éruptions ayant eu lieu depuis 1980 (période pour laquelle nous avons aussi réalisé la cartographie des coulées de lave). Elles mettent en évidence les deux périodes d'activité séparées par la phase d'inactivité. Dans la première phase, les éruptions montrent des volumes et des débits moyens semblant évoluer de manière aléatoire dans le temps. En revanche, la deuxième phase, si l'on fait abstraction de l'éruption de 1998 qui présente des caractéristiques exceptionnelles, montre une augmentation progressive des débits et des volumes émis.

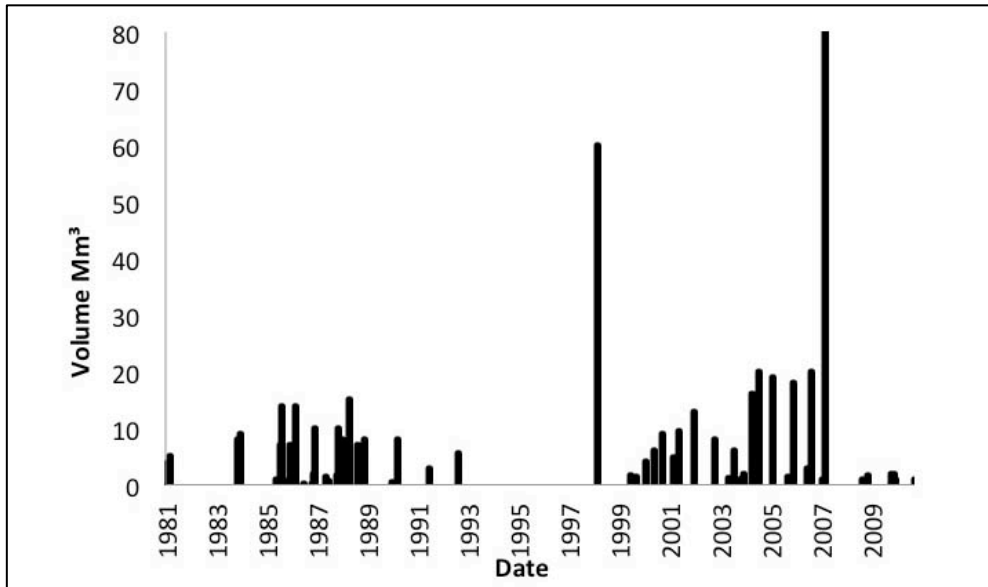


Figure 5-7: Volumes de laves émises lors des différentes éruptions (pour des questions d'échelle, l'éruption d'avril 2007 n'est pas représentée complètement ; elle a un volume de 220 Mm³)

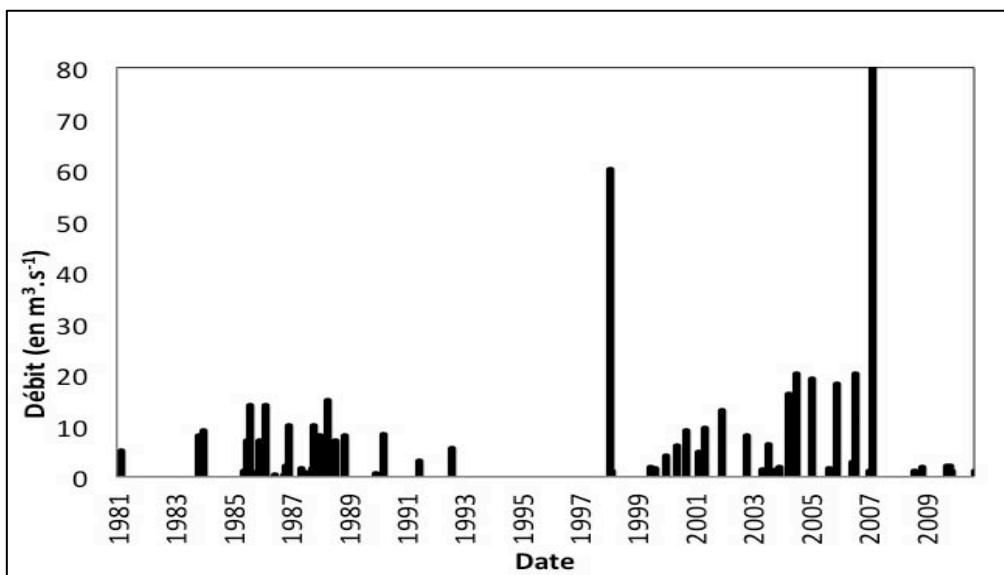


Figure 5-8: Débits moyens de la ves de 1980 à 2010 (pour des questions d'échelle, l'éruption d'avril 2007 n'est pas représentée complètement ; elle a un débit moyen de 93,72 m³.s⁻¹)

Les éruptions qui présentent des points d'émission des laves d'altitude supérieure à 2000 m et des durées inférieures à un mois, dont un tiers sont inférieures à la dizaine de jours, correspondent à des éruptions de type II.

Durant les trois dernières décennies, hormis pour les exceptions de 1986 et de 1998, l'ensemble des coulées ont eu lieu dans la caldeira de l'Enclos Fouqué. Elles sont majoritairement alimentées par des intrusions qui se mettent en place le long des rifts zones (Bachelery, 1981). Ces rifts zones sont interconnectées au niveau du cône central. Les éruptions proches de la zone centrale sont de type II, si elles sont distales, elles sont de type I. La Figure 5-8 présente des éruptions montrant de forts débits. Ces derniers associés à des durées éruptives supérieures à deux semaines et de forts volumes correspondent aux éruptions distales et par conséquent à des éruptions de type I. Mais comme nous l'avons vu précédemment, la majorité des éruptions sont émises depuis la zone centrale et de courte durée. Elles sont donc majoritairement de type II.

4.2. PRODUCTION MAGMATIQUE

Le taux d'émission moyen de magma au Piton de La Fournaise, estimé sur un siècle, est de l'ordre de $0,01 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (Lénat et Bachèlery, 1987), soit $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les estimations de débit montrent des variations temporelles, par exemple, Stieltjes et al. (1989), sur une durée de 54 ans (1931-1985) calculent un débit moyen de $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, mais obtiennent pour une durée de 25 ans (1960-1985) $0,78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ces variations sont en partie dues à l'existence de longues périodes d'inactivité. À titre d'exemple, aucune éruption n'a eu lieu entre 1992 et 1998, soit une inactivité de 6 ans. De même, une autre inactivité, de la même durée, a été observée entre 1966 et 1972 (Villeneuve, 2000). Peltier et al. (2009) illustrent ces variations de débit et montrent qu'une activité plus importante est observée depuis 1998. Entre janvier 1980 et décembre 2010, 62 éruptions ont été enregistrées, avec un volume total de lave émis estimé à 600 Mm^3 (Figure 5-9), et 34 éruptions entre 1998 et 2010, avec un volume total de lave émis de 440 Mm^3 (Peltier et al. 2009, OVPF 2009 ; 2010). À partir de ces observations, nous avons calculé un débit moyen de $0,63 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, entre 1980 et 2010, et de $1,16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, entre 1998 et 2010. Ces estimations sont supérieures à celles obtenues par Stieltjes et al. (1989), sur les périodes précédentes.

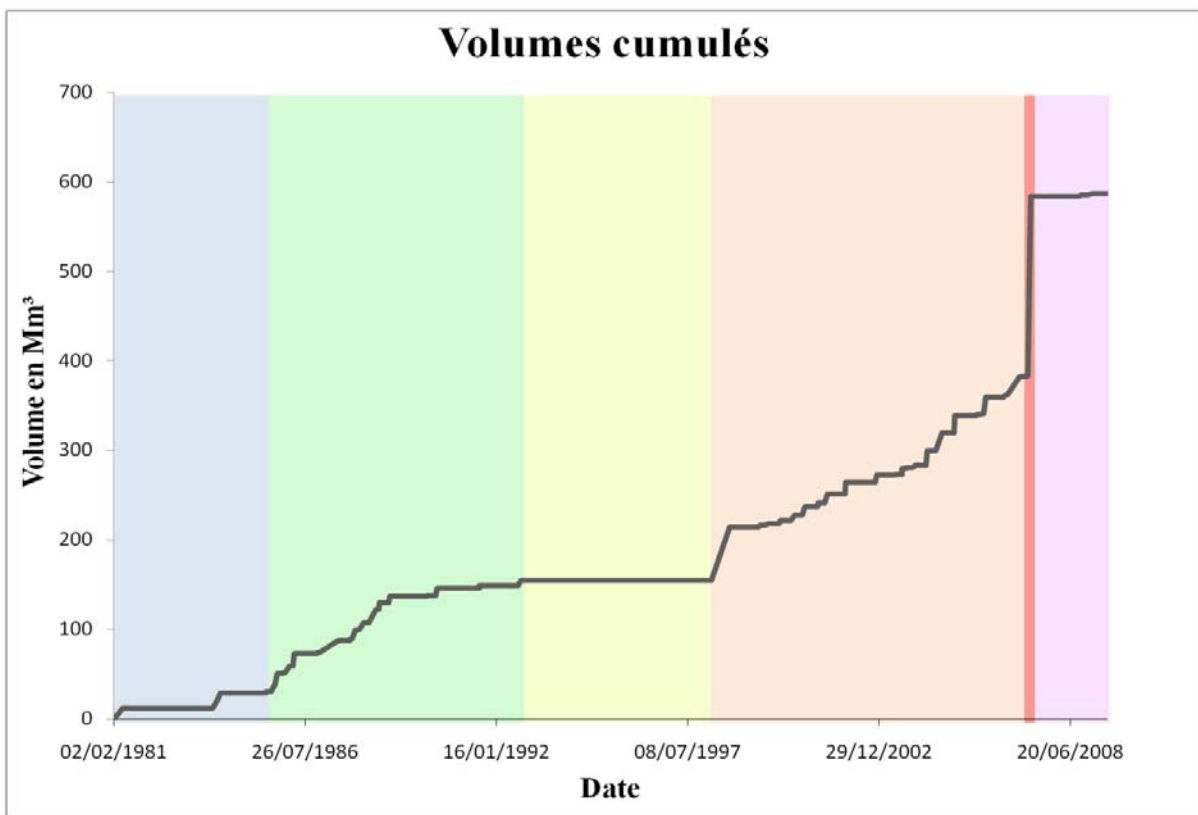


Figure 5-9: Volumes des coulées de lave cumulés entre 1980 et 2010 au Piton de la Fournaise. Le volume de la coulée d'avril 2007 représentant un tiers du volume total des trente dernières années.

La courbe des volumes cumulés de laves émises au Piton de la Fournaise (Figure 5-9) nous permet d'observer six périodes distinctes sur les 30 dernières années :

- Entre 1980 et fin 1984 une période de faible débit soit $0,006 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (soit $0,19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ;
- Entre 1985 et 1992 une période à débit plus élevé : $0,018 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (soit $0,57 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ;
- Entre 1992 et 1998 aucun débit n'a été mesuré puisqu'une phase d'inactivité a eu lieu;
- Entre 1998 et mars 2007 le débit est de $0,025 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$;
- L'éruption d'avril 2007 est, de par son ampleur, un cas exceptionnel avec un débit de $2,687 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (soit $85,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ;
- Entre mai 2007 et 2010 un débit moyen de $0,003 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (soit $0,095 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Les volcans tels que le Kilauea, l'Etna, le Krafla et le Piton de la Fournaise ont des débits moyens supérieurs à $0,01\text{km}^3.\text{an}^{-1}$ (Tableau 5-2). Cependant, de par sa fréquence d'éruption, le Piton de la Fournaise présente une activité plus semblable au Kilauea ou à l'Etna, qu'au Krafla. Ce dernier a une fréquence éruptive plus faible (Takada, 1999), même si les volumes émis sont comparables.

| Volcan | Volume de laves émises (km ³ /an) | Dates | Références |
|-----------------------|--|------------------------------|--|
| Kilauea | 0.035 | 1960 -1990 | Peterson et Moore (1987); Takada (1999) |
| Piton de la Fournaise | 0.02 (0.014 sans 2007) | 1980-2010 | Stieljes et Moutou (1989); Peltier (2007), Staudacher (2010) |
| Etna | 0.03 (volume DRE) 0.04 (volume de laves émises) | 1995 - 2005 (1990 - 2005) | Allard et al. (2006); Calvari et al. (1994) |
| Krafla | 0.015 | 1970 -1990 | Takada (1999) |

Tableau 5-2: Comparaison des volumes de laves émises pour quatre volcans. Les volumes correspondent aux volumes de laves émises (avec la porosité, sauf pour l'Etna de 1995 à 2005 auquel 25% doivent être ajoutés).

L'éruption d'avril 2007 du Piton de la Fournaise est exceptionnelle de par le volume des laves émises et les débits enregistrés. Si l'on considère les laves émises sur terre et en mer, le volume est de 200Mm^3 émis en un mois. Le Kilauea ne présente pas de tels volumes sur un si court intervalle de temps (Takada, 1999 ; Figure 5-10). En revanche, si l'on considère l'éruption de 1991-1993 de l'Etna, le volume de 250Mm^3 (Calvari et al., 1994) est comparable, mais cette éruption dure deux ans, par conséquent les débits moyens observés sont plus faibles pour ces éruptions à fort volumes. En revanche, sur l'ensemble des éruptions c'est l'Etna et le Kilauea qui ont les plus forts débits moyens. Le Krafla, lors de son éruption de septembre 1984 durant laquelle 110Mm^3 ont été émis en deux semaines (BGVP), présente un débit et un volume comparables temporellement à ce qui a été observé au Piton de la Fournaise en 2007. L'éruption du Mauna Loa de 1950 qui a émis 376Mm^3 en vingt-trois jours seulement (BGVP), présente quant à elle un débit supérieur. Ce type d'éruption est peu fréquent. Seuls quelques événements isolés ont été enregistrés. Dans la majorité des cas, une phase d'inactivité est enregistrée les mois ou les années qui suivent.

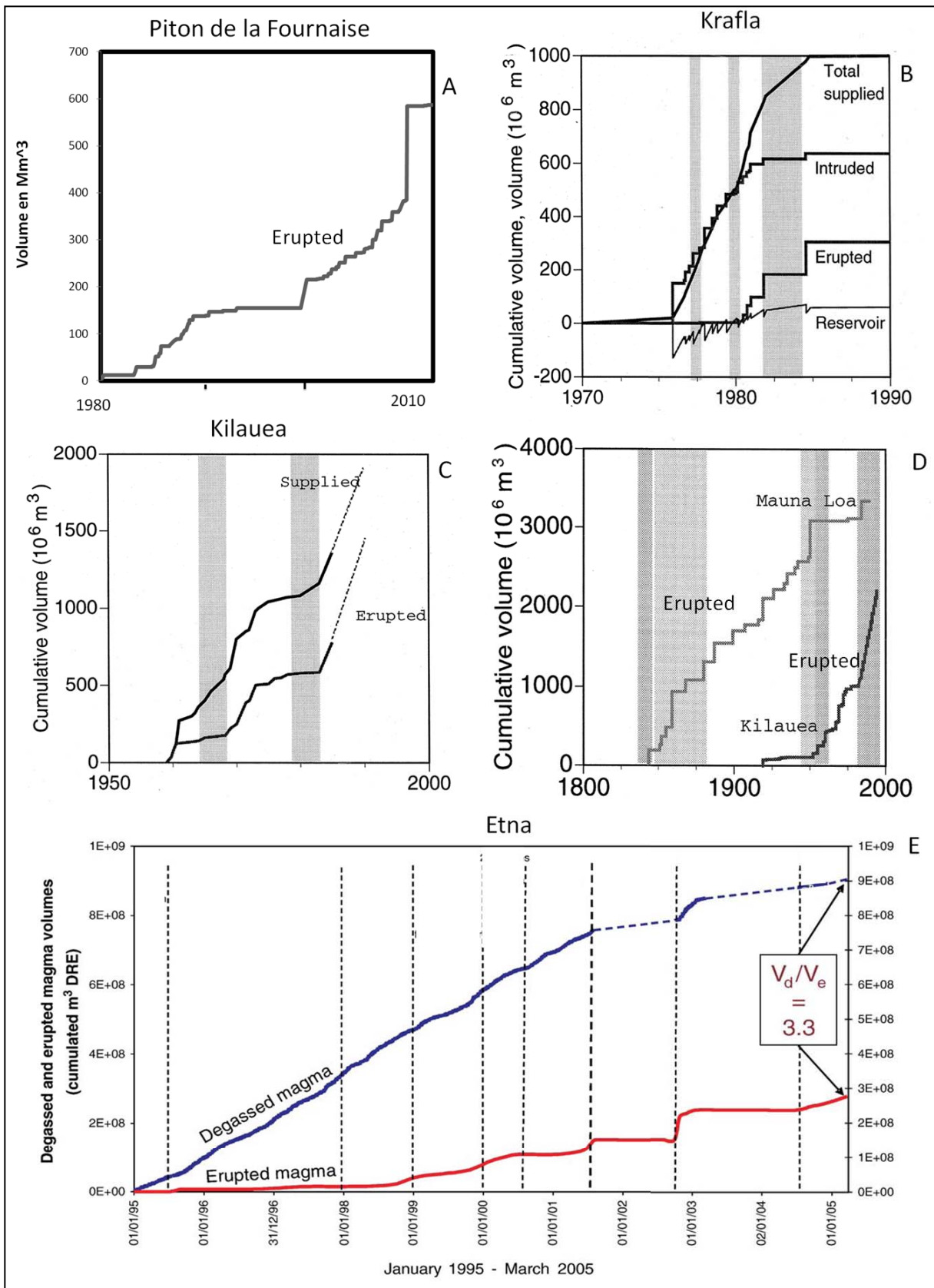


Figure 5-10: Comparaison des courbes cumulative de volumes de laves émises. A./ Piton de la Fournaise ; B./ Krafla ; C/ Kilauea ; D./ Kilauea et Mauna Loa ; E./ Etna : attention pour cette courbe c'est un volume sans porosité (DRE) ; il y a eu une correction de 20% sur le volume de laves émises pour l'enlever, il faut par conséquent ajouter 25% pour pouvoir les comparer aux autres courbes. Les Figures B, C et D sont extraites de Takada (1999) et la Figure E de Allard et al. (2006).

La Figure 5-10 présente les courbes d'évolution du magma émis pour cinq volcans : le Piton de la Fournaise (A), le Krafla (B), le Kilauea (C), le Mauna Loa (D) et l'Etna (E). Les évolutions varient d'un volcan à l'autre. Des phases d'activité plus importantes et d'autres plus calmes, ainsi que des périodes d'inactivité sont observables.

Les volumes et les débits moyens calculés auparavant ne prennent pas en compte le dégazage s'échappant dans l'atmosphère, ils correspondent aux volumes de laves émises, incluant la porosité (à l'exception des volumes obtenus pour l'Etna auxquels il faut rajouter 25% pour que ce soit comparable aux autres courbes). Les volumes dégazés et les intrusions peuvent multiplier par trois le volume de l'éruption (Figure 5-10 B, C et E). Or, si l'on considère les implications sur la taille du réservoir, cela a de fortes répercussions, mais n'en a aucune si l'on cherche la masse de magma émis. Cela nous donne par conséquent des informations complémentaires sur l'étude du réservoir magmatique. La Figure 5-9 correspond aux volumes cumulés émis par le Piton de la Fournaise entre 1980 et 2010. Pour retrouver la masse, il faut corriger cette courbe en ajoutant le volume des intrusions et en prenant en compte la porosité des laves émises.

Sans considérer les intrusions, le volume cumulé des laves émises sur 30 ans atteint 600 Mm^3 . En enlevant la portion liée à la porosité, le volume passe à 420 Mm^3 (pour une porosité de 30%). Cela représente une masse de laves émises de $1,18 \cdot 10^{12} \text{ kg}$, en prenant une masse volumique moyenne de 2800 kg m^{-3} . D'après Annen (2002), la différence entre la quantité de matière émise et le taux d'alimentation peut atteindre jusqu'à 50% (en ajoutant les gaz et les volumes dans les dykes et les sills). Mais ces valeurs peuvent se révéler plus élevées sur d'autres volcans.

L'existence d'au moins deux réservoirs magmatiques a été mise en avant par l'intermédiaire d'études sismiques, géochimiques et pétrologiques (Bureau et al., 1998 ; Vlastelic et al., 2005 ; Sigmarsson et al., 2005 ; Peltier, 2007 ; Massin, 2009 ; Famin et al., 2009). L'existence d'un réservoir superficiel reste cependant débattue. Les données géophysiques tendent à démontrer l'existence de petites structures de stockage superficiel caractérisées par un domaine à faible vitesse de propagation (Nercessian et al., 1996 ; Sapin et al., 1996 ; Prono et al., 2009). Les données géochimiques, structurales et dynamiques contribuent à mettre en évidence des complexes de stockage magmatique peu profonds à l'aplomb du Dolomieu (Famin et al., 2009, Vlastelic et al., 2005 ; Peltier, 2007). Selon Albarède et al. (1997), le régime géochimique du Piton de la Fournaise exclut la résidence de magma prolongée dans un réservoir à basse pression. Ils suggèrent des transferts rapides du magma de sa source à la surface. Cela induit l'absence d'une chambre superficielle majeure sous le Piton de la Fournaise. Cependant, c'est en contradiction avec les données de datation et de fractionnement chimique des laves. Di Muro et al. (2010) proposent que le dégazage continu et l'accumulation dans des zones riches en liquide peut, au moins partiellement, expliquer la non-conformité entre des données géophysiques et géochimiques.

Nos résultats de débits, en accord avec ceux de Coppola et al. (2008), suggèrent que le caractère stable des éruptions sommitales peut refléter soit l'arrivée de magma entrant dans le réservoir peu profond, soit une saturation du réseau d'intrusions qui entraîne une éruption vidangeant le surplus magmatique que le cône volcanique ne peut plus stocker quand les réseaux sont saturés. Des inflations et déflations sont observées lors des événements sommitaux (Peltier et al., 2005, 2006, 2007, 2010). Nous supposons que pendant chaque éruption de type II, le magma sortant du réservoir est émis à un taux égal au débit de l'éruption sommitale correspondante. Le réservoir superficiel est considéré comme se vidangeant directement suite à une légère surpression. Or, le débit mesuré correspond au débit des laves émises et ne prend pas en compte celui des gaz, soit une proportion d'environ 16% du volume du réservoir peu profond d'après Coppola et al. (2008), cette valeur étant déterminée en utilisant l'équation de Holloway (1977) pour le CO_2 pur (3500 ppm pour magma du Piton de la Fournaise; Bureau et al., 1998b) à 1 Kb (en assumant une densité à cette profondeur de $\rho_m \approx 2270 \text{ kg.m}^{-3}$, soit $\rho_{\text{drg}} = 2700 \text{ kg.m}^{-3}$). Ce cas peut correspondre à l'hypothèse émise par Lénat et Bachèlery (1990) et Bachèlery et Lénat (1993), qui proposent une série de dykes et de sills partiellement interconnectés agissant comme une petite unité de stockage. Une intrusion, dans le réseau fortement préfracturé par la présence des dykes et saturé en magma, peut alors être à l'origine d'une éruption, qui serait alors quasi synchrone avec l'arrivée de lave depuis une chambre magmatique. En cas de légère mise sous pression, l'intrusion de lave utiliserait les fractures préexistantes. Cela engendrerait les éruptions proximales sur le même mode de fonctionnement, mais avec un débit plus important en début d'éruption. Cela se corrèle aussi avec les différentes compositions des laves à haute altitude (>2000 m) correspondant aux éruptions sommitales et proximales et celles à plus basse altitude (éruptions distales) observées par Bachèlery (1999).

Les éruptions dites distales émettent pour la plupart des océanites. Coppola et al. (2008) proposent trois processus qui peuvent produire une surpression dans la partie plus profonde du réservoir au niveau de la mer et ainsi occasionner ce type d'éruption : (1) l'écroulement d'une couche de mousse à un niveau plus profond; (2)

une impulsion de nouveau magma primitif en profondeur; (3) une alimentation persistante du réservoir peu profond. Ce que les différents auteurs s'accordent à dire, c'est que l'alimentation de ces éruptions provient de la partie inférieure du réservoir peu profond, mais que leurs mécanismes, bien qu'ayant de nombreuses pistes, n'est pas défini avec précision.

Si l'on suit les propos d'Annen (2009), l'éruption d'avril 2007 présentant un volume de l'ordre de 220 Mm^3 de magma et étant associée à un effondrement, montre qu'une large chambre magmatique se serait développée dans l'édifice. Cette éruption a commencé dans le Grand Brûlé à une élévation pouvant correspondre à celle de la chambre magmatique peu profonde (Peltier et al., 2007). Pour l'éruption d'avril 2007 au Piton de la Fournaise, la dynamique d'effondrement suggère que la colonne de roche effondrée se soit comportée comme un bloc cohérent (Michon et al. 2009), en assumant que le retrait de magma de cette chambre a déclenché l'écroulement de caldeira d'Avril 2007. Cependant si nous comparons le volume de l'effondrement avec le volume de la coulée, les 93 Mm^3 de l'effondrement sont plus de deux fois inférieurs aux 220 Mm^3 du volume total de la coulée ($V_{\text{TERRE}} + V_{\text{MER}} + V_{\text{INTRUSION}}$). Le volume effondré entre 1931 et 1936 pour la partie cratère "Brûlant" et le Velain (Bachèlery, 1999) représentait un volume total estimé à 140 Mm^3 , ce qui est certainement faux puisque l'effondrement de 1936 n'avait pas l'ampleur de celui de 2007. L'effondrement avait alors un profondeur entre 100 et 150m, ce qui laisse supposer un volume deux fois inférieur à celui observé en 2007.

Les proportions entre volume de collapse et volumes laves émises lors de cette éruption sont comparables à celles d'avril 2007. Cela laisse supposer qu'un autre phénomène a pu intervenir lors de l'éruption d'avril 2007.

Le volume du réservoir superficiel a été estimé par différents auteurs : $0,30 \text{ km}^3$ (Peltier et al., 2007) ; $0,35 \text{ km}^3$ (Sigmarsson et al., 2005) ; $0,1$ à $0,3 \text{ km}^3$ (Albarède et al., 1993). L'extension horizontale d'une caldeira correspond vraisemblablement à l'extension horizontale d'un réservoir magmatique drainé (Roche et Druitt, 2001). Lipman et al. (1984, 2007) proposent une relation pour obtenir la hauteur de la chambre magmatique :

Ce qui donnerait une hauteur de réservoir magmatique superficiel de 380 m pour un volume de 300 Mm^3 (c'est à dire en prenant un volume de réservoir de $0,3 \text{ km}^3$ comme Peltier et al. (2007) le proposent).

5. CONCLUSION

Les mesures thermiques par satellites fournissent le moyen de contraindre les variations du débit des éruptions dans le temps. Ceci est particulièrement intéressant car il est difficile de calculer le débit de l'ensemble de la coulée en une acquisition. Pour le Piton de la Fournaise, grâce à la mise en application de ces techniques, il a été possible de définir deux types d'éruptions avec des évolutions semblables à celles observées sur différents volcans comme l'Etna (Italie) ou le Krafla (Islande). Le type I, système pressurisé qui résulterait du drainage d'une chambre magmatique peu profonde, peut être retrouvé au Paricutin (Mexique), à l'Hekla (Islande) ou au Mauna Loa (Hawaii) (Wadge, 1981 ; Harris et al., 2000) et le type II, un drainage de système constamment alimenté, a été observé au Kilauea (Hawaii) (Harris et al., 2000). Les débits, associés à d'autres données géologiques, permettent de mieux comprendre et contraindre les systèmes d'alimentation du volcan (Harris et al., 2000). Les relations entre le débit, les dimensions de la coulée et les caractéristiques morphologiques ont été analysées et débattues par de nombreux auteurs (Malin, 1980; Guest et al., 1987; Pinkerton et Wilson, 1994; Calvari et Pinkerton, 1998 ; Lombardo et al., 2009).

Les Modèles Numériques de Terrain ou d'Élévation viennent compléter ces données en associant un volume total, pouvant être comparé à celui obtenu par les mesures thermiques ou venant en complémentarité.

Ces techniques permettent ainsi d'obtenir des débits moyens d'éruption. Les MNE permettent aussi de suivre l'évolution topographique du volcan et de ses grandes structures. De la même manière que pour les images thermiques, les MNE obtenus à partir d'images optiques sont affectés par la nébulosité. En revanche, les MNE RADAR ne rencontrent pas ce problème et permettent d'obtenir une information par tous temps. L'évolution morphologique de l'édifice prend aussi en compte les intrusions magmatiques. Martel et al. (1993) ont montré que la mise en place répétée des intrusions magmatiques dans la zone centrale correspond à 20% de la morphologie actuelle du cône.

Le problème de nébulosité étant récurrent sur notre zone d'étude, la complémentarité des données est particulièrement intéressante pour obtenir une information fiable. Les images utilisées pour la création des MNE ou en analyse thermique peuvent renseigner sur l'état de surface ou servir à des cartographies. Les techniques utilisées dans cette thèse sont applicables à d'autres volcans (par exemple au Karthala qui présente des conditions climatiques comparables mais qui a un comportement différent et n'est pas accessible aisément) ou à d'autres thématiques (risques naturels...) en adaptant les corrections atmosphériques.

6. BIBLIOGRAPHIE

ARTICLES ET LIVRES

A

- Abrams M., Abbott E., Kahle A., 1991. Combined Use of Visible, Reflected Infrared, and Thermal Infrared Images for Mapping Hawaiian Lava Flows. *Journal of Geophysical Research*, n°96 (B1), pp. 475-484.
- Aki, K., V. Ferrazzini, 2001, Comparison of Mount Etna, Kilauea, and Piton de la Fournaise by a quantitative modeling of their eruption histories *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p.4091-4102.
- Albarède, F., 1993. Residence time analysis of geochemical fluctuations in volcanic series. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 57, p. 615-621.
- Albarède, F., B. Luais, G. Fitton, M. Semet, E. Kaminski, B.G.J. Upton, P. Bachèlery, J.L. Cheminée, 1997, The geochemical regimes of Piton de La Fournaise volcano (Reunion) during the last 530000 years, *J. Petrol.*, v. 38(2), p. 171-201.
- Annen, C., Sparks, R. S. J. 2002. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 937-955.
- Annen, C., 2009, From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 284 (3-4), p. 409-416
- Aries, S.E., Harris, A.J.L., Rothery, D.A., 2001, Remote infrared detection of the cessation of volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters* 28:1803-1806
- Arrowsmith, J.R., and Zielke, O., 2009, Tectonic geomorphology of the San Andreas Fault zone from high resolution topography: An example from the Cholame segment: *Geomorphology*, v. 113, p. 70-81.
- ASTER GDEM Validation Team: METI/ERSDAC NASA/LPDA USGS/EROS 2009. In cooperation with NGA and Other Collaborators June
- Avery, T.E., Berlin, G.L., 1992, *Fundamentals of Remote Sensing and Airphoto Interpretation*. Macmillan Publishing Company, New York.
- Azerzaq M., Assafi M., Fahsi A., 1997. Utilisation des images HRV de SPOT pour la détection du changement périurbain à Casablanca (Maroc). *Téledétection des milieux urbains et périurbains*. Éd. AUPELF-UREF, pp. 275-282.

B

- Bachèlery, P., 1981, *Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): Étude volcanologique, structurale et pétrologique*, Thèse de doctorat, Université Clermont-Ferrand II, p. 1-215.
- Bachèlery P. et Chevallier L., 1982, Carte volcano-structurale du massif de la Fournaise au 1/50 000e avec notice explicative. PUBLICATION INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS.
- Bachèlery P, Chevallier L., Gratier J.P., 1983. Caractères structuraux des éruptions historiques du Piton de la Fournaise (Océan Indien). *C.R. Acad Sciences Paris*, 296, p. 1345-1350.
- Bachèlery P., Lénat J.F., 1993, *Le Piton de la Fournaise*, Mémoire. Soc. Géol. Fr., n°163, p. 221-229.
- Bachèlery, P., 1999, *Le Fonctionnement des volcans boucliers*, Mémoire HDR, Université de La Réunion.
- Baldi, P., S. Bonvalot, P. Briole, and M. Marsella, 2000, Digital photogrammetry and kinematic GPS applied to the monitoring of Vulcano Island, Aeolian Arc, Italy, *Geophys. J. Int.*, v. 142(3), p. 801-811.
- Bachèlery P. and Michon L. 2010. The Enclos caldera : how did it form ? IAVCEI Third Workshop on Collapse Calderas, La Réunion, pp. 105-108.
- Balik, a F., Alkis, A., Kurucu, Y., Alkis Z., 2004, Validation of Radargrammetric Dem Generation from Radarsat images in High Relief Areas in Edremit Region of Turkey. *Geo-Imagery Bridging Continents XXth ISPRS Congress*, 12-23 July 2004 Istanbul, Turkey Commission 2.
- Balz, T., He, X., Zhang, L., Liao, M., 2009, TerraSAR-X stereo radargrammetry for precise DEM generation in South-East Asia. *ACRS2009, Proceeding*, p. 1-6.
- Battaglia, J., Aki, K, Staudacher T., 2005, Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 2. Estimation of lava output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 147, p. 291-308.
- Barcelo A., Coudray J., 1996. Nouvelle carte des isohyètes annuelles et des maxima pluviométriques sur le massif du Piton de la Fournaise (île de la Réunion) = New annual isohyet and rainfall maximum map for the Piton de la Fournaise massif (Reunion island). *Revue des sciences de l'eau*, vol. 9, n°4, p. 457-484
- Barnes, W.L., Pagano, T.S., Salomonson, V.V., 1998, Prelaunch Characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 36, No. 4, p. 1088- 1100.

Becker, F., Li, Z.L., 1990, Towards a local split window method over land surface. *International Journal of Remote Sensing*, 3, p. 369-393.

Behncke, B., Neri, M., 2003a, The July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily). *Bull Volcanol*, v. 65, p. 461-476.

Behncke, B., Neri, M., 2003b, Cycles and trends in the recent eruptive behaviour of Mount Etna (Italy). *Can J Earth Sci* v. 40, p. 1405-1411.

Bejan, A., Kraus A.D., *Heat Transfer Handbook*, John Wiley & Sons, 2003, 1480 p. (ISBN 9780471390152), v. 11, p. 799-804.

Bernard, A., and Munsch, M., 2000, Le bassin des Mascareignes et le bassin de Laxmi (océan Indien occidental) se sont-ils formés à l'axe d'un même centre d'expansion? Were the Mascarene and Laxmi Basins (western Indian Ocean) formed at the same spreading centre? *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 330, p. 777-783.

Berthier E., Arnaud Y., Vincent C., Rémy F., 2006, Biases of SRTM in high-mountain areas. Implications for the monitoring of glacier volume changes. *Geophysical Research Letters*, 33, L08502, doi:10.1029/2006GL025862.

Berthier, E., and Toutin, T., 2008, SPOT5-HRS digital elevation models and the monitoring of glacier elevation changes in North-West Canada and South-East Alaska: *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 2443-2454.

Berthier, E., 2010, Volume loss from Bering Glacier (Alaska), 1972 – 2003: comment on Muskett and others (2009). *Journal of Glaciology*, in Press.

Bhugwant, Chatrapatty, Sieja, Bruno, Bessafi, Miloud, Staudacher, Thomas, Ecomier, Jacques. Atmospheric sulfur dioxide measurements during the 2005 and 2007 eruptions of the Piton de la Fournaise volcano: Implications for human health and environmental changes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research [J. Volcanol. Geotherm. Res.]*. Vol. 184, no. 1-2, pp. 208-224. 1 Jul 2009.

Bignone, F., Umakawa, H., 2008, Assessment of ALOS Prism Digital Elevation Model Extraction over Japan. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing, and Spatial Information Sciences*, Beijing, China, Vol XXXVII. Part B1, pp. 1135-1138.

Boivin, P., and Bachèlery, P., 2009, Petrology of 1977 to 1998 eruptions of Piton de la Fournaise, La Réunion Island: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 109-125.

Bolch, T., Kamp, U., 2006, Glacier mapping in high mountains using DEMs, Landsat and ASTER data. *Proc. 8th Int. Symp. on High Mountain Remote Sensing Cartography*, 20-27 March 2005, La Paz, Bolivia *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, vol. 41, 13-24pp.

Bolch, T., Menounos, B., and Wheate, R., 2008, Landsat-based inventory of glaciers in western Canada, 1985-2005: *Remote Sensing of Environment*, v. 114, p. 127-137.

Bonn, F., Rochon G. 1993, *Précis de télédétection : vol. 1 Principes et méthodes*. Universités Francophones, Presses de l'Université du Québec, pp. 298-388.

Bonneville A., Lanquette A.M., Pejoux R., 1989. Reconnaissance des principales unités géologiques du Piton de la Fournaise, La Réunion, à partir de SPOT 1. *Bulletin de la société géologique de France*, n°87, p. 1101-1110.

Bouillon, A., Bernard, M., Gigord, P., Orsoni, A., Rudowski, V., and Baudoin, A., 2006, SPOT 5 HRS geometric performances: Using block adjustment as a key issue to improve quality of DEM generation: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 60, p. 134-146.

Bourgine, B., and Baghdadi, N., 2005, Assessment of C-band SRTM DEM in a dense equatorial forest zone: *Comptes Rendus Geosciences*, v. 337, p. 1225-1234.

Briole P., Massonet D. and Delacourt C., 1997. Post – eruptive deformation associated with the 1986-87 and 1989 lava flows of Etna detected by radar interferometry. *Geophysic Research Letters*, vol. 24, n° 1, p. 37-40.

Bubenzer, O., Bolten, A., 2008, The use of new elevation data (SRTM/ASTER) for the detection and morphometric quantification of Pleistocene megadunes (draa) in the eastern Sahara and the southern Namib. *Geomorphology* 102, p. 221-231

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

C

Calvari S, Coltelli M, Neri M, Pompilio M, Scribano, 1994a, The 1991-1993 Etna eruption: chronology and lava flow-field evolution. *Acta Vulcanol*, v. 4, p.1-14

Calvari, S. and Pinkerton, H., 1998. Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-93 eruption of Mount Etna. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27291-27302

Calvari S, Spampinato L, Lodato L, Harris AJL, Patrick MR, Dehn J, Burton MR, Andronico D, 2005, Chronology and complex volcanic processes during the 2002–2003 flank eruption at Stromboli Volcano (Italy) reconstructed from direct observations and surveys with a hand-held thermal camera *Journal of Geophysical Research* 110:B02201, DOI 10.1029/2004JB003129.

Carn, S. A., C. Oppenheimer, 2000, Remote monitoring of Indonesian volcanoes using satellite data from the Internet. *International Journal of Remote Sensing*, v. 21, p. 873 - 910.

Carroll, M.A., 1985, Measurements of COS and CS₂ in the free troposphere, *Journal of Geophysical Research*, 90, p. 10483–10486

Carter, A., B. van Wyk de Vries, K. Kelfoun, P. Bachèlery, P. Briole, 2006, "Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de La Fournaise, *Bulletin of Volcanology*. doi10.1007/s00445-006-0103-4.

Carter, A., van Wyk de Vries, B., Kelfoun, K., Bachèlery, P., Briole P., 2007. Pits, rifts and slumps: the summit structure of Piton de la Fournaise. *Bull. Volcanol.*, 69, 741-756.

Caselles, V., Coll, C, Valor, E. 1997. Land surface emissivity and temperature determination in the whole HAPEX-Sahel area from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, v.18, p. 1009-1027.

Cashman KV, Mangan MT, Newman S, 1994, Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 61, p.45–68.

Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D., and Allemand, P., 2003, Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs: *Engineering Geology*, v. 68, p. 123-139.

Catry, T., 2007, Dynamique et impact des évènements de type pit-craters au Piton de la Fournaise. *Mémoire de M2. Université de la Réunion*, p. 1-51.

Cayol, V., F.H. Cornet, 1998, Three-dimensional modelling of the 1983-1984 eruption at Piton de La Fournaise Volcano, Reunion Island, *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, n°B8: 18025-18037.

Cayol, V., Y. Fukushima, P. Tinard, J.-L. Froger, Ph. Durand, T. Souriot et D. Massonnet, Invité : Apports de la télédétection spatiale à la connaissance du Piton de la Fournaise, La Réunion face aux risques naturels : gouvernance locale et coopération régionale, St Denis de la Réunion, septembre 2006.

Chen, T., Shibasaki, R., Tsuno, K., Morita, K., 2004, Triplet-matching for dem generation with PRISM, ALOS. *ISPRS XX, Istanbul, Turkey*, p. 1-6.

Chorowicz J., Kim J., Manoussis S., Rudant J., Foin P., Veillet I., 0989, A new technique for recognition of geological and geomorphological patterns in digital terrain models, *Remote Sensing of Environment* 29 , 229–239 pp.

Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, New York, p. 331–343.

Coppola, D., Staudacher, T., and Cogolini, C., 2007, Field thermal monitoring during the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise (La Réunion): *Journal of Geophysical Research*, v. 112.

Coppola, D., Piscopo, D., Staudacher, T., and Cigolini, C., 2009, Lava discharge rate and effusive pattern at Piton de la Fournaise from MODIS data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 174-192.

Coppola, D., James, M. R., Staudacher, T., Cigolini, C., 2010, A comparison of field- and satellite-derived thermal flux at Piton de la Fournaise: implications for the calculation of lava discharge rate. *Bulletin of Volcanology*, 2010, Volume 72, Number 3, p. 341-356

Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.-J. Jaeger, H. Cappetta, 1986, Deccan flood basalts at the Cretaceous-Tertiary boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, p. 361–374.

Cracknell, A.P., Hayes, L.W.B., 1991, *Introduction to remote sensing*. London: Taylor and Francis.

Crisp, J.A., 1984, Pyroclastic flow E/ET of Gran Canaria, Canary Islands, *Eos Trans. AGU*, v. 65(45), p. 1142.

Crisp, J., and S. Baloga, 1990, A model for lava flows with two thermal components, *Journal of Geophysical Research*, 95, p. 1255–1270.

Csatho, B., Schenk, T., Kyle, P., Wilson, T., and Krabill, W.B., 2008, Airborne laser swath mapping of the summit of Erebus volcano, Antarctica: Applications to geological mapping of a volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 531-548.

Cuartero, A., Felicísimo, A.M., Ariza, F.J., 2004, Accuracy of DEM Generation from TERRA-ASTER Stereo Data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 35, p. 559-563.

D

Dauteuil, O., Blais, S., Miau, D., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. & Brousse, R., 1998, Apports et limites de l'imagerie SPOT et du modèle numérique de terrain pour l'étude du volcanisme intra-océanique: exemple des îles de Raiatea et de Tahaa (archipel de la Société, Polynésie française). *Géologie de la France* 3, p. 37–50.

Decaestecker, Christine ; Saerens, Marco. Analyse en composantes principales [en ligne]. Belgique : ULB & UCL, [consulté le 9 Mai 2008]. Disponible à l'adresse : www.isys.ucl.ac.be/etudes/cours/linf2275/06cours.pdf

Delaunay, B., 1934, Sur la sphère vide, *Izvestia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Matematicheskikh i Estestvennykh Nauk*, 7, p. 793-800.

Delorme H., 1994. Apport des déformations à la compréhension des mécanismes éruptifs :le Piton de la Fournaise, Thèse de Doctorat d'état, Université Paris VII, p. 1-613.

De Michele, M., Briole, P., 2007. Deformation between 1989 and 1997 at Piton de la Fournaise volcano retrieved from correlation of panchromatic airborne images. *Geophysical Journal International*, n°169, p. 357–364.

Deroussi S., Diament M., Feret J.B., Nebut T., Staudacher T. (2009), Localization of cavities in a thick lava flow by microgravimetry, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 193–198. DOI : 10.1016/j.jvolgeores.2008.10.002.

Deschamps, P.Y., Pulphin, T., 1980, Atmospheric Correction of infrared measurements of sea temperature using channels at 3.7, 7.11 e 12 µm, *Boundary- Layer Meteorology*, n°18, p. 131-143.

De Souza, J. D., Da Silva, B. B., Ceballos, J. C., 2009, Efficiency of a simple split-window for land surface temperature estimation using MODIS products. 89th American Meteorological Society Annual Meeting, 23rd Conference on Hydrology, Phoenix, AZ, January 2009. Website: <http://ams.confex.com/ams/htsearch.cgi>

Despinoy M., 2000. Potentiel de la télédétection haute résolution spatiale et spectrale en milieu intertropical. Une approche transdisciplinaire à partir d'expériences aéroportées à la Réunion et en Guyane française. Thesis manuscript, p. 1-244.

Dieterich, J. H., 1988, Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones, *J. Geophys. Res.*, v. 93, p. 4258–4270.

Di Muro, A., Staudacher T., Ferrazzini, V., Brenguier, F., Villement, B., 2010, Piton de la Fournaise plumbing system and inferences on caldera collapse processes: a geochemical perspective. Collapse Caldera Workshop 2010, Dynamics of caldera: collapse and unrest, October 3-9, 2010 - La Réunion Island

Donnadieu, F., Kelfoun, K., Van Wyk de Vries, B., Cecchi, E., and Merle, O., 2003, Digital photogrammetry as a tool in analogue modelling: applications to volcano instability: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 123, p. 161-180.

Dozier, J., 1981, A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution. *Remote Sensing of Environment*, vol.11, p. 221-229.

E

Escadafal, R., Belgith, A., and Ben Moussa, A. (1994), Indices spectraux pour la télédétection de la dégradation des milieux naturels en Tunisie aride. In Proc. 6th Int. Symp. on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, 17–24 January 1994, Val d'Isère, France, ESA, Paris, pp. 253–259.

Eshani, A.H., Quiel, F., 2008, Geomorphometric feature analysis using morphometric parameterization and artificial neural networks. *Geomorphology* 99, p. 1–12.

Ewiak I., Kaczyński R., 2004, Accuracy of DTM generated from SPOT 4 and SPOT 5 HRS data. *International Archives of the Photogrammetry and Remote Sensing*, XX ISPRS Congress, XXXV, B1, Com. I, s. 474-478.

F

Famin V., Welsch, B., Okumura, S., Bachèlery P., Nakashima, S., 2009. Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise (Reunion hotspot). *G-Cubed*. 10(1) Q01007, doi:10.1029/2008GC002015.

Favalli M., Karátson D., Mazzarini F., Pareschi M.T., Boschi E., 2009, Morphometry of scoria cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy), based on high-resolution LiDAR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 186, p. 320-330.

Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics* 45, RG2004.

Flynn, L.P., Harris, A.J.L., and Wright, R., 2001, Improved identification of volcanic features using Landsat 7 ETM+: *Remote Sensing of Environment*, v. 78, p. 180-193.

Flynn, L.P., Wright, R., Garbeil, H., Harris, A.J.L., Pilger, E., 2002. A global thermal alert using MODIS: initial results from 2000– 2001. *Advances in Environmental Monitoring and Modeling* vol. 1, p. 37– 69.

Freda, C., Palladino, D.M., Pignatti, S., Trigila, R., Onorati, G., and Poscolieri, M., 1990, Volcano-tectonic scenario of Vulcini volcanoes (Central Italy) from LANDSAT-MSS images and digital elevation data: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 45, p. 316-328.

Froger J.-L., Fukushima Y., Tinard P., Cayol V., Souriot T., Mora O., Staudacher T., Durand Ph., Fruneau B., Villeneuve N., 2007. Multi Sensors InSAR Monitoring of Volcanic Activity: The February & April 2007 Eruptions at Piton de la Fournaise, Reunion Island, Imaged with ENVISAT-ASAR and ALOS-PALSAR data. Proc. of FRINGE 2007 Workshop, Frascati, Italy,

Froger, J.L., Cayol, V., Augier, A., Souriot, T., 2010, VOLInSAR-PF, the InSAR Volcano Observatory Service at Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion Island). EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.12554

Fujisada, H., Bailey, G.B., Kelly, G.G., Hara, S., Abrams, M.J., 2005, ASTER DEM performance. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 43 (12), p. 2707–2713.

Fukushima, Y., V. Cayol, P. Durand, KEYNOTE : Finding realistic dike models from Insar Data: Applications to 1998-2000 eruptions at Piton de la Fournaise, RSPSoc Annual Meeting, Portsmouth, G.B., Septembre 2005.

Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., Massonnet, D., 2010, Evolution of magma conduits during the 1998–2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. Journal of Geophysical Research, Vol. 115, 21p.

G

Galve, J. A., Coll, C., Caselles, V., & Valor, E., 2008, An atmospheric radiosounding database for generating land surface temperature algorithms. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 46(5), p. 1547–1557.

Garofalo, K., T. Staudacher, V. Ferrazzini, P. Kowalski, P. Boissier, A. Dupont, A. Peltier, B. Villemant, G. Boudon (2009), Eruptive SO₂-plume measurements at Piton de la Fournaise (Ile de La Réunion) by stationary NOVAC scanning MAX-DOAS instruments. Geophysical Research Abstracts, vol. 11, Abstract 12113, Vienna, EGU 2009.

Girard M.C., Girard C.M., 1999. Traitement des données de télédétection. DUNOD Ed. Paris, 529 p.

González, J.H., Bachmann, M., Fiedler, H., Huber, S., Krieger, G., Zink, M., Wessel, B., 2007, Development of TanDEM-X DEM Calibration Concept. Proceeding EURAD, Munich, Germany.

Grewal, M. S., Weill, L. L., Andrews, A. P., 2001. Global Positioning System : Inertial Navigation, and Integration. John Wiley and Sons Inc.

Guest, J.E., Kilburn, C.R.J., Pinkerton, H., Duncan, A.M., 1987. The evolution of lava flow-fields: observations of the 1981 and 1983 eruptions of Mount Etna, Sicily. Bull. Volcanol., v. 49, p. 527–540.

H

Habib T., Chanussot J., Inglada J., Mercier G., 2007. Abrupt change detection on multitemporal remote sensing images: a statistical overview of methodologies applied on real cases. Proceedings IEEE IGARSS, pp. 2593–2596.

Harris, A.J.L., Swabey, S. E. J., Higgins, J., 1995, Automated thresholding of active lavas using AVHRR data. International Journal of Remote Sensing, v. 16, p. 3681–3686.

Harris, A.J.L., Butterworth, A.L., Carlton, R.W., Downey, I., Miller, P., Navarro, P., and Rothery, D.A., 199a, Low-cost volcano surveillance from space: case studies from Etna, Krafla, Cerro Negro, Fogo, Lascar and Erebus: Bulletin of Volcanology, v. 59, p. 49-64.

Harris, A.J.L., and Stevenson, D.S., 1997, Thermal observations of degassing open conduits and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 76, p. 175-198.

Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Keszthelyi, L., Mouginiis-Mark, P.J., Rowland, S.K., and Resing, J.A., 1998, Calculation of lava effusion rates from Landsat TM data: Bulletin of Volcanology, v. 60, p. 52-71.

Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Rothery, D.A., Oppenheimer, C., Sherman, S.B., 1999. Mass flux measurements at active lava lakes: implications for magma recycling. Journal of Geophysical Research, v. 104, p. 7117–7136.

Harris, A.J.L., Murray, J.B., Aries, S.E., Davies, M.A., Flynn, L.P., Wooster, M.J., Wright, R., and Rothery, D.A., 2000, Effusion rate trends at Etna and Krafla and their implications for eruptive mechanisms: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 102, p. 237-269.

Harris, A.J.L., Rowland S., 2001a, FLOWGO: a kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel, Bull. Volcanol., 63, p.20-44.

Harris, A.J.L., Pilger, E., Flynn, L.P., Garbeil, H., Mouginiis-Mark, P.J., Kauahikaua, J., Thornber, C., 2001b, Automated, high temporal resolution, thermal analysis of Kilauea volcano, Hawai'i, using GOES satellite data. International Journal of Remote Sensing, v. 22, p. 945-967.

Harris, A.J.L., Harris, A.J.L., and Neri, M., 2002, Volumetric observations during paroxysmal eruptions at Mount Etna: pressurized drainage of a shallow chamber or pulsed supply? Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 116, p. 79-95.

Harris, A.J.L., Rose, W.I., Flynn, L.P., 2003, Temporal trends in lava dome extrusion at Santiaguito 1922-2000. Bulletin of Volcanology, v. 65, p. 77-89.

- Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Matias, O., Rose, W.I., and Cornejo, J., 2004, The evolution of an active silicic lava flow field: an ETM+ perspective: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 135, p. 147-168.
- Harris, A., Dehn, J., Patrick, M., Calvari, S., Ripepe, M., and Lodato, L., 2005, Lava effusion rates from hand-held thermal infrared imagery: an example from the June 2003 effusive activity at Stromboli: *Bulletin of Volcanology*, v. 68, p. 107-117.
- Harris A, Bailey J, Calvari S, Dehn J (2005) Heat loss measured at a lava channel and its implications for down-channel cooling and rheology. *Geol Soc Am Spec Pap* 396:125–146
- Harris A.J.L., Dehn J., James M.R., Hamilton C., Herd R., Lodato L., Steffke A., 2007a, Pahoehoe flow cooling, discharge, and coverage rates from thermal image chronometry. *Geophysical Research Letters*, n° 34, p. 6.
- Harris, A., Dehn, J., and Calvari, S., 2007b, Lava effusion rate definition and measurement: a review: *Bulletin of Volcanology*, v. 70, p. 1-22.
- Harris, A.J.L., 2008, Modelling lava lake heat loss, rheology, and convection. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35, p. L07303. doi:10.1029/2008GL033190.
- Harris, A., Baloga, S., 2009, Lava discharge rates from satellite-measured heat flux. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L19302, p. 5.
- Harris, A., *Thermal Remote Sensing of Active Lava's and Vents*, Cambridge University Press, in preparation
- Hayakawa, Y.S., and Oguchi, T., 2006, DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers: *Geomorphology*, v. 78, p. 90-106.
- Hirano, A., Welch, R., Lang, H., 2003, Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57, p. 356–370.
- Hirn, B.R., Di Bartola, C., and Ferrucci, F., 2005, Automated, multi-payload, high-resolution temperature mapping and instant lava effusion rate determination at erupting volcanoes, *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS '05. Proceedings. 2005 IEEE International, Volume 7*, p. 5056-5059.
- Hirn, B., Di Bartola, C., and Ferrucci, F., 2009, Combined Use of SEVIRI and MODIS for Detecting, Measuring, and Monitoring Active Lava Flows at Erupting Volcanoes: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, v. 47, p. 2923-2930.
- Higgins, J., and Harris, A., 1997, VAST: A program to locate and analyse volcanic thermal anomalies automatically from remotely sensed data: *Computers & Geosciences*, v. 23, p. 627-645.
- Hirn B.R., Di Bartola C., Ferrucci F., 2005. Automated, Multi-Payload, High-Resolution Temperature Mapping and Instant Lava Effusion Rate Determination at Erupting Volcanoes. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS '05. Proceedings. IEEE International. n° 7*, pp. 5056 – 5059.
- Hocine, F., Haddoud, A., Belhadj-aissa, M., Fekir, M., Belhadj-aissa, A., 2009, Méthodes de déroulement de phase interférométrique. Etude comparative et application. *Journée d'Animation Scientifiques (JAS09) de l'AUF, Alger, November 2009*.
- Hofmann-Wellenhof, B.; Lichtenegger, H.; Collins, J. Springer, 1993. *Global Positioning System. Theory and practice*. 347 p., ISBN 3-211-82477-4, Price DM 79.00. ISBN 0-387-82477-4 (USA)
- Holman, J. P., *Heat Transfer*, McGraw-Hill, London, 1 –713, 1992.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Mackay, K., 1993, Inflation and cooling data from pahoehoe sheet flows on Kilauea Volcano. *US Geol Surv Open-File Rep* 93–342A (paper copy) or OF93-342B (3.5" IBM-compatible diskette), p. 1–16
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R., Mackay, K., 1994, Emplacement and inflation of Pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol Soc Am Bull*, v. 106, p. 351–370.
- Honda K., Nagai M., 2002. Real-time volcano activity mapping using ground-based digital imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, n°57(1-2), pp.159-168.
- Hörsch, B., 2003, Modelling the spatial distribution of montane and subalpine forests in the central Alps using digital elevation models: *Ecological Modelling*, v. 168, p. 267-282.
- Houlié, N., P. Briole, A. Necessian, and M. Murakami, 2005, Sounding the plume of the 18 August 2000 eruption of Miyakejima volcano (Japan) using GPS, *Geophys. Res. Lett.*, v. 32(5).
- Houlié, N., P. Briole, A. Bonforte, and G. Puglisi, 2006, Large scale ground deformation of Etna observed by GPS between 1994 and 2001, *Geophys. Res. Lett.*, v. 33(2).
- Huggel, C., Schneider, D., Miranda, P.J., Delgado Granados, H., and Kääb, A., 2008, Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatepetl Volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 170, p. 99-110.

Inglada J., Favard J-C., Yesou H., Clandillon S., Bestault C., 2003. Lava flow mapping during the Nyiragongo January, 2002 eruption over the city of Goma (D.R. Congo) in the frame of the international charter space and major disasters. Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS '03, n°3, pp.1540- 1542.

Iqbal, M. 1983. An introduction to solar radiation. Academic Press, (livre).

J

James, M., Robson, S., Pinkerton, H., and Ball, M., 2006, Oblique photogrammetry with visible and thermal images of active lava flows: Bulletin of Volcanology, v. 69, p. 105-108.

James M.R., Pinkerton,H., Robson S., 2007, Image-based measurement of flux variation in distal regions of active lava flows. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, n° 8, pp. Q03006.

Jamieson, S.S.R., Sinclair, H.D., Kirstein, L.A., and Purves, R.S., 2004, Tectonic forcing of longitudinal valleys in the Himalaya: morphological analysis of the Ladakh Batholith, North India: *Geomorphology*, v. 58, p. 49-65.

Jaupart, C., 2000. Magma ascent at shallow levels. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p. 237-245.

Jenson S.K. and Domingue J.O., 1988, Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54, p. 1593-1600 .

Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J.A., 2008, Split-Window Coefficients for Land Surface Temperature Retrieval From Low-Resolution. *IEEE Geoscience And Remote Sensing Letters*, Vol. 5, No. 4, p. 806-809.

Johnson, J. B., Harris, A. J. L, Hoblitt, R. P., 2005, Thermal observations of gas pistoning at Kilauea Volcano. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, B11201, p. 12.

Jordan, G., Meijninger, B.M.L., Hinsbergen, D.J.J.v., Meulenkamp, J.E., and Dijk, P.M.v., 2005, Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 7, p. 163-182.

Joshi C., De Leeuw J., Skidmore,A.K., Van Dure, I.C., Van Oosten, H., 2006. Remotely sensed estimation of forest canopy density: a comparison of the performance of four methods. *International Journal of Applied Earth Observation and Géoinformation*. n°8, pp.84-95.

Julio-Miranda, P., Delgado-Granados, H., Huggel, C., and Käab, A., 2008, Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatepetl Volcano (México) during 1994-2004: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 170, p. 86-98.

K

Kahle A.B., Abrams M.J., Abbott E.A., Mougini-Mark P.J., Realmuto V.J., 1995, Remote sensing of Mauna Loa. *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History, and Hazards*. *Geophys. Monogr. N°92, AGU*, pp. 145-169.

Kahle A., Gillespie A., Abbott E., Abrams M, Walker R., Hoover G., Lockwood J.P., 1988. Mapping and relative dating of Hawaiian basalt flows using multispectral thermal infrared images. *Journal of Geophysical Research*, n°93(B12), pp. 239-251

Kaplan, H., 2001, *ASNT Level III Study Guide: Infrared and Thermal Testing Method*. American Society for Nondestructive Testing edition, Paperback in English.

Kasai, M., Ikeda, M., Asahina, T., and Fujisawa, K., 2009, LiDAR-derived DEM evaluation of deep-seated landslides in a steep and rocky region of Japan: *Geomorphology*, v. 113, p. 57-69.

Kasdan H., 1979. Feasibility of Using Optical Power Spectrum Analysis Techniques for Automatic Feature Classification from High Resolution Thermal, Radar, and Panchromatic Imagery. *Recognition systems inc van nuy calif*, pp. 1-194.

Kergomard, 2000, *La télédétection aéro-spatiale : une introduction*. Cours, 74pp.

Kervyn, M., Goossens, R., Jacobs, P. & Ernst, G.G.J., 2008, Mapping volcano topography with remote sensing: ASTER vs SRTM. *International Journal of Remote Sensing*, v. 29(22), p. 6515-6538.

Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Harris, A.J.L., Belton, F., Mbede, E., Jacobs, P., 2008, Thermal remote sensing of the low-intensity carbonatite volcanism of Oldoinyo Lengai, Tanzania. . *International Journal of Remote Sensing*, V. 29 (22), p. 6467-6499.

Keszthelyi L, Denlinger R. 1996. The initial cooling of pahoehoe flow lobes. *Bull. Vol- canol*. 58:5-18

Keszthelyi, L., Harris, A.J.L., and Dehn, J., 2003, Observation of the effect of wind on the cooling of active lava flows: *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, v. 30.

Krieger, G., Moreira, A., Hounam, D., Werner, Marian, Riegger, S., Settelmeier, E., 2004, A Tandem TerraSAR-X Configuration for Single-Pass SAR Interferometry. *RADAR 2004. International Conference on Radar Systems*.

Krieger, G., Fiedler, H., Hajnsek, I., Eineder, M., Werner, M., Moreira, A., 2005, TanDEM-X: Mission concept and performance analysis. Proceeding IGARSS, pp. 4890–4893.

Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajnsek, I., Werner, M., Younis, M., Zink, M., 2005, TanDEM-X: A satellite formation for high-resolution SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 45, No 11, p. 3317-3341.

Kyaruzi, J.K., 2005, Quality assessment of DEM from radargrammetry data. Quality assessment from the user perspective. International Institute for Geo-information Sciences and Earth Observation, Manuscript, p. 1-69.

L

Labazuy, 1991, Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique, en domaine intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Approche pluridisciplinaire à partir des données de campagnes marines. – Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand, p. 1-260.

Lacroix A., 1936. Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses Produits. Paris, Gauthier et Villard ed., p. 1-297.

Lange, R.A. (1994) The effect of H₂O, CO₂, and F on the density and viscosity of silicate melts. In M.R. Carroll and J.R. Holloway, Eds., *Volatiles in Magmas*, 30, p. 331–369. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia.

Lasseur, T., Joost, S., and Randin, C.F., 2006, Very high resolution digital elevation models: Do they improve models of plant species distribution?: *Ecological Modelling*, v. 198, p. 139-153.

Lee, H-Y., Kim, T., Park, W., Lee, K., 2003, Extraction of digital elevation models from satellite stereo images through stereo matching based epipolarity and scene geometry. *Image and Vision Computing*, 21, p. 789-796.

Legelay-Padovani A., Mering C., Guillaude R., Huaman D., 1997. Mapping of lava flows through SPOT images - an example of the Sabancaya volcano (Peru), *International Journal Remote Sensing*, n°18(15), pp. 3111-3133.

Lénat J.-F., 1987. Structure et Dynamique internes d'un volcan basaltique intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Thèse de doctorat d'Etat, Univ. Clermont II, France.

Lénat J.F., Bachèlery P., 1987. Dynamics of Magma Transfer at Piton de La Fournaise Volcano (Réunion Island, Indian Ocean), *Earth Evolution Sciences, Special Issue "Modeling of Volcanic Processes"*, Chi-Yu and Scarpa (Eds.), pp. 57-72, Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden

Lenat J.F., Bachelery P., Desmulier F., 2001, Genèse du champ de lave de l'Enclos Fouqué : une éruption d'envergure exceptionnelle du Piton de La Fournaise (Réunion) au 18e siècle. *Bull. Soc. Géol. France*, t 172, n°2, p. 177 - 188.

Lenat J.F., Bachelery P., Peltier, A., 2010, The interplay between collapse structures, hydrothermal systems and eruptions: the case of the central area of Piton de la Fournaise volcano. *Collapse Caldera Workshop 2010, Dynamics of caldera: collapse and unrest*, October 3-9, 2010 - La Réunion Island

Letourneur, L., Peltier, A., Staudacher, T., and Gudmundsson, A., 2008, The effects of rock heterogeneities on dyke paths and asymmetric ground deformation: The example of Piton de la Fournaise (Réunion Island): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 173, p. 289-302.

Li, Z.R., McDonnell, M.J., 1988, Atmospheric correction of thermal infrared images. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 9, No. 1, p. 107-121.

Li, Z. J., Zhang, K., and Yao, C. 2006. Comparison of distributed geological models based on GIS technology and DEM. *Journal of Hydraulic Engineering*, 37(8), p.1022-1028.

Lipman, P.W., 1984, The roots of Ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths, *J. Geophys. Res.*, v. 89, p. 8801–8841.

Lipman, P.W., 2007, Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field, *Geosphere*, v. 3, p. 42–70.

Lister, J. R., R. C. Kerr, 1991, Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes, *J. Geophys. Res.*, v. 96, p. 10049–10077.

Llewellyn-Jones D., Minnett, P.J., Saunders, R.W., Zavody, A.M., 1984: Satellite multi-channel IR measurements of SST of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2. *QJRM*, vol. 110, p. 613-631.

Lombardo, V., and Buongiorno, M.F., 2006, Lava flow thermal analysis using three infrared bands of remote-sensing imagery: A study case from Mount Etna 2001 eruption: *Remote Sensing of Environment*, v. 101, p. 141-149.

Lombardo V., Harris A.J.L., Calvari S., Buongiorno M.F., 2009, Spatial variations in lava flow field thermal structure and effusion rate derived from very high spatial resolution hyperspectral (MIVIS) data. *Journal of Geophysical Research*, n° 114, pp. B02208.

Longpré, M-A, Staudacher, Th., Stix, J., 2007. The November 2002 eruption at Piton de la Fournaise volcano, La Réunion Island: ground deformation, seismicity, and pit crater collapse. *Bull. Volcanol.*, v. 69, p. 511-525.

Lu Z., Rykhus R., Masterlark T., Dean K.G., 2004, Mapping recent lava flows at Westdahl Volcano, Alaska, using radar and optical satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, n°91(3-4), pp. 345-353.

Ludwig, R., & Schneider, P. 2006. Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 60(5), p.339-358.

M

Malin, M.C., Lengths of Hawaiian lava flows. *Geology*, v. 8, p. 306-308.

Mangan MT, Cashman KV, Newman S (1993) Vesiculation of basaltic magma during eruption. *Geology*, v. 21, p. 157-160.

Mangan MT, Heliker CC, Mattox TN, Kauahikaua JP, Helz RT (1995) Episode 49 of the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano: breakdown of a steady-state eruptive era. *Bull Volcanol*, v. 57, p. 127-135.

Manzanera A., 2005, Cours de Morphologie Mathématique, UPMC Master IAD.

Mao, K., Qin, Z., Shi, J., Gong, P., 2005, A practical split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from MODIS data. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 26, No. 15, p. 3181-3204.

Martel, C., Lenat, J.-F., Provost A., 1993, Croissance des volcans : l'effet de la mise en place des systèmes intrusifs. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, v. 316(5), p. 677-683.

Massin, F., 2009, Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion). Thèse, Université de la Réunion.

Massonnet, D., and Feigl, K.L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface: *Reviews of Geophysics*, v. 36, p. 441-500.

Massonnet, D., and Elachi, C., 2006, High-resolution land topography: *Comptes Rendus Geosciences*, v. 338, p. 1029-1041.

Matsuura, T., Yokohari, M., and Azuma, A., 2005, Identification of potential habitats of gray-faced buzzard in Yatsu landscapes by using digital elevation model and digitized vegetation data: *Landscape and Urban Planning*, v. 70, p. 231-243.

Matheron, G., Serra, J., 2002, The Birth of mathematical morphology. *Mathematical morphology: proceedings of the VIth International Symposium ISMM 2002: Sydney*.

McClain, E. P., W. G. Pichel, C. C. Walton, Z. Ahmad, and J. Sutton, Multichannel improvements to satellite-derived global sea-surface temperatures, *Adv. Space Res.*, vol 2(6), p.43-47.

Messar Y., Messar N., 1997. Apport de la télédétection à la cartographie de l'espace urbain au 1: 20000 en terme d'emprise au sol du bâti : cas de la ville d'Oran (Algérie). *Télédétection des milieux urbains et périurbains*. Éd. AUPELF-UREF., pp. 315-323.

Michon L., V. Cayol, L. Letourneur, A. Peltier, N. Villeneuve, T. Staudacher, 2009, Edifice growth, deformation and rift-zone development in basaltic setting: insights from Piton de La Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island, Indian Ocean), *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 184(1-2), 14-30.

Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., Marti, J., 2007a. April 2007 collapse of Piton de La Fournaise: a new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters* 34 (L21301). doi:10.1029/2007GL031248.

Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N., Staudacher, T., 2007b. 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*, v. 112, (B04205). doi:10.1029/2006JB004598.

Mikhail E.M., Bethel, J.S., Mc Glone, J.C., 2001, *Introduction to Modern Photogrammetry*. John Wiley & Sons, ISBN 0471309249, p.1-496.

Miliaresis, G.C., and Paraschou, C.V.E., 2005, Vertical accuracy of the SRTM DTED level 1 of Crete: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 7, p. 49-59.

Mito, C.O., Laneve, G., Castronuovo, M.M., Ulivieri, C., 2006, Derivation of land surface temperatures from MODIS data using the general split-window technique, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 27, n°12, p. 2541-2552.

MODIS Characterization, 2007.

Murakami M., 2005. Magma plumbing system of the Asama volcano inferred from continuous measurements of GPS. *Kazan*. vol. 50, n°5, pp. 347-361.

Murray J.B. 1988. The influence of loading by Lavas on the siting of volcanic eruption vents on Mt Etna. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 35, 121-139.

N

Nercessian, A., A. Hirn, J.-C. Lepine, M. Sapin, 1996, Internal structure of Piton de la Fournaise volcano from seismic wave propagation and earthquake distribution, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 70, p. 123–143.

Nichol, J.E., Shaker, A., and Wong, M.-S., 2006, Application of high-resolution stereo satellite images to detailed landslide hazard assessment: Geomorphology, v. 76, p. 68–75.

Niclòs, R., Caselles, V., Coll, C., Valor, E., 2007, Determination of sea surface temperature at large observation angles using an angular and emissivity-dependent split-window equation. *Remote Sensing of Environment*, 111, p. 107–121.

Nikolakopoulos, K.G., Tsombos P.I., 2009, Accuracy control of ASTER GDEM and comparison to DSM created with classical photogrammetric techniques. 29th EARSeL Symposium, MAI Chania, 15-18 June 2009.

Nonin, P., Piccard, S., 2003, Performance analysis of DEM automatic extraction from SPOT5 sensors. IGARSS 2003, Toulouse, 21.-25. July 2003, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium.

O

Oppenheimer C (1991) Lava flow cooling estimated from Landsat Thematic Mapper infrared data: the Lonquimay eruption (Chile, 1989). *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 21865–21878

Oppenheimer C, Francis PW, Rothery DA, Carlton RWT, Glaze LS (1993) Infrared image analysis of volcanic thermal features: Lascar Volcano, Chile, 1984–1992. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 4269–4286

Owen, S., P. Segall, M. Lisowski, A. Miklius, R. Denlinger, and M. Sako, 2000a. The rapid deformation of Kilauea volcano: GPS measurements between 1990 and 1996, *J. Geophys. Res.*, 105, 18983–18998

Owen, S., P. Segall, M. Lisowski, M. Murray, M. Bevis, J. Foster, 2000b. The January 30, 1997 eruptive event on Kilauea Volcano, Hawaii, as monitored by continuous GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2757–2760

P

Paparoditis N., Souchon J-P., Martinoty G., Pierrot-Deseilligny M., 2006. High-end aerial digital cameras and their impact on the automation and quality of the production workflow. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, n°60, pp. 400–412.

Patrick MR, Dehn J, Papp KR, Lu Z, Dean K, Moxey L, Izbekov P, Guritz R (2003) The 1997 eruption of Okmok Volcano, Alaska: a synthesis of remotely sensed imagery. *J Volcanol Geotherm Res*, v. 127, p. 87–105.

Paz, A.R., and Collischonn, W., 2007, River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model: *Journal of Hydrology*, v. 343, p. 127–139.

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

Peltier A., T. Staudacher, P. Catherine, L-P. Ricard, P. Kowalski, P. Bachèlery, 2006, Subtle precursors of volcanic eruptions at Piton de La Fournaise detected by extensometers, *Geophysical Research. Letters*, 33, L06315, doi:10.1029/2005GL025495.

Peltier, A., 2007. Suivi, Modélisation et Evolution des processus d'injections magmatiques au Piton de La Fournaise. Université de La Réunion. p.1-365.

Peltier, A., Bachèlery, P., Staudacher, T., 2009a. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: a review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. v.184 (1–2), p. 93–108.

Peltier, A., Staudacher, T., Bachèlery, P., Cayol, V., 2009b. Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: insights from GPS data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184 (1–2), p. 152–163.

Peltier, A., M. Bianchi, E. Kaminski, J-C Komorowski, A. Rucci, T. Staudacher (2010), PSInSAR as a new tool to monitor pre-eruptive volcano ground deformation: validation using GPS measurements on Piton de la Fournaise, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L12301, doi:10.1029/2010GL043846.

Peterson et Moore, 1987, Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350: p. 149-189.

Pieri, D.C., Baloga, S.M., 1986, Eruption rate, area, and length relationships for some Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 30, p. 29–45.

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

Pinkerton, H., Wilson, L., 1994. Factors controlling the lengths of channel-fed lava flows. *Bull. Volcanol.*, v. 56, p. 108–120.

Piscopo, D., Cigolini, C., Coppola, D., Delle Donne, D., 2008, MODIS thermal anomalies during strombolian activity at Stromboli. American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #V11B-2028

Pouget, M., Le Floch, E., Kamal S., Salem B., 1988, Utilisation des données SPOT pour la cartographie des ressources renouvelables. Application à la région côtière Nord-ouest de l'Égypte. Journées télédétection - Images satellite et milieux terrestres en régions arides tropicales. 14-17 nov., Bondy, France, Colloques. et Séminaires, Cd. Orstom, Paris, France, p. 103-121.

Prata, A., Platt, C. 1991. Land surface temperature measurements from the AVHRR. Proc. of the 5th AVHRR Data Users Meeting, June 25-28. Tromso, Norway, p: 433-438.

Price, J.C. 1984. Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA 7 AVHRR. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 7231-7237.

Prono, E., Battaglia, J., Monteiller, V., Got, J.L., and Ferrazzini, V., 2009, P-wave velocity structure of Piton de la Fournaise volcano deduced from seismic data recorded between 1996 and 1999: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 184, p. 49-62.

R

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., and Bamler, R., 2003, The shuttle radar topography mission--a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 57, p. 241-262.

Raciviteanu A.E., Williams M.W., Barry R.G., 2008. Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya. *Sensors*, n°8, pp. 3355-3383

Raggam, H., Gutjahr, K., Perko, R., Schardt, M., 2010, Assessment of the Stereo-Radargrammetric Mapping Potential of TerraSAR-X Multibeam Spotlight Data. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 48, n° 2, p. 377-383.

Ramsey, M. S., Fink, J. H., 1999, Estimating silicic lava vesicularity with thermal remote sensing: A new technique for volcanic mapping and monitoring. *Bulletin of Volcanology*, 61, p. 32.

Ramsey, M., and Dehn, J., 2004, Spaceborne observations of the 2000 Bezymianny, Kamchatka eruption: the integration of high-resolution ASTER data into near real-time monitoring using AVHRR: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 135, p. 127-146.

Rançon, J.P., Lerebour, P., and Augé, T., 1989, The Grand Brule exploration drilling: New data on the deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 36, p. 113-127.

Realmuto, V.J., Hon, K., Kahle, A.B., Abbot E.A., Pieri D.C., 1992, Multispectral thermal infrared mapping of the 1 October 1988 Kupaianaha flow field, Kilauea volcano, Hawaii. *Bull Volcanol* 55, p. 33-44.

Renouard L., 1991, Restitution automatique du relief à partir de couples stéréoscopiques d'images du satellite SPOT, These, Ecole Polytechnique, Juillet 1991, France.

Renouard, L., 1992. Extraction automatique de MNT à différentes résolutions. Proc. of 17th ISPRS Congress, 2 - 14 August, Washington D. C., USA. In *Int. Archives of Photogr. and Rem. Sensing*, Vol. 29/B4, pp. 886 - 893.

Riadh, A., Mariea, N.J., Rached, B.M., 2000, Apport de la modélisation interférométrique des franges pour la reconstruction des Modèles Numériques de Terrain. *irit.fr*, p. 1-8.

Robinson, J.E., and Eakins, B.W., 2006, Calculated volumes of individual shield volcanoes at the young end of the Hawaiian Ridge: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 151, p. 309-317.

Roche, O., Druitt, T.H., 2001. Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 191, p. 191-202.

Rödelsperger, S., Becker, M., Gerstenecker, C., Läufer, G., Schilling, K., and Steineck, D., 2010, Digital elevation model with the ground-based SAR IBIS-L as basis for volcanic deformation monitoring: *Journal of Geodynamics*, v. 49, p. 241-246.

Rothery DA, Francis PW, Wood CA (1988) Volcano monitoring using short wavelength infrared data from satellites. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 7993-8008.

Rothery, D.A., Coppola, D., and Saunders, C., 2005, Analysis of volcanic activity patterns using MODIS thermal alerts *Bulletin of Volcanology*, v. 67, p. 539-556.

Rowland S.K. and Walker G.P.L., 1990. Pahoehoe and aa in Hawaii : volumetric flow rate controls the lavastructure. *Bull. Volcanol*, v. 52, p. 615-628.

Rowland SK, 1996, Slopes, lava flow volumes, and vent distributions on Volcán Fernandina, Galápagos Islands. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 27657-27672

Rowland SK, Harris AJL, Wooster MJ, Garbeil H, Mouginiis-Mark PJ, Amelung F, Wilson L., 2003, Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: the 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galápagos. *Bulletin of Volcanology*, v. 65, p. 311-330.

Rubin, A. M., D. D. Pollard, 1987, Origins of blade-like dikes in volcanic rift zones, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, v. 1350, p. 1449–1470.

Rudowski, V., 2004. Synthesis of studies relating to HRS DTM production. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information 35 (Part B1), 399–409.

S

Sahetapy-Engel and A.J.L. Harris, 2009, Thermal structure and heat loss at the summit crater of an active lava dome, *Bull. Volcanol.*, v. **71**, p. 15–28.

Saint-Ange, F., 2009, La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (île de la Réunion, Océan Indien). Thèse. Université de La Réunion. P. 1-379.

Saito G., Ishitsuka N., Matano Y., Kato M., 2001. Application on Terra/ASTER data on agriculture land mapping. Paper presented at the 22nd Asian Conference on Remote Sensing, Singapore, p.1-6.

Sakimoto SEH, Zuber MT (1998) Flow and convective cooling in lava tubes. *J Geophys Res*103:27465–27487.

Sapin, M., A. Hirn, J-C. Lépine, A. Nercessian, 1996, Stress, failure and fluid flow deduced from earthquakes accompanying eruptions at Piton de La Fournaise volcano, *J. Volc. Geotherm. Res.* v. 70, p. 145-167.

Sasamal, S.K., 1999, Sea surface temperature of North Indian Ocean during April 1998. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 20, issue 13, p. 2485-2490.

Schiefer, B. Menounos and R. Wheate, 2008, An inventory and morphometric analysis of British Columbia glaciers, Canada, *Journal of Glaciology* **54** (186), p. 551–560.

Servadio Z., Villeneuve N., Gladys A., Staudacher T., Urai M., 2008. Preliminary results of lava flow mapping using remote sensing in Piton de la Fournaise, La Réunion island. Workshop on the "Use of Remote Sensing Techniques for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas", IEEE Naples. Poster session and Proceeding.

Servadio, Z., Villeneuve, N., Bachèlery, P. 2011. Automatic mapping of the lava flows at piton de la fournaise volcano, by combining thermal data in near and visible infrared." . Book "Remote Sensing / Book 2", ISBN 979-953-307-876-1.

Sigmundsson F., Durand P. and Massonnet D., 1999. Opening of an eruptive fracture and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry. *Geophy. Res. Lett.*, 26: 533-536.

Sigmarsson, O., M. Condomines, P. Bachèlery, 2005, Magma residence time beneath the Piton de la Fournaise Volcano, Reunion Island, from U-series disequilibria, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 234, p. 223–234.

Singh, S.M., 1984, Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites. The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 5, No. 1, p. 161-183.

Sobrino, J.A., Li, Z.L., Stoll, M.P., Becker, F., 1994, Improvements in the Split-Window Technique for Land Surface Temperature Determination. *IEEE Transactions On Geoscience And Remote Sensing*. Vol. 32, No. 2, p. 243-253.

Staudacher, T., Ferrazzini, V., Peltier, A., Kowalski, P., Boissier, P., Catherine, P., Lauret, F., Massin, F., 2009, 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*, vol. 184, p. 126–137.

Staudacher, T., 2010, 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*, v. 191, p. 60-68.

Stevens, N.F., Wadge, G., Murray, J.B., 1999, Lava flow volume and morphology from digitised contour maps: a case study at Mount Etna, Sicily: *Geomorphology*, v. 28, p. 251-261.

Stevens, N.F., Garbeil, H., and Mouginiis-Mark, P.J., 2004, NASA EOS Terra ASTER: Volcanic topographic mapping and capability: *Remote Sensing of Environment*, v. 90, p. 405-414.

Stieltjes, L., and Moutou, P., 1989, A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 36, p. 67-86.

Siva Subramanian, K.S., Singh, A., Sudhakar, M., 2003, Evaluation of digital elevation models created from different satellite images. In *Proceedings of Map India 2003*, 28–31 January, New Delhi. Available online at: www.gisdevelopment.net/technology/rs/mi03079.htm (accessed 01 October 2006).

T

Tahayt A., 2008. Apport des mesures de la géodésie spatiale dans l'étude des déformations tectoniques actuelles dans la Méditerranée occidentale. Thèse, Université de Toulouse. P. 1-231.

Tarekegn, T.H., Haile, A.T., Rientjes, T., Reggiani, P., and Alkema, D., 2010, Assessment of an ASTER-generated DEM for 2D hydrodynamic flood modeling: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. In Press, Corrected Proof.

Tejero, R., González-Casado, J.M., Gómez-Ortiz, D., and Sánchez-Serrano, F., 2006, Insights into the "tectonic topography" of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain): *Geomorphology*, v. 76, p. 280-294.

Tinard P., 2007. Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir de données interférométriques. Août 2003 – Avril 2007. Ph.D. Thesis, Univ. Blaise Pascal, pp.1-334

Toutin, T., and Gray, L., 2000, State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 55, p. 13-33.

Toutin, T., 2002a, Comparison of automated digital elevation model extraction results using along-track ASTER and across-track SPOT stereo images. *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers*, vol 41, n°9, p. 2102-2106.

Toutin, T., 2002b, Impact of terrain slope and aspect on radargrammetric DEM accuracy: *journal of photogrammetry and Remote sensing*, p. 228-240.

Toutin, T., 2004, Review paper: geometric processing of remote sensing images: models, algorithms and methods. *International Journal of Remote Sensing*, v. 25, p. 1893-1924.

Toutin, T., 2006, Generation of DSMs from SPOT-5 in-track HRS and across-track HRG stereo data using spatiotriangulation and autocalibration: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 60, p. 170-181.

Toutin, T., 2008, ASTER DEMs for geomatic and geoscientific applications: a review. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 29, No 7-8, p. 1855-1875.

Tsakiri-Strati M., Georgoula O. and Patias P., 2004, DEM evaluation generated from HRS SPOT 5 data, *ISPRS XX, Istanbul, Turkey*.

Turcotte, R., Fortin, J.P., Rousseau, A.N., Massicotte, S., and Villeneuve, J.P., 2001, Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network: *Journal of Hydrology*, v. 240, p. 225-242.

U

Ulivieri, C, Castronuovo, M., Francioni, R., Cardillo, A. 1992. A split window algorithm for estimating land surface temperature from satellites. *Advances in Space Res.* 14 (3), 59-65.

Urai, M., 2002, Heat discharge estimation using satellite remote sensing data on the Iwodake volcano in Satsuma-Iwojima, Japan. *Earth Planets Space*, v. 54, p. 211-216,

Urai, M., Geshi, N., and Staudacher, T., 2007, 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*, vol. 34..p. 1-7.

V

Van Wyk de Vries, B., R. Matela, 1998, Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion, *J. Volc. Geotherm. Res.* v. 81, p. 1-18.

Vaughan, R.G., Keszthelyi, L. P., Davies, A.G., Schneider, D.J., Jaworowski, C., Heasler, H., 2010, Exploring the limits of identifying sub-pixel thermal features using ASTER TIR data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 189, p. 225-237

Villeneuve, N., 2000, Apports multi-sources à une meilleure compréhension de la mise en place des coulées de lave et des risques associés au Piton de la Fournaise : Géomorphologie quantitative en terrain volcanique: Thèse de doctorat, p. 1-378.

Villeneuve, N., and Bachèlery, P., 2006, Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés. *Cybergeo : Revue européenne de géographie*, vol. 336.

Villeneuve, N., Neuville, D.R., Boivin, P., Bachèlery, P., and Richet, P., 2008, Magma crystallization and viscosity: A study of molten basalts from the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion island): *Chemical Geology*, v. 256, p. 242-251.

Villeneuve N., Michon L., Corbane Ch., Lesouef D., Delcher E., Rakoto M., Bachèlery P., Petit M., 2008. Remote sensing based survey of SO₂ emission to the atmosphere from volcanic Islands. Local impact and transfer to the oceanic area: case of Piton de la Fournaise volcano during the April 2007 major eruption. *SPIE / ASIAN AND PACIFIC REMOTE SENSING*. November 2008 New Caledonia.

Villeneuve N., Tulet P., Michon L., SO₂ degassing at Piton de la Fournaise during the April 2007 eruption. *Collapse Caldera Workshop 2010 – October 3-9 - La Réunion Island*.

Vlastélic, I., Staudacher, T., Semet, M., 2005. Rapid change of lava composition from 1998 to 2002 at Piton de la Fournaise (Réunion) inferred from Pb isotopes and trace elements: evidence for variable crustal contamination. *Journal of Petrology* v. 46, p. 79–107.

Vu Tuong Thuy and Mitsuharu Tokunaga. 2000. Effect of coherence on DEMs derived from SAR interferometry: A case study of Mayon volcano, Philippines. *Space Technology Applications and Research Program Asian Institute of Technology*. <http://www.a-a-r-s.org/acrs/proceeding/ACRS2000/Papers/MSP00-4.htm>.

W

Wadge, G., 1981. The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *Journal of Geophysical Research*, v. 11, p. 139–168.

Wooster MJ, Kaneko T., 1998, Satellite thermal analyses of lava dome effusion rates at Unzen Volcano, Japan. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 20935–20947.

Wright, R., Blake, S., Harris, A.J.L., and Rothery, D.A., 2001a, A simple explanation for the space-based calculation of lava eruption rates: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192, p. 223–233.

Wright, R., Flynn, L., and Harris, A., 2001b, Evolution of lava flow-fields at Mount Etna, 27–28 October 1999, observed by Landsat 7 ETM+: *Bulletin of Volcanology*, v. 63, p. 1–7.

Wright, R., Flynn, L., Garbeil, H., Harris, A., and Pilger, E., 2002, Automated volcanic eruption detection using MODIS: *Remote Sensing of Environment*, v. 82, p. 135–155.

Wright, R., Flynn, L., 2003, On the retrieval of lava-flow surface temperatures from infrared satellite data. *Geology*, v. 31, p. 893–896.

Wright, R., Flynn, L., 2004a. Space-based estimate of the volcanic heat flux into the atmosphere during 2001 and 2002. *Geology*, vol. 32 (3), p. 189–192.

Wright, R., Flynn, L.P., Garbeil, H., Harris, A.J.L., and Pilger, E., 2004b, MODVOLC: near-real-time thermal monitoring of global volcanism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 135, p. 29–49.

Wright, R., Garbeil, H., Baloga, S.M., and Mouginiis-Mark, P.J., 2006, An assessment of shuttle radar topography mission digital elevation data for studies of volcano morphology: *Remote Sensing of Environment*, v. 105, p. 41–53.

Wright, R., and Pilger, E., 2008, Satellite observations reveal little inter-annual variability in the radiant flux from the Mount Erebus lava lake: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 687–694.

X

Xiong, X., Barnes, W., 2006, An overview of MODIS radiometric calibration and characterization. *Advances in Atmospheric Sciences*, Vol. 23, No. 1, p. 69–79

Y

Yu, Y.Y., Privette, J.L., Pinheiro, A.C., 2005, Analysis of the NPOESS VIIRS land surface temperature algorithm using MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 43, p. 2340–50.

Yu, J.H., Ge, L., 2010, Digital Elevation Model generating using ascending and descending multi-baseline. ALOS/PALSAR radar images. *Proceeding, FIG Congress 2010, Sydney, Australia*.

Yu, J.H., Ge, L., Rizos, C., 2010, Digital Elevation Model generation from interferometric synthetic aperture radar using multi-scale method. *School of Surveying and Spatial Information Systems, University of South Wales, Australia*.

Yüksel A., Akay A.E., Gundogan R., 2008. Using ASTER Imagery in Land Use/cover classification of Eastern Mediterranean Landscapes According to CORINE Land Cover Project. *Sensors*. n° 8, pp. 1237–1251.

Z

Zimbelman, J.R., Garry, W.B., Johnston, A.K., and Williams, S.H., 2008, Emplacement of the 1907 Mauna Loa basalt flow as derived from precision topography and satellite imaging: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 837–847.

Zink, M., Krieger, G., Fiedler, H., Moreira, A., 2007, The TanDEM-X Mission: Overview and status. *IGARSS 2007, Proceeding*.

Zink, M., Krieger, G., Fiedler, H., Moreira, A., 2008, The TanDEM-X Mission Concept. *Proceedings of the European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR), S. 4, European Conference on Synthetic Aperture*

Radar (EUSAR), Friedrichshafen, Germany, 2008-06-02 - 2008-06-05, download:
http://elib.dlr.de/54744/01/EUSAR08_Zink.pdf sites internet.

Zomer, R., Ustin, S., Ives, J., 2002. Using satellite remote sensing for DEM extraction in complex mountainous terrain: landscape analysis of the Makalu Barun National Park of eastern Nepal. *International Journal of Remote Sensing*, v. 23 (1), p. 125– 143.

Zumberge, J., Heflin, M., Jefferson, D., Watkins, M., Webb, F., 1997. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *J. Geophys. Res.* 102, 5005–5017.

SITES INTERNET ET AUTRES

Académie des Sciences : Recherches sur les instruments, les méthodes et le dessin topographiques (1^{er} vol., 1899).

Bulletin d'information de l'OVPF rapports : 1998 à 2010

Centre canadien de télédétection (CCRS/CCT) : <http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/> et pour les termes techniques :
<http://ccrs.nrcan.gc.ca/glossary/>

Diffusion de Rayleigh : www.ifremer.fr/droos/cours_teledection

Energie radiative : techno-sciences.net

Indice NTI : <http://modis.higp.hawaii.edu/day-time.html>

Loi du déplacement de Wien : www.enseki.or.jp

MODIS : <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/data/search.html>

Site Garmin

Spectre de rayonnement de Planck : www.thermal-survey.co.uk

Techniques de l'ingénieur : www.techniques-ingenieur.fr

Transmission : www.ifremer.fr/droos/cours_teledection

Triangulation de Delaunay : <http://fr.academic.ru>

7. PUBLICATIONS

NOTIFICATION OF ACCEPTANCE

July 11, 2011

Dear Ms. Servadio,

On behalf of the Editorial Board it is my pleasure to inform you that the manuscript titled "AUTOMATIC MAPPING OF THE LAVA FLOWS AT PITON DE LA FOURNAISE VOLCANO, BY COMBINING THERMAL DATA IN NEAR AND VISIBLE INFRARED." has been accepted for publication in the book "Remote Sensing / Book 2", ISBN 979-953-307-876-1.

We firmly believe that your contribution will be of great importance for the scientific community.

Sincerely yours,

Aleksandar Lazinica, CEO



INTECH
d.o.o. Rijeka

Chapter Number

Automatic Mapping of the Lava Flows at Piton de la Fournaise Volcano, by Combining Thermal Data in Near and Visible Infrared

Z. Servadio^{1,2}, N. Villeneuve¹ and P. Bachèlery^{3,4}

¹Laboratoire Géosciences Réunion, Université de la Réunion,
Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR 7154 –
Géologie des Systèmes Volcaniques, Saint Denis

²Institut de Recherche pour le Développement, US 140,
BP172, 97492 Sainte-Clotilde cedex

³Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire
Magmas et Volcans, CNRS, UMR 6524, Observatoire
de Physique du Globe de Clermont-Ferrand,
BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand

⁴IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand
France

1. Introduction

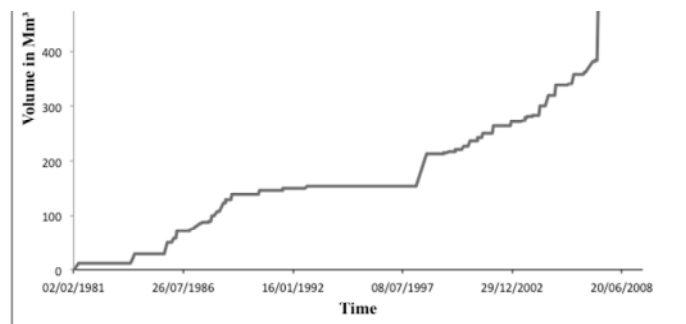
Knowing the eruptive history of a volcano is an essential key to the understanding of its functioning, and therefore of the evolution of the character of dangerousness of its eruptions. For an essentially effusive basaltic volcano such as the Piton de la Fournaise, the spatial and temporal distribution of lava flows allows to deduct numerous parameters of its activity, on a magmatic and a structural point of view. Satellite imaging brings more advantages than the methods used in aerial pictures studies, especially by supplying bigger temporal and spectral series. The revisiting of satellites over a region can allow the generation of dynamic mappings of the implementation of the lava flow, and also bring information on the phenomenology of the eruptions: Surface, volume, flow, spatial distribution...

Furthermore, satellite images have the advantage of supplying data that grant a global visualization of the study area, and information on not easily accessible areas. The interpretation of these satellite data enables obtaining information on the surfaces and volumes of the lava field flows, but also on its nature and behavior. In a tropical environment such as La Reunion, where the climatological context presents a strong cloudiness, a satellite revisit is statistically necessary.

The optical satellite images have already been successfully used to realize mappings of lava flows. For example, in Nevado Subancaya in Peru (Legelay-Padovanie et al., 1997) or in Etna in Italy (Honda et al., 2002), the combination of spectral and morphological properties helped to elaborate surface lava flows mappings and also allowed to individualize the main

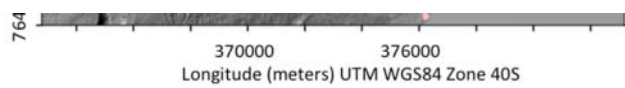
Longitude (meters) UTM WGS84 Zone 40S

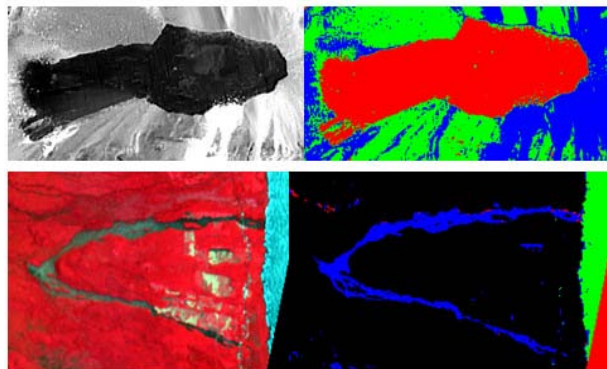
360000 368000 376000



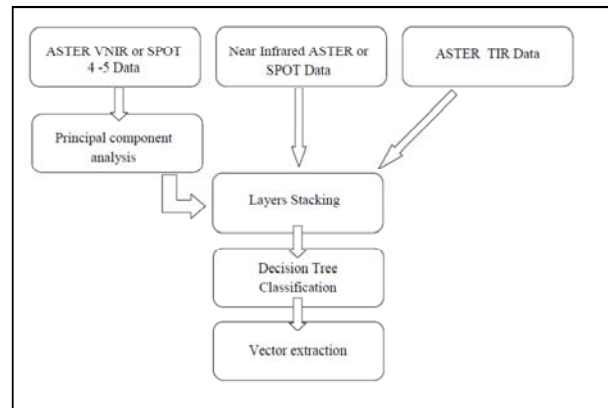
| | | | | | |
|----------|----------|-----|-----------------------|------------------|-----|
| 20030530 | 20030626 | 90m | 20031120 | R 25.8 | 20m |
| 20010611 | 20010814 | 90m | 20010715- 20011223 | R 26.2 R 19.2 | 20m |
| 20001012 | 20001108 | 90m | 20001213 | L 4.3 | 20m |

| Areas (Km ²) | | Classification Data | | |
|--------------------------|---------------------------------|------------------------------------|--|------------------------------------|
| Reference Classification | Lava Flow | No Lava Flow | | Σ |
| Lava Flow | Correctly classified Lava Flow | Omission Error | | Reference Lava Flow Area |
| No Lava Flow | Commission Error | Correctly classified No Lava Flow | | Reference No Lava Flow Area |
| Σ | Automatic Lava Flow Area | Automatic No Lava Flow Area | | Study Area |





1



2

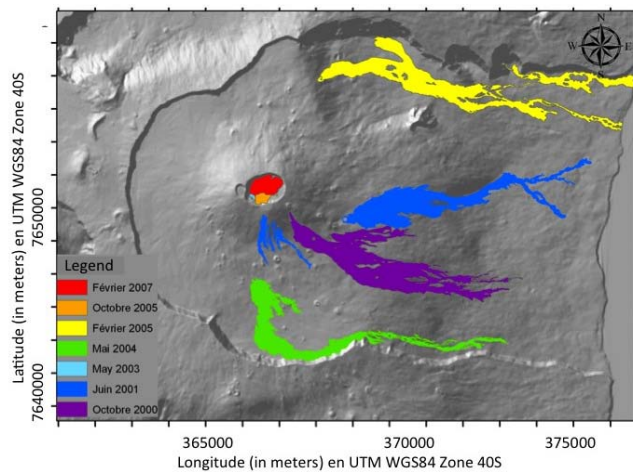
3 Fig. 6. TIR-VNIR Treatment sequences

4 infrared and the PCA are grouped in a multi-band data. A multi-level binary classification
5 named decisional tree classification is then applied by using the following steps:

- 6
- 7 • By using thermal data, distinguish « hot » from « cold » zones.
 - 8 • Extract and keep only « hot » zones.
 - 9 • Discretization of the bare soil and covered vegetation zones by using the Near Infra-red band.
 - 10 • Classify the pixels with low anti-correlation values.

11 The seven lava flows for which ASTER data were available (table 1) were tested. For half of
12 them, the tested eruptions are on a weak slope zone, with a substrate composed of lava flows
13 with similar spectral properties; the other half shows various substrates and slopes (figure 7).

14



15

16 Fig. 7. Localization of the studied lava flows

User's accuracy

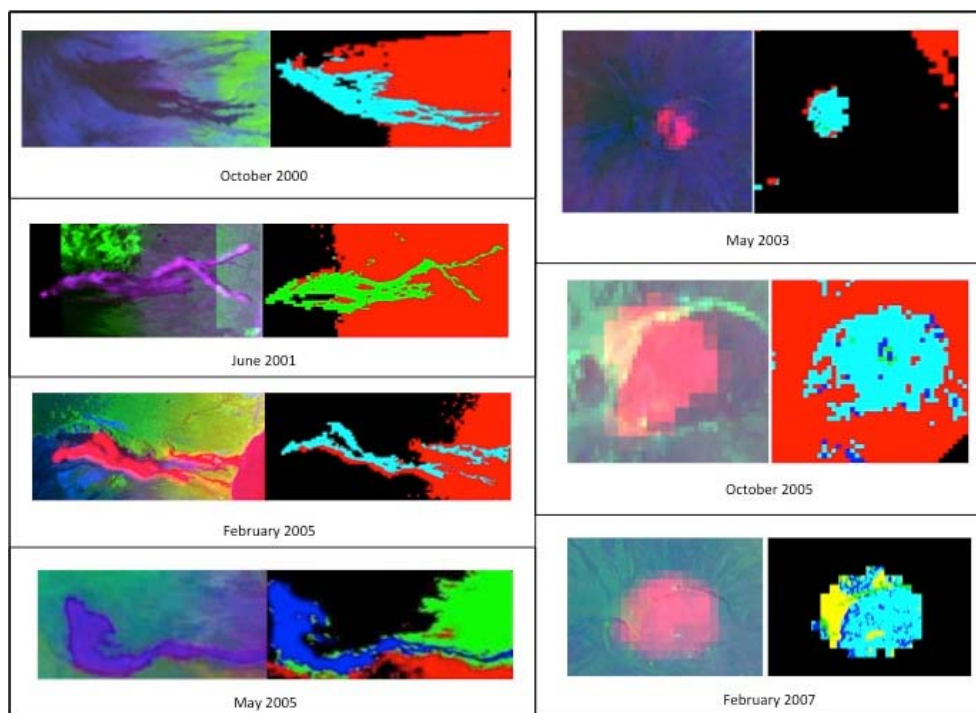
13.22

1

| |
|------------------------|
| 5.3m |
| e between the outlines |
| |
| |

2

3 Table 3. Error matrices of outlines obtained by photo-interpretation, comparing those from the
 4 photo-interpretation of aerial photographs with those of the different types of satellite data.

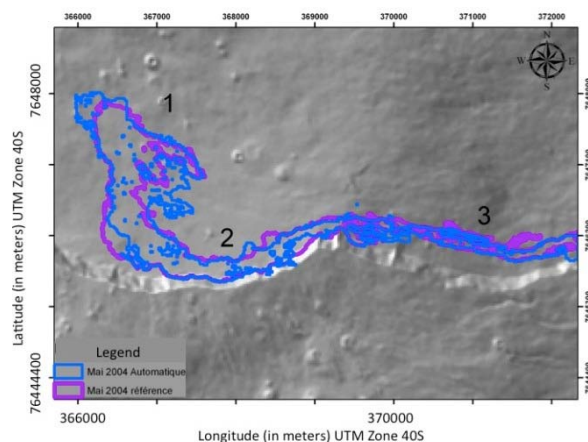




otal Area of aerial picture —

33
34 interact on the precision.

sion and wedging effects can



1

2 Fig. 9. Automatic lava flow outline extraction of May 2004 (blue) compared with the
3 referenced outline (purple).

4 Lets considerate the example of the May 2004 lava flow (figure 9 and table 4). Three zones
5 are sharply distinguished in the extraction: a very low reflectance and high thermal zone (1),
6 a low reflectance with few or no thermal diffusion zone (2), and a various reflectance with
7 few or no thermal diffusion zone (3). The weakest precision is for the first zone, for the
8 second zone, the low reflectance is due to the substrate's nature and to luminosity issues in
9 the zone, because the shadow projected by the rampart can interfere. A luminosity
10 parameter is to be taken into consideration when choosing and time acquiring SPOT data.
11 As for the extraction of the third zone, the thermal infrared band essentially obtains it,
12 because the lava flow implemented in a vegetalized zone with a high spectral signature
13 difference compared to the lava flow. It is the zone where the extraction is the most precise
14 because only based on the SPOT data.

15 5. Discussion and conclusion

16 The vectors of the outlines obtained by automatic extraction properly match with the
17 referenced outlines since we obtain a mean exactitude producer of 80% for the "lava flow"
18 class. If we compare our automatic extraction results to those obtained by DGPS, they are
19 less precise. The DGPS has a precision of about one centimeter at its antenna, now it's the
20 operator who transports it. The error is due to the positioning of the antenna regards to the
21 outlines. The error then is about one meter, for pluri-meter in our extractions. Nevertheless,
22 the effusion zones are not all accessible, and cannot let realizing the outlines in their
23 integrality, especially in the Grandes Pentes (Villeneuve, 2000). Computer assisted drawing
24 methods are on the other hand less reliable than our methodology for the data' distortion
25 are not taken into account and can provoke hundred of meters error. The results of our
26 classification are close to those obtained in other contexts' literature. (Azerzaq et al., 1997 ;
27 Messar et Messar, 1997 ; Yüksel et al., 2008).

28 The vectorization time by photo-interpretation can take several days, whereas the automatic
29 method enables obtaining this vector in less than one hour. There is therefore a considerable

- 1 Azerzaq M., Assafi M., Fahsi A., 1997. Utilisation des images HRV de SPOT pour la
2 détection du changement périurbain à Casablanca (Maroc). Télédétection des
3 milieux urbains et périurbains. Éd. AUPELF-UREF, pp. 275-282.
- 4 Bachèlery P., 1981. Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Étude volcanologique,
5 structurale et pétrologique. Thesis manuscript, Univ. Clermont-Ferrand II, 1-215.
- 6 Billard G., 1974. Carte Géologique de l'île de la Réunion. 1 :50000. Bureau de Recherche
7 Géologique et Minières, Paris. pp. 1-4.
- 8 Bonneville A., Lanquette A.M., Pejoux R.1989. Reconnaissance des principales unités
9 géologiques du Piton de la Fournaise, La Réunion, à partir de SPOT 1. Bulletin de la
10 société géologique de France, n°87, pp. 1101-1110.
- 11 Bussière P., 1967. Carte Géologique du département de La Réunion, 1 :1000000. Service de la
12 Carte Géologique de la France.
- 13 Courtillot V., Besse J., Vandamme D., Montigny R., Jaeger J-J., Cappetta, H., 1986. Deccan
14 flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary? Earth and Planetary Sciences
15 Letters, n°80 (3-4) , pp. 361-374.
- 16 De Michele M., Briole P., 2007. Deformation between 1989 and 1997 at Piton de la Fournaise
17 volcano retrieved from correlation of panchromatic airborne images. Geophysical
18 Journal International, n°169, pp. 357-364.
- 19 Despinoy M., 2000. Potentiel de la télédétection haute résolution spatiale et spectrale en
20 milieu intertropical. Une approche transdisciplinaire à partir d'expériences
21 aéroportées à la Réunion et en Guyane française. Thesis manuscript, pp.1-244.
- 22 Favalli M., Karátson D., Mazzarini F., Pareschi M.T., Boschi E., 2009, Morphometry of scoria
23 cones located on a volcano flank: A case study from Mt. Etna (Italy), based on high-
24 resolution LiDAR data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 186, p.
25 320-330.
- 26 Froger J.-L., Fukushima Y., Tinard P., Cayol V., Souriot T., Mora O., Staudacher T., Durand
27 Ph., Fruneau B., Villeneuve N.,2007. Multi Sensors InSAR Monitoring of Volcanic
28 Activity: The February & April 2007 Eruptions at Piton de la Fournaise, Reunion
29 Island, Imaged with ENVISAT-ASAR and ALOS-PALSAR data. Proc. of FRINGE
30 2007 Workshop, Frascati, Italy,
- 31 Habib T., Chanussot J., Inglada J., Mercier G., 2007. Abrupt change detection on
32 multitemporal remote sensing images: a statistical overview of methodologies
33 applied on real cases. Proceedings IEEE IGARSS, pp. 2593-2596.
- 34 Harris A.J.L., Dehn J., James M.R., Hamilton C., Herd R., Lodato L., Steffke A., 2007,
35 Pahoehoe flow cooling, discharge, and coverage rates from thermal image
36 chronometry. Geophysical Research Letters, n° 34, pp. 6.
- 37 Hirn B.R., Di Bartola C., Ferrucci F.,2005. Automated, Multi-Payload, High-Resolution
38 Temperature Mapping and Instant Lava Effusion Rate Determination at Erupting
39 Volcanoes. Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2005. IGARSS '05.
40 Proceedings. IEEE International. n° 7, pp. 5056 - 5059.
- 41 Honda K., Nagai M., 2002. Real-time volcano activity mapping using ground-based digital
42 imagery. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, n°57(1-2), pp.159-
43 168.
- 44 Inglada J., Favard J-C., Yesou H., Clandillon S., Bestault C., 2003. Lava flow mapping
45 during the Nyiragongo January, 2002 eruption over the city of Goma (D.R. Congo)
46 in the frame of the international charter space and major disasters. Proceedings of

- 1 Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise internal annual report, 2009
2 Observatoire Volcanologique du Piton de La Fournaise internal report, janvier 2010
3 Paparoditis N., Souchon J-P., Martinoty G., Pierrot-Deseilligny M., 2006. High-end aerial
4 digital cameras and their impact on the automation and quality of the production
5 workflow. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, n°60, pp. 400-412.
6 Peltier A., Bachèlery P., Staudacher T., 2009. Magma transport and storage at Piton de la
7 Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and
8 geochemical data. Journal of Volcanology and Geothermal Research, n°184, pp. 93-
9 108.
10 Raciviteanu A.E., Williams M.W., Barry R.G., 2008. Optical Remote Sensing of Glacier
11 Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya. Sensors , n°8, pp. 3355-3383
12 Saito G., Ishitsuka N., Matano Y., Kato M., 2001. Application on Terra/ASTER data on
13 agriculture land mapping. Paper presented at the 22nd Asian Conference on Remote
14 Sensing, Singapore, pp.1-6
15 Servadio Z., Villeneuve N., Gladys A., Staudacher T., Urai M., 2008. Preliminary results of
16 lava flow mapping using remote sensing in Piton de la Fournaise, La Réunion
17 island. Workshop on the "Use of Remote Sensing Techniques for Monitoring
18 Volcanoes and Seismogenic Areas", IEEE Naples. Poster session and Proceeding.
19 Stieltjes L., Moutou P., 1989. A statistical and Probabilitic study of the historic activity of
20 Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean. Journal of Volcanology and
21 Geothermal Research, n°36, pp. 67-86.
22 Tinard P., 2007. Caractérisation et modélisation des déplacements du sol associés à l'activité
23 volcanique du Piton de la Fournaise, île de La Réunion, à partir de données
24 interférométriques. Août 2003 - Avril 2007. Ph.D. Thesis, Univ. Blaise Pascal, pp.1-
25 334
26 Villeneuve N., 2000. Apports multi-sources à une meilleure compréhension de la mise en
27 place des coulées de lave et des risques associés au Piton de la Fournaise :
28 Géomorphologie quantitative en terrain volcanique. Thesis manuscript, pp.1-378.
29 Villeneuve N., Bachèlery P., 2006. Revue de la typologie des éruptions au Piton de La
30 Fournaise, processus et risques volcaniques associés. Cybergéo : revue européenne
31 de Géographie, n° 336
32 Yüksel A., Akay A.E., Gundogan R., 2008. Using ASTER Imagery in Land Use/cover
33 classification of Eastern Mediterranean Landscapes According to CORINE Land
34 Cover Project. Sensors. n° 8,pp. 1237-1251.

Preliminary results of lava flow mapping using remote sensing in Piton de la Fournaise, La Réunion island.

Servadio Zarah

Laboratoire Géosciences Réunion et ESPACE Unit, Institut de Recherche pour le Développement
Université de La Réunion
Saint Denis de la Réunion France
zarah.servadio@univ-reunion.fr

Urai Minoru

Geological Survey of Japan
National Institute of Advanced Industrial
Science and Technology (AIST), Tsukuba, Japan

Gladys Astrid

Ecole Nationale des Sciences Géographiques
Marne la Vallée, France

Villeneuve Nicolas

ESPACE Unit, Institut de Recherche pour le Développement, Campus universitaire du Moufia
Sainte-Clotilde, île de la Réunion, France

Staudacher Thomas

Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise
Institut de Physique du Globe (IPGP), CNRS, UMR 7154
La Plaines des Cafres, France

Abstract— The use of remote sensing is more and more incontrovertible in volcanic monitoring, especially in INSAR and thermal studies. A comprehensive database of high-resolution multispectral and multitemporal optical satellite imagery exists for Piton de la Fournaise, the active volcano on La Réunion Island. This database, however, remains relatively underexploited in volcanological studies of Piton de la Fournaise.

Using a large image data set including SPOT 5 and 4, ASTER and aerial photography, we performed cartography of recent lava flows.

Different methods were applied for each sensor in order to extract and map lava flow contours and surface morphology. These methods include photo interpretation as well as fusion of thermal band and optical images. In addition we performed several tests with specific software combining object and spectral based techniques. Subsequently, a simple statistical comparison between different perimeters and areas mapped allowed us to determine a precision ratio. Results show that difficulties in extracting contours arise when the study area is a complex lava flow field where the different lava flows overlap, or have a similar textural and radiometric characteristics.

Keywords— remote sensing ; Piton de la Fournaise; Automatic Mapping; Principal components analysis

I. INTRODUCTION

Piton de la Fournaise (PDF) (Fig.1), on La Réunion Island, is one of the world's most active basaltic volcanoes with an average of one event every 8 months [1]. Between 1980 and 2008, 38 lava flows have been observed. The cartography of lava flows has particularly important implications for the

knowledge of the lava emitted by the volcano, and can be very useful to increase the understanding of the PDF.

Even though remote sensing techniques have been used for volcanological studies for many years, there does not currently exist a methodology for automatic cartography that can be applied to all volcanoes.

This fact can be attributed to the poor use of high resolution imagery, the difficulties of image treatment as applied to complex lava flow fields and the poor use of spectral and object-based automation approaches.

II. LAVA FLOWS MAPPING USING OPTICAL DATA

A. Presentation of the study area

Most of PDF's recent activity is located in the Fouqué Caldera. Eruptive fissures are mainly situated near the Dolomieu Crater, in the Grandes Pentes (Eastern part) and in the Northern and Southern parts of the caldera. Lava flows furthest from the caldera are easiest to map owing to their isolation.

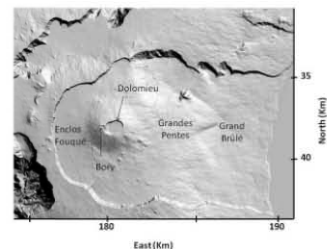


Figure 1: Piton de la Fournaise

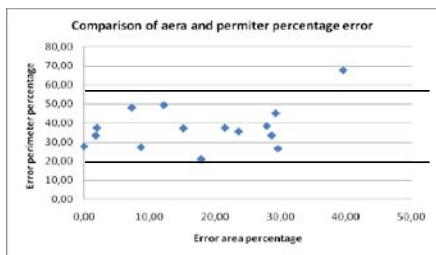
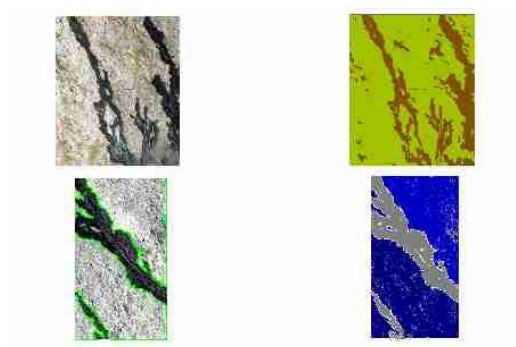


Figure 3: Comparison of area and perimeter percentage error



III. AUTOMATIC CARTOGRAPHY

The aim is to produce an automatic cartography using a data treatment sequence not only for the visible surface information [2,3] but a complete one capable of obtaining the complete lava flow. During a first iteration a delimitation of the volcano influence area should be done. Different image processing methods can subsequently be used, depending on the lava flow type. The processing involved in extracting an isolated lava flow is significantly less complex than for overlapping flows. As a result, the processing of these two flow types are discussed separately.

A. Isolated lava flows

In the case of an isolated lava flow covering a vegetated area or a recent lava flow overlapping with older ones, the use of automatic classification or edge detection techniques allow us to obtain an automatic cartography using different software (Envi 4.4, Ecognition, Matlab) as shown in Fig.4.

In these examples the spectral contrast of the lava flow with its surrounding material is sharp and the extraction of lava flows are relatively simple. When the spectral reflectance of the flow is similar to its surroundings, however, the treatment becomes more complicated.

B. Automatic cartography

To obtain an accurate automatic cartography, different image treatment processes have been used in Envi 4.4 (Fig. 5):

- a layer stacking of thermal and optical imagery;
- a principal component analysis;
- a decision tree classification;
- a classification to vector transformation.

Layer stacking was used to build a new multiband file from georeferenced data. During this process, thermal and optical imagery was resampled and reprojected to a common output image where all the data extents overlap. Using the thermal band allowed us to focus on one complete lava flow. This is an automatic discrimination by thermal wavelengths that correspond to an active area compared to its immediate environment.

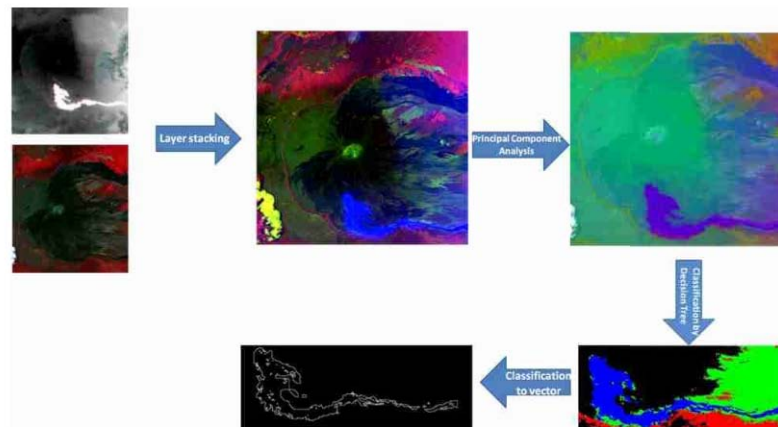


Figure 5: Automatic cartography treatment sequence

Principal component analysis produce an image with spectrally uncorrelated output bands using a linear transformation to maximize the variance of the data. This transformation allows for an increase the optical reflectance variation in the area of high thermal activity.

The decision tree classification is a type of multilevel classifier. It is made up of a series of binary decisions that determine the classification of each pixel. For example, the use of a thermal threshold can delimit if a certain pixel falls inside the thermally active area or not. Inside the thermally active group a differentiation can be done between low and high thermal emission. The resulting classification yields the lava flow of interest as a specific class.

The classification to vector transform is executed to isolate and export the target class to a vector file.

C. Result accuracy

The total area obtained shows a variation of 11.5% of overestimation with the referenced one, and 13.1% for the perimeter. So the automatic mapping result obtain a good accuracy result. The aim of automatic cartography.

IV. OBJECT ORIENTED APPROACH

The use of object-oriented methods in classification automation is currently underexploited in volcanological studies [3, 4, 5, 6].

A. Using image objects

In object-oriented segmentation, an image is divided into objects. An object is a group of similar, connected pixels that represent a region of relative homogeneity in an image. Regions in the image provide much more information than single pixels since the regions contain the spectral information of their constituent pixels, but can be analyzed further, based on color, shape, and texture.

B. Analysis

The object-oriented classification automation was found to work only on isolated flows, the lava flow fields in Piton de la Fournaise being too complex for the segmentation when lava flows overlap. Newer flows overlying ancient ones can, however, be differentiated successfully (Fig.6).

Fissures on the volcano exhibit a strong contrast with characteristic reflectance, which makes it possible for them to be distinguished using object-oriented classification. In this case the linearity of the fissures allow them to be identified using functions of shape and length of the image objects. Only some shadows can cause trouble in the automation. (Fig.6).

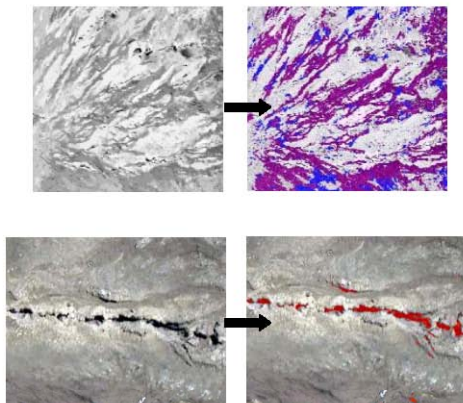


Figure 6: Recent lava flows and fissure cartography with Definiens

V. CONCLUSION

It is a cartographic objective that brings this automatic study. The aim to create an automated image processing chain is achieved. However the creation of a complete lava flow cartography using this technique is currently not feasible, because of the limited temporal frequency of available optical imagery, and the lack of sufficient thermal imagery.

ACKNOWLEDGMENT

Thanks to Kalideos program of Centre National d'Étude Spatial (CNES) for the SPOT data.

REFERENCES

- [1] N. Villeneuve and P. Bachelery, "Revue de la typologie des éruptions au Piton de La Fournaise, processus et risques volcaniques associés," *Cybergeo : Revue européenne de géographie*, vol. 336, 2006.
- [2] A. Legeley-Padovani, C. Mering, R. Guillande, and D. Huaman, "Mapping lava flows through SPOT images - an example of the Sabancaya volcano (Peru)," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 18, n°18, pp. 3111-3133, 1997.
- [3] M. Abrams, E. Abbott, and A. Kahle, "Combined use of visible, reflected infrared, and thermal infrared images for mapping Hawaiian lava flows : J Geophys Res V96, NB1, Jan 1991, P475-484," *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, vol. 28, pp. A359-A359, 1991.
- [4] Z. Lu, R. Rykhus, T. Masterlark, and K. G. Dean, "Mapping recent lava flows at Westdahl Volcano, Alaska, using radar and optical satellite imagery," *Remote Sensing of Environment*, vol. 91, pp. 345-353, 2004.
- [5] C. Corbane, J-F. Faure, N. Baghdadi, N. Villeneuve, and M. Petit, "Rapid Urban Mapping Using SAR/Optical Imagery Synergy " *Sensors*, In Press.

8. ANNEXES

**ANNEXE 0: TABLEAU
DES ERUPTIONS DE 1980
A 2010**

| Eruption date de début | Eruption date de fin | Localisation | type | Aire | Périmètre | pen- te moyenne | pen- te maximum | Longueur km | Largueur moyenne km | Largueur max km | L/l | Dimension fractale des contours | altitude max m | altitude min m | Durée (jours) | Durée inter éruptive | Débit Moyen m ³ /s | Volume estimé par l'obs (10 ⁶ m ³) et autres |
|------------------------|----------------------|-----------------------|------------------|------|-----------|-----------------------|-----------------------|----------------|------------------------|--------------------|-------|---------------------------------------|-------------------|-------------------|------------------|-------------------------|----------------------------------|--|
| 03/02/81 | 25/02/81 | flanc N | Poorly phyric | 1,36 | 17,40 | 18 | 28 | 1,4 | 0,58 | 0,78 | 3,68 | 2450 | 2067 | 22 | | | 1,58 | 3 |
| 26/02/81 | 26/03/81 | flanc SW | Poorly phyric | 1,67 | 21,24 | 5 | 22 | 5,42 | 0,3 | 0,8 | 18,07 | 2460 | 1120 | 28 | 1 | | 1,65 | 4 |
| 01/04/81 | 05/05/81 | flanc NE | Poorly phyric | 0,50 | 9,44 | 17,5 | 33 | 5,06 | 0,4 | 0,65 | 12,65 | 1890 | 68 | 34 | 6 | | 1,70 | 5 |
| 04/12/83 | 18/01/84 | flanc SW | Poorly phyric | 0,89 | 14,02 | 7,23 | 15,57 | 2,62 | 0,35 | 0,7 | 7,49 | 2147 | 1849 | 45 | 943 | | 2,06 | 8 |
| 18/01/84 | 18/02/84 | flanc SW | Poorly phyric | 1,54 | 18,16 | 6,33 | 30,12 | 5,6 | 0,25 | 0,43 | 22,40 | 2243 | 1681 | 31 | 1 | | 3,36 | 9 |
| 14/06/85 | 15/06/85 | flanc W | Poorly phyric | 0,94 | 24,68 | 14 | 25 | 4,73 | 0,35 | 0,8 | 13,51 | 2560 | 2060 | 1 | 482 | | 11,57 | 1 |
| 09/07/85 | 09/07/85 | flanc E | intrusion | | | | | | | | | | | | | | | |
| 05/08/85 | 01/09/85 | flanc N | Poorly phyric | 0,99 | 11,90 | 20 | 40 | 3,07 | 0,32 | 0,68 | 9,59 | 2190 | 1320 | 27 | 51 | | 3,00 | 7 |
| 06/09/85 | 10/10/85 | Dolomieu + flanc E | Poorly phyric | 1,43 | 22,43 | 20 | 36 | 3,05 | 0,26 | 0,66 | 11,73 | 2310 | 630 | 34 | 5 | | 4,77 | 14 |
| 01/12/85 | 03/12/85 | Flanc S | Poorly phyric | 1,47 | 22,37 | 16 | 26 | 4,2 | 0,27 | 0,78 | 15,56 | 2520 | 1820 | 2 | 52 | | 4,05 | 0,7 |

| 18/01/90 | 14/12/88 | 12/11/88 | 31/08/88 | 18/05/88 | 20/04/88 | 07/02/88 | 30/11/87 | 06/11/87 |
|---------------------|---------------|-----------|---------------|---------------|-----------|---------------|---------------|---------------|
| 19/01/90 | 29/12/88 | 12/11/88 | 12/09/88 | 01/08/88 | 20/04/88 | 02/04/88 | 01/01/88 | 08/11/87 |
| Dolomieu + flanc SE | Flanc N | ? | Flanc S SW | Flanc N | Dolomieu | Flanc S | Flanc S | Flanc N |
| Poorly phytic | Poorly phytic | intrusion | Poorly phytic | Poorly phytic | intrusion | Poorly phytic | Poorly phytic | Poorly phytic |
| 0,35 | 0,94 | | 0,88 | 1,46 | | 1,82 | 1,40 | 0,55 |
| 9,56 | 11,44 | | 12,86 | 19,55 | | 21,35 | 20,56 | 9,30 |
| 13,1 | 17,3 | | 6,17 | 19,57 | | 6,1 | 5,62 | 13,54 |
| 33,94 | 44,09 | | 21,02 | 43,02 | | 22 | 48,4 | 44,09 |
| 1,96 | 2,77 | | 2,73 | 3,61 | | 3,31 | 3,43 | 1,65 |
| 0,16 | 0,31 | | 0,31 | 0,39 | | 0,32 | 0,61 | 0,25 |
| 0,29 | 0,55 | | 0,56 | 0,75 | | 0,68 | 0,86 | 0,6 |
| 12,25 | 8,94 | | 8,81 | 9,26 | | 10,34 | 5,62 | 6,60 |
| 1,219 | | | | | | | | |
| 2463 | 2010 | | 2132 | 2103 | | 2085 | 1991 | 2035 |
| 1896 | 1133 | | 1835 | 1017 | | 1729 | 1776 | 1479 |
| 1 | 15 | | 12 | 75 | | 55 | 1 | 1 |
| 385 | 93 | | 30 | 46 | | 32180 | 22 | 109 |
| 5,79 | 6,17 | | 6,75 | 2,31 | | 1,68 | 3,62 | 18,52 |
| 0,5 | 8 | | 7 | 15 | | 8 | 10 | 1,6 |

| 19/07/99 | 11/03/98 | 09/03/98 | 26/11/92 | 27/08/92 | 07/12/91 | 19/07/91 | 18/04/90 |
|---------------------------|-------------------|----------------------------------|-----------|---------------|-----------|-------------------------------|------------------|
| 31/07/99 | 01/04/98 | 21/09/98 | 26/11/96 | 23/09/92 | 16/12/91 | 20/07/91 | 08/05/90 |
| Dolomieu, cône, pentes | zone sud ouest | zone nord + pentes +isolée | Flanc N | cône | ? | penne + cône + Dolomieu | Flancs S SE |
| Poorly phyric | Poorly phyric | Poorly phyric | intrusion | Poorly phyric | intrusion | Poorly phyric | Poorly phyric |
| | distale | distale | | | | | |
| 0,54 | 0,44 | 7,90 | 0,09 | 0,23 | 1,88 | 0,82 | 1,43 |
| 12,26 | 11,54 | 138,75 | 2,00 | 7,52 | 27,05 | 38,91 | 24,73 |
| 8,7 | 3,5 | 11,8 | 2,57 | 15,59 | 15,56 | 13,5 | 17 |
| 30,6 | 7,5 | 48,9 | 13,52 | 27 | 33,27 | 35,5 | 25 |
| 2,03 | 1,29 | 11,13 | 0,57 | 1,63 | 4,396 | 3,14 | 3,7 |
| 0,09 | 0,24 | 0,41 | 0,18 | 0,17 | 0,6 | 0,16 | 0,51 |
| 0,17 | 0,44 | 1,87 | 0,3 | 0,32 | 0,94 | 0,48 | 0,68 |
| 22,56 | 5,38 | 27,15 | 3,17 | 9,59 | 7,28 | 19,63 | 7,25 |
| 1,193 | 1,273 | 1,24 | | 1,226 | | 1,327 | |
| 2473 | 2192 | 2150 | 2465 | 2371 | 2055 | 2479 | 1800 |
| 1654 | 2096 | 69 | 2448 | 1920 | 823 | 1489 | 768 |
| 12 | 21 | 196 | | 27 | | 1 | 30 |
| 301 | - | 1993 | | 403 | | 436 | 89 |
| 1,74 | 0,55 | 3,54 | | 3,62 | | 34,72 | 3,13 |
| 1,8 | <1 | 60 | | 5,5 | | 3 | 8,1 |

| | 30/08/06 | 20/07/06 | 26/12/05 | 29/11/05 | 04/10/05 | 17/02/05 | 13/08/04 | 02/05/04 | 08/01/04 | 07/12/03 | 06/11/03 |
|--|-----------------|---------------|-----------|---------------------------|---------------|---------------------------|------------------------------|-------------------------|-------------------|---------------|-----------|
| | 01/01/07 | 14/08/06 | 18/01/06 | 29/11/05 | 17/10/05 | 26/02/05 | 16/10/04 | 18/05/04 | 10/01/04 | 25/12/03 | 06/11/03 |
| | Dolomieu + cône | zone sud | zone nord | zone nord, cône, Dolomieu | Dolomieu | Zone Nord +pentes+ isolée | cône + zone sud +pentes+bord | cône + zone sud +pentes | Zone nord +pentes | Dolomieu | flanc SE |
| | Poorly phytic | Poorly phytic | océanite | Poorly phytic | Poorly phytic | océanite | Poorly phytic | Poorly phytic | olivine-rich | Poorly phytic | |
| | sommitale | proximale | distale | distale | sommitale | distale | proximale | proximale | distale | sommitale | proximale |
| | 0,19 | 0,85 | 2,66 | 0,68 | 0,02 | 4,19 | 4,82 | 3,34 | 0,65 | 0,32 | |
| | 4,42 | 15,71 | 37,65 | 12,75 | 0,87 | 57,89 | 73,14 | 58,77 | 11,79 | 3,25 | |
| | 10,85 | 5,9 | 9,46 | 7,65 | 2 | 8,6 | 11,6 | 7,16 | 10,3 | 2 | |
| | 40,04 | 17,5 | 42 | 38,5 | 5 | 44 | 36,7 | 36 | 29,6 | 5 | |
| | 1,15 | 3,25 | 6,29 | 1,97 | 0,25 | 9,02 | 9,41 | 8,646 | 2,72 | | |
| | 0,16 | 0,17 | 0,37 | 0,12 | 0,1 | 0,32 | 0,4 | 0,28 | 0,14 | | |
| | 0,36 | 0,38 | 0,77 | 0,27 | 0,12 | 0,74 | 1,22 | 0,69 | 0,48 | | |
| | 7,19 | 19,12 | 17,00 | 16,42 | 2,50 | 28,19 | 23,53 | 30,88 | 19,43 | | |
| | 1,124 | 1,183 | 1,206 | 1,177 | 1,197 | 1,195 | 1,227 | 1,224 | 1,174 | 1,099 | |
| | 2522 | 2215 | 2033 | 2550 | 2550 | 1758 | 2482 | 2491 | 1557 | 2493 | |
| | 1760 | 1828 | 346 | 2069 | 2550 | 0 | 0,54 | 464 | 1023 | 2449 | |
| | 124 | 25 | 23 | 1 | 14 | 8 | 64 | 16 | 1,4 | 18,2 | |
| | 16 | 183 | 27 | 43 | 220 | 124 | 86 | 113 | 14 | 67 | |
| | 1,87 | 1,27 | 8,81 | 11,57 | 1,24 | 27,49 | 3,62 | 11,57 | 15,71 | 0,76 | |
| | 20 | 2,5-3 | 18 | 1 | 1,5 | 19 | 20 | 16 | 1,9 | 1,2 | |

| | | | | | | | | |
|----------|----------|-----------------|---------------|-----------|-------|----|-------|---------|
| 14/10/10 | 31/10/10 | zone sud | Poorly phytic | proximale | NC | 17 | 0.16 | 2.8 |
| 01/01/10 | 12/01/10 | Dolomieu | Poorly phytic | sommitale | NC | 11 | 0.08 | <1 |
| 14/12/09 | 15/12/09 | zone sud +pente | Poorly phytic | proximale | NC | 1 | <1 | <1 |
| 05/11/09 | 06/11/09 | pente | Poorly phytic | proximale | NC | 1 | 1,12 | <1 |
| 15/12/08 | 04/02/09 | Dolomieu | Poorly phytic | sommitale | NC | 51 | 0,34 | 1,49 |
| 27/11/08 | 28/11/08 | Dolomieu | Poorly phytic | sommitale | NC | 1 | 56 | |
| 21/09/08 | 02/10/08 | Dolomieu | Poorly phytic | sommitale | NC | 11 | 509 | 0,08 |
| 02/04/07 | 01/05/07 | isolée | océanite | distale | 1,085 | 29 | 31,93 | 100-120 |
| 30/03/07 | 31/03/07 | pentes cône | Poorly phytic | proximale | 1,145 | 3 | 30,46 | <1 |
| 18/02/07 | 19/02/07 | Dolomieu | Poorly phytic | sommitale | 1,065 | 48 | 30,46 | <1 |

**ANNEXE 1: BASES
METHODOLOGIQUES DU
TRAITEMENT D'IMAGE**

LA SEGMENTATION

La segmentation d'une image permet de regrouper des pixels ayant des valeurs similaires. Ces regroupements créent alors des régions qui n'ont alors plus qu'une seule valeur pour le groupe. Ce type de regroupement est très utile car il permet une simplification de l'image et ainsi un traitement plus léger pour le logiciel lors de regroupements ou de classifications (figure 1). La segmentation peut être aussi utilisée en post-classification, quand les classes présentent des tendances mais apparaissent bruitées par d'autres informations.

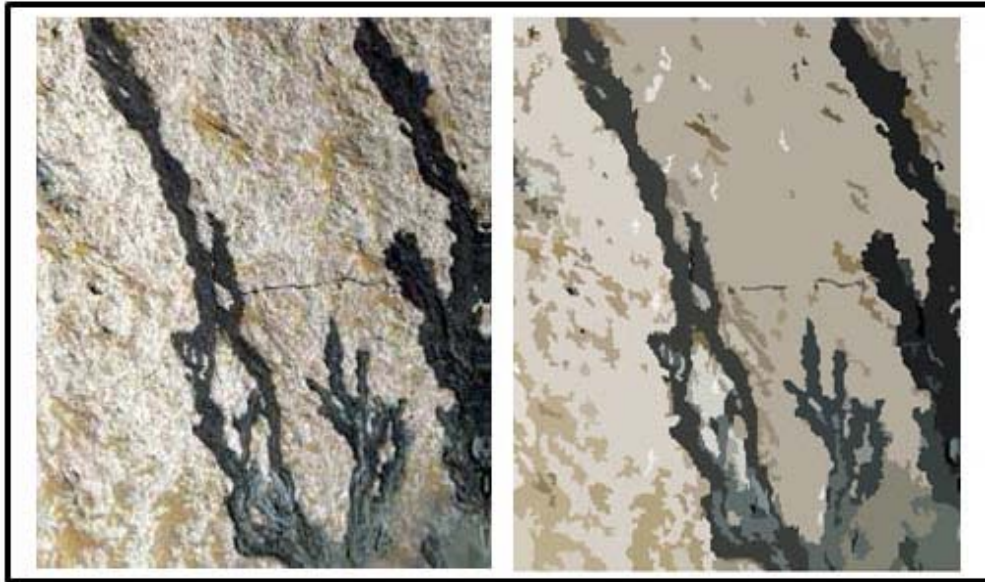


Figure 11: Exemple de segmentation (image de droite) d'un extrait de photographie aérienne (image de gauche). Les regroupements effectués pour les pixels présentant des valeurs similaires sont variables en fonction des paramètres d'entrée. La segmentation peut être très fine (c'est-à-dire présenter un grand nombre de classes de regroupement) ou avec un nombre de classe restreint comme c'est le cas dans notre exemple.

LA MORPHOLOGIE MATHÉMATIQUE ET LES FILTRES DE CONVOLUTION

L'ÉROSION

L'érosion d'une image est produite par l'application d'une fonction qui remplace la valeur de chaque pixel central par la plus petite valeur présente dans l'élément structurant. Les objets inférieurs à la taille de l'élément structurant vont alors disparaître et les autres seront réduits. Les trous dans l'objet seront accentués et les objets reliés entre eux séparés. Dans le cas d'une image codée en 0-255, comme c'est le cas pour les images utilisées, les coulées de lave présentent des valeurs proches de 0. Elles ne sont donc pas considérées comme objet structurant en opposition au sol nu ou à la végétation, qui ont des réflectances plus élevées. Le filtre d'érosion s'applique aux réflectances les plus fortes, par conséquent aux zones ne présentant pas de coulées. Les coulées subissent un phénomène inverse en raison de leurs faibles réflectances. Le filtre agit alors comme un filtre de dilatation. En revanche, dans le cas d'une image thermique la coulée sera considérée par le logiciel comme élément structurant et l'érosion s'appliquera à l'ensemble de cette dernière (figure 3).

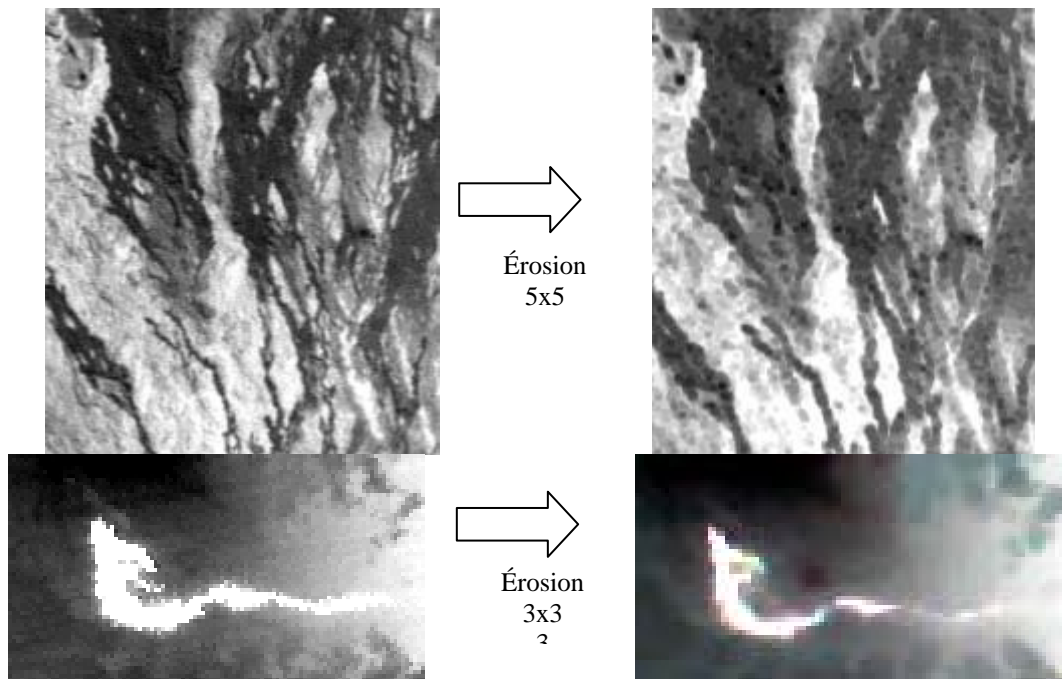
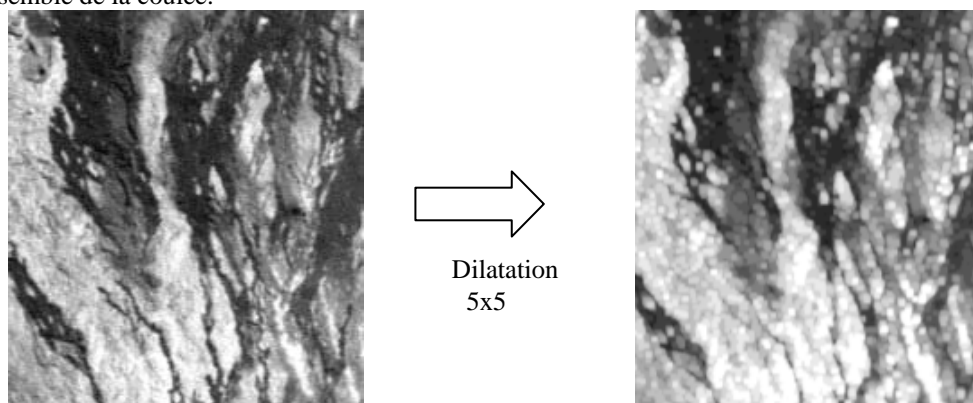


Figure 12: Application d'un filtre d'érosion : pour l'image thermique (en bas) cela agit sur la coulée, en revanche, pour l'image optique (en haut) l'érosion se fait sur les zones ne présentant pas de coulée récente et agit donc à l'inverse sur les coulées, c'est-à-dire comme filtre de dilatation.

LA DILATATION

La dilatation d'une image est produite par l'application d'une fonction qui remplace la valeur de chaque pixel central par la plus grande valeur présente dans l'élément structurant. Les objets vont s'élargir d'une partie correspondant à la taille de l'élément structurant. Les trous seront comblés et les objets proches fusionneront. Comme précédemment, le filtre s'appliquera en dilatant les éléments présentant les plus fortes réflectances. Les coulées sont donc dilatées sur l'image thermique, mais érodées sur l'image optique en raison de leur faible réflectance (figure 4). Pour l'image thermique, il est préférable de ne pas appliquer systématiquement le filtre de dilatation, car l'aire du masque d'étude qu'elle permet de définir est alors augmentée. Dans le cas des coulées sommitales, où l'image thermique permet de définir près de 50% du contour, l'augmentation de ce masque entraîne une augmentation de l'erreur. Cela est dû aux différences de réflectances optiques qui sont alors très faibles et seule l'image thermique permet de faire la distinction dans certaines zones. Ceci est d'autant plus important quand l'image optique utilisée est une image satellite avec un pixel plurimétrique. En revanche, dans les parties les plus distales, le contraste thermique diminue et la dilatation est alors nécessaire pour prendre en compte l'ensemble de la coulée.



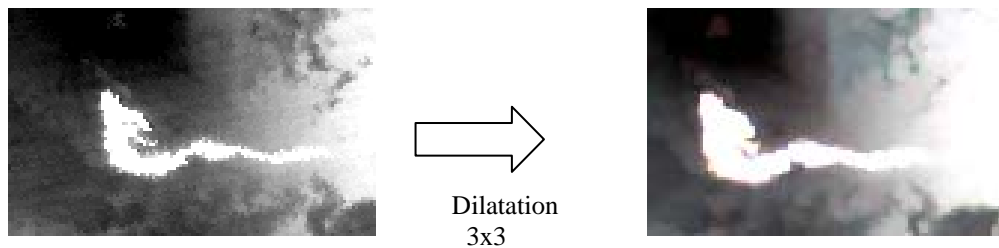


Figure 13: Application d'un filtre de dilatation : pour l'image thermique (en bas) cela agit directement sur la coulée, en revanche, pour l'image optique (en haut) la dilatation se fait sur les zones ne présentant pas de coulée récente et agit donc à l'inverse sur les coulées, c'est-à-dire comme filtre d'érosion.

L'OUVERTURE

L'ouverture consiste en une érosion suivie d'une dilatation. L'ouverture a pour propriété d'éliminer toutes les parties des objets qui ne peuvent pas contenir l'élément structurant. Dans le cas d'un filtre d'ouverture appliqué à l'image thermique (figure 5), cela provoque une fragmentation de la zone la plus basse de la coulée et induit alors une erreur par omission sur cette zone. Tandis que pour l'image optique visible, elle agit comme une fermeture et comble les éléments de taille inférieure à l'élément structurant.

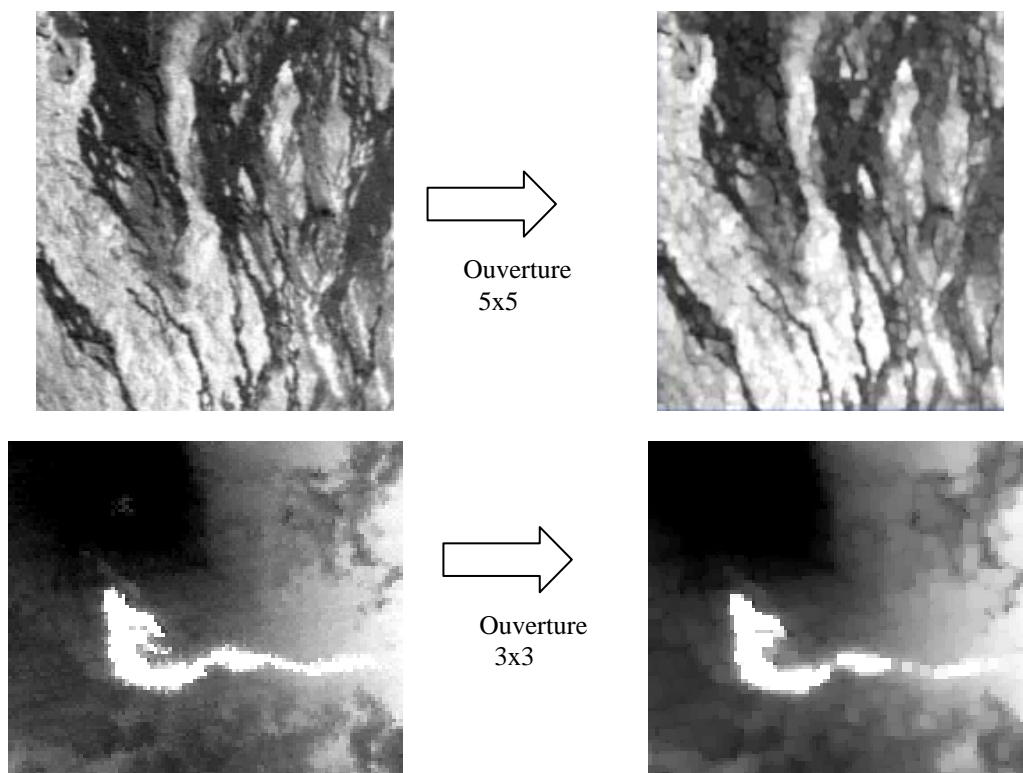


Figure 14: Application d'un filtre d'ouverture sur une image optique (en haut) et sur une image thermique (en bas).

LA FERMETURE

La fermeture consiste en une dilatation suivie d'une érosion. La fermeture a pour propriété de combler tout ce qui est de taille inférieure à l'élément structurant (figure 6). Le filtre de fermeture peut être utilisé en prétraitement de l'image thermique si celle-ci ne présente pas de diffusion. Il permet de combler les trous et d'obtenir un masque d'étude plus étendu. Pour la zone du cône volcanique c'est le filtre le mieux adapté pour

l'image thermique. En revanche il diminue la qualité de l'image optique (figure 6) qui est essentielle dans notre étude.

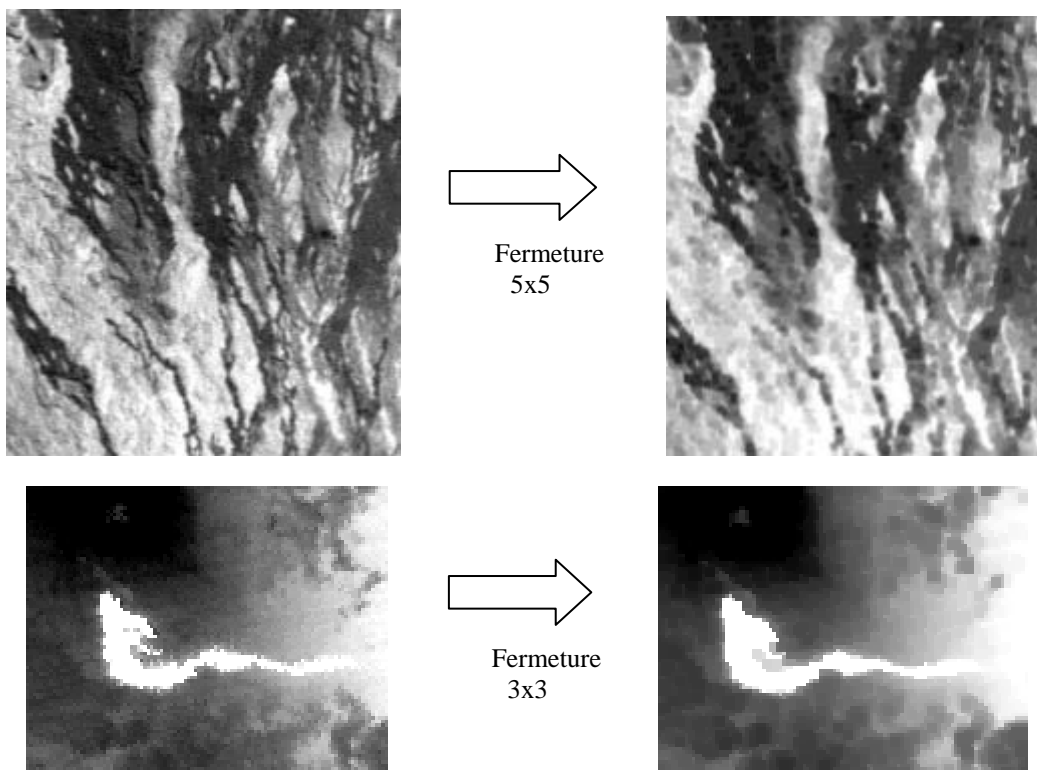
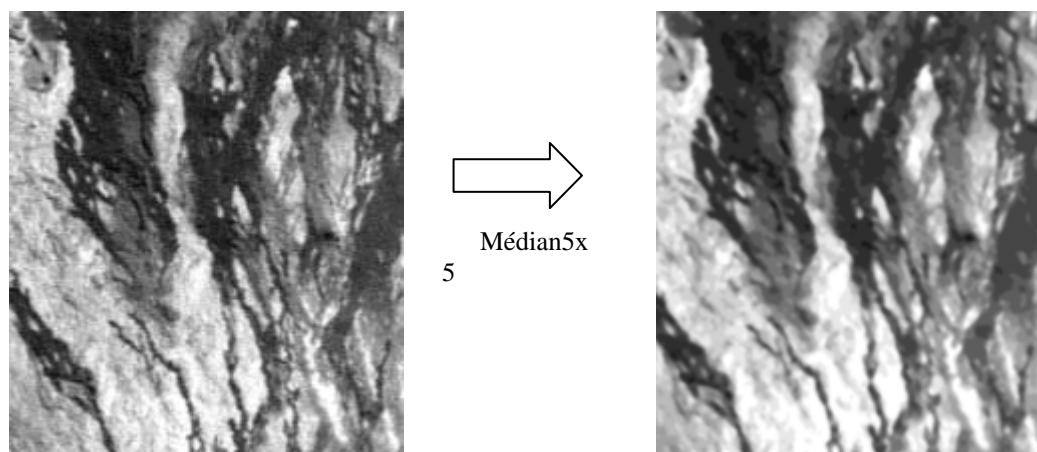


Figure 15: Application d'un filtre de fermeture sur une image optique (en haut) et sur une image thermique en bas.

FILTRE MEDIAN

Le filtre médian lisse l'image, en préservant des bords plus grands que les dimensions de grain (efficace pour enlever les bruitages). Le filtre médian remplace chaque pixel au centre du kernel par la valeur médiane de l'élément structurant. Il fonctionne de la même manière sur l'image optique visible et l'image thermique (figure 7).



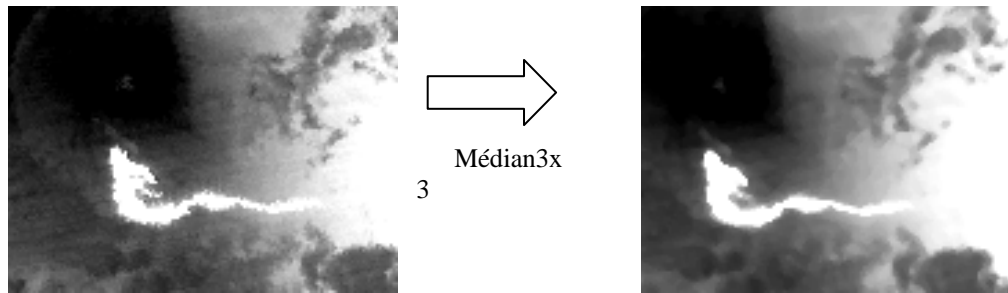


Figure 16: Application d'un filtre de médian sur une image optique (en haut) et sur une image thermique en bas.

FILTRE DIRECTIONNEL

Un premier filtre de majoration de bord augmente sélectivement des caractéristiques d'image ayant des composantes de direction spécifiques. La somme des filtres directionnels, en considérant les différentes directions, est de zéro. Le résultat est obtenu en ramenant à zéro les secteurs avec des valeurs de pixel uniformes dans l'image d'origine, tandis que ceux qui présentent des valeurs variables sont présentés comme des bords brillants. Ce filtre a été très utilisé par Legeney-Padovani et al. (1995), mais il a alors fallu traiter séparément chaque information en fonction de la direction, avant de pouvoir compiler une cartographie de surface. Cela a permis de créer une carte géologique de surface du volcan Nevado Subancaya (Pérou) au terme d'un long travail de traitement.

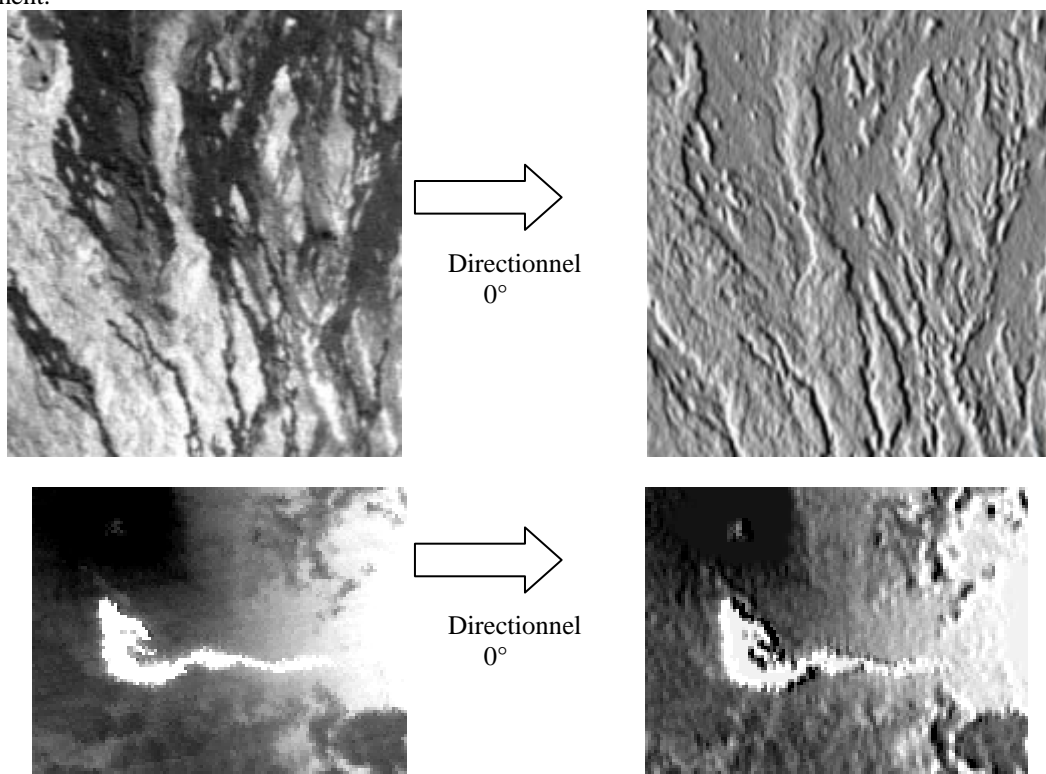


Figure 17: Application d'un filtre de directionnel sur une image optique (en haut) et sur une image thermique en bas. Le choix de la direction d'application du filtre est ici essentiel selon les structures que l'on veut faire ressortir.

ANNEXE 2: STATISTIQUES

La Moyenne:

La moyenne arithmétique est définie par l'équation suivante : —

Avec x_i la variable et n le nombre de variable étudiée.

La Médiane:

La médiane M est la valeur pour laquelle 50 % des valeurs testées sont en dessous de ce seuil et 50 % au dessus. Elle peut aussi s'appeler percentile 50. C'est la valeur centrale par excellence. Pour la calculer il faut savoir si l'échantillon est pair ou impair. Si l'échantillon est pair :

$$\frac{x_{\frac{n}{2}} + x_{\frac{n}{2} + 1}}{2}$$

Si l'échantillon est impair : —

La médiane a comme propriété d'être peu sensible aux valeurs extrêmes.

L'Écart-type:

L'écart-type correspond à la répartition des variables autour d'une moyenne. — —

Dans le cas de nos MNE cette moyenne doit se rapprocher d'une erreur nulle du MNE qui est comparé aux points de référence. L'histogramme des valeurs doit être centré et présenter une distribution symétrique et gaussienne (figure 2-6).

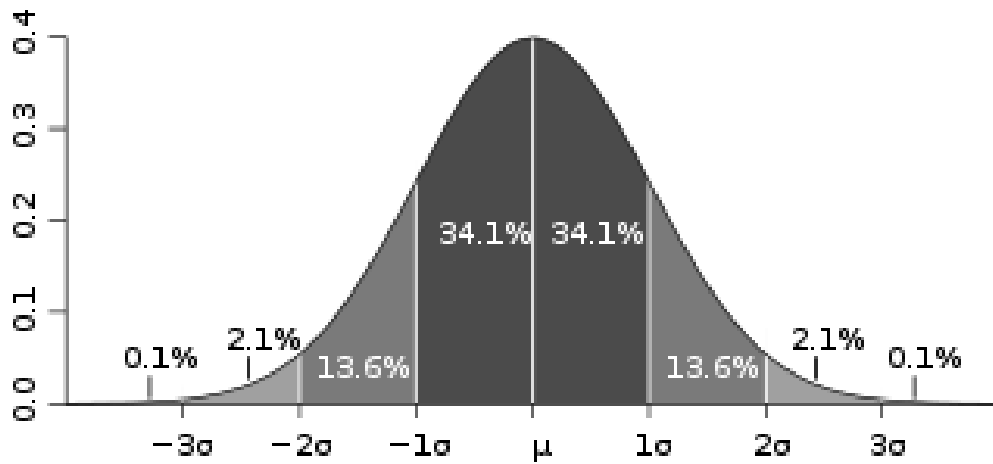


Figure 0-18:Écart-type (distribution gaussienne, Wikipédia).

L'écart type peut être présenté dans la littérature en σ ou en 2σ , selon le pourcentage de valeurs de l'histogramme que l'opérateur veut prendre en compte (figure 2-6 et tableau 2-1).

| $z\sigma$ | Pourcentage de d'erreurs comprises dans le calcul | Pourcentage de d'erreurs non comprises dans le calcul | ratio des erreurs non comprises dans le calcul |
|--------------|---|---|--|
| 1σ | 68.27% | 31.73% | 1 / 3.15 |
| 1.65σ | 90% | 10% | 1 / 10 |
| 1.96σ | 95% | 5% | 1 / 20 |
| 2σ | 95.45% | 4.55% | 1 / 21.98 |
| 2.58σ | 99% | 1% | 1 / 100 |

| | | | |
|--------------|--------|-------|------------|
| 3σ | 99.73% | 0.27% | 1 / 370.40 |
| 3.29σ | 99.9% | 0.1% | 1 / 1000 |

0-1: Pourcentage d'erreurs comprises dans le calcul en fonction du σ choisi.

Dans ce chapitre les écart-type seront appelés RMSE pour s'accorder à la littérature, et ils seront exprimé en σ afin de ne pas prendre les valeurs extrêmes liées à la présence de nuages en bordure d'image, ou à d'autres artefacts ne représentant pas la fiabilité du MNE sur la zone d'étude du volcan.

Écart moyen:

L'écart moyen est défini par la moyenne de la valeur absolue de la différence entre la variable x et la moyenne arithmétique :

Il mesure la dispersion d'un ensemble de données.

**ANNEXE 3: EXEMPLE DE
QUELQUES POINTS
TESTS**

Points d' aérotriangulation

| E | N | Alt |
|------------|-------------|---------|
| 376149.240 | 7644765.300 | -3.739 |
| 376016.870 | 7643817.510 | -3.684 |
| 376083.430 | 7644442.490 | -3.726 |
| 375968.020 | 7649548.810 | -4.072 |
| 375795.370 | 7649121.330 | -4.100 |
| 375795.370 | 7649121.330 | -4.100 |
| 375841.480 | 7647874.320 | -4.028 |
| 375846.530 | 7647014.960 | -3.976 |
| 375660.360 | 7648508.780 | -4.109 |
| 376149.240 | 7644765.300 | -3.739 |
| 376142.240 | 7644771.250 | -3.741 |
| 376083.430 | 7644442.490 | -3.726 |
| 376042.950 | 7644263.020 | -3.719 |
| 376042.950 | 7644263.020 | -3.719 |
| 376308.000 | 7651211.430 | -4.024 |
| 376308.000 | 7651211.430 | -4.024 |
| 375660.360 | 7648508.780 | -4.109 |
| 375968.020 | 7649548.810 | -4.072 |
| 375846.530 | 7647014.960 | -3.976 |
| 375841.480 | 7647874.320 | -4.028 |
| 375861.130 | 7651608.150 | 55.864 |
| 375861.130 | 7651608.150 | 55.864 |
| 375718.730 | 7651736.760 | 65.828 |
| 375718.730 | 7651736.760 | 65.828 |
| 375571.720 | 7650155.670 | 75.813 |
| 375571.720 | 7650155.670 | 75.813 |
| 375410.710 | 7650019.160 | 85.777 |
| 375410.710 | 7650019.160 | 85.777 |
| 375345.180 | 7649752.590 | 95.767 |
| 375345.180 | 7649752.590 | 95.767 |
| 375201.750 | 7649839.800 | 105.732 |
| 375201.750 | 7649839.800 | 105.732 |
| 375100.670 | 7649706.720 | 115.711 |
| 375100.670 | 7649706.720 | 115.711 |
| 375055.880 | 7650060.750 | 125.693 |
| 375055.880 | 7650060.750 | 125.693 |
| 374872.010 | 7649164.170 | 135.678 |
| 374872.010 | 7649164.170 | 135.678 |
| 374816.670 | 7648828.710 | 145.678 |
| 374816.670 | 7648828.710 | 145.678 |
| 374846.300 | 7647804.200 | 155.740 |
| 374846.300 | 7647804.200 | 155.740 |
| 375157.490 | 7644667.820 | 186.047 |
| 375157.490 | 7644667.820 | 186.047 |
| 374562.670 | 7646816.670 | 195.735 |
| 374988.220 | 7644736.180 | 206.005 |
| 374988.220 | 7644736.180 | 206.005 |
| 375080.110 | 7643907.230 | 216.104 |
| 376022.710 | 7655743.760 | 326.040 |
| 376022.710 | 7655743.760 | 326.040 |
| 375829.590 | 7655550.760 | 335.983 |
| 375829.590 | 7655550.760 | 335.983 |
| 375801.840 | 7655316.080 | 345.962 |
| 373771.140 | 7648478.750 | 345.458 |
| 375801.840 | 7655316.080 | 345.962 |
| 375542.000 | 7656034.190 | 365.945 |
| 375542.000 | 7656034.190 | 365.945 |
| 375356.800 | 7654787.670 | 385.837 |
| 375356.800 | 7654787.670 | 385.837 |
| 375361.110 | 7654880.690 | 395.843 |
| 375361.110 | 7654880.690 | 395.843 |
| 374653.320 | 7653619.560 | 405.624 |
| 374653.320 | 7653619.560 | 405.624 |
| 373759.520 | 7653512.910 | 415.423 |
| 373759.520 | 7653512.910 | 415.423 |
| 373427.070 | 7652343.400 | 425.312 |
| 373427.070 | 7652343.400 | 425.312 |
| 374991.220 | 7654164.300 | 435.728 |
| 374991.220 | 7654164.300 | 435.728 |
| 373470.110 | 7652914.990 | 445.327 |
| 375023.000 | 7655434.350 | 455.799 |
| 375023.000 | 7655434.350 | 455.799 |

Points tests DGPS sommet Mai 2008

| E | N | Alt | |
|------------|---|-------------|----------|
| 367328,52 | | 7650375,978 | 2436,291 |
| 367280,056 | | 7650217,808 | 2447,883 |
| 367163,832 | | 7650261,949 | 2481,686 |
| 367191,793 | | 7650385,789 | 2479,986 |
| 367187,216 | | 7650387,981 | 2482,283 |
| 366964,962 | | 7650671,743 | 2520,532 |
| 366852,044 | | 7650877,28 | 2480,302 |
| 367248,83 | | 7650372,224 | 2461,006 |
| 366748,252 | | 7650899,156 | 2473,621 |
| 367161,864 | | 7650395,254 | 2491,347 |
| 366545,113 | | 7650850,629 | 2506,888 |
| 366835,732 | | 7650716,257 | 2521,335 |
| 367021,059 | | 7650757,999 | 2491,52 |
| 367317,764 | | 7650194,102 | 2429,828 |
| 367068,613 | | 7650859,716 | 2453,941 |
| 366681,861 | | 7650726,484 | 2519,434 |
| 366977,921 | | 7650685,294 | 2514,2 |
| 367064,438 | | 7650851,528 | 2457,578 |
| 367114,222 | | 7650530,326 | 2510,432 |
| 366519,019 | | 7650703,01 | 2540,148 |
| 367234,068 | | 7650578,189 | 2460,89 |
| 366971,892 | | 7650678,59 | 2516,515 |
| 367141,76 | | 7650537,617 | 2501,299 |
| 367149,961 | | 7650541,365 | 2496,831 |
| 366359,475 | | 7649809,093 | 2522,784 |
| 366820,07 | | 7649851,617 | 2513,807 |
| 367303,953 | | 7650074,686 | 2415,709 |
| 367136,82 | | 7649976,699 | 2454,129 |
| 367060,389 | | 7650072,654 | 2489,067 |
| 367059,96 | | 7649885,271 | 2458,544 |
| 366726,986 | | 7649723,212 | 2511,546 |
| 366702,852 | | 7649777,999 | 2516,823 |
| 366500,369 | | 7649679,572 | 2483,76 |
| 367007,213 | | 7649920,667 | 2477,866 |
| 366891,656 | | 7649761,324 | 2479,974 |
| 366508,791 | | 7649845,103 | 2517,664 |
| 366805,75 | | 7649877,615 | 2517,979 |
| 367120,289 | | 7650139,736 | 2482,638 |
| 367068,254 | | 7650065,811 | 2487,579 |
| 367179,035 | | 7649951,166 | 2437,862 |
| 366676,006 | | 7649853,339 | 2519,277 |
| 366094,56 | | 7649953,19 | 2565,571 |
| 366242,386 | | 7649894,232 | 2543,1 |
| 366365,763 | | 7649848,442 | 2528,891 |
| 366157,726 | | 7649722,364 | 2487,571 |
| 365971,889 | | 7649807,277 | 2518,255 |
| 365794,194 | | 7649880,042 | 2531,057 |
| 366380,624 | | 7650678,684 | 2551,705 |
| 366363,465 | | 7650815,392 | 2529,313 |
| 366006,901 | | 7650635,768 | 2568,165 |
| 366385,012 | | 7650657,292 | 2554,288 |
| 366179,421 | | 7650758,412 | 2546,753 |
| 365676,919 | | 7650061,966 | 2554,947 |
| 366233,109 | | 7649877,326 | 2538,779 |
| 366364,198 | | 7649838,888 | 2527,003 |
| 365827,437 | | 7650164,463 | 2600,728 |
| 365673,952 | | 7650061,353 | 2553,919 |
| 365891,707 | | 7650056,252 | 2584,133 |

**ANNEXE 4: EXEMPLE DU
TRAITEMENT D'UNE
IMAGE THERMIQUE**

Exemple du 5 Novembre 2009 TERRA : MOD021KM.A2009309.1830.005

données BRUTES W.m⁻².sr⁻¹.m⁻¹

MYD021KM.A2008267.0955.005

267

13:55

**Ba
nd 21**

| | 918 | 919 | 920 | 921 | 922 | 923 | 924 | 925 | 926 | 927 | 928 |
|----|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|-------------|------------|------------|------------|------------|
| 76 | 379 277 | 327 274 | 327 274 | 483 284 | 691 298 | 767 570 | 639 295 | 639 295 | 535 288 | 483 284 | 431 281 |
| 77 | 420 880 | 365 409 | 420 880 | 549 155 | 760 636 | 864 643 | 892 379 | 812 640 | 656 629 | 549 155 | 549 155 |
| 78 | 431 281 | 379 277 | 459 016 | 590 758 | 958 250 | 982 518 | 101 0253 | 878 511 | 694 765 | 563 023 | 563 023 |
| 79 | 427 814 | 455 549 | 507 553 | 687 831 | 461 9299 | 141 9348 | 975 584 | 895 846 | 819 574 | 635 828 | 715 567 |
| 80 | 424 347 | 500 619 | 476 350 | 552 622 | 385 6580 | 167 9366 | 107 9591 | 947 849 | 947 849 | 868 110 | 764 103 |
| 81 | 497 152 | 497 152 | 517 953 | 746 769 | 958 250 | 920 114 | 902 779 | 843 842 | 902 779 | 746 769 | 615 026 |

**Ba
nd 32**

| | | | | | | | | | | |
|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 704 7250 | 686 6813 | 675 4897 | 730 0774 | 836 8546 | 885 8465 | 797 7411 | 830 0026 | 738 5283 | 745 7799 | 740 1270 |
| 705 5243 | 685 2538 | 685 6535 | 738 0143 | 859 1237 | 928 0436 | 937 1224 | 886 6460 | 751 8897 | 742 5252 | 726 6514 |
| 704 5537 | 674 5761 | 702 1554 | 752 1181 | 897 2095 | 953 9670 | 969 2127 | 917 7655 | 805 9635 | 723 2825 | 722 8828 |
| 707 5799 | 697 1878 | 702 7835 | 738 8137 | 938 3787 | 967 6140 | 960 7619 | 930 7273 | 899 5506 | 824 0643 | 810 0176 |
| 699 6430 | 693 1336 | 682 5701 | 719 1142 | 921 4199 | 988 1700 | 991 4818 | 953 1676 | 956 0797 | 932 2119 | 805 5638 |
| 685 6535 | 679 9435 | 685 6535 | 798 4262 | 970 8687 | 994 8507 | 970 5260 | 947 0008 | 971 3825 | 888 2447 | 751 1474 |
| 698 9007 | 672 2921 | 681 1426 | 831 4873 | 936 7799 | 976 5216 | 921 6483 | 947 0579 | 977 8349 | 931 1270 | 801 0529 |

Angle zénithal

MYD021KM.A2008267.0955 : 1 scan increment 0,0014
.005 67 3:55 angle 1897

zenith angle

| Colonne | 918 | 919 | 920 | 921 | 922 | 923 | 924 | 925 | 926 | 927 | 928 |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Angle | 19,593 | 19,674 | 19,756 | 19,837 | 19,918 | 19,999 | 0,081 | 0,162 | 0,243 | 0,325 | 0,406 |

Radiances
Corrigées
MYD021KM.A2008267.095
5.005

67 3:55

Réunion Piton de la
Fournaise

21,14
5
5,42

| Band 21 | emis sivité de la surface | Rup welling | tran smisivité | day angle Γ (degrees) | δ (degr ees) | Heure (degrees) | Solar Zenith Angle | ETOA | Ein | Lsr (soleil) |
|------------|---------------------------------|----------------|-------------------|------------------------------------|------------------------|--------------------|--------------------------|--------------|-------------|-----------------|
| | 0,96 | 7288 | 0,90 9 | 262 | 23 | -28,75 | 52 | 10012 515 | 5548 686 | 2018 31 |

| | | | | | | | | | | |
|------------|------------|------------|------------|-------------|-------------|--------|------------|--------|------------|------------|
| 19491 1 | 1353 43 | 1353 43 | 3140 50 | 5523 26 | 6396 95 | 492758 | 49275 8 | 373619 | 31405 0 | 2544 81 |
| 24256 7 | 1790 26 | 2425 67 | 3895 04 | 6317 52 | 7508 90 | 782661 | 69132 2 | 512614 | 38950 4 | 3895 04 |
| 25448 1 | 1949 11 | 2862 51 | 4371 59 | 8581 16 | 8859 14 | 917684 | 76677 6 | 556298 | 40538 9 | 4053 89 |
| 25051 0 | 2822 80 | 3418 49 | 5483 55 | 5051 788 | 1386 296 | 877971 | 78663 3 | 699264 | 48878 6 | 5801 26 |
| 24653 8 | 3339 07 | 3061 07 | 3934 75 | 4178 106 | 1684 142 | 997110 | 84620 1 | 846201 | 75486 2 | 6357 23 |
| 32993 5 | 3299 35 | 3537 62 | 6158 67 | 8581 16 | 8144 31 | 794574 | 72706 3 | 794574 | 61586 7 | 4649 58 |
| 28625 1 | 2544 81 | 2544 81 | 6794 07 | 8620 87 | 9216 56 | 738977 | 79854 6 | 921656 | 79854 6 | 4967 29 |

| Band 32 | emis sivité de la surface | Rup welling | tran smisivité | | | | | | | |
|-------------|---------------------------------|----------------|-------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|
| | 1 | 2299 36 | 1 | | | | | | | |
| 74664 79 | 7268 860 | 7146 287 | 7744 144 | 8913 593 | 9450 164 | 848521 3 | 88385 48 | 783670 1 | 79161 22 | 7854 210 |
| 74752 33 | 7253 226 | 7257 604 | 7831 071 | 9157 489 | 9912 316 | 100117 49 | 94589 20 | 798303 8 | 78804 76 | 7706 622 |
| 74646 03 | 7136 281 | 7438 336 | 7985 539 | 9574 614 | 1019 6235 | 103632 09 | 97997 48 | 857526 7 | 76697 25 | 7665 348 |
| 74977 47 | 7383 930 | 7445 215 | 7839 826 | 1002 5508 | 1034 5700 | 102706 54 | 99417 08 | 960025 4 | 87735 11 | 8619 668 |
| 74108 20 | 7339 527 | 7223 834 | 7624 073 | 9839 772 | 1057 0834 | 106071 06 | 10187 480 | 102193 74 | 99579 68 | 8570 889 |
| 72576 04 | 7195 066 | 7257 604 | 8492 716 | 1038 1346 | 1064 4003 | 103775 93 | 10119 940 | 103869 74 | 94764 29 | 7974 908 |
| 74026 90 | 7111 267 | 7208 199 | 8854 809 | 1000 7998 | 1044 3258 | 984227 3 | 10120 565 | 104576 42 | 99460 86 | 8521 485 |

Température

MYD021KM.A2008267.095

5.005

67 3:55

1

Band
21

| | | | | | | | | | | |
|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 272,20 8244 | 264,96 9453 | 264,96 9453 | 282,29 4253 | 295,24 2273 | 298,80 711 | 292,53 0164 | 292,53 0164 | 286,15 4907 | 282,29 4253 | 277,75 6425 |
| 276,74 2255 | 270,48 5845 | 276,74 2255 | 287,09 6123 | 298,50 0464 | 302,79 7184 | 303,84 6297 | 300,72 6191 | 293,46 3339 | 287,09 6123 | 287,09 6123 |
| 277,75 6425 | 272,20 8244 | 280,27 6467 | 289,73 805 | 306,20 2554 | 307,02 7283 | 307,94 3904 | 303,32 6268 | 295,41 4218 | 288,00 562 | 288,00 562 |
| 277,42 2924 | 279,97 4804 | 284,16 6489 | 295,06 9288 | 359,96 8479 | 319,09 8351 | 306,79 3857 | 303,97 493 | 301,01 0738 | 292,33 9743 | 296,42 4829 |
| 277,08 4913 | 283,64 5087 | 281,73 3648 | 287,32 6384 | 353,32 337 | 324,64 6034 | 310,12 5205 | 305,84 2268 | 305,84 2268 | 302,93 0323 | 298,65 4187 |
| 283,38 0451 | 283,38 0451 | 284,92 9674 | 297,87 7424 | 306,20 2554 | 304,86 0487 | 304,23 0544 | 301,98 5834 | 304,23 0544 | 297,87 7424 | 291,16 9148 |
| 280,27 6467 | 277,75 6425 | 277,75 6425 | 300,29 4213 | 306,32 1725 | 308,05 6625 | 302,39 4255 | 304,35 7573 | 308,05 6625 | 304,35 7573 | 292,71 9301 |

Band
32

| | | | | | | | | | | |
|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| 287,19 5801 | 285,38 713 | 284,25 1804 | 289,69 3725 | 299,71 9888 | 304,08 6302 | 296,13 3504 | 299,09 8308 | 290,51 559 | 291,21 666 | 290,67 0476 |
| 287,27 5315 | 285,24 2903 | 285,28 3303 | 290,46 5752 | 301,72 1232 | 307,74 4513 | 308,51 9959 | 304,15 6467 | 291,80 4413 | 290,90 2473 | 289,35 9032 |
| 287,17 8753 | 284,15 8656 | 286,93 9832 | 291,82 6333 | 305,08 0374 | 309,94 8259 | 311,22 9572 | 306,86 1763 | 296,89 5252 | 289,02 9057 | 288,98 9851 |
| 287,47 9576 | 286,44 3491 | 287,00 2448 | 290,54 3254 | 308,62 695 | 311,09 571 | 310,52 0651 | 307,97 4152 | 305,28 4344 | 298,55 7358 | 297,26 9274 |
| 286,68 9052 | 286,03 6937 | 284,97 1295 | 288,61 9593 | 307,17 6224 | 312,80 8159 | 313,08 2304 | 309,88 0778 | 310,12 6459 | 308,10 1035 | 296,85 8321 |
| 285,28 3303 | 284,70 4882 | 285,28 3303 | 296,19 7138 | 311,36 811 | 313,36 0685 | 311,33 945 | 309,35 9203 | 311,41 1068 | 304,29 6669 | 291,73 3147 |
| 286,61 4861 | 283,92 5473 | 284,82 6577 | 299,23 3228 | 308,49 0778 | 311,84 0089 | 307,19 5856 | 309,36 404 | 311,94 9535 | 308,00 8323 | 296,44 0833 |

Band
32-21

| | | | | | | | | | | |
|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|
| 14,987 5568 | 20,417 6774 | 19,282 3511 | 7,3994 7183 | 4,4776 1521 | 5,2791 9234 | 3,6033 4058 | 6,5681 4394 | 4,3606 8295 | 8,9224 0689 | 12,914 0518 |
| 10,533 0601 | 14,757 0573 | 8,5410 4801 | 3,3696 2937 | 3,2207 6846 | 4,9473 2834 | 4,6736 6191 | 3,4302 7544 | - 1,65892571 | 3,8063 4994 | 2,2629 0902 |
| 9,4223 2852 | 11,950 4119 | 6,6633 6435 | 2,0882 8346 | - 1,12217947 | 2,9209 7632 | 3,2856 6751 | 3,5354 9487 | 1,4810 3418 | 1,0234 3699 | 0,9842 3055 |
| 10,056 6519 | 6,4686 8761 | 2,8359 5893 | - 4,52603477 | - 51,3415295 | - 8,00264112 | 3,7267 9421 | 3,9992 2195 | 4,2736 0655 | 6,2176 1514 | 0,8444 4494 |
| 9,6041 386 | 2,3918 4987 | 3,2376 4753 | 1,2932 09 | - 46,1471459 | - 11,8378752 | 2,9570 9958 | 4,0385 0933 | 4,2841 9049 | 5,1707 1224 | - 1,79586561 |
| 1,9028 527 | 1,3244 3109 | 0,3536 2938 | - 1,6802865 | 5,1655 559 | 8,5001 9847 | 7,1089 06 | 7,3733 6886 | 7,1805 237 | 6,4192 4519 | 0,5639 9883 |
| 6,3383 9311 | 6,1690 4845 | 7,0701 5281 | - 1,06098539 | 2,1690 529 | 3,7834 6364 | 4,8016 0165 | 5,0064 6733 | 3,8929 1015 | 3,6507 5032 | 3,7215 3191 |

MIR

pixel anomalie

| | | | | | |
|--|--------------|------------|------------|------------|------------|
| Rtir corr(band21) | 548354,90 | 5051788,25 | 1386295,85 | 4178105,90 | 1684142,29 |
| T(band21) anomalie en Kelvin background temperature Ttur(Ta) | 95,306106,81 | 59,97 | 19,10 | 53,32 | 24,65 |
| T(band21) background en Kelvin pixel lines and column | 81,92 | 87,33 | 06,20 | 87,33 | 04,23 |
| $\alpha = \sin * n$ | 79,0 | 79,00 | 79,00 | 80,00 | 80,00 |
| $\alpha 1$ | 35 | 35 | 35 | 35 | 0,35 |
| $\alpha 2$ | 35 | 35 | 35 | 35 | 0,35 |
| L1 | 6886,4 | 8044,4 | 9203,8 | 8044,4 | 203,89 |
| L2 | 5636,3 | 6792,8 | 7950,7 | 6792,8 | 950,72 |
| La=L2-L1 | 12 | 12 | 12 | 12 | 125 |
| δ | 50,07 | 51,61 | 53,16 | 51,61 | 3,16 |
| Lc | 73,63 | 74,25 | 74,88 | 74,25 | 4,88 |
| Apix temperature de la coulée active Tc en temperature de la coulée active Tc en | 42117,50 | 44548,1 | 46995,1 | 44548,1 | 6995,97 |
| Lmir(Tc) calcul d'aire intra pixellaire | 188 | 224495 | 18847 | 224495 | 18847 |

A pixel (m) Sh 05

r 37
oin ,00

b and beta along beta ,00
accross ,00

beta along ,00
beta accross ,00

1 - d 0,7
280

ésité 0 96
0,45
350
000
122
5 57,

ϵ 0,96
 σ 5,67
04E-08

Δ 426
T=70 349000
 Δ 560
T=15 805000
 Δ 728
T=25 875000

Δ 896
T=35 945000

| | | |
|--|-----|-----|
| Aire coulee active= | 017 | 109 |
| Fout= $\epsilon \sigma (T_{flow4} - T_{b4})$ | 11 | 093 |
| Fconv= $h_c (T_c - T_a)$ | 13 | 563 |
| Ftot | 623 | 274 |
| Q out= A.Ftot | 027 | 740 |
| TADR= Q_{out}/c | ,10 | 2,8 |

| | | |
|------------------------|------------------------|------------------------|
| $\Delta T = 150^\circ$ | $\Delta T = 250^\circ$ | $\Delta T = 350^\circ$ |
| Tc = 100°C | Tc = 100°C | Tc = 100°C |
| T c=500 | T c=500 | T c=500 |
| h | h | h |
| c=10 | c=50 | c=100 |
| 5,0 | ,52 | ,22 |
| 40 | 13 | ,36 |
| ,13 | ,93 | ,20 |
| 0 | ,36 | 1 |
| 4,15 | ,72 | 24 |
| 0 | 1 | ,12 |
| 0 | 3,37 | 2 |
| 0 | 10,8 | 91 |
| 0 | 6 58 | |
| 0 | 20,2 | |
| 0 | 2 91 | |

Dual Band 2n

| pixel anomalie | | | | | | A pixel | Sh (m) | | | | |
|---|---------|----------|----------|---------|----------|----------------|--|-----|-----|-----|---|
| Rtir corr(band32) | 7839826 | 10025508 | 10345700 | 9839772 | 10570834 | | r oin | | | | |
| T(band32) anomalie en Kelvin background temperature Ltur(Ta) band 32 T(band32) background en Kelvin | 291 | 309 | 311 | 307 | 313 | | | | | | |
| Rtir corr(band21) | 548355 | 5051788 | 1386296 | 4178106 | 1684142 | b and 32 | beta along scan beta accross scan | | | | |
| T(band21) anomalie en Kelvin background temperature Ltur(Ta) band 21 | 29 | 36 | 31 | 3 | 3 | | | | | | |
| | 5 | 0 | 9 | 53 | 25 | | | | | | |
| T(band21) background en Kelvin | 306107 | 393475 | 858116 | 393475 | 794574 | | beta along scan/2 | | | | |
| | 28 | 28 | 30 | 2 | 3 | | | | | | |
| | 2 | 7 | 6 | 87 | 04 | | beta accross scan/2 | | | | |
| pixel lines and column | 77 | 92 | 77 | 92 | 77 | 9 | 7 | 9 | 7 | 9 | |
| | 9 | 1 | 9 | 2 | 9 | 23 | 80 | 22 | 80 | 23 | |
| $\alpha_0 = \sigma_{in} * n$ | 0, | 0, | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 35 | 35 | 35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | |
| α_1 | 0, | 0, | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 35 | 35 | 35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | |
| α_2 | 0, | 0, | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| | 35 | 35 | 35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | ,35 | |
| L1 | 25 | 25 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | |
| | 6885 | 8043 | 5920 | 5804 | 5920 | 2 | 3 | 2 | 2 | 2 | |
| | | | 2 | 3 | 2 | | | | | | |
| L2 | 25 | 25 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | |
| | 5638 | 6795 | 5795 | 5679 | 5795 | 2 | 5 | 2 | 2 | 2 | |
| | | | 2 | 5 | 2 | | | | | | |
| La=L2-L1 | 12 | 12 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | |
| | 47 | 48 | 250 | 248 | 250 | | | | | | |
| δ | 0, | 0, | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 - porosi te d esité p |
| | 04 | 04 | ,04 | ,04 | ,04 | ,04 | ,04 | ,04 | ,04 | ,04 | 0,7 |
| Lc | 10 | 10 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2800 |
| | 84 | 84 | 085 | 084 | 085 | | | | | | |
| Apix | 13 | 13 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | Φ |
| | 50942 | 53390 | 3558 | 3533 | 3558 | 53 | 90 | 53 | 53 | 53 | 0,45 |
| Lcrust band 32 | 16 | 45 | 21 | 4 | 5 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | c l |
| | 011287 | 021795 | 741128 | 15571 | 69508 | 81 | 42 | 42 | 42 | 42 | 35000 0 |
| Lcrust band 21 | 37 | 72 | 91 | 5 | 1 | 5 | 1 | 1 | 1 | 1 | c p |
| | 59815 | 925797 | 88492 | 83529 | 39030 | 57 | 762 | 762 | 762 | 762 | 1225 |
| Tcrust | 35 | 48 | 38 | 4 | 5 | 4 | 5 | 5 | 5 | 5 | ϵ |
| | 0 | 9 | 3 | 75 | 36 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,96 |
| p32= | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | σ |
| | 700991 | 642134 | 633777 | ,0652 | 00643 | 32 | 06 | 06 | 06 | 06 | 5,6704 E-08 |
| p21= | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Δ |
| | 701414 | 642239 | 634041 | ,0652 | 00643 | 51 | 979 | 979 | 979 | 979 | T=70° 9000 |
| P32/P21 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | Δ |
| | 993966 | 998357 | 995838 | ,9999 | 99929 | 49 | 47 | 47 | 47 | 47 | T=150° 56080 5000 |
| Aire par pixel | 94 | 86 | 85 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | Δ |
| | 700 | 906 | 931 | 8371 | 719 | | | | | | T=250° 72887 5000 |
| | | | | | | | | | | | Δ |
| | | | | | | | | | | | T=350° 89694 5000 |
| Aire coulee active TOTALE= | 36 | 4626 | | | | | | | | | |
| Fout= $\epsilon\sigma(T_{flow4}-T_{b4})$ | 45 | 27 | 27 | 69 | 69 | 5 | 44 | 44 | 5 | 5 | |
| | 5 | 44 | 44 | 5 | 5 | | | | | | |
| Fconv= $hc.(T_c-T_a)$ | 64 | 20 | 64 | 20 | 64 | 8 | 07 | 8 | 07 | 8 | |
| | 8 | 07 | 8 | 07 | 8 | | | | | | |

| F _{tot} | c=50 | 32 38 | 10 036 | 32 38 | 10 036 | 32 38 | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------------|---|--------------------|--------------------|-------------------|--------------------|-------------------|--|-----------------|-----------------|-----------------|-----------|----------|----------|----------|-----------|----------|----------|----------|------------|-----------|----------|----------|
| | c=100 | 64 77 | 20 072 | 64 77 | 20 072 | 64 77 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=10 | 11 03 | 47 51 | 11 03 | 47 51 | 11 03 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=50 | 36 94 | 12 780 | 36 94 | 12 780 | 36 94 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=100 | 69 32 | 22 816 | 69 32 | 22 816 | 69 32 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Q _{out} = A·F _{tot} | c=10 | 10 446153 6 | 41 286610 7 | 10 446153 6 | 41 286610 7 | 10 446153 6 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=50 | 34 979242 0 | 11 106185 27 | 34 979242 0 | 11 106185 27 | 34 979242 0 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=100 | 65 645602 6 | 19 828090 53 | 65 645602 6 | 19 828090 53 | 65 645602 6 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=10 | 11 391168 21 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=50 | 32 706143 16 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Q _{out} total= | c=100 | 59 349861 83 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=10 | 2,6 7 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | c=50 | 7,6 7 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TADR=Q _{out} /c | c=100 | 13, 92 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | <table border="1"> <thead> <tr> <th></th> <th>Δ T=15 0°</th> <th>Δ T=25 0°</th> <th>Δ T=35 0°</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>hc =10</td> <td>2 ,03</td> <td>1 ,56</td> <td>1 ,27</td> </tr> <tr> <td>hc =50</td> <td>5 ,83</td> <td>4 ,49</td> <td>3 ,65</td> </tr> <tr> <td>hc =100</td> <td>1 0,58</td> <td>8 ,14</td> <td>6 ,62</td> </tr> </tbody> </table> | | | | | | | Δ T=15 0° | Δ T=25 0° | Δ T=35 0° | hc =10 | 2 ,03 | 1 ,56 | 1 ,27 | hc =50 | 5 ,83 | 4 ,49 | 3 ,65 | hc =100 | 1 0,58 | 8 ,14 | 6 ,62 |
| | | Δ T=15 0° | Δ T=25 0° | Δ T=35 0° | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| hc =10 | 2 ,03 | 1 ,56 | 1 ,27 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| hc =50 | 5 ,83 | 4 ,49 | 3 ,65 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| hc =100 | 1 0,58 | 8 ,14 | 6 ,62 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Dual Band

pixel anomalie

| | | | | | |
|--|---------|----------|---------|---------|----------|
| Rtir corr(band32) | 7839826 | 10025508 | 1034570 | 9839772 | 10570834 |
| T(band32) anomalie en Kelvin background temperature Ltur(Ta) | 291 | 309 | 311 | 307 | 313 |
| T(band32) background en Rtir corr(band21) | 548355 | 5051788 | 1386296 | 4178106 | 1684142 |
| T(band21) anomalie en Kelvin background temperature Ltur(Ta) | 2 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| T(band21) background en pixel lines and column | 82 | 87 | 06 | 87 | 04 |
| $\alpha_0 = \sigma_{in} * n$ | 79 | 21 | 79 | 22 | 79 |
| α_1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| α_2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| L1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| L2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| La=L2-L1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| δ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Lc | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Apix | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Tcrust | 3 | 7 | 3 | 7 | 3 |
| Lcrust band 32 | 73 | 73 | 73 | 73 | 73 |
| Lcrust band 21 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Thot | 273 | 273 | 273 | 273 | 273 |
| Lhot band 32 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 |
| Lhot band 21 | 7 | 7 | 7 | 7 | 7 |
| pc | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ph 32 | 1,230 | 0,001 | ,0004 | 0,003 | ,1015 |
| Ph 21 | 1,230 | 0,001 | ,0004 | 0,003 | ,1014 |
| Ph32/Ph21 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Aire crust | 6 | 1 | 2 | 3 | 1 |
| Aire hot | 17 | 1564 | 17 | 5075 | 1 |

| | | |
|-----|-----|-------|
| A | Sh | 7 |
| (m) | r | 05000 |
| | sin | 6 |
| | | 37800 |
| | | 0 |
| | | ,0014 |

| | | |
|-----|--------|-------|
| b | beta | 0 |
| and | along | ,0015 |
| | beta | 0 |
| | across | ,0014 |

| | | |
|--|--------|-------|
| | beta | 0 |
| | along | ,0007 |
| | beta | 0 |
| | across | ,0007 |

| | | |
|------------|--------|--------|
| 1 | 0,7 | |
| - | d | 280 |
| esité | 0 | 960 |
| Φ | 0,45 | |
| c | 350 | |
| l | 000 | |
| c | 122 | 8 |
| p | 5 | 57,5 |
| ϵ | 0,96 | |
| σ | 5,67 | |
| | 04E-08 | |
| Δ | 426 | |
| c | T=70 | 349000 |
| Δ | 560 | |
| T=15 | 805000 | |
| Δ | 728 | |
| T=25 | 875000 | |
| Δ | 896 | |
| T=35 | 945000 | |

| | | |
|---------------|-------|-------|
| Aire coulee | T | T |
| active crust= | c=100 | c=500 |
| Aire coulee | 6 | 1 |
| active hot= | 83251 | 05483 |
| | 1 | - |
| | 215 | 13991 |

| IXEL1 | | IXEL2 | | IXEL3 | | IXEL4 | | IXEL5 | |
|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| T | T | T | T | T | T | T | T | T | T |
| c=100 | c=500 | c=100 | c=500 | c=100 | c=50 | c=100 | c=500 | c=100 | c=500 |
| 6 | 1 | 6 | 1 | 5 | 1 | 6 | 1 | 5 | 1 |
| 95 | 9077 | 76 | 9058 | 82 | 8964 | 76 | 9058 | 48 | 8930 |
| 1 | | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | |
| 42596 | | 42577 | | 42483 | | 42577 | | 42449 | |

| | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|
| Fout | 6 | 1 | 6 | 1 | 5 | 1 | 6 | 1 | 5 | 1 |
| crust= $\epsilon\sigma$ (Tcrust4- | 95 | 9077 | 76 | 9058 | 82 | 8964 | 76 | 9058 | 48 | 8930 |
| Fout | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | | 1 | |
| hot= $\epsilon\sigma$ (Thot4-Tb4) | 42596 | | 42577 | | 42483 | | 42577 | | 42449 | |

| | | | | | | | | | | | |
|-------------------|-----|----------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|
| | | 4 | 2 | 1 | 7 | 5 | 2 | 1 | 7 | 2 | 9 |
| Qrad crust | | 55839 | 04562 | 67772 | 51910 | 83009 | ,59E | 56335 | 00642 | 08178 | 22355 |
| | | - | - | 8 | - | 1 | - | 6 | - | 1 | - |
| Qrad hot | | 23696 | 22304 | 80025 | 72354 | 56509 | 2,8E | 76621 | 68852 | 83329 | 81109 |
| | | 4 | - | 2 | 2 | 5 | - | 2 | 1 | 3 | 1 |
| Qrad tot | | 32143 | 18484 | 55774 | 83651 | 98660 | 1,9E | 23998 | 21159 | 91508 | 11262 |
| Fconv=hc.(Tc-Ta) | | 8 | 4 | 8 | 4 | 8 | 4 | 8 | 4 | 8 | 4 |
| | c=1 | 80 | 880 | 44 | 844 | 80 | 880 | 44 | 844 | 80 | 880 |
| | | 4 | 2 | 4 | 2 | 4 | 2 | 4 | 2 | 4 | 2 |
| | c=5 | 401 | 4401 | 219 | 4219 | 401 | 4401 | 219 | 4219 | 401 | 4401 |
| | | 8 | 4 | 8 | 4 | 8 | 4 | 8 | 4 | 8 | 4 |
| Fconv=hc.(Th-Ta) | c=1 | 803 | 8803 | 438 | 8438 | 803 | 8803 | 438 | 8438 | 803 | 8803 |
| | | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 |
| | c=1 | 880 | 880 | 844 | 844 | 880 | 880 | 844 | 844 | 880 | 880 |
| | | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| | c=5 | 9401 | 9401 | 9219 | 9219 | 9401 | 9401 | 9219 | 9219 | 9401 | 9401 |
| | | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 | 9 |
| | c=1 | 8803 | 8803 | 8438 | 8438 | 8803 | 8803 | 8438 | 8438 | 8803 | 8803 |
| | | 5 | 3 | 2 | 1 | 5 | 3 | 1 | 1 | 5 | 3 |
| Qconv | c=1 | 75963 | 68770 | 15503 | 41150 | 75963 | 6877 | 99822 | 30537 | 75963 | 68770 |
| | | 2 | 1 | 1 | 7 | 2 | 1 | 9 | 6 | 2 | 1 |
| | c=5 | 87981 | 84385 | 07751 | 05752 | 87981 | ,84E | 99114 | 52689 | 87981 | 84385 |
| | | 5 | 3 | 2 | 1 | 5 | 3 | 1 | 1 | 5 | 3 |
| | c=1 | 75963 | 68770 | 15503 | 41150 | 75963 | ,69E | 99822 | 30537 | 75963 | 68770 |
| Q out= Qrad+Qconv | | 1 | 3 | | | | | | | | |
| | c=1 | 21011 | 96383 | | | | | | | | |
| | | 3 | 1 | | | | | | | | |
| | c=5 | 56257 | 92566 | | | | | | | | |
| | | 6 | 3 | | | | | | | | |
| | c=1 | 50315 | 83726 | | | | | | | | |
| | | Δ | | | | | | | | | |
| | | T=70° | | | | | | | | | |
| | | 2 | 0 | | | | | | | | |
| TADR=Qout/c | c=1 | ,84 | ,93 | | | | | | | | |
| | | 8 | 4 | | | | | | | | |
| | c=5 | ,36 | ,52 | | | | | | | | |
| | | 1 | 9 | | | | | | | | |
| | c=1 | 5,25 | ,00 | | | | | | | | |

| | Δ | Δ | | Δ | | |
|-------|----------|----------|-----|----------|------|------|
| | T=150 | T=2 | | T=35 | | |
| | T | T | T | T | T | Tc=5 |
| | c=100 | c=500 | c=1 | c=5 | c=10 | 00°C |
| h | 2 | 0 | 1 | 0 | 1 | |
| c=10 | ,16 | ,71 | ,66 | ,54 | ,35 | 0,44 |
| h | 6 | 3 | 4 | 2 | 3 | |
| c=50 | ,35 | ,43 | ,89 | ,64 | ,97 | 2,15 |
| h | 1 | 6 | 8 | 5 | 7 | |
| c=100 | 1,60 | ,84 | ,92 | ,26 | ,25 | 4,28 |

**ANNEXE 5:IMPLICATION
DES ERREURS DES
CORRECTIONS
ATMOSPHERIQUES SUR
LE DEBIT ET L' AIRE**

Lors de cette thèse la question s'est posée de l'implication des erreurs liées aux corrections atmosphériques sur les valeurs d'aires et de débits des coulées. Afin de quantifier l'impacte de celles-ci quatre différents cas ont été étudiés pour les quatre méthodes de traitement utilisées :

- Un faible angle zénithal et un faible débit : angle zénithal de inférieur à 1° , cinq pixels présentant l'anomalie thermique à une température de 295°K et température de l'arrière plan à 279°K .
- Un fort angle zénithal et un faible débit : angle zénithal proche de 55° , cinq pixels présentant l'anomalie thermique à une température de 295°K et température de l'arrière plan à 279°K .
- Un faible angle zénithal et un fort débit : angle zénithal de inférieur à 1° , cinq pixels présentant l'anomalie thermique à une température de 500°K et température de l'arrière plan à 279°K .
- Un fort angle zénithal et un fort débit : angle zénithal proche de 55° , cinq pixels présentant l'anomalie thermique à une température de 500°K et température de l'arrière plan à 279°K .

Pour chacun de ces cas, l'implication d'une erreur entre 0 à 5°K sur les températures calculées corrigées est testée aussi bien pour la température de l'anomalie que pour celle de l'arrière plan. Les tableaux suivant vont illustrer le pourcentage d'erreur observé (hc (10) et ΔT (250°) étant fixes) pour les différentes méthodes. Le fait de ne travailler que sur un pixel d'anomalie ou sur cinq a aussi été testé et donne des résultats similaires, c'est pour cela qu'ils ne sont pas présentés ici.

Les méthodes pixel intégré TIR et MIR, ainsi que la méthode Dual Band 3n, montrent des variations de débit et d'aire pouvant aller jusqu'à 30% si un pixel d'une anomalie correspondant à un faible débit. En revanche si l'anomalie thermique présente une forte température, une erreur de 5°K a alors moins de 10% d'influence. Pour la méthode Dual Band 2n, l'influence sur le débit est la même. En revanche l'influence d'une erreur sur l'aire est minime puisqu'elle est inférieure à 0.4%.

Méthode TIR :

Erreur sur le débit en pourcentage

| TIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
|---|---|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,98 | -12,00 | -18,05 | -24,14 | -30,27 |
| | 1 | 6,67 | 0,68 | -5,34 | -11,40 | -17,50 | -23,63 |
| | 2 | 13,40 | 7,40 | 1,37 | -4,70 | -10,80 | -16,94 |
| | 3 | 20,17 | 14,17 | 8,12 | 2,05 | -4,06 | -10,21 |
| | 4 | 26,99 | 20,98 | 14,93 | 8,85 | 2,73 | -3,42 |
| | 5 | 33,87 | 27,84 | 21,79 | 15,70 | 9,57 | 3,41 |
| TIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Faible débit angle max | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,98 | -12,00 | -18,05 | -24,14 | -30,27 |
| | 1 | 6,67 | 0,68 | -5,34 | -11,40 | -17,50 | -23,63 |
| | 2 | 13,40 | 7,40 | 1,37 | -4,70 | -10,80 | -16,94 |
| | 3 | 20,17 | 14,17 | 8,12 | 2,05 | -4,06 | -10,21 |
| | 4 | 26,99 | 20,98 | 14,93 | 8,85 | 2,73 | -3,42 |
| | 5 | 33,87 | 27,84 | 21,79 | 15,70 | 9,57 | 3,41 |
| TIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,37 | -0,73 | -1,10 | -1,47 | -1,84 |
| | 1 | 0,61 | 0,24 | -0,12 | -0,49 | -0,86 | -1,23 |
| | 2 | 1,23 | 0,86 | 0,49 | 0,12 | -0,25 | -0,62 |
| | 3 | 1,84 | 1,47 | 1,10 | 0,73 | 0,36 | -0,01 |
| | 4 | 2,45 | 2,08 | 1,71 | 1,34 | 0,97 | 0,61 |
| | 5 | 3,07 | 2,70 | 2,33 | 1,96 | 1,59 | 1,22 |
| TIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit max angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,37 | -0,73 | -1,10 | -1,47 | -1,84 |
| | 1 | 0,61 | 0,24 | -0,12 | -0,49 | -0,86 | -1,23 |
| | 2 | 1,23 | 0,86 | 0,49 | 0,12 | -0,25 | -0,62 |
| | 3 | 1,84 | 1,47 | 1,10 | 0,73 | 0,36 | -0,01 |
| | 4 | 2,45 | 2,08 | 1,71 | 1,34 | 0,97 | 0,61 |
| | 5 | 3,07 | 2,70 | 2,33 | 1,96 | 1,59 | 1,22 |

Erreur sur l'aire en pourcentage

| TIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
|---------------------------------|---|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,14 | -10,41 | -15,81 | -21,34 | -27,01 |
| | 1 | 6,67 | 1,58 | -3,63 | -8,97 | -14,45 | -20,06 |
| | 2 | 13,40 | 8,36 | 3,20 | -2,09 | -7,51 | -13,06 |
| | 3 | 20,17 | 15,19 | 10,08 | 4,85 | -0,52 | -6,01 |
| | 4 | 26,99 | 22,06 | 17,01 | 11,83 | 6,53 | 1,09 |
| | 5 | 33,87 | 28,99 | 23,99 | 18,87 | 13,62 | 8,24 |
| TIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
| Faible débit angle max | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,14 | -10,41 | -15,81 | -21,34 | -27,01 |
| | 1 | 6,67 | 1,58 | -3,63 | -8,97 | -14,45 | -20,06 |
| | 2 | 13,40 | 8,36 | 3,20 | -2,09 | -7,51 | -13,06 |
| | 3 | 20,17 | 15,19 | 10,08 | 4,85 | -0,52 | -6,01 |
| | 4 | 26,99 | 22,06 | 17,01 | 11,83 | 6,53 | 1,09 |
| | 5 | 33,87 | 28,99 | 23,99 | 18,87 | 13,62 | 8,24 |
| TIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,52 | 1,06 | 1,61 | 2,17 | 2,75 |
| | 1 | 0,61 | 1,14 | 1,68 | 2,24 | 2,81 | 3,39 |
| | 2 | 1,23 | 1,76 | 2,31 | 2,87 | 3,44 | 4,03 |
| | 3 | 1,84 | 2,38 | 2,93 | 3,49 | 4,07 | 4,67 |
| | 4 | 2,45 | 3,00 | 3,55 | 4,12 | 4,71 | 5,31 |
| | 5 | 3,07 | 3,62 | 4,18 | 4,75 | 5,34 | 5,95 |
| TIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
| Fort débit max angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,52 | 1,06 | 1,61 | 2,17 | 2,75 |
| | 1 | 0,61 | 1,14 | 1,68 | 2,24 | 2,81 | 3,39 |
| | 2 | 1,23 | 1,76 | 2,31 | 2,87 | 3,44 | 4,03 |
| | 3 | 1,84 | 2,38 | 2,93 | 3,49 | 4,07 | 4,67 |
| | 4 | 2,45 | 3,00 | 3,55 | 4,12 | 4,71 | 5,31 |
| | 5 | 3,07 | 3,62 | 4,18 | 4,75 | 5,34 | 5,95 |

Méthode MIR :*Erreur sur le débit en pourcentage*

| MIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
|---|-------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,31 | -10,73 | -16,27 | -21,93 | -27,72 |
| | 1 | 8,39 | 3,02 | -2,46 | -8,06 | -13,78 | -19,62 |
| | 2 | 17,07 | 11,65 | 6,10 | 0,44 | -5,34 | -11,24 |
| | 3 | 26,06 | 20,57 | 14,97 | 9,24 | 3,40 | -2,57 |
| | 4 | 35,36 | 29,81 | 24,14 | 18,35 | 12,44 | 6,41 |
| | 5 | 44,99 | 39,36 | 33,63 | 27,77 | 21,79 | 15,70 |
| MIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Faible débit angle max | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,31 | -10,73 | -16,27 | -21,93 | -27,72 |
| | 1 | 8,39 | 3,02 | -2,46 | -8,06 | -13,78 | -19,62 |
| | 2 | 17,07 | 11,65 | 6,10 | 0,44 | -5,34 | -11,24 |
| | 3 | 26,06 | 20,57 | 14,97 | 9,24 | 3,40 | -2,57 |
| | 4 | 35,36 | 29,81 | 24,14 | 18,35 | 12,44 | 6,41 |
| | 5 | 44,99 | 39,36 | 33,63 | 27,77 | 21,79 | 15,70 |
| MIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,72 | -1,43 | -2,15 | -2,86 | -3,57 |
| | 1 | 1,47 | 0,74 | 0,01 | -0,71 | -1,44 | -2,16 |
| | 2 | 2,95 | 2,21 | 1,47 | 0,74 | 0,01 | -0,73 |
| | 3 | 4,45 | 3,70 | 2,95 | 2,21 | 1,46 | 0,72 |
| | 4 | 5,96 | 5,20 | 4,44 | 3,69 | 2,93 | 2,18 |
| | 5 | 7,49 | 6,72 | 5,95 | 5,19 | 4,42 | 3,66 |
| MIR Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ $T_{\text{crust}}=100$ et $h_c=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit max angle | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,72 | -1,43 | -2,15 | -2,86 | -3,57 |
| | 1 | 1,47 | 0,74 | 0,01 | -0,71 | -1,44 | -2,16 |
| | 2 | 2,95 | 2,21 | 1,47 | 0,74 | 0,01 | -0,73 |
| | 3 | 4,45 | 3,70 | 2,95 | 2,21 | 1,46 | 0,72 |
| | 4 | 5,96 | 5,20 | 4,44 | 3,69 | 2,93 | 2,18 |
| | 5 | 7,49 | 6,72 | 5,95 | 5,19 | 4,42 | 3,66 |

Erreur sur l'aire en pourcentage

| MIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
|---------------------------------|---|-------------------|-------|-------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -4,46 | -9,12 | -13,98 | -19,05 | -24,34 |
| | 1 | 8,39 | 3,94 | -0,70 | -5,54 | -10,59 | -15,87 |
| | 2 | 17,07 | 12,64 | 8,02 | 3,20 | -1,84 | -7,09 |
| | 3 | 26,06 | 21,65 | 17,05 | 12,24 | 7,22 | 1,99 |
| | 4 | 35,36 | 30,97 | 26,38 | 21,59 | 16,60 | 11,38 |
| | 5 | 44,99 | 40,61 | 36,04 | 31,27 | 26,30 | 21,10 |
| MIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
| Faible débit angle max | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -4,46 | -9,12 | -13,98 | -19,05 | -24,34 |
| | 1 | 8,39 | 3,94 | -0,70 | -5,54 | -10,59 | -15,87 |
| | 2 | 17,07 | 12,64 | 8,02 | 3,20 | -1,84 | -7,09 |
| | 3 | 26,06 | 21,65 | 17,05 | 12,24 | 7,22 | 1,99 |
| | 4 | 35,36 | 30,97 | 26,38 | 21,59 | 16,60 | 11,38 |
| | 5 | 44,99 | 40,61 | 36,04 | 31,27 | 26,30 | 21,10 |
| MIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,17 | 0,35 | 0,54 | 0,73 | 0,93 |
| | 1 | 1,47 | 1,64 | 1,82 | 2,01 | 2,21 | 2,41 |
| | 2 | 2,95 | 3,13 | 3,31 | 3,50 | 3,70 | 3,91 |
| | 3 | 4,45 | 4,63 | 4,81 | 5,01 | 5,21 | 5,43 |
| | 4 | 5,96 | 6,14 | 6,33 | 6,53 | 6,74 | 6,95 |
| | 5 | 7,49 | 7,68 | 7,87 | 8,07 | 8,28 | 8,50 |
| MIR Méthode Aire T crust =100°C | | | | | | | |
| Fort débit max angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,17 | 0,35 | 0,54 | 0,73 | 0,93 |
| | 1 | 1,47 | 1,64 | 1,82 | 2,01 | 2,21 | 2,41 |
| | 2 | 2,95 | 3,13 | 3,31 | 3,50 | 3,70 | 3,91 |
| | 3 | 4,45 | 4,63 | 4,81 | 5,01 | 5,21 | 5,43 |
| | 4 | 5,96 | 6,14 | 6,33 | 6,53 | 6,74 | 6,95 |
| | 5 | 7,49 | 7,68 | 7,87 | 8,07 | 8,28 | 8,50 |

Méthode Dual Band 2n:
Erreur sur le débit en pourcentage

| Dual Band Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
|---|-------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -6,09 | -12,19 | -18,32 | -24,47 | -30,64 |
| | 1 | 6,45 | 0,36 | -5,74 | -11,87 | -18,02 | -24,20 |
| | 2 | 12,92 | 6,83 | 0,72 | -5,41 | -11,56 | -17,73 |
| | 3 | 19,41 | 13,32 | 7,22 | 1,09 | -5,06 | -11,24 |
| | 4 | 25,91 | 19,82 | 13,72 | 7,59 | 1,44 | -4,73 |
| | 5 | 32,46 | 26,37 | 20,26 | 14,13 | 7,98 | 1,81 |
| Dual Band Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Faible débit angle max | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -6,09 | -12,19 | -18,32 | -24,47 | -30,64 |
| | 1 | 6,45 | 0,36 | -5,74 | -11,87 | -18,02 | -24,20 |
| | 2 | 12,92 | 6,83 | 0,72 | -5,41 | -11,56 | -17,73 |
| | 3 | 19,41 | 13,32 | 7,22 | 1,09 | -5,06 | -11,24 |
| | 4 | 25,91 | 19,82 | 13,72 | 7,59 | 1,44 | -4,73 |
| | 5 | 32,46 | 26,37 | 20,26 | 14,13 | 7,98 | 1,81 |
| Dual Band Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,28 | -0,56 | -0,84 | -1,12 | -1,41 |
| | 1 | 0,71 | 0,43 | 0,15 | 0,50 | -0,42 | -0,70 |
| | 2 | 1,42 | 1,13 | 0,86 | 0,57 | 0,29 | 0,01 |
| | 3 | 2,13 | 1,85 | 1,57 | 1,29 | 1,00 | 0,72 |
| | 4 | 2,84 | 2,56 | 2,28 | 2,00 | 1,72 | 1,44 |
| | 5 | 3,56 | 3,28 | 3,00 | 2,72 | 2,44 | 2,16 |
| Dual Band Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit max angle | Erreur background | | | | | | |
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,28 | -0,56 | -0,84 | -1,12 | -1,41 |
| | 1 | 0,71 | 0,43 | 0,15 | 0,49 | -0,42 | -0,70 |
| | 2 | 1,42 | 1,13 | 0,86 | 0,57 | 0,29 | 0,01 |
| | 3 | 2,13 | 1,85 | 1,57 | 1,29 | 1,00 | 0,72 |
| | 4 | 2,84 | 2,56 | 2,28 | 2,00 | 1,72 | 1,44 |
| | 5 | 3,56 | 3,28 | 3,00 | 2,72 | 2,44 | 2,16 |

Erreur sur l'aire en pourcentage

| Dual band méthode Aire | | | | | | | |
|---------------------------|---|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Faible débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,01 | -0,02 | -0,04 | -0,04 | -0,06 |
| | 1 | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,27 | 0,28 |
| | 2 | 0,23 | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,27 |
| | 3 | 0,29 | 0,30 | 0,31 | 0,32 | 0,33 | 0,35 |
| | 4 | -0,05 | -0,06 | -0,06 | -0,08 | -0,09 | -0,10 |
| | 5 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 |
| Dual band méthode Aire | | | | | | | |
| Faible débit fort angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -0,01 | -0,02 | -0,04 | -0,04 | -0,06 |
| | 1 | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,27 | 0,28 |
| | 2 | 0,23 | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,27 |
| | 3 | 0,29 | 0,30 | 0,31 | 0,32 | 0,33 | 0,35 |
| | 4 | -0,05 | -0,06 | -0,06 | -0,08 | -0,09 | -0,10 |
| | 5 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,15 |
| Dual band méthode Aire | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 1 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 2 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 3 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 4 | -0,01 | -0,01 | -0,01 | -0,01 | 0,00 | 0,00 |
| | 5 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Dual band méthode Aire | | | | | | | |
| Fort débit fort angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 1 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 2 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 3 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| | 4 | -0,01 | -0,01 | -0,01 | -0,01 | 0,00 | 0,00 |
| | 5 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |

Méthode Dual Band 3n:
Erreur sur le débit en pourcentage

| Dual Band 3n Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ T crust= 100 avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
|---|---|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,50 | -11,09 | -16,77 | -22,54 | -28,40 |
| | 1 | 6,69 | 1,22 | -4,35 | -10,00 | -15,74 | -21,58 |
| | 2 | 13,43 | 7,98 | 2,45 | -3,18 | -8,89 | -14,70 |
| | 3 | 20,23 | 14,80 | 9,29 | 3,70 | -1,99 | -7,77 |
| | 4 | 27,08 | 21,68 | 16,20 | 10,63 | 4,97 | -0,78 |
| | 5 | 33,97 | 28,60 | 23,15 | 17,60 | 11,98 | 6,26 |
| Dual Band 3n Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ T crust= 100 avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Faible débit angle max | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,50 | -11,09 | -16,77 | -22,54 | -28,40 |
| | 1 | 6,69 | 1,22 | -4,35 | -10,00 | -15,74 | -21,58 |
| | 2 | 13,43 | 7,98 | 2,45 | -3,18 | -8,89 | -14,70 |
| | 3 | 20,23 | 14,80 | 9,29 | 3,70 | -1,99 | -7,77 |
| | 4 | 27,08 | 21,68 | 16,20 | 10,63 | 4,97 | -0,78 |
| | 5 | 33,97 | 28,60 | 23,15 | 17,60 | 11,98 | 6,26 |
| Dual Band 3n Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ T crust= 100 avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,09 | 0,19 | 0,29 | 0,40 | 0,52 |
| | 1 | 0,71 | 0,80 | 0,90 | -0,93 | 1,12 | 1,23 |
| | 2 | 1,42 | 1,52 | 1,62 | 1,72 | 1,84 | 1,95 |
| | 3 | 2,13 | 2,23 | 2,33 | 0,29 | 2,56 | 2,68 |
| | 4 | 2,85 | 2,95 | 3,05 | 3,16 | 3,28 | 3,40 |
| | 5 | 3,57 | 3,67 | 3,78 | 3,89 | 4,01 | 4,13 |
| Dual Band 3n Méthode: Débit pour $\Delta T=250$ et $hc=10$ T crust= 100 avec 5 pixels anomalies | | | | | | | |
| Fort débit max angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,09 | 0,19 | 0,29 | 0,40 | 0,52 |
| | 1 | 0,71 | 0,80 | 0,90 | -0,92 | 1,12 | 1,23 |
| | 2 | 1,42 | 1,52 | 1,62 | 1,72 | 1,84 | 1,95 |
| | 3 | 2,13 | 2,23 | 2,33 | 0,29 | 2,56 | 2,68 |
| | 4 | 2,85 | 2,95 | 3,05 | 3,16 | 3,28 | 3,40 |
| | 5 | 3,57 | 3,67 | 3,78 | 3,89 | 4,01 | 4,13 |

Erreur sur l'aire en pourcentage

| Dual band 3n méthode Aire Tcrust (=100°C) | | | | | | | |
|---|---|-------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Faible débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,14 | -10,40 | -15,80 | -21,32 | -26,99 |
| | 1 | 6,66 | 1,58 | -3,63 | -8,97 | -14,44 | -20,05 |
| | 2 | 13,38 | 8,34 | 3,19 | -2,10 | -7,51 | -13,06 |
| | 3 | 20,13 | 15,15 | 10,05 | 4,83 | -0,53 | -6,02 |
| | 4 | 26,94 | 22,03 | 16,97 | 11,80 | 6,50 | 1,06 |
| | 5 | 33,80 | 28,92 | 23,93 | 18,82 | 13,58 | 8,21 |
| Dual band 3n méthode Aire Tcrust (=100°C) | | | | | | | |
| Faible débit fort angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | -5,14 | -10,40 | -15,80 | -21,33 | -26,99 |
| | 1 | 6,66 | 1,58 | -3,63 | -8,97 | -14,44 | -20,05 |
| | 2 | 13,38 | 8,34 | 3,19 | -2,10 | -7,51 | -13,06 |
| | 3 | 20,13 | 15,15 | 10,05 | 4,83 | -0,53 | -6,02 |
| | 4 | 26,94 | 22,02 | 16,97 | 11,80 | 6,50 | 1,06 |
| | 5 | 33,80 | 28,92 | 23,93 | 18,82 | 13,58 | 8,20 |
| Dual band 3n méthode Aire Tcrust (=100°C) | | | | | | | |
| Fort débit faible angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,52 | 1,05 | 1,59 | 2,16 | 2,72 |
| | 1 | 0,54 | 1,06 | 1,59 | 2,15 | 2,70 | 3,27 |
| | 2 | 1,07 | 1,60 | 2,13 | 2,69 | 3,25 | 3,83 |
| | 3 | 1,60 | 2,13 | 2,68 | 3,24 | 3,80 | 4,39 |
| | 4 | 2,14 | 2,68 | 3,22 | 3,78 | 4,36 | 4,95 |
| | 5 | 2,67 | 3,21 | 3,76 | 4,33 | 4,91 | 5,52 |
| Dual band 3n méthode Aire Tcrust (=100°C) | | | | | | | |
| Fort débit fort angle | | Erreur background | | | | | |
| | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Erreur hot pixel | 0 | 0,00 | 0,52 | 1,05 | 1,59 | 2,15 | 2,72 |
| | 1 | 0,54 | 1,06 | 1,59 | 2,15 | 2,70 | 3,27 |
| | 2 | 1,07 | 1,60 | 2,13 | 2,69 | 3,25 | 3,83 |
| | 3 | 1,60 | 2,13 | 2,68 | 3,24 | 3,80 | 4,39 |
| | 4 | 2,14 | 2,67 | 3,22 | 3,78 | 4,36 | 4,95 |
| | 5 | 2,67 | 3,21 | 3,76 | 4,33 | 4,91 | 5,51 |

**ANNEXE 6: POINTS DGPS
COULÉE D'AVRIL 2007**

| Nom | E mars 2008 | N mars 2008 | Alt mars 2008 |
|------------|------------------------|------------------------|--------------------------|
| T101 | 374922,45 | 7646654, 229 | 123,429 |
| T102 | 375004,03 7 | 7646518, 169 | 117,271 |
| T103 | 375061,22 4 | 7646372, 691 | 118,663 |
| T104 | 375042,98 9 | 7646233, 358 | 132,97 |
| T105 | 375078,96 2 | 7646122, 105 | 132,793 |
| T106 | 375078,54 1 | 7646022, 566 | 137,118 |
| T107 | 375090,39 7 | 7645950, 532 | 139,714 |
| T108 | 375106,35 | 7645864, 9 | 139,336 |
| T109 | 375125,22 7 | 7645789, 063 | 141,303 |
| T110 | 375126,97 2 | 7645701, 612 | 142,726 |
| T111 | 375109,46 3 | 7645641, 333 | 147,995 |
| T112 | 375108,06 2 | 7645608, 888 | 153,293 |
| T113 | 375116,58 5 | 7645570, 974 | 155,647 |
| T114 | 375116,28 7 | 7645572, 186 | 155,507 |
| T115 | 375121,98 3 | 7645556, 752 | 154,485 |
| T116 | 375124,24 6 | 7645535, 187 | 156,498 |
| T117 | 375126,12 7 | 7645523, 566 | 156,628 |
| T118 | 375124,16 3 | 7645507, 017 | 157,554 |
| T119 | 375124,11 5 | 7645485, 351 | 157,212 |
| T120 | 375140,68 | 7645466, 501 | 153,653 |
| T121 | 375159,56 3 | 7645456, 225 | 150,156 |
| T122 | 375183,55 7 | 7645448, 966 | 144,673 |
| T124 | 375183,33 2 | 7645431, 001 | 145,581 |
| T126 | 375182,93 5 | 7645416, 541 | 143,802 |
| T127 | 375180,50 2 | 7645406, 93 | 143,986 |
| T129 | 375180,94 9 | 7645390, 905 | 142,335 |
| T132 | 375188,65 2 | 7645354, 897 | 141,007 |
| T133 | 375188,34 1 | 7645354, 5 | 140,857 |
| T134 | 375188,78 | 7645330, | 140,74 |

| | | | |
|------|----------------|-----------------|---------|
| | 1 | 853 | |
| T136 | 375192,09 7 | 7645317, 133 | 139,59 |
| T137 | 375199,35 6 | 7645297, 137 | 139,739 |
| T201 | 375101,09 6 | 7646705, 277 | 98,071 |
| T202 | 375131,32 9 | 7646555, 112 | 95,995 |
| T203 | 375188,64 | 7646423, 69 | 97,443 |
| T204 | 375202,99 3 | 7646269, 556 | 102,503 |
| T205 | 375227,16 9 | 7646166, 657 | 107,942 |
| T206 | 375253,85 3 | 7646066, 563 | 113,024 |
| T207 | 375288,07 1 | 7645986, 448 | 111,6 |
| T208 | 375286,93 2 | 7645911, 82 | 112,892 |
| T209 | 375300,32 4 | 7645834, 27 | 112,04 |
| T210 | 375317,44 2 | 7645753, 836 | 113,873 |
| T211 | 375327,09 | 7645686, 74 | 114,891 |
| T212 | 375337,81 8 | 7645634, 23 | 115,775 |
| T213 | 375364,25 7 | 7645576, 082 | 116,797 |
| T214 | 375377,34 5 | 7645536, 609 | 120,224 |
| T215 | 375378,72 9 | 7645510, 554 | 121,986 |
| T216 | 375385,43 3 | 7645480, 989 | 120,79 |
| T217 | 375391,19 7 | 7645458, 029 | 116,154 |
| T218 | 375407,51 3 | 7645422, 479 | 114,803 |
| T219 | 375416,24 1 | 7645390, 037 | 113,154 |
| T220 | 375410,79 3 | 7645361, 14 | 114,198 |
| T221 | 375407,26 8 | 7645334, 078 | 114,457 |
| T222 | 375412,54 5 | 7645306, 107 | 113,936 |
| T223 | 375422,18 9 | 7645275, 925 | 112,847 |
| T224 | 375421,00 5 | 7645246, 964 | 115,865 |
| T301 | 375726,81 9 | 7645299, 072 | 76,647 |
| T302 | 375727,28 9 | 7645340, 269 | 79,29 |
| T303 | 375711,97 6 | 7645376, 937 | 80,069 |

| | | | |
|------|----------------|-----------------|---------|
| T304 | 375721,83 6 | 7645407, 979 | 76,609 |
| T305 | 375713,47 3 | 7645433, 429 | 75,722 |
| T306 | 375713,11 | 7645462, 495 | 72,71 |
| T307 | 375707,52 2 | 7645492, 719 | 72,174 |
| T308 | 375702,69 9 | 7645521, 555 | 72,855 |
| T309 | 375708,97 7 | 7645546, 283 | 73,588 |
| T310 | 375708,55 5 | 7645567, 204 | 72,175 |
| T311 | 375707,43 3 | 7645600, 043 | 72,62 |
| T312 | 375703,63 7 | 7645624, 382 | 70,576 |
| T313 | 375702,47 2 | 7645646, 033 | 72,248 |
| T314 | 375704,78 | 7645665, 925 | 71,854 |
| T315 | 375701,16 1 | 7645694, 603 | 71,136 |
| T316 | 375704,47 1 | 7645718, 509 | 69,788 |
| T317 | 375699,23 | 7645742, 741 | 69,105 |
| T318 | 375690,9 | 7645767, 406 | 67,732 |
| T319 | 375685,54 3 | 7645783, 403 | 65,946 |
| T320 | 375669,66 | 7645819, 984 | 62,031 |
| T321 | 375671,69 1 | 7645883, 974 | 49,87 |
| T322 | 375657,32 7 | 7645988, 692 | 45,848 |
| T323 | 375683,82 5 | 7646103, 358 | 42,945 |
| T324 | 375645,62 9 | 7646229, 591 | 45,499 |
| T325 | 375616,00 6 | 7646389, 789 | 45,58 |
| T326 | 375619,93 9 | 7646568, 29 | 49,546 |
| T327 | 375567,22 1 | 7646666, 147 | 55,648 |
| T401 | 374641,96 6 | 7646528, 182 | 182,557 |
| T402 | 374672,59 8 | 7646381, 427 | 180,627 |
| T403 | 374704,65 3 | 7646236, 734 | 185,206 |
| T404 | 374724,55 3 | 7646073, 562 | 184,847 |
| T405 | 374716,69 8 | 7645941, 402 | 186,99 |
| T406 | 374730,51 | 7645871, | 188,428 |

| | | | |
|------|----------------|-----------------|---------|
| | 6 | 119 | |
| T407 | 374762,9 | 7645793, 862 | 184,774 |
| T408 | 374774,33 3 | 7645725, 666 | 193,951 |
| T409 | 374769,32 8 | 7645636, 784 | 202,181 |
| T410 | 374789,10 6 | 7645582, 62 | 203,609 |
| T411 | 374797,69 7 | 7645539, 338 | 207,314 |
| T412 | 374817,58 6 | 7645477, 583 | 202,045 |
| T413 | 374807,45 2 | 7645453, 625 | 205,937 |

ANNEXE 7: CODES RHEOLEF

ÉQUATION DE CHALEUR CODES

Code de calcul avec la librairie Rhéolef

Le code de calcul fournaise.cc est :

```
#include "rheolef.h"
using namespace std;
int main (int argc, char **argv) {
  geo omega (argv[1]);
  Float tf = (argc > 2) ? atof(argv[2]) : 6e-2; // 10 ans par default
  size_t n_max = 1000;
  Float delta_t = tf/n_max;
  space Vh (omega, "P2");
  Vh.block ("substratum");
  Vh.block ("falaise");
  Vh.block ("air");
  field tau_h (Vh, 1.);
  tau_h ["substratum"] = 0;
  tau_h ["falaise"] = 0;
  tau_h ["air"] = 0;
  form m (Vh, Vh, "mass");
  form a (Vh, Vh, "grad_grad");
  form c = m + delta_t*a;
  ssk<Float> c_fact = ldl (c.uu);
  field fh (Vh, 0.);
  field one (Vh, 1.);
  branch event ("t", "u");
  cout << event (0, tau_h);
  Float L_over_H = omega.xmax()[0];
  cerr << "# t tau_moy tau_int" << endl;
  for (size_t n = 1; n <= n_max; n++) {
    field mb = m*(tau_h + delta_t*fh);
    tau_h.u = c_fact.solve (mb.u - c.ub*tau_h.b);
    cerr << n*delta_t << " " << m(one,tau_h)/m(one,one) << " " << tau_h(point(L_over_H/10,1-15./70)
    cout << event (Float(n)*delta_t, tau_h);
  }
}
```

Exécution des calculs

Le maillage est créé à partir du fichier fournaise.bamgcad

```
MeshVersionFormatted
0
Dimension
2
Vertices
4
0 0 1
21.429 0.8 2
21.429 1 3
0 1 4
Edges
4
1 2 101
2 3 101
3 4 102
4 1 103
hVertices
0.05 0.05 0.05 0.05
```

et du fichier fournaise.dmn

```
EdgeDomainNames
```

```
3
substratum
air
falaise
```

On lance les commandes :

```
bamg -g fournaise.bamgcad -o fournaise.bamg
bamg2geo fournaise.bamg fournaise.dmn > fournaise.geo
geo fournaise.geo
```

Ensuite on compile le code et on lance les calculs :

```
make fournaise
./fournaise fournaise.geo 6e-2 > fournaise.branch 2> fournaise.gdat
```

La visualisation se fait par :

```
branch -proj -paraview fournaise.branch
paraview &
```

Pour la navigation dans paraview, voir la doc de Rhéolef. Pour tracer la température moyenne et près de la surface à une profondeur de 15 mètres :

```
gnuplot
> plot "fournaise.gdat" u 1:2, "fournaise.gdat" u 1:3
```

RAYONNEMENT CODES

Code de calcul avec la librairie Rhéolef

Le code de calcul fournaise-ray.cc est :

```
#include "rheolef.h"
using namespace std;
Float positive (const Float& tau) { return max(0.,tau); }
struct epsilon_e : unary_function<Float,Float> {
Float operator() (const Float& tau) {
if (tau <= 0) return 0;
#ifdef TRANSITION
if (tau >= tau_c) return 1;
return tau/tau_c;
#else // ! TRANSITION
return 1;
#endif // ! TRANSITION
}
epsilon_e (Float tau_c1) : tau_c(tau_c1) {}
protected: Float tau_c;
};
int main (int argc, char **argv) {
geo omega (argv[1]);
Float tf = (argc > 2) ? atof(argv[2]) : 6e-2; // 10 ans par default
Float Ra = 2800; // ou = 0
Float Nu = 350; // ou = 0
Float qe = 44; // ou = 0
Float tau_e = 0.0625; // temp. ebullition, sans dimension
Float tau_g = -0.0026; // temp. glace, sans dimension
Float alpha = 0.27;
string approx = "P2";
size_t n_max = 1000;
Float delta_t = tf/n_max;
space Vh (omega, approx);
space Wh (omega, omega["air"], approx);
Vh.block ("substratum");
```

```

Vh.block ("falaise");
trace gamma_air (Vh, Wh);
field tau_h (Vh, 1.);
tau_h ["substratum"] = 0;
tau_h ["falaise"] = 0;
form m (Vh, Vh, "mass");
form a (Vh, Vh, "grad_grad");
form mb (Wh, Vh, "mass", omega["air"]);
field fh (Vh, 0.);
field one (Vh, 1.);
branch event ("t","u");
cout << event (0, tau_h);
Float L_over_H = omega.xmax()[0];
cerr << "# n tau_moy tau_int" << endl;
for (size_t n = 1; n <= n_max; n++) {
field tau_air = gamma_air*tau_h;
field h = Nu + Ra*(tau_air+2*alpha)*(sqr(tau_air+alpha) + sqr(alpha));
form mhb (Vh, Vh, "mass", omega["air"], h);
form c = (1/delta_t)*m + a + mhb;
ssk<Float> c_fact = ldlt (c.uu);
field qh = qe*compose (epsilon_e(tau_g), tau_air);
field mf = m*(tau_h/delta_t + fh) - mb*qh;
tau_h.u = c_fact.solve (mf.u - c.ub*tau_h.b);
cerr << n*delta_t << " " << m(one,tau_h)/m(one,one)
<< " " << tau_h(point(L_over_H/10,1-15./70))
<< " " << tau_h(point(L_over_H/10,1)) << endl;
cout << event (Float(n)*delta_t, tau_h);
}
}

```

Exécution des calculs

Comme précédemment.

ANNEXE 8 :
EVOLUTION DU
SOMMET

La succession temporelle des MNE a aussi permis d'étudier l'évolution de la topographie du cratère Dolomieu. Les différents MNE créés ne permettent pas tous d'obtenir des profils fiables, car nombre d'entre eux présentent de forts artefacts en raison du relief et des faibles réflectances. Il a été possible d'obtenir trois profils avec les MNT qui ont servi de base de référence (Figure 5-3):

- Un *ante* effondrement de 2007 (MNT IGN réalisé à partir des photographies aériennes de 1997)
- Un *post* effondrement de 2007 (MNT AIGL réalisé à partir des photographies aériennes de janvier 2008)
- Un *post* éruption de septembre 2008 (MNE IGN réalisé à partir des données LIDAR de fin septembre 2008).

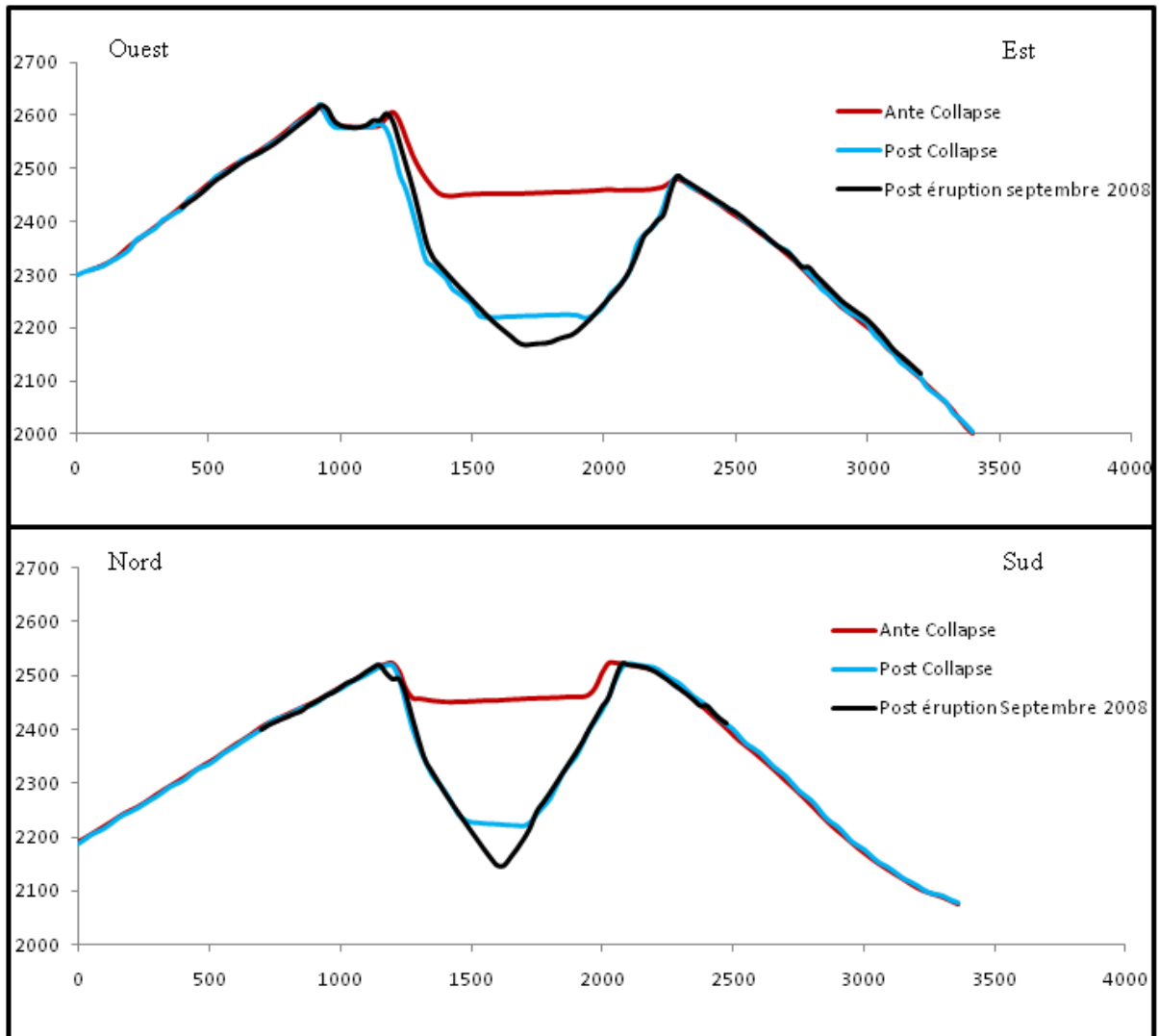


Figure 0-1 : Évolution de la topographie du Dolomieu avec en haut une coupe Ouest-Est et en Bas une coupe Nord –Sud. Le profil rouge correspond à 1997 (MNE IGN), le noir à début 2008 (MNT AIGL) et le bleu est postérieur à l'éruption de septembre 2008(MNE IGN).

Ces études viennent en complément de celles qui ont été réalisées par Villeneuve (2000) et Michon et al. (2007a et b). Les modèles créés ne permettent pas seulement de suivre l'évolution de la topographie récente, mais aussi de comprendre les processus passés et de tenter de modéliser ceux à venir.

Résumé :

La télédétection ouvre des perspectives nouvelles pour l'étude et la surveillance des volcans. Dans le cadre de cette thèse, différentes approches ont été abordées. L'imagerie satellite optique et thermique permet d'avoir une vue synoptique sur une large surface. La compréhension des changements d'état de surface est particulièrement importante dans le suivi de l'activité des volcans actifs. Plusieurs questions se posent :

- Quels avantages offrent les satellites optiques d'observation de la Terre pour les calculs des volumes de lave émis ?
- Quelles sont leurs limites ?
- Les calculs de débits réalisés par télédétection sont-ils fiables ?
- Quel est l'intérêt d'une approche multi-outils et multi-source ?

Ces questions ont été abordées en prenant le Piton de la Fournaise pour cible. Plusieurs méthodes ont été mises en oeuvre et testées : 1) L'extraction automatique des contours de coulées de lave, 2) la création de modèle numérique d'élévation (MNE) par imagerie satellite, 3) le calcul de débits à partir d'images thermiques, 4) le suivi post éruptif d'une coulée par la modélisation de son refroidissement et la mesure des déformations observées in-situ. La plus-value de ce travail est la capacité de valider les résultats des modèles issus de la télédétection par des mesures in situ du fait de la proximité des sites étudiés.

L'utilisation de ces techniques a permis d'obtenir des débits moyens d'écoulement des laves pour plusieurs éruptions et de suivre l'évolution topographique du volcan et de ses grandes structures.

Les mesures thermiques par satellite fournissent le moyen de contraindre les variations du débit des éruptions dans le temps, tandis que les MNE ont permis d'obtenir un volume total dans le cas de coulées présentant de fortes épaisseurs. Grâce à ces techniques, il a été possible de définir deux types d'éruptions avec des évolutions semblables à celles observées sur différents volcans comme l'Etna (Italie) ou le Krafla (Islande). Les problèmes de nébulosité étant récurrent sur notre zone d'étude, la complémentarité des techniques est particulièrement intéressante pour obtenir une information fiable. Toutes les techniques utilisées dans cette thèse sont applicables à d'autres volcans ou à d'autres thématiques.