



HAL
open science

Fusion de mesures de déplacement issues d'imagerie SAR : application aux modélisations séismo-volcaniques

Yajing Yan

► **To cite this version:**

Yajing Yan. Fusion de mesures de déplacement issues d'imagerie SAR : application aux modélisations séismo-volcaniques. Autre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENA028 . tel-00667990v2

HAL Id: tel-00667990

<https://theses.hal.science/tel-00667990v2>

Submitted on 28 Feb 2012

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences Terre, Univers et Environnement**

Arrêté ministériel : 06 août, 2006

Présentée par

Yajing Yan

Thèse dirigée par **Emmanuel Trouvé** et
codirigée par **Virginie Pinel**

préparée au sein du **LISTIC** et **ISTerre**
dans l'**École Doctorale SISEO**

Fusion de mesures de déplacement issues d'imagerie SAR: Application aux modélisations séismo-volcaniques

Thèse soutenue publiquement le **8 décembre 2011**,
devant le jury composé de :

M. Olivier, Talagrand

Directeur de Recherche Emérite au CNRS, LMD ENS, Président

Mme Florence, Tupin

Professeur, Télécom ParisTech, LTCl, Rapporteur

M. Rémi, Michel

Ingénieur-Chercheur au CEA, Chercheur invité à l'IPGP, Rapporteur

M. Emmanuel, Trouvé

Professeur, Université de Savoie, LISTIC, Directeur

Mme Virginie, Pinel

Chargé de Recherche IRD, Université de Savoie, ISTerre, Co-directrice

M. Gilles, Mauris

Maître de Conférences, Université de Savoie, LISTIC, Examineur

M. Jean-Luc, Froger

Maître de Conférences, Université Blaise Pascal, LMV, Invité



Résumé

Suite aux lancements successifs de satellites pour l'observation de la Terre dotés de capteur SAR (Synthetic Aperture Radar), la masse de données SAR disponible est considérable. Dans ce contexte, la fusion des mesures de déplacement issues de l'imagerie SAR est prometteuse à la fois dans la communauté de la télédétection et dans le domaine de la géophysique. Dans cette optique, cette thèse propose d'élargir les approches conventionnelles en combinant les techniques de traitement des images SAR, les méthodes de fusion d'informations et la connaissance géophysique.

Ces travaux explorent plusieurs stratégies de fusion et différentes représentations des incertitudes dans des problèmes d'inversion linéaire et non-linéaire. Les trois stratégies proposées, l'inversion jointe, la pré-fusion et la post-fusion, ont pour objectif de réduire l'incertitude associée d'une part à l'estimation du déplacement en 3 dimensions (3D) à la surface de la Terre, et d'autre part à la modélisation physique qui décrit la source en profondeur du déplacement observé en surface. Les incertitudes sont modélisées par deux approches complémentaires : l'approche classique basée sur la théorie des probabilités et une approche floue basée sur la théorie des possibilités qui permet de prendre en compte les incertitudes épistémiques en plus des incertitudes aléatoires. Nous évaluons les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies en fonction de l'approche choisie pour propager les incertitudes et en terme de robustesse vis à vis du bruit.

La première application consiste à estimer les champs du déplacement 3D à la surface de la Terre dus au séisme du Cachemire d'octobre 2005 et à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 sur l'île de la Réunion. La deuxième application porte sur la modélisation de la rupture de la faille en profondeur liée au séisme du Cachemire. Les principales avancées sont évaluées d'un point de vue méthodologique en traitement de l'information et d'un point de vue géophysique.

Au niveau méthodologique, afin de lever les principales difficultés rencontrées pour l'application de l'interférométrie différentielle à la mesure du déplacement induit par le séisme du Cachemire, une stratégie multi-échelles, basée sur l'information a priori et l'estimation des fréquences locales, est adoptée avec succès. En ce qui concerne la gestion de l'incertitude, les incertitudes aléatoires et épistémiques sont analysées et identifiées dans les mesures du déplacement. La théorie des probabilités et la théorie des possibilités sont utilisées afin de modéliser et de gérer les propagations des incertitudes au cours de la fusion. En outre, les comparaisons entre les distributions de possibilité enrichissent les comparaisons faites simplement entre les valeurs et indiquent la pertinence des distributions de possibilité dans le contexte étudié. Par ailleurs, la pré-fusion et la post-fusion, 2 stratégies de fusion différentes de la stratégie d'inversion jointe couramment utilisée, sont proposées afin de réduire autant que possible les incertitudes hétérogènes présentes en pratique dans les mesures et pour contourner les principales limitations de la stratégie d'inversion jointe. Les bons cadres d'application de chaque approche de gestion de l'incertitude sont mis en évidence dans le contexte de ces stratégies de fusion.

Au niveau géophysique, l'application de l'interférométrie différentielle à l'étude du séisme du Cachemire est réalisée pour la première fois et complète les études antérieures basées sur les mesures issues de la corrélation des images SAR et optiques, les mesures télésismiques et les mesures de terrain. L'interférométrie différentielle apporte une information précise sur le déplacement en champ lointain par rapport à la position de la faille. Ceci permet d'une part de réduire les incertitudes associées aux mesures de déplacement en surface et aux paramètres du modèle, et d'autre part de détecter les déplacements post-sismiques qui existent potentiellement dans les mesures cosismiques qui couvrent la période de mouvement post-sismique. Par ailleurs, la prise en compte de l'incertitude épistémique et la proposition de l'approche floue pour gérer ce type d'incertitude, fournissent une vision différente de l'incertitude de mesure connue par la plupart des géophysiciens et complètent la connaissance de l'incertitude aléatoire et l'application de la théorie des probabilités dans ce domaine. En particulier, la gestion de l'incertitude par la théorie des possibilités permet de contourner le problème de sous-estimation d'incertitude par la théorie des probabilités. Enfin, la comparaison du déplacement mesuré par les images SAR avec le déplacement mesuré par les images optiques et le déplacement issu des mesures sur le terrain révèle toute la difficulté d'interpréter différentes sources de données plus ou moins compatibles entre elles.

Les outils développés dans le cadre de cette thèse sont intégrés dans le package MDIFF¹ dans l'ensemble des "EFIDIR Tools" distribués sous licence GPL.

1. Methods of Displacement Information Fuzzy Fusion

Abstract

Following the successive launches of satellites for Earth observation with SAR (Synthetic Aperture Radar) sensor, the volume of available radar data is increasing considerably. In this context, fusion of displacement measurements from SAR imagery is promising in both the community of remote sensing and geophysics. This Ph.D thesis proposes to extend conventional approaches by combining SAR image processing techniques, information fusion methods and the knowledge on geophysics.

This work investigates different fusion strategies and different uncertainty representations for linear and non-linear inversion problems. Three fusion strategies, joint inversion, pre-fusion and post-fusion, are proposed to reduce the uncertainty associated on the one hand to the estimation of the 3-dimensional (3D) displacement at the Earth's surface, and on the other hand to the physical modeling that describes the source in depth of the displacement observed at the Earth's surface. Uncertainties are modeled by two complementary approaches : the conventional approach based on the probability theory and a fuzzy approach based on the possibility theory which allows epistemic uncertainty, as well as random uncertainty, to be taken into account. We evaluate advantages and disadvantages of each fusion strategy versus uncertainty management approaches and in terms of robustness against noise.

The first application consists of estimating the 3D displacement field at the Earth's surface due to the Kashmir earthquake in October 2005 and the eruption of Piton de la Fournaise in January 2004 on Reunion Island. The second application involves the modeling of the fault rupture in depth related to the Kashmir earthquake. The main achievements and contributions are evaluated from a methodological point of view in information processing and from a geophysical point of view.

In the methodological view, in order to address the major difficulties encountered in the application of differential interferometry for measuring the displacement induced by the Kashmir earthquake, a multi-scale strategy, based on prior information issued from a deformation model and the estimation of local frequency, is adopted successfully. Regarding the measurement uncertainty management, both random and epistemic uncertainties are analyzed and identified in the displacement measurements. The conventional approach and a fuzzy approach based on respectively probability theory and possibility theory are proposed to model uncertainties and to manage the uncertainty propagation in the fusion system. In addition, comparisons between possibility distributions enrich the comparisons made simply between displacement values and indicate the relevance of possibility distributions in the considered context. Furthermore, pre-fusion and post-fusion, two fusion strategies different from the commonly used fusion strategy of joint inversion, are proposed to reduce heterogeneous uncertainties present in practice in the measurements and to get around the main limitations of joint inversion. Appropriated conditions of the application of each uncertainty management approach are highlighted in the context of these fusion strategies.

In the geophysical view, the application of differential interferometry to the Kashmir earthquake is performed successfully for the first time and it completes previous studies based on measurements from the correlation of SAR and optical images, teleseismic measurements and in situ field measurements. Differential interferometry provides accurate displacement information in the far field relative to the fault position. This allows on the one hand reducing uncertainties associated with surface displacement measurements and with model parameters, on the other hand detecting post-seismic displacement that exists potentially in the used coseismic measurements covering the post-seismic period. Moreover, taking into consideration of epistemic uncertainty and the proposition of a fuzzy approach for its management, provide a different view of the measurement uncertainty known by most geophysicists and complete the knowledge of the random uncertainty and the application of probability theory in this domain. In particular, the management of uncertainty by possibility theory allows overcoming the problem of uncertainty underestimation by probability theory. Finally, comparisons of the displacement measured by SAR images with the displacement measured by optical images and the displacement from in situ field measurements reveal the difficulty to interpret different data sources more or less compatible among them.

The tools developed during this Ph.D thesis are included in the MDIFF² package in "EFIDIR Tools" distributed under GNU General Public Licence (GPL).

Remerciement

Les travaux de cette thèse sont effectués au sein du laboratoire du LISTIC et ISTerre de l'Université de Savoie. Je remercie donc ces deux laboratoires m'ayant accueilli dans leurs locaux, en particulier, le LISTIC où j'ai passé ma vie de doctorant. Je voudrais remercier tout particulièrement à Samia et Joëlle pour leurs soutiens de la vie quotidienne.

Je tiens à remercier les membres de jury pour le temps consacré sur mon manuscrit et sur la soutenance. Leurs remarques, suggestions pour le manuscrit et les discussions lors de la soutenance sont précieuses, elles m'ont permis d'approfondir mes connaissances et d'améliorer les travaux effectués.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude et mes remerciements les plus sincères à mes deux encadrants, Emmanuel et Virginie. Grâce à leurs connaissances et compétences, j'ai pu avancer les travaux de cette thèse. Je voudrais aussi exprimer mes remerciements aux 2 collaborateurs Gilles et Erwan, grâce à eux, certaines parties des travaux ont été mises en place.

Je remercie bien mes amis du laboratoire, grâce à eux, ma vie de doctorant a été colorée. Merci à Abdellah, Fabien, Renaud, Tibi, Ahmed, Nabil, qui font une partie importante de ma vie pendant ces 3 ans. C'était eux qui m'ont partagé les moments difficiles, ainsi que les moments heureux. En particulier, merci à mon photographe Tibi, qui m'a fait beaucoup de photos géniales à la soutenance. Merci à Azadeh pour avoir partagé des moments particuliers avec moi. Merci pour tous les jeunes qui m'ont appris à faire du ski, ce qui constitue un très bon souvenir de la vie de doctorant. Merci à Olivier et Amory pour leurs conseils et soutiens au moment difficile, merci également pour les contributions à l'avancement de ma thèse.

Du côté personnel, je voudrais remercier mes parents, mon frère, ma belle-sœur et ma petite nièce pour leurs soutiens pendant ces années où j'ai fait mes études toute seule dans un pays étranger. Sans leurs soutiens, je n'aurais pas pu aboutir à ce que j'ai actuellement. Grâce à eux, j'ai pu surmonter une difficulté après l'autre.

Enfin, mes derniers remerciements, mais pas les moindres, à Mpf. Merci pour tous les soutiens du côté professionnel. Grâce à lui, j'ai pu avancer mon travail d'une manière simple et efficace. Merci surtout pour avoir été là, le plat de fête dans ma vie ...

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Contexte, problématique et objectif	2
1.2	Positionnement des travaux	2
1.3	Organisation du document	3
I	État de l’art	5
	Introduction	7
2	Mesure de déplacement par la télédétection	9
2.1	Imagerie SAR	10
2.1.1	Introduction	10
2.1.2	Notions de base en imagerie SAR	11
2.1.3	Corrélation d’amplitude	13
2.1.4	Interférométrie différentielle	14
	Formation d’interférogramme	14
	Correction de phase interférométrique	15
	Déroulement de phase	16
	Précision et incertitude	17
2.1.5	Approche "Permanent Scatterer"	18
2.2	Autres sources en télédétection	19
2.2.1	Introduction	19
2.2.2	Imagerie optique	20

2.2.3	Mesures GPS	21
2.3	Conclusions	21
3	Cadre d'étude géophysique	23
3.1	Introduction	24
3.2	Estimation de champ de déplacement 3D en surface	25
3.3	Modélisation géophysique	25
3.3.1	Méthodologie	25
3.3.2	Sous-échantillonnage	27
3.4	Séisme du Cachemire d'octobre 2005	27
3.4.1	Contexte géologique et tectonique	28
3.4.2	Champ de déplacement cosismique	30
3.4.3	Paramètres géométriques de la faille cosismique	32
3.4.4	Distribution du glissement cosismique sur la faille	32
3.4.5	Mouvement post-sismique	33
3.5	Éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	33
3.5.1	Contexte géologique	36
3.5.2	Éruptions lors du dernier cycle éruptif (1998-2007)	36
3.5.3	Éruption de janvier 2004	37
3.6	Conclusions	37
4	Fusion d'informations	39
4.1	Introduction	40
4.2	Fusion d'informations	41
4.3	Incertitude de mesure	43
4.3.1	Notion de base	43
4.3.2	Gestion de l'incertitude	44
4.4	Théorie des probabilités	44
4.4.1	Notions de base	44
4.4.2	Propagation de l'incertitude dans un cas linéaire	46
4.5	Théorie des possibilités	47

4.5.1	Notions de base	47
4.5.2	Propagation de distribution de possibilité	48
4.6	Fusion d'informations en géophysique	49
4.6.1	Inversion linéaire	49
	Méthode des moindres carrés	50
	Gestion de l'incertitude	50
4.6.2	Inversion non linéaire	50
	Méthode	51
	Gestion de l'incertitude	51
4.7	Stratégie de fusion en géophysique	52
4.8	Conclusions	53
Conclusions		55
II Développements méthodologiques et applications		57
Introduction		59
5	Extraction de déplacements par imagerie SAR	63
5.1	Données expérimentales	64
5.1.1	Données dédiées au séisme du Cachemire d'octobre 2005	64
5.1.2	Données dédiées à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	66
5.2	Méthodes d'extraction	66
5.2.1	Corrélation d'amplitude	67
	Calcul de la corrélation sous ROIPAC	67
	Chaîne de post-traitement	67
5.2.2	Interférométrie différentielle	70
	Estimation des fréquences locales	73
	Fusion des fréquences locales multi-échelles	73
	Déroutement de phase	77
	Filtrage adaptatif multi-échelles	77

	Correction atmosphérique	78
	Détermination de la référence de la phase déroulée	79
	Estimation de l'incertitude	79
	Traitements effectués sur le Piton de la Fournaise	80
5.3	Bilan des mesures	81
5.3.1	Disponibilité des mesures pour le séisme du Cachemire	81
5.3.2	Interprétation du déplacement induit par le séisme du Cachemire	84
5.3.3	Identification de l'incertitude dans les mesures du séisme du Cachemire	85
	Analyse de l'incertitude en corrélation d'amplitude	86
	Analyse de l'incertitude en interférométrie différentielle	94
	Analyse de l'incertitude globale	96
5.3.4	Disponibilité des mesures pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	96
5.3.5	Interprétation du déplacement induit par l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	96
5.4	Conclusions	99
6	Estimation de déplacement 3D à la surface de la Terre	101
6.1	Méthodologie	102
6.1.1	Méthode	102
6.1.2	Inversibilité des mesures pour le séisme du Cachemire	105
6.2	Stratégies de fusion et tests synthétiques	105
6.2.1	Stratégies de fusion mises en œuvre	106
6.2.2	Tests synthétiques de l'évolution de l'incertitude en fonction de l'ajout de projections dans l'inversion	106
	Effet de la redondance	106
	Effet de la géométrie	112
6.3	Critères d'évaluation	116
6.4	Résultats expérimentaux	117
6.4.1	Valeur nominale du déplacement	118
	Approche classique	119

Approche floue	119
6.4.2 Valeur de l'incertitude	120
6.4.3 Distribution de possibilité	123
6.4.4 Conclusion	123
6.5 Comparaison avec les mesures optiques et de terrain	126
6.5.1 Corrélation d'images optiques ASTER	126
6.5.2 Mesures sur le terrain	127
6.5.3 Comparaison	128
6.6 Conclusions	133
7 Modélisation de la rupture de faille	135
7.1 Modélisation, stratégies de fusion et sous-échantillonnage	136
7.1.1 Modélisation	136
7.1.2 Stratégies de fusion mises en œuvre	137
7.1.3 Sous-échantillonnage de mesure	137
7.2 Estimation des paramètres de la géométrie de la faille	139
7.2.1 Méthodologie	139
7.2.2 Résultats et analyses	140
7.2.3 Sensibilité au bruit des paramètres géométriques de la faille	141
7.2.4 Test de la configuration du replat	148
7.3 Estimation de la distribution du glissement sur le plan de la faille	154
7.3.1 Méthodologie	154
7.3.2 Résultats et analyses	156
7.3.3 Sensibilité au bruit de la distribution du glissement sur le plan de la faille	165
7.4 Comparaison du déplacement calculé par inversion linéaire et par modèle de rupture de faille	166
7.5 Conclusions	173
Conclusions	175
8 Conclusions et perspectives	177

8.1	Principaux résultats	178
8.1.1	Extraction de déplacements par imagerie SAR	178
8.1.2	Estimation de déplacement 3D à la surface de la Terre	178
8.1.3	Modélisation de la rupture de faille	179
8.2	Contributions	179
8.2.1	Traitement de l'information	180
8.2.2	Géophysique	181
8.3	Perspectives	182

Acronymes et Notations

Acronymes

AIC : Akaike information criterion

ANR : Agence Nationale de la Recherche

ASTER : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer

AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer

BLUE : Best Linear Unbiased Estimator

CMT : Centroid Moment Tensor

COSI-Corr : Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation

ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EFIDIR : Extraction et Fusion d'Information pour la mesure de Déplacements par Imagerie Radar

ENVISAT : ENVironnement SATellite

ERS-1/2 : European Remote Sensing – satellites de l'ESA

ESA : European Space Agency

FMT : Fast Moment Tensor

GLS : Generalized Least Squares

GPL : General Public Licence

GPS : Global Positioning System

IKSZ : Indus-Kohistan Seismic Zone

InSAR : Interferometric Synthetic Aperture Radar

JERS-1 : Japan and Earth Observation Systems

LOS : line of sight

MBEM : Mixed Boundary Elements Method

MBT : Main Boundary Thrust

MCF : Minimum Cost Flow

MCT : Main Central Thrust

MDIFF : Methods of Displacement Information Fuzzy Fusion

MERIS : MEdium Resolution Imaging Spectrometer

MFT : Main Frontal Thrust

MMT : Main Mantle Thrust

MNT : Modèle Numérique du Terrain

MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MOMS : Modular Optoelectronic Multispectral Scanner

MUSIC : Multiple Signal Classification

ODR : highly precise orbits files provided by Delft Institute for Earth-oriented Space Research (DEOS)

OLS : Ordinary Least Squares

PALSAR : Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar

PS : Permanent Scatterer

RMS : Root Mean Square

ROIPAC : Repeat Orbit Interferometry PACkage

SAR : Synthetic Aperture Radar

SARLUT : Synthetic Aperture Radar Look Up Table - outil de géocodage

SBAS : Small BAseline Subset

SLC : Single Look Complex

SNAPHU : Statistical-cost, Network-flow Algorithm for Phase Unwrapping

SPOT : Système Pour l'Observation de la Terre

SRT : Salt Range Thrust

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

STAMPS : STAnford Method for PS

STIC : Sciences et Technologies de l'Information et de la Communication

TerraSAR-X : German Earth observation satellite

UTM : Universal Transverse Mercator

USGS : United States Geological Survey

Notations mathématiques

c_o : cohérence interférométrique

φ : phase interférométrique

d_{LOS} : déplacement en LOS

Δd_{LOS} : différence de déplacement en LOS (en mètre) entre deux pixels adjacents

f_x (f_y) : fréquence locale en x (y)

$grad_x^{LOS}$: composante en x du gradient du déplacement en LOS

I_β^* : intervalle de confiance de niveau β

p_x : pas d'échantillonnage en x

$\Delta\varphi$: différence de phase

R : projection du déplacement 3D dans la direction LOS ou azimut

U : déplacement 3D en surface

P_{LOS} : vecteur de projection en ligne de visée (LOS)

P_{Az} : vecteur de projection en azimut

λ : longueur d'onde du radar

θ : angle d'incidence au sol

ψ : heading (l'angle entre le Nord et la direction de la track du satellite)

σ : incertitude associée aux mesures

Σ : matrice de variance-covariance

l : largeur à mi-hauteur de la distribution triangulaire symétrique

τ : ratio du délai atmosphérique sur l'altitude

κ : facteur du lissage

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1	Contexte, problématique et objectif	2
1.2	Positionnement des travaux	2
1.3	Organisation du document	3

1.1 Contexte, problématique et objectif

A l'heure actuelle, un grand nombre de données géodésiques telles que les images SAR (Synthetic Aperture Radar), optiques et les données GPS (Global Positioning System) sont disponibles pour mesurer le déplacement du sol avec une grande précision sur de larges zones, grâce au développement des techniques spatiales et aux lancements successifs de satellites d'observation de la Terre. En particulier, le lancement de la seconde génération de satellites radar en 2006 – 2007 (ALOS, TerraSAR-X, RadarSAT-2, Cosmo-SkyMed) a multiplié les sources d'images SAR de haute résolution et les types de mesures fournissant une grande couverture spatiale et temporelle pour la mesure de déplacement du sol.

Les mesures géodésiques nécessitent une interprétation quantitative qui permet une caractérisation et une compréhension des mécanismes internes de la déformation du sol. Cette interprétation quantitative est réalisée à travers la modélisation géophysique (Fukushima, 2005). En conséquence, une bonne connaissance sur la fiabilité des modèles géophysiques est cruciale pour toutes les recherches et les applications qui exploitent ces modèles. Cependant, les erreurs sur les paramètres des modèles estimés sont présentes à cause des erreurs et de l'incomplétude des données initiales, ainsi que des connaissances limitées et des simplifications des phénomènes étudiés dans les modèles (Sudhaus and Jónsson, 2009). Une perspective d'amélioration importante de l'exactitude des modèles géophysiques apparaît avec la disponibilité croissante de différents types de données géodésiques.

Du fait de l'augmentation rapide de la quantité de sources d'informations disponibles ces dernières années avec le nombre croissant des missions spatiales dédiées à l'observation de la Terre, la fusion d'informations, qui consiste à regrouper les méthodes et les outils mathématiques et à associer des informations variées sur un même problème afin d'améliorer la connaissance, joue un rôle de plus en plus important. A travers la fusion d'informations, les imperfections de chaque source telle que l'imprécision, l'incertitude, l'incomplétude, l'ambiguïté, etc, peuvent être réduites ou contournées.

Dans ce contexte, les experts sont confrontés à la problématique suivante : comment réduire l'incertitude présente dans les mesures en utilisant ce grand volume de données par la fusion d'informations, puis aider à l'interprétation et à la caractérisation des phénomènes géophysiques. De ce fait, la fusion des mesures de déplacement en télédétection pour la modélisation géophysique est très prometteuse et ouvre des nouvelles perspectives. C'est dans cette optique que s'inscrivent les travaux menés au cours de cette thèse.

1.2 Positionnement des travaux

Ce sujet de thèse est mis en œuvre dans le cadre du projet ANR EFIDIR "Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure des Déplacements en Imagerie Radar" (2008 – 2011)¹ dans lequel collaborent 6 laboratoires, dont 4 laboratoires du domaine des "STIC"² développant des méthodes de traitement des images SAR et de fusion d'informations, et 2 laboratoires du domaine des Sciences de la Terre dont des chercheurs se sont spécialisés dans la mesure des déformations par imagerie radar et son exploitation pour enrichir la connaissance des phénomènes géophysiques observés. Ce projet a pour objectif de développer une plate forme ouverte d'archivage et de traitement, qui s'accorde

1. <http://www.efidir.fr>

2. Sciences et Technologies de l'Information et de la Communication

d'une part à la spécificité des données SAR, et d'autre part aux séries d'images SAR à grande échelle temporelle à partir desquelles les mesures de mouvement du sol sont extraites.

Dans cette thèse, nous avons utilisés conjointement les connaissances de 3 domaines : la télédétection, la géophysique et la fusion d'informations. Les travaux principaux consistent à fusionner un grand volume de données SAR obtenu en télédétection pour mesurer le champ de déplacement en surface de la Terre et caractériser la source du déplacement en profondeur à travers la modélisation géophysique. Pour la communauté de la télédétection, ces travaux ont pour objectif d'extraire les déplacements à partir des données SAR brutes en développant des chaînes de traitement basées sur les 2 techniques classiques en imagerie SAR (la corrélation d'amplitude et l'interférométrie différentielle). De plus, des efforts ont portés sur l'analyse et la mise en évidence des types d'incertitude présentes dans les mesures, ce qui constitue une contribution importante de ces travaux dans ce domaine. Pour la communauté de la fusion d'informations, dans un premier temps, nous visons à exploiter les différentes approches basées sur les différentes théories mathématiques pour gérer l'incertitude de mesure. Dans un second temps, nous nous consacrons à développer et étudier les différentes stratégies de fusion pour réduire les incertitudes de différents types. La mise en évidence des atouts et des limites de chacune des approches et des stratégies de fusion dans le contexte étudié, constitue la contribution principale pour ce domaine. Enfin, pour la communauté de la géophysique, ces travaux permettent, d'une part, une interprétation et une mise en valeur des données acquises en télédétection. D'autre part, ils fournissent un champ d'application des approches et des stratégies proposées en fusion d'informations. Quant à la contribution la plus importante pour ce domaine, il s'agit de la prise en compte de l'incertitude épistémique et l'étude des apports de chaque stratégie de fusion. L'application de l'interférométrie différentielle à la mesure du déplacement dû au séisme du Cachemire (2005) constitue une autre contribution importante.

Les programmes en C développés dans le cadre de cette thèse ont été écrit dans un format pré-défini par le groupe (format EFIDIR) et sont intégrés dans le package MDIFF³ dans l'ensemble des "EFIDIR Tools" distribués sous licence GPL, compatible avec le logiciel ROIPAC (Rosen et al., 2004). Ils sont disponibles et documentés sur le site EFIDIR (www.efidir.fr).

1.3 Organisation du document

Ce mémoire se présente en 2 parties principales. La première partie constitue une synthèse bibliographique de 3 domaines liés au sujet : la télédétection, la géophysique et la fusion d'informations. Au chapitre 2, les développements et les principes des techniques utilisées pour extraire la mesure de déplacement en imagerie SAR sont présentés, ainsi que d'autres sources d'information en télédétection telles que l'imagerie optique et l'utilisation des GPS. Au chapitre 3, nous rappelons en premier lieu l'apport de la mesure de déplacement à la géophysique à travers la modélisation des sources en profondeur. En second lieu, le séisme du Cachemire d'octobre 2005 et l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 sont décrits en détail. Ensuite, au chapitre 4, nous présentons la démarche de la fusion d'informations en général et en géophysique, ainsi que la notion et la gestion de l'incertitude de mesure.

La deuxième partie rassemble les méthodes proposées et développées et présente les traitements effectués et les résultats obtenus au cours de cette thèse. Cette partie illustre les avancées et les apports

3. Methods of Displacement Information Fuzzy Fusion

de ces travaux dans chaque domaine. Les traitements d'extraction des mesures de déplacement sont appliqués sur une série d'images ENVISAT acquises sur la zone affectée par le séisme du Cachemire et sur une série d'images ENVISAT acquises au Piton de la Fournaise au moment de l'éruption de janvier 2004. Les traitements de fusion d'informations ou d'inversion en géophysique sont appliqués à l'estimation du déplacement 3D à la surface de la Terre et à la modélisation de la rupture de la faille du séisme du Cachemire.

Le chapitre 5 est consacré à l'extraction d'information de déplacement en surface dans les directions LOS et azimut de chaque acquisition en utilisant les 2 techniques classiques en imagerie SAR, la corrélation d'amplitude et l'interférométrie différentielle. Les chaînes de traitement développées, correspondant à ces 2 techniques, sont appliquées sur les données concernant le séisme du Cachemire et l'éruption de janvier 2004 du Piton de la Fournaise. Les incertitudes présentes dans les mesures du séisme du Cachemire sont analysées et mises en évidence à l'aide de mesures pré-sismiques. Le chapitre 6 présente les traitements développés pour l'estimation de déplacement 3D en surface à partir des mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle dans le cadre de chaque stratégie de fusion. En particulier, les traitements concernant les propagations d'incertitude dans l'approche classique et l'approche floue sont mis en place. L'application est réalisée sur le séisme du Cachemire. Le déplacement 3D obtenu par les mesures SAR est également comparé avec le déplacement horizontal obtenu par les mesures optiques et avec le déplacement vertical obtenu par les mesures sur le terrain. Ensuite, nous nous focalisons au chapitre 7 sur la modélisation de la rupture de la faille du séisme du Cachemire. Les paramètres conventionnels de la géométrie de la faille et la distribution du glissement sur le plan de la faille sont estimés à travers les différentes stratégies de fusion étudiées. De plus, les sensibilités au bruit des paramètres géométriques de la faille et de la distribution du glissement sur la faille sont analysées par ajout du bruit synthétique dans les mesures originales. En outre, les déplacements post-sismiques qui existent potentiellement dans les mesures cosismiques utilisées dans cette étude sont détectés grâce aux mesures issues de l'interférométrie différentielle qui apporte une information précise en champ lointain par rapport à la position de la faille. La dernière partie de ce chapitre propose une comparaison pour chaque stratégie de fusion entre le déplacement 3D obtenu au chapitre 6 et le déplacement 3D issu du modèle de faille obtenu dans ce chapitre en prenant en compte l'incertitude classique et l'incertitude floue.

Première partie

État de l'art

Introduction

La première partie de ce mémoire constitue une synthèse bibliographique et comporte 3 chapitres qui correspondent à 3 domaines liés au sujet de cette thèse. Cette synthèse bibliographique a pour objectif d'introduire le contexte théorique et permet d'établir un panorama des avancées et des perspectives dans chacun des 3 domaines sur lesquels nous nous appuyons pour définir nos travaux.

Au chapitre 2, nous présentons les mesures de déplacement par télédétection. Dans un premier temps, la mesure de déplacement par imagerie SAR est exposée. Les principes des techniques classiques en imagerie SAR, la corrélation d'amplitude et l'interférométrie différentielle (la technique conventionnelle et la technique PS), sont présentés en détail. De plus, les précisions attendues de ces techniques et les paramètres d'incertitude associés aux mesures issues de ces techniques utilisés dans la littérature sont discutés. Dans un second temps, les mesures de déplacement par d'autres sources d'information en télédétection telles que l'imagerie optique et les mesures GPS sont introduites d'une manière synthétique.

Au chapitre 3, nous présentons tout d'abord le contexte général des études de géophysique interne par inversion de données de déplacement en rappelant, d'où vient la nécessité de la mesure de champ de déplacement à la surface de la Terre et de la modélisation de la source en profondeur. Ensuite, nous exposons l'estimation du déplacement 3D en surface par différents types de sources d'information et la démarche de la modélisation géophysique. Dans la suite, le séisme du Cachemire d'octobre 2005 est décrit en détail. Pour ceci, le contexte géologique et tectonique, le champ du déplacement induit en surface, la géométrie de la faille et la quantité du glissement sur la faille sont montrés. Par ailleurs, le contexte géologique, les éruptions du Piton de la Fournaise (Île de la Réunion), en particulier l'éruption de janvier 2004, sont également présentés rapidement.

Au chapitre 4, la motivation, l'objectif et la démarche de la fusion d'informations en général et en géophysique sont décrits. La notion, la représentation et la propagation de l'incertitude sont exposées en détail. La représentation et la propagation de l'incertitude se basent sur la théorie des probabilités et la théorie des possibilités. A la fin de ce chapitre, la stratégie de fusion la plus couramment utilisée en géophysique est présentée.

Chapitre 2

Mesure de déplacement par la télédétection

Sommaire

2.1	Imagerie SAR	10
2.1.1	Introduction	10
2.1.2	Notions de base en imagerie SAR	11
2.1.3	Corrélation d'amplitude	13
2.1.4	Interférométrie différentielle	14
2.1.5	Approche "Permanent Scatterer"	18
2.2	Autres sources en télédétection	19
2.2.1	Introduction	19
2.2.2	Imagerie optique	20
2.2.3	Mesures GPS	21
2.3	Conclusions	21

En télédétection, 3 grands types de sources d'information sont couramment utilisées pour la mesure de champ de déplacement : l'imagerie SAR, l'imagerie optique et les mesures GPS. Ces sources apportent une information importante et complémentaire l'une par rapport à l'autre. Les techniques dédiées à la mesure de champ de déplacement en utilisant ces différentes sources actuellement sont en plein essor.

L'objet de ce chapitre est de présenter les techniques pour la mesure de champ de déplacement en télédétection par imagerie SAR, imagerie optique et les mesures GPS qui existent à l'heure actuelle. En premier lieu, les développements des techniques, leurs précisions ainsi que les incertitudes associées aux mesures issues de chaque technique en imagerie SAR sont détaillés, puisque les données traitées dans le cadre de cette thèse sont essentiellement des images SAR. En second lieu, les techniques en imagerie optique et en GPS sont présentées. Les perspectives dans ce domaine avec le développement de la technologie et le lancement successif des satellites de haute résolution pour l'observation de la Terre, sont présentées à la fin de ce chapitre.

2.1 Imagerie SAR

2.1.1 Introduction

L'application de l'imagerie SAR est plus large que celle de l'imagerie optique, ceci grâce à la richesse de l'information contenue dans ces images, son fonctionnement permanent : de jour comme de nuit et quelles que soient les conditions météorologiques. Elle est également plus large que celle des mesures GPS, grâce à sa grande couverture spatiale continue. L'interférométrie est une des techniques très importantes en imagerie SAR. Elle a été développée depuis les années 1980. Sa première application dans les années 1980 concerne la cartographie topographique (Zebker and Goldstein, 1986). Depuis le début des années 1990, l'interférométrie sur un couple d'images SAR a été mise en œuvre par Gabriel et al. (1989) et Massonnet et al. (1994), elle a été beaucoup développée et améliorée durant ces 20 dernières années. A ce jour, elle est jugée opérationnelle et largement utilisée pour la mesure de déplacement du sol de faible magnitude tels que la subsidence du milieu urbain, la dynamique des glaciers, la déformation des séismes, l'activité des volcans, le glissement de terrain, etc (Wegmuller et al., 2000). Elle est considérée comme une grande révolution par rapport aux méthodes géodésiques conventionnelles. Cela provient du fait qu'elle est le seul outil puissant en mesure de mouvement du terrain avec une précision dans l'ordre du millimètre sur de larges zones (Carnec and Raucoules, 2000; Carnec et al., 2000; Fukushima, 2005). Actuellement, avec l'augmentation du nombre de capteurs opérationnels (ERS, ENVISAT, RadarSAT, JERS-1, PALSAR, TerraSAR-X, COSMO-SkyMed), un grand nombre de données SAR avec différents modes d'acquisitions sont disponibles. En particulier, le lancement du satellite de la nouvelle génération Sentinel prévu pour 2013, va fournir un grand nombre de données SAR gratuitement. De ce fait, l'imagerie SAR fournit régulièrement des mesures de déplacement sur de grandes superficies qui couvrent le monde entier.

Bien que l'interférométrie traditionnelle ait la capacité de mesurer le déplacement du sol avec une grande précision sur de larges zones, elle présente des limitations telles que la décorrélation géométrique et temporelle qui rend l'exploitation de l'interférogramme difficile, ainsi que la variation du délai atmosphérique qui induit des erreurs dans la mesure de déplacement (Massonnet, 1997; Massonnet and Feigl, 1998). Avec la disponibilité croissante d'un grand volume de données SAR, des techniques ont été développées pour à la fois augmenter la précision de la mesure de déplacement

et contourner les limitations principales de la technique traditionnelle. La technique la plus simple consiste à une sommation des interférogrammes. Cette sommation utilisée dans (Wright et al., 2001 ; Lyons and Sandwell, 2003 ; Cavalié et al., 2008) permet de réduire le bruit présent dans la mesure de déplacement. Toutefois, cette technique requiert l'indépendance des interférogrammes à moyenner et la linéarité du déplacement au cours du temps. Les techniques les plus efficaces se basent sur les séries temporelles. Elles sont développées notamment pour le suivi de l'évolution temporelle d'un événement. L'approche "Small Baseline Subset (SBAS)" qui consiste à traiter des séries temporelles des couples d'images SAR avec une petite base perpendiculaire, a été développée et appliquée avec succès au début des années 2000 (Berardino et al., 2002 ; Schmidt and Bürgmann, 2003 ; Usai, 2003 ; Lanari et al., 2004). L'approche "Permanent Scatterer (PS)" a été également développée ces 10 dernières années (Ferretti et al., 2001 ; Werner et al., 2003 ; Kampes, 2006 ; Hooper et al., 2007). Cette approche nous permet de capter le déplacement ponctuel à très petite échelle (de l'ordre du mètre) avec une précision de l'ordre du millimètre, en se basant sur la sélection des réflecteurs persistants sur une série temporelle.

La corrélation d'amplitude est également une technique très utilisée en imagerie SAR. A la fin des années 1990, la corrélation d'amplitude a été développée et appliquée notamment pour la mesure de grand déplacement (Michel et al., 1999b ; Michel et al., 1999a ; Tobita et al., 2001). Depuis, elle s'avère être d'une grande capacité et efficacité pour mesurer le déplacement lié à la rupture d'une faille lors d'un gros séisme (Pathier et al., 2006 ; Raucoules et al., 2010) et lié à la dynamique de glaciers (Berthier et al., 2005 ; Vernier et al., 2011 ; Fallourd et al., 2011). En comparaison avec l'interférométrie, la précision de cette technique est moins élevée, mais cette technique est très robuste pour la mesure de déplacement de forte amplitude et dans les régions montagneuses (Avouac et al., 2006 ; Pathier et al., 2006) où l'application de l'interférométrie est très difficile. En particulier, elle a été récemment appliquée à une série temporelle afin de caractériser la déformation de forte magnitude d'un volcan en remplaçant les interférogrammes dans l'approche SBAS (Casu et al., 2011). Ceci montre son intérêt croissant en mesure de grand déplacement.

Grâce à leur grande capacité, l'interférométrie et la corrélation d'amplitude sont devenues des méthodes classiques pour la mesure de champ de déplacement de nos jours. Les applications sont de plus en plus nombreuses et les résultats deviennent de plus en plus prometteurs.

2.1.2 Notions de base en imagerie SAR

Les capteurs SAR sont disponibles dans de nombreuses configurations différentes, pourtant le principe de base est généralement le même. L'antenne du capteur est aligné le long de la trajectoire du satellite pour envoyer un faisceau latéralement vers la surface de la Terre afin d'obtenir des bandes d'image de grande largeur. Les images brutes, aussi appelées les données raw, sont construites ensuite à partir du délai et de l'intensité du signal rétrodiffusé dépendant respectivement de la distance entre le satellite et le sol, de la rugosité et des propriétés diélectriques de la surface du sol (Hanssen, 2001). De manière générale, il y a 2 modes d'acquisition, ascendant et descendant¹ (Figure 2.1). Pour chaque mode d'acquisition, l'angle d'incidence peut être variable en fonction de la configuration du capteur lors de l'acquisition. Par exemple, dans le cas d'ENVISAT, il peut varier de 19° (IS1) à 44° (IS7). Le

1. ascendant : le satellite passe de l'hémisphère Sud à l'hémisphère Nord. descendant : au sens inverse

référentiel d'image SAR est engendré par les coordonnées de range (LOS)² – azimuth³. L'image SAR commence en azimuth au début de l'acquisition (early azimuth) et continue jusqu'à la fin d'acquisition (late azimuth). En range, elle couvre un intervalle de la distance proximale (near range) à la portée distale (far range)⁴, ce qui correspond à la zone éclairée en range au sol (ground range).

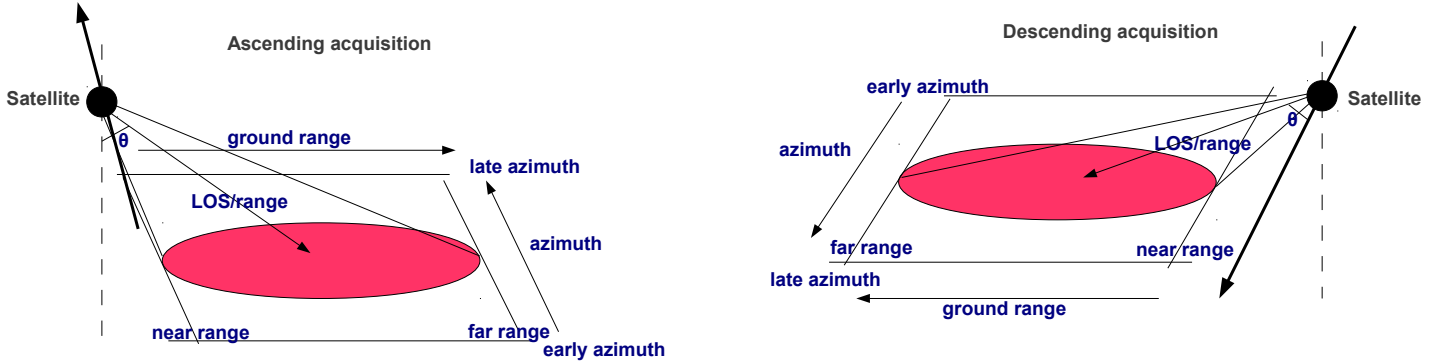


Figure 2.1. Illustration de l'acquisition SAR. θ représente l'angle d'incidence.

La conversion de l'image brute en image SLC (Single Look Complex) est réalisée par la focalisation SAR, ce qui consiste en une succession de filtres dans le domaine spectral appliqués d'abord en range et puis en azimuth. L'objectif de cette focalisation est de convertir de nombreux échos d'un diffuseur, étalés en range et en azimuth, en un seul objet sur l'image SLC. Une image SLC est un signal complexe bidimensionnel, représenté par $z = Ae^{j\varphi}$, qui se caractérise par une amplitude, A , et une phase, φ , en chaque pixel. L'amplitude mesure la force de rétrodiffusion de la cible dans les conditions d'observation, qui dépend de nombreuses caractéristiques telles que la pente locale du terrain, l'humidité du sol, l'orientation des sillons pour un champ, le niveau de bruit, etc (Massonnet and Souyris, 2008). La phase indique l'état de vibration de l'onde à l'instant où elle est reçue par le radar, elle contient donc une information géométrique liée à la distance entre le radar et la cible, ainsi qu'une information liée aux propriétés de rétrodiffusion des diffuseurs élémentaires. Cette dernière est considérée comme aléatoire et inaccessible, d'où la nécessité d'utiliser au moins deux images SLC acquises sous exactement les mêmes conditions géométriques pour tirer l'information liée à la distance entre le radar et la cible.

Pour la mesure de déplacement à partir d'images SAR, une étape d'extraction de l'information liée à la distance entre le radar et le sol est nécessaire. Le principe de base de l'extraction repose sur la comparaison entre 2 images SAR acquises à deux dates différentes pour quantifier le déplacement qui a éventuellement eu lieu entre ces deux dates. Cette comparaison se réalise à 2 niveaux : sur l'amplitude et sur la phase. Pour ce faire, 2 techniques conventionnelles, la corrélation d'amplitude et l'interférométrie différentielle sont utilisées. En corrélation d'amplitude, on se base sur l'amplitude de deux images, l'image maîtresse et l'image esclave, et on estime le décalage de l'image esclave par rapport à l'image maîtresse en range et en azimuth respectivement par une méthode de corrélation subpixelique. En interférométrie différentielle, on utilise l'information contenue dans la phase en

-
2. la direction de la visée du satellite
 3. la direction le long de la trajectoire du satellite
 4. la distance sépare le point le plus proche de l'image au porteur est qualifiée de distance proximale, tandis que celle sépare le point le plus éloigné est appelée portée distale

calculant la différence de phase entre 2 images (interférogramme) et en éliminant les différents termes de la phase interférométrique pour en déduire le déplacement en range.

2.1.3 Corrélation d'amplitude

La technique de la corrélation d'amplitude consiste en une mesure sub-pixelique des décalages, appelé aussi offset, en ligne et en colonne entre l'image maîtresse et l'image esclave qui correspondent aux déplacements dans la direction en azimuth et en range respectivement. La méthode utilisée se base sur une technique d'inter-corrélation, on cherche pour chaque point défini sur l'image maîtresse, la meilleure position d'un voisinage centré sur ce point dans une fenêtre de recherche sur l'image esclave, selon une fonction de similarité (Vernier et al., 2011).

A l'heure actuelle, 2 types principaux de corrélateur sont disponibles : fréquentiel et statistique. Le corrélateur fréquentiel s'appuie sur le domaine de Fourier. Cependant, ce corrélateur est très sensible au bruit, il nécessite donc des images de bonne qualité. Dans le cas des images SAR où se présente du bruit multiplicatif plus ou moins important, l'application de ce corrélateur est parfois difficile. Pour cette raison, le corrélateur statistique est couramment utilisé pour les images SAR. A cause de la facilité de mise en œuvre, différents corrélateurs existent (Fallourd et al., 2011 ; Harant et al., 2011 ; Vernier et al., 2011). ROIPAC (Rosen et al., 2004) est dédié à l'interférométrie SAR, mais il fournit des outils pour calculer la corrélation entre 2 images SAR. Il constitue un des outils de corrélation des images SAR les plus répandus, notamment dans la communauté géophysique.

La précision de la méthode de corrélation est limitée par la résolution des images SAR utilisées, ou plus précisément par la largeur du pic de corrélation. Elle est également influencée par la limitation de l'effet stéréoscopique et la décorrélation (Michel et al., 1999b). Dans (Michel et al., 1999b), les auteurs ont analysé l'erreur du résultat de la corrélation en utilisant un couple d'images SLC ERS-1 sans déformation. Le déplacement déduit reflète alors l'erreur de mesure. Leur analyse indique une distribution Gaussienne avec un écart-type dans l'ordre de 0.1 pixel. Depuis, de nombreux travaux effectués avec cette technique ont confirmé l'erreur comprise généralement entre un dixième de pixel et un pixel (Tobita et al., 2001 ; Pathier et al., 2006). Pour les satellites ERS et ENVISAT, elle est comprise entre 0.2 m et 1 m. A ce jour, des efforts sont mis sur la réduction de l'erreur issue de cette technique pour rendre son application encore plus large. Des résultats encourageants ont été obtenus dans certains travaux. Dans (Werner et al., 2005 ; Casu et al., 2011), les auteurs ont réussi à diminuer l'erreur à $\frac{1}{30}$ pixel.

Les paramètres utilisés pour traduire les incertitudes associées aux mesures de déplacement issues de la corrélation d'amplitude dans la littérature peuvent être classées en 2 catégories. La première catégorie correspond à un paramètre de la fonction de corrélation, par exemple, le hauteur, la largeur du pic de la corrélation. Sous ROIPAC (Rosen et al., 2004), l'incertitude associée au déplacement est une pseudo-variance qui correspond à la courbure de la surface de la corrélation. Ce type d'indicateur représente la fiabilité relative de la mesure, elle n'est donc pas une mesure d'incertitude au sens strict. La deuxième catégorie s'appuie sur une variance statistique. Elle est estimée à partir des images de déplacement elles-mêmes sur une zone où il n'y a pas de déplacement. Elle correspond alors à une incertitude a posteriori. Toutefois, cette incertitude caractérise essentiellement la variation aléatoire des valeurs du déplacement, elle ne peut pas représenter l'incertitude introduite lors du calcul de la corrélation, ni l'incertitude causée par l'imprécision d'information sur les orbites et par les erreurs du Modèle Numérique du Terrain (MNT). En outre, dans la pratique ce n'est pas toujours possible de

trouver une zone sans déformation sur les images acquises. En conséquence, des efforts sont encore nécessaires pour mettre en évidence le comportement de ces paramètres vis à vis de l'incertitude réelle associée à la mesure de déplacement obtenue par la corrélation d'amplitude.

2.1.4 Interférométrie différentielle

L'interférométrie différentielle utilise l'information de phase contenue dans les images SAR comme moyen de mesure très sensible des variations de distance (Maître, 2001). L'analyse fine de la différence de phase entre deux images SAR permet de mesurer les mouvements du sol qui ont éventuellement eu lieu entre les deux acquisitions avec une précision centimétrique, voire millimétrique.

Formation d'interférogramme

L'interférogramme original est formé par le produit hermitien de deux images SLC (l'image maîtresse et l'image esclave) préalablement recalées :

$$z_1 z_2^* = A_1 e^{j\varphi_1} A_2 e^{-j\varphi_2} = A_1 A_2 e^{j(\varphi_1 - \varphi_2)} = A_1 A_2 e^{j\varphi} \quad (2.1)$$

Lors de la construction de l'interférogramme, afin de réduire le bruit, Goldstein et al. (1988) ont proposé une technique connue sous le nom de "filtrage multi-vues complexe (complex multi-looking)", dans laquelle un moyennage complexe simple dans une fenêtre spécifiée est effectué sur l'interférogramme. Le nombre de vue est donné par le nombre de pixels à moyennner dans la fenêtre spécifiée. Cette technique correspond à une multiplication par sinus cardinal (sinc) 2D dans le domaine spectral. Elle est souvent appliquée à un ratio range-azimut qui donne approximativement des pixels carrés, par exemple 1 : 5, 2 : 10, etc.

Cohérence interférométrique La cohérence interférométrique (c_o), qui varie entre 0 et 1, est une mesure déterminant le degré de similarité entre l'image maîtresse et l'image esclave. Elle dépend des mécanismes de rétrodiffusion des cibles au sol sur la scène imagée qui doivent être inchangées entre les deux passages de satellite pour avoir une cohérence maximale.

$$c_o = \frac{|\sum_{i,j \in \mathfrak{F}} z_1(i,j) z_2^*(i,j)|}{\sqrt{\sum_{i,j \in \mathfrak{F}} |z_1(i,j)|^2} \sqrt{\sum_{i,j \in \mathfrak{F}} |z_2(i,j)|^2}} \quad (2.2)$$

où \mathfrak{F} dénote le voisinage du pixel (i, j) qui constitue la fenêtre d'estimation. Il correspond également à la fenêtre spécifiée de filtrage multi-vues lors de la construction de l'interférogramme.

La cohérence peut être utilisée comme une mesure de la fiabilité de la phase interférométrique (Hanssen, 2001). L'interprétation intuitive d'une phase de moins en moins fiable lorsque la cohérence diminue a fait l'objet de certaines études. Des travaux ont permis de mesurer la variance de la phase en fonction de la cohérence et du nombre de vues (Li and Goldstein, 1990; Zebker et al., 1992; Zebker et al., 1994). Leurs résultats montrent la forte variance de l'estimation de la phase lorsque la cohérence diminue, et l'amélioration apportée par l'augmentation du nombre de vues.

Phase interférométrique La phase interférométrique φ est sensible à la fois à la topographie et au déplacement le long de la direction LOS ayant lieu entre les deux dates d'acquisitions. De plus, comme les deux passages de satellite ne se font pas exactement à la même position, il y a un décalage au niveau des orbites entre ces deux passages, appelé base. La composante perpendiculaire à la visée, dite base perpendiculaire, donne naissance à des franges orbitales et topographiques sur l'interférogramme. Par ailleurs, le délais de la propagation de l'onde radar à cause de l'inhomogénéité de l'atmosphère et la présence de bruit peuvent aussi causer quelques franges sur l'interférogramme. Donc la phase interférométrique φ peut être exprimée par la somme de ces 5 termes :

$$\varphi = \varphi_{orb} + \varphi_{topo} + \varphi_{def} + \varphi_{atm} + \varphi_{bruit} \quad (2.3)$$

où φ_{orb} dénote la phase orbitale, φ_{topo} dénote la phase topographique, φ_{def} représente la phase liée au déplacement, φ_{atm} correspond à la phase atmosphérique et φ_{bruit} correspond la phase liée au bruit présent dans l'interférogramme.

Correction de phase interférométrique

Pour déduire le déplacement φ_{def} , il faut pouvoir séparer les différentes contributions intervenant dans la phase interférométrique.

Phase orbitale et topographique La phase orbitale est proportionnelle à la distance sur la ligne de visée du radar δr d'un point imagé par le radar par rapport à un point appartenant à une surface de référence (López-Quiroz, 2008) :

$$\varphi_{orb} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{d \tan \theta} \delta r \quad (2.4)$$

où B_{\perp} est la base perpendiculaire, d est la distance entre le radar et la cible, θ est l'angle d'incidence.

La phase topographique dépend linéairement de la topographie (δh) :

$$\varphi_{topo} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{d \sin \theta} \delta h \quad (2.5)$$

Les franges orbitales et topographiques sont corrigées en utilisant les informations auxiliaires des orbites et un MNT. Dans la pratique, à cause de l'imprécision des informations auxiliaires sur les orbites, une contribution orbitale résiduelle peut rester dans la phase interférométrique. Cette contribution résiduelle est corrigée habituellement par ajustement d'un plan à travers l'interférogramme (Hanssen, 2001 ; López-Quiroz et al., 2009). De même, dans certain cas, des erreurs du MNT causent également un terme de phase résiduelle. Des approches utilisant une série d'interférogrammes comme l'approche SBAS et l'approche PS permettent de corriger ce terme résiduel.

Phase atmosphérique Au niveau du délais atmosphérique, actuellement, il n'existe pas de technique très efficace pour mesurer ou modéliser avec précision et de manière automatisée la contribution de la phase atmosphérique. Dans la littérature, la phase atmosphérique est décomposée en une partie stratifiée et une partie turbulente. Pour la partie turbulente, elle est considérée, dans la plupart des cas, aléatoire à chaque date d'acquisition et peut être éliminée par empilage d'interférogrammes ou

par filtrage (Schmidt and Bürgmann, 2003 ; Hooper et al., 2007). Pour la partie stratifiée, les approches pour corriger les interférogrammes de ces contributions peuvent être séparées en 2 catégories en fonction de la nécessité ou non de données extérieures. Les approches dans la première catégorie utilisent soit des données GPS (Janssen et al., 2004), des images MODIS (Li et al., 2005), MERIS (Li et al., 2006), soit des données associées à des modèles météorologiques qui fournissent la température, le contenu en vapeur d'eau le long des niveaux de pression donnés (Doin et al., 2009). Les approches dans la deuxième catégorie cherchent à corriger la contribution du signal troposphérique verticalement stratifié à partir de la corrélation existante entre la phase et la topographie sur l'interférogramme lui-même. En réalité, malgré ces corrections appliquées à l'interférogramme pour séparer le signal associé au déplacement, quelques contributions peuvent rester contenues dans la phase et nuire à l'exactitude des mesures finales.

Phase liée au bruit Le bruit, qui perturbe la phase interférométrique et fait obstacle au déroulement de phase, est essentiellement induit par la décorrélation. La décorrélation peut être causée par plusieurs sources qui produisent des termes à effet multiplicatif sur la phase interférométrique. Parmi les principales, la décorrélation thermique dépend des caractéristiques du système de capteur. La décorrélation géométrique est une conséquence de la différence d'angle d'incidence entre les deux acquisitions. Elle augmente linéairement avec la base perpendiculaire. La décorrélation temporelle est causée par les changements des propriétés des rétrodiffuseurs au sol, ayant lieu entre les deux acquisitions. Afin de réduire le bruit de décorrélation, 3 catégories de filtres, avant, pendant et après la construction de l'interférogrammes, sont proposées dans la littérature. Les filtres avant la construction de l'interférogramme consiste à séparer le signal et le bruit dans le domaine spectral (Hanssen, 2001). Le filtre pendant la construction de l'interférogramme correspond à la technique de filtrage multi-vues (cf. section 2.1.4). En ce qui concerne les filtres après la construction de l'interférogramme, des filtres moyenneurs (Rodriguez and Martin, 1992 ; Massonnet et al., 1993) ou adaptatifs (Goldstein and Werner, 1998) sont habituellement effectués sur les interférogrammes pour réduire le bruit.

Déroulement de phase

La phase interférométrique est due au trajet aller-retour de l'onde envoyée par le radar. A chaque fois que l'onde parcourt une distance égale à la longueur d'onde λ , sa phase augmente de 2π . La phase sur l'interférogramme n'est donc connue que modulo 2π .

$$\varphi(i, j) = \phi(i, j) + 2k\pi \quad (2.6)$$

avec $\phi(i, j) \in [-\pi, \pi]$.

Afin de s'affranchir de cette ambiguïté, le déroulement de phase est indispensable. En chaque pixel, on cherche à retrouver le bon multiple de 2π à rajouter à la valeur de la phase principale $\phi(i, j)$ donnée par l'interférogramme pour avoir la valeur exacte de la phase $\varphi(i, j)$ (Trouvé, 1996 ; Chen and Zebker, 2000 ; Chaabane, 2004). L'hypothèse fondamentale pour le déroulement de phase est de considérer que la surface à reconstruire est relativement régulière et la phase déroulée est continue, c'est à dire qu'aucun bruit ne se présente et le critère de Nyquist est respecté par l'échantillonnage. Ces conditions impliquent que la phase varie de moins de π entre deux pixels adjacents. Dans la littérature, il y a 2 grands types de méthodes pour le déroulement de phase : les méthodes locales et les méthodes globales. Les méthodes locales reposent sur une propagation de la valeur de phase de proche en

proche. Dans ces méthodes, chaque pixel est évalué individuellement et ces méthodes ont besoin d'une continuité de la zone cohérente. La méthode de "Branch-Cut" (Goldstein et al., 1988) et la méthode de Minimum Cost Flow (MCF) (Chen and Zebker, 2000) sont dans cette catégorie. Au contraire des méthodes locales, les méthodes globales cherchent une solution globale sur l'ensemble de l'image. Certaines méthodes reposent sur des techniques en traitement d'images tels que la segmentation, les automates cellulaires et les modèles Markoviens. Dans (Trouvé et al., 1998), une méthode globale qui s'appuie sur la méthode des moindres carrés est utilisée. Dans la communauté géophysique, l'outil le plus utilisé pour le déroulement de phase actuellement est le SNAPHU⁵ (Chen and Zebker, 2002) dont l'algorithme MCF.

Le déroulement de phase est une étape cruciale en interférométrie différentielle. Il conditionne le succès de l'application de l'interférométrie différentielle. Le choix de la méthode dépend de la nature des interférogrammes à traiter. De nos jours, aucune méthode ne peut être qualifiée de meilleure. Il y a des tentatives pour développer des méthodes pour contourner le problème du déroulement de phase (Feigl and Thurber, 2009), mais aujourd'hui cette étape reste un point délicat car aucune méthode ne semble complètement opérationnelle. Les problèmes couramment rencontrés en déroulement de phase sont la discontinuité des zones cohérentes et le fort gradient du déplacement qui cause le problème d'aliasing qui se traduit par l'apparition de fausses franges si les franges sont étroites. Pour ce dernier, on utilise des modèles a priori du déplacement ou des mesures issues d'autres sources d'information parfois pour réduire le nombre de franges puis rendre le déroulement plus facile (Schmidt et al., 2005). Cependant, cette solution n'est pas toujours praticable à cause du défaut du modèle a priori ou l'imprécision de la mesure issue d'autres sources ou alors à cause du manque de ces informations, surtout pour un événement qui vient de se produire.

Précision et incertitude

La précision attendue des mesures issues de l'interférométrie est de l'ordre du centimètre. Cependant, les techniques qui traitent les séries temporelles, telles que l'approche SBAS et l'approche PS sont considérées comme pouvant fournir des mesures avec une précision de l'ordre du millimètre (Lanari et al., 2004; Ferretti et al., 2000). Toutefois, dans de nombreux travaux, les incertitudes associées aux mesures ne sont pas attentivement prises en compte, parce que la chaîne de traitement interférométrique est complexe et consiste en un bon nombre d'étapes de traitement. Il est donc difficile de suivre la propagation de l'incertitude le long de la chaîne de traitement. Particulièrement, les incertitudes introduites par l'imprécision de l'information auxiliaire des orbites et du MNT, ainsi que par les corrections imparfaites de la phase atmosphérique, sont difficiles à quantifier à cause du manque de connaissance complète et précise. Pour ces raisons, habituellement, les incertitudes associées aux mesures issues de l'interférométrie sont considérées comme ne provenant que des erreurs du déroulement de phase. Dans (Tinard, 2007; Cavalié et al., 2007; López-Quiroz et al., 2009), les erreurs de déroulement sont analysées à travers des inconsistances de fermeture du réseau interférométrique à condition que les interférogrammes utilisés présentent de la redondance entre eux. Cependant, il n'est pas toujours évident d'évaluer les erreurs de déroulement, si les interférogrammes utilisés ne présentent pas de redondance et en absence de "vérité terrain". En conséquence, il existe une réelle difficulté à identifier de manière précise les incertitudes associées aux mesures issues de l'interférométrie. Ceci révèle également le besoin de traiter ces mesures par la suite en prenant en compte les incertitudes non quantifiées dans les paramètres d'incertitudes utilisés.

5. Statistical-Cost, Network Flow Algorithm for Phase Unwrapping

2.1.5 Approche "Permanent Scatterer"

La technique PS a été premièrement proposée par Ferretti et al. (2000). Depuis, plusieurs variantes ont été mises en place (Werner et al., 2003 ; Hooper et al., 2004 ; Kampes, 2006) en ajoutant des modifications et améliorations. Cette technique se distingue d'autres approches en interférométrie SAR par le fait qu'elle utilise une seule image maîtresse pour générer une pile d'interférogrammes avec toutes les images acquises sans se soucier de la base perpendiculaire, ni de la base temporelle. Pour contourner les limitations principales de la méthode traditionnelle en interférométrie : la décorrélation temporelle et géométrique (cf. section 2.1.4) et la perturbation du délai atmosphérique (cf. section 2.1.4), cette technique repose sur la sélection des pixels stables, intrinsèquement cohérents à travers toute la durée de l'étude. Les candidats PS, qui a priori portent les informations fiables sur la phase interférométrique, sont sélectionnés en fonction de leurs propriétés de rétrodiffusion. C'est à dire qu'ils sont indentifiés comme une cellule de résolution dont la réponse est dominée par une seule cible brillante et stable au sol. Quand les images SAR sont formées, la valeur pour chaque pixel est la somme cohérente d'écho provenant de beaucoup de diffuseurs au sol. Du point de vue temporelle, si ces diffuseurs bougent l'un par rapport à l'autre au cours du temps, comme dans la plupart des cas où se présente de la végétation, l'écho varie de façon aléatoire, donc la décorrélation temporelle est importante. Du point de vue spatial, les changements de géométrie de prise de vue créent une décorrélation, car les cellules de rétrodiffusion sont vues sous deux angles d'incidence légèrement différents, et cela introduit un changement de positions relatives de différents diffuseurs au sein du pixel. La cohérence sera alors réduite lorsque la base perpendiculaire du couple interférométrique augmente. Cependant, si un pixel est dominé par un seul diffuseur stable et brillant, la variance dans la phase, ainsi que dans l'intensité de rétrodiffusion à cause de mouvement relatif de différents diffuseurs sera réduite. Par conséquent, le problème de décorrélation peut être évité et on peut générer l'interférogramme sans se soucier de la taille de la base perpendiculaire, ni de la base temporelle du couple interférométrique.

A l'exception de la chaîne STAMPS⁶ développée par Hooper et al. (2004) (2007), toutes les autres variantes de la technique PS font partie de logiciels payants. A cause de l'enjeu commercial, les détails de la technique et son implémentation ne sont pas toujours clairs. De façon générale, la technique PS, adopte essentiellement une stratégie basée sur un modèle de déformation linéaire au cours du temps, avec un processus de déroulement de phase temporel et spatial. En conséquence, une information a priori sur la déformation, par exemple, l'ordre de grandeur, est souvent nécessaire, à partir de laquelle un modèle de déformation peut être établi. Dans ce modèle, la vitesse moyenne du déplacement et l'erreur du MNT sont considérés comme deux paramètres principaux. L'estimation des paramètres modélisés est réalisée entre pixels voisins, de ce fait, la contribution atmosphérique et la contribution du déplacement non linéaire doivent être plus petites que π du fait de l'utilisation de la phase enroulée des interférogrammes. Une fois ces estimations faites, la phase résiduelle est récupérée et filtrée pour isoler la contribution atmosphérique et le déplacement non linéaire. Finalement des estimations du déplacement linéaire, des erreurs du MNT et du déplacement non linéaire sont obtenues.

A l'heure actuelle, la technique PS a été appliquée avec succès dans les zones urbaines qui présentent une forte densité de cibles stables et brillantes (Ferretti et al., 2001 ; Parcharidis et al., 2009 ; Yan et al., 2009a). Sur les terrains naturels, bien que Hooper et al. (2006) (2007) aient réussi à détecter la déformation sur les volcans en utilisant les PS, l'extention de cette technique est encore un grand challenge à cause de la faible couverture des PS. Donc toute la difficulté de l'application

6. STAnford Method for PS

de cette technique reste la continuité des résultats, puisqu'il est difficile de valider la valeur portée par un pixel si ses voisins donnent des valeurs aléatoires.

La précision déclarée de la technique PS atteint le millimètre à condition que le nombre d'images soit suffisant (supérieur à 30) (Ferretti et al., 2007). Ceci ouvre de nouveaux champs d'investigation à l'égard de l'interférométrie traditionnelle, comme la surveillance des processus lents tels que la subsidence urbaine, la dynamique volcanique inter-éruptive, la période intersismique, etc. Cependant, les tentatives pour valider une telle précision nominale annoncée avec la vérité terrain donnent des résultats insatisfaisants (Ferretti et al., 2007; Raucoules et al., 2007; Raucoules et al., 2009). En conséquence, le développement de la technique de PS n'a pas encore atteint la phase mature, et nécessite des efforts qui permettront de rendre cette technique stable.

2.2 Autres sources en télédétection

2.2.1 Introduction

Pour l'imagerie optique, de nombreux satellites avec un capteur optique embarqué tels que SPOT⁷, Landsat, ASTER⁸, FORMOSAT-2, QuickBird, Worldview, etc, ont été mis en orbite pour l'observation de la Terre depuis les années 1970. Depuis, les images optiques sont largement utilisées pour surveiller le développement de l'agriculture et l'occupation du sol ainsi que le changement du climat. La corrélation d'images optiques permet de suivre le déplacement de structures présentes à la surface de glaciers, ainsi que le déplacement à la surface de la Terre induit par des séismes ou des glissements de terrain. La première application en glaciologie de la technique de corrélation des images optiques a été réalisée pour le suivi d'icebergs à partir d'images du satellite AVHRR⁹ (Ninnis et al., 1986). Cette technique a ensuite été appliquée en utilisant des images Landsat sur le glacier de Mertz (Berthier et al., 2003), des images SPOT sur le glacier de la Mer de Glace (Berthier et al., 2004) et sur le séisme de Bam (Binet and Bollinger, 2005), des images Quickbird sur l'éboulement de La Clapière (Delacourt et al., 2004), ou encore des images ASTER sur l'estimation de l'écoulement de glaciers en Himalaya (Scherler et al., 2008) et sur le déplacement à la surface de la Terre dû au séisme du Cachemire (Avouac et al., 2006). De plus, la stéréoscopie d'images optiques permet d'estimer le mouvement de la masse glaciaire à travers la construction des MNT (Thibert et al., 2005). Certains satellites tels que MOMS-2P¹⁰, ASTER, SPOT5 sont équipés des capteurs particuliers pour construire le relief terrestre le long de la trajectoire par stéréovision. Cependant, les résultats sont essentiellement destinées à des applications militaires (Pétillet, 2008).

Le système GPS est un système de radio-positionnement par satellite conçu et mis en place par le "Department Of Defence" des Etats-Unis au début des années 1970. Il a été rendu accessible au public en 1985 (Duquenne et al., 2005). A l'heure actuelle, il est largement utilisé comme un système de navigation. En outre, il est utilisé en surveillance de l'environnement, puisqu'il permet de mesurer directement avec haute précision le déplacement 3D du sol lié à des tremblements de terre, à des éruptions volcaniques, au déplacement lent de blocs tectoniques, à des glissements de terrain, ainsi qu'à des subsidences en milieu urbain (Jónsson et al., 2002; Schmidt et al., 2005; Pedersen et al.,

7. Système Pour l'Observation de la Terre

8. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer

9. Advanced Very High Resolution Radiometer

10. Modular Optoelectronic Multispectral Scanner

2003 ; Sudhaus and Jónsson, 2009 ; Tinard, 2007 ; Hou et al., 2005 ; Parul and Madhav, 2008). De plus, une autre application des GPS à la mesure de déplacement consiste à corriger l'effet atmosphérique en interférométrie (Janssen et al., 2004 ; Onn and Zebker, 2006). De nos jours, grâce à sa facilité de mise en œuvre et son coût réduit, de plus en plus de stations permanentes des GPS pour la surveillance de l'environnement ont été installées dans le monde entier. Cet outil merveilleux ouvre des perspectives nouvelles pour de nombreuses applications.

2.2.2 Imagerie optique

La télédétection par imagerie optique est aussi utilisée pour la mesure de champ de déplacement. Elle utilise la réflexion du rayonnement solaire dans les domaines visibles et Infra-Rouge. De ce fait, son fonctionnement dépend de l'éclairement solaire et des conditions météorologiques. La technique la plus répandue pour la mesure de déplacement en utilisant les images optiques est la corrélation. En outre, la stéréoscopie des images optiques est également utilisée pour quantifier le mouvement de la masse glaciaire.

En ce qui concerne la corrélation des images optiques, le principe de base est le même que la corrélation d'amplitude sur les images SAR. Les différents corrélateurs existants ont été mis en place en ajoutant des améliorations plus ou moins importantes. MEDICIS (Centre National d'Etude Spatiale, 2002) et COSI-Corr¹¹ (Leprince et al., 2007a) sont deux logiciels dédiés à la corrélation sur les images optiques. La corrélation entre 2 images optiques fournit une mesure du déplacement horizontal (2 composante E et N) à la surface de la Terre avec une erreur subpixelique. Leprince et al. (2007b) ont prouvé qu'avec une taille de fenêtre principale de 32×32 pixels, l'erreur maximale est d'environ de $\frac{1}{20}$ de la taille du pixel. De plus, en ajoutant une technique d'interpolation par sinc à la chaîne de traitement de la corrélation, l'erreur maximale peut être réduite à 0.02 pixels dans (Vadon and Massonnet, 2000) et $\frac{1}{200}$ de la taille du pixel (Leprince et al., 2007b) avec les images SPOT soigneusement échantillonnées.

En ce qui concerne la stéréoscopie, le MNT peut être calculé à partir de la stéréoscopie d'images optiques (Toutin, 2001 ; Gamache, 2004) et la comparaison de plusieurs MNT permet de réaliser des estimations de bilan de masses de glaciers ce qui reflète les mouvements des glaciers. La reconstruction stéréoscopique est effectuée en utilisant un stéréocomparateur à partir d'images dont les orbites d'acquisition sont proches et qui couvrent la même zone. Plusieurs MNT réalisés à des dates différentes permettent d'effectuer des bilans de masses volumétrique.

En mesure de déplacement, par rapport à l'imagerie SAR, l'imagerie optique ne fournit qu'une vision horizontale relative à la surface de la Terre, la vision verticale apportée par l'imagerie SAR n'est pas accessible avec l'imagerie optique. Toutefois, l'imagerie optique est relativement plus facile à exploiter. En utilisant les images de la même résolution, la corrélation d'images optiques et la corrélation d'images SAR peuvent donner des résultats comparables. Dans certains cas, les résultats issus de la corrélation d'images optiques peuvent être meilleurs, car les images optiques ne souffrent pas de bruit multiplicatif. Cependant, l'imagerie optique ne peut pas atteindre la précision du centimètre ou millimètre obtenue par l'utilisation de la phase en imagerie SAR. Dans les applications géophysiques considérées, l'imagerie optique est utilisée comme une source supplémentaire à l'imagerie SAR.

11. Co-registration of Optically Sensed Images and Correlation

2.2.3 Mesures GPS

Le GPS consiste en un segment de contrôle qui surveille les satellites, un segment spatial qui comprend la constellation des satellites, et un segment utilisateurs. Ces 3 composantes permettent le calcul d'une position GPS (la latitude, la longitude et la hauteur) n'importe où dans le monde, en tout temps et quelles que soient les conditions météorologiques. Ce calcul est réalisé par la détermination de la distance entre un récepteur et au moins 4 satellites en connaissant la position de ces satellites dans l'espace (Duquenne et al., 2005). Le principe est simple, un point est défini par un repère géodésique, la mesure de GPS de la position de l'antenne fournit la position du repère. Pour détecter un déplacement et en déduire une vitesse éventuellement, il suffit de remesurer la position de ce repère quelques temps après. La déformation dans une zone donnée est réalisée par la mesure du déplacement d'un certain nombre de points répartis sur cette zone.

Les mesures GPS continues permettent d'avoir une incertitude suffisamment petite, 5 - 10 mm et 10 - 20 mm en horizontal et en vertical respectivement (Matsuda and Shimizu, 2006), pour détecter un signal tectonique grâce à une haute fréquence d'échantillonnage. De plus, elles permettent d'obtenir des séries temporelles sur des déplacements liés aux événements géologiques variables dans le temps à l'échelle de quelques jours, ou quelques années.

Une autre application importante des mesures GPS est la correction atmosphérique sur les interférogrammes. Puisque l'interférométrie différentielle et le GPS mesure chacun le délai temporel de la propagation du signal électromagnétique du capteur à la cible, les signaux dans ces 2 cas se propagent à travers l'atmosphère et sont alors affectés par le médium de propagation d'une manière comparable. De ce fait, les délais atmosphériques mesurés par le GPS peuvent être utilisés pour compenser les artéfacts atmosphériques dans les interférogrammes (Onn and Zebker, 2006).

Les mesures GPS, en tant que source complémentaire à l'imagerie SAR, sont très utilisées pour surveiller les structures actives géologiques telles que les failles actives, les volcans en activités, etc. Elles se distinguent avec les mesures SAR par la géométrie d'acquisition, les méthodes de traitement, ainsi que la densité d'échantillonnage spatiale et temporelle. Spatialement, par rapport aux mesures SAR, elles fournissent des informations sur une grille beaucoup plus écartée et irrégulière. Temporellement, le GPS peut fournir des mesures toutes les 5 minutes ou encore moins, ce qui est bien meilleur que la séparation temporelle de quelques jours entre 2 passages répétés de satellite SAR.

2.3 Conclusions

Avec la grande disponibilité des données acquises par la télédétection telles que l'imagerie SAR, l'imagerie optique et les GPS, il paraît important d'exploiter au mieux et d'améliorer les techniques qui existent et se développent à l'heure actuelle pour la mesure de champ de déplacement. D'une manière générale, les mesures par la télédétection ont très utiles aux domaines d'application. La mesure de champ de déplacement est utilisée pour caractériser et modéliser les événements géophysiques, ce qui nous permet d'augmenter la connaissance et faciliter la compréhension de ces processus. En particulier, la mesure du déplacement dû à un séisme et la modélisation de la rupture de la faille lors du séisme nous aident à comprendre le mécanisme de l'occurrence d'un séisme et prédire l'événement dans le futur. En conséquence, l'incertitude associée à ces mesures jouent un rôle important sur l'exactitude de la modélisation. Il est donc très important de réduire l'incertitude associée à la

mesure autant que possible. Avant de faire les efforts sur cette amélioration, il est pourtant utile d'identifier et de quantifier d'une manière précise les erreurs présentes dans les mesures. Néanmoins, ce travail d'identification d'erreur dans les mesures par télédétection n'est pas toujours soigneusement effectués. Dans certains cas, à cause de la complexité du traitement, il est très difficile de suivre la propagation de l'incertitude et quantifier l'incertitude associée au résultat final. Parfois, afin de mettre en place une nouvelle méthode, la performance est analysée par la quantification de l'erreur à travers des tests synthétiques. Depuis lors, l'erreur dans les vraies mesures dans des travaux individuels en utilisant une telle méthode n'est plus rigoureusement prise en compte. Pour cette raison, dans certains travaux, l'incertitude associée à la mesure du déplacement par imagerie SAR, optique et mesures GPS n'est pas bien identifiée, ni prise en considération quantitativement.

D'autre part, le traitement de ce grand volume de données nécessite des nouvelles méthodes ou techniques qui consistent à fusionner les données issues de la même source ou des sources différentes afin de profiter à la fois de la complémentarité et de la redondance de chacune des sources. Dans la pratique, il n'est pas toujours facile de mettre ensemble toutes les sources disponibles à cause de la nature très variable d'une source par rapport à l'autre. De ce fait, des méthodes dédiées à l'alignement des différentes sources dans le même référentiel sont indispensables. De plus, les différentes sources alignées dans le même référentiel ne sont pas toujours exploitables directement à cause de la fiabilité plus ou moins importante, ceci nécessite des stratégies appropriées afin d'exploiter au mieux ces sources. Dans ce contexte, le développement des méthodes de fusion des mesures par la télédétection en prenant en compte les incertitudes associées aux mesures ouvre de nombreuses perspectives.

Chapitre 3

Cadre d'étude géophysique

Sommaire

3.1	Introduction	24
3.2	Estimation de champ de déplacement 3D en surface	25
3.3	Modélisation géophysique	25
3.3.1	Méthodologie	25
3.3.2	Sous-échantillonnage	27
3.4	Séisme du Cachemire d'octobre 2005	27
3.4.1	Contexte géologique et tectonique	28
3.4.2	Champ de déplacement cosismique	30
3.4.3	Paramètres géométriques de la faille cosismique	32
3.4.4	Distribution du glissement cosismique sur la faille	32
3.4.5	Mouvement post-sismique	33
3.5	Éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	33
3.5.1	Contexte géologique	36
3.5.2	Éruptions lors du dernier cycle éruptif (1998-2007)	36
3.5.3	Éruption de janvier 2004	37
3.6	Conclusions	37

Dans ce chapitre, nous nous appliquons à décrire le contexte géophysique de nos travaux dans ce chapitre. Tout d'abord, nous présentons le contexte général de la mesure du champ de déplacement et la modélisation de la source en profondeur lié à une rupture de faille lors d'un séisme ou à une ouverture de dyke lors d'une éruption volcanique. Les démarches de l'estimation du champ de déplacement 3D en surface et de la modélisation de la source en profondeur sont exposées. En plus de la démarche de la modélisation, une étape préliminaire très importante, le sous-échantillonnage, est également présentée. En second lieu, le séisme du Cachemire, qui a eu lieu le 8 octobre 2005 dans le Nord du Pakistan, est décrit en détail. Le contexte géologique, tectonique, le champ de déplacement induit en surface, les paramètres géométriques de la faille et la distribution du glissement sur la faille sont présentés précisément. Les différents travaux effectués sur ce séisme en utilisant des techniques et sources de mesure variables sont étudiés et leurs résultats sont comparés. Ensuite, l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 est introduite brièvement. Enfin, les conclusions et les perspectives sont tirées.

3.1 Introduction

Un des objectifs des recherches géophysiques est de comprendre les comportements et les mécanismes des processus du système interne de la Terre. Pourtant ceci est limité essentiellement par une difficulté fondamentale : l'impossibilité d'aller étudier sur place la structure et la composition de l'intérieur de la Terre. De ce fait, les recherches de la géophysique interne sur la détermination des propriétés à l'intérieur de la Terre et des forces en présence, sont réalisées en terme de modèle physique plus ou moins simplifié à partir des données observées, il s'agit donc de résoudre un problème inverse (inversion). Avec les connaissances que l'on a, on aboutit à un modèle qui constitue une image acceptable de la constitution globale de la Terre, étant donné que la plupart des infimes détails de structure resteront à jamais inconnus. A partir des informations recueillies à la surface ou à l'extérieur de la Terre, par exemple, les vitesses apparentes d'ondes sismiques, les valeurs du champ de pesanteur ou du champ géomagnétique, les valeurs du champ de déplacement, etc, on cherche à transformer le modèle de départ de manière à rendre minimum la différence entre les valeurs théoriques issues de la prédiction du modèle et les valeurs issues des données observées, compte tenu des données dont on dispose et des hypothèses qu'on accepte pour construire le modèle de départ. La prise de conscience de l'importance fondamentale des problèmes inverses et le développement de toute une série de méthodes pour les résoudre, qu'ils soient linéaires ou non, constitue un apport méthodologique essentiel de la géophysique interne.

Les mouvements tectoniques liés à l'activité à l'intérieur de la Terre sont observables à la surface de la Terre et fournissent ainsi des moyens d'étudier les structures et les comportements du système interne de la Terre. La caractérisation de la source en profondeur liée à un séisme ou à une éruption volcanique à partir de la mesure du champ de déplacement en surface constitue un champ d'investigation courant en géophysique. Le champ de déplacement en surface lié à une rupture de faille lors d'un séisme ou à une ouverture de dike lors d'une éruption volcanique, est souvent caractérisé par un fort gradient du déplacement et une grande superficie affectée. L'estimation du champ de déplacement en surface est une étape indispensable pour la modélisation de la source de déplacement en profondeur. Elle fait l'objet de nombreux travaux sur l'analyse de la déformation induite par le séisme (Wright et al., 2004 ; Pathier et al., 2006 ; Wang et al., 2007) ou par le volcan (Wright et al., 2006 ; Grandin et al., 2009). Cependant, les champs de déplacement en surface ne constituent géné-

ralement pas l'information finale recherchée par les géophysiciens qui s'intéressent soit à la rhéologie de la partie superficielle de la Terre, soit à la source en profondeur de ce déplacement : la géométrie et la distribution de déplacement d'une faille, la géométrie et la variation de pression d'une intrusion magmatique, etc. Ces dernières informations nous permettent de connaître la cause des événements étudiés, puis d'avoir une idée plus précise de l'évolution ultérieure du système interne de la Terre et de pouvoir évaluer la probabilité d'un nouveau séisme ou d'une nouvelle éruption volcanique, etc. De manière générale, toutes ces informations sont obtenues par l'inversion du modèle physique en utilisant les mesures de déplacement en surface. De nombreux travaux sur la modélisation de la rupture de la faille lors d'un séisme ou de l'ouverture d'un dyke lors d'une éruption volcanique ont été publiés (Jónsson et al., 2002 ; Pedersen et al., 2003 ; Funning et al., 2005 ; Lasserre et al., 2005 ; Schmidt et al., 2005 ; Pathier et al., 2006).

3.2 Estimation de champ de déplacement 3D en surface

Le déplacement 3D à la surface de la Terre, avec ses 3 composantes (E, N, Up), connu comme le champ de déplacement complet en surface, est conventionnellement estimé pour caractériser les déplacements de surface. Le référentiel 3D à la surface de la Terre, (E, N, Up) est également connu comme le plan tangent local. Il s'agit d'un système de coordonnées géographiques pour représenter des vecteurs d'état qui est couramment utilisé dans l'aviation. Il se compose de trois chiffres, l'un représente la position sur l'axe Est, l'un sur l'axe Nord et l'autre représente la position verticale.

Le champ de déplacement 3D à la surface de la Terre peut être mesuré de manière directe ou indirecte en utilisant les différentes sources de mesure. Par exemple, les mesures GPS fournissent à la fois des mesures de 3 composantes, tandis que les mesures par la corrélation d'images optiques permettent une mesure de 2 composantes horizontales (les composantes E et N), alors que les mesures sur le terrain ne donnent éventuellement qu'une mesure de la composante verticale. En ce qui concerne les mesures en imagerie SAR, les déplacements mesurés directement sont dans la direction LOS et/ou azimut de chaque acquisition. Ces mesures correspondent aux projections du déplacement 3D dans chaque direction d'acquisition. Le déplacement 3D peut être déduit à partir d'au moins 3 projections différentes en utilisant les vecteurs de projections par une inversion linéaire (Wright et al., 2004 ; Funning et al., 2005 ; Pathier et al., 2006 ; Yan et al., 2009b ; Yan et al., 2012b).

3.3 Modélisation géophysique

3.3.1 Méthodologie

La modélisation permet une explication des processus physiques avec l'aide d'une relation dérivée analytiquement ou numériquement entre le signal observé et les caractéristiques de la source. A partir des signaux observés, les caractéristiques des sources en dessous de la surface de la Terre peuvent être déduites une fois que cette relation est déterminée. De façon générale, il y a 2 types de modèles directs : les modèles analytiques et les modèles numériques.

Un modèle analytique est un modèle mathématique, qui repose sur une mise en équation et sur la résolution exacte de problèmes physiques simplifiés. Les modèles analytiques comportent souvent

des simplifications importantes faites sur les sources (source ponctuelle, géométrie simple) et sur le milieu (demi-espace infini, homogène, élastique, etc.). Par exemple, Okada (1985) a formulé les expressions analytiques permettant de modéliser les déplacements liés à des ouvertures d'un dyke et à des glissements uniformes le long d'une faille dans un espace semi-infini (Figure 3.1). Du fait de sa simplicité, ce modèle a été largement utilisé pour la modélisation des intrusions magmatiques (Jónsson et al., 1999; Amelung et al., 2000), ainsi que la modélisation des ruptures d'une faille activée par un séisme (Pedersen et al., 2003; Funning et al., 2005; Pathier et al., 2006; Kositsky and Avouac, 2010). Le modèle de Mogi (1958) est un autre modèle analytique largement utilisé en volcanologie (Rymer and Williams-Jones, 2000; Lu et al., 2003; Fournier et al., 2009), dans lequel le déplacement en surface est considéré induit par le changement de volume de réservoir de magma et ce déplacement est modélisé par une source de pression sphérique enterré dans un espace homogène, élastique, semi-infini.

Contrairement au modèle analytique, un modèle numérique est un modèle approchant mieux le problème physique étudié grâce à l'outil informatique. La modélisation numérique, en fonction de ses fonctionnalités, peut intégrer plusieurs structures arbitraires de la forme de la source ainsi que la topographie. De plus, elle peut prendre en compte des caractéristiques variables du milieu. En conséquence, elle est très importante, lorsque la mise en équation et la résolution exacte d'un phénomène géophysique sont extrêmement difficiles, voire impossibles à cause de la complexité du système. Cependant, elle a un inconvénient au niveau du temps de calcul. De nombreux modèles numériques directs ont été développés au cours de la dernière décennie, par exemple, la méthode d'éléments frontières mixtes (MBEM) appliquée par Cayol et Cornet (1997), la méthode des éléments finis appliquée par Newman et al. (2006) en se basant sur la visco-élasticité, etc.

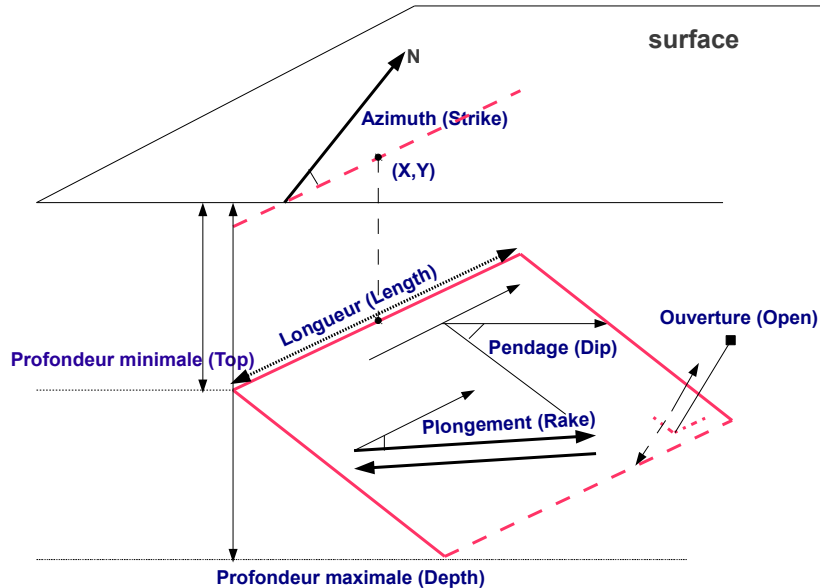


Figure 3.1. Paramètres géométriques conventionnels utilisés pour caractériser les dislocations liées à une faille (glissement) ou à un dyke (ouverture).

Actuellement, pour estimer la géométrie d'une faille et la distribution spatiale du glissement sur la faille d'un séisme à partir des mesures de déplacement à la surface de la Terre à travers la modélisation, 3 méthodes sont envisageables (Sun et al., 2011) :

1. Une stratégie en 2 étapes, impliquant une optimisation non linéaire de la géométrie de la faille, sous l'hypothèse d'un glissement uniforme sur le plan de la faille dans un demi-espace élastique, homogène et isotropique, suivi par une inversion cinématique standard pour la distribution spatiale du glissement avec la géométrie optimisée à l'étape précédente.
2. Un schéma mixte d'optimisation linéaire et non linéaire, dans lequel on cherche la meilleure solution d'une manière itérative en effectuant de nombreuses inversions linéaires du glissement sur le plan de la faille en variant la géométrie de la faille.
3. Une inversion non linéaire complète estimant la probabilité a posteriori conjointe des paramètres de la géométrie de la faille et la distribution du glissement sur le plan de la faille.

3.3.2 Sous-échantillonnage

En inversion de modèle géophysique, le sous-échantillonnage est une étape préliminaire indispensable. En général, les mesures manipulées sont composées d'un grand nombre de points qui rendent le système d'inversion difficile à gérer et nécessitent une réduction des points de mesures. De plus, les déplacements mesurés sont généralement corrélés spatialement entre les points adjacents, ce qui permet de réduire le nombre de points sans perdre d'information importante sur la variation du déplacement. Différentes méthodes de sous-échantillonnage telles que l'échantillonnage régulier, l'échantillonnage circulaire, l'échantillonnage par l'algorithme de quadtree, etc, sont proposées dans la littérature (Fukushima et al., 2005). La méthode la plus utilisée est l'échantillonnage par l'algorithme de quadtree (Jónsson et al., 2002 ; Pedersen et al., 2003 ; Lohman and Simons, 2005 ; Sudhaus and Jónsson, 2009). L'intérêt de l'utilisation de cet algorithme de quadtree se traduit par une densité du point importante en champs proches où le gradient du déplacement est grand, et faible en champs lointains où le gradient du déplacement est petit. Dans la méthode proposée par Jónssons et al. (2002), l'image est divisée en quadrants successifs jusqu'à ce que la variance des valeurs de déplacement dans chaque quadrant devienne inférieure à un seuil prédéfini. La valeur moyenne de déplacement est attribuée au point focal du quadrant (Jónsson et al., 2002). Dans la méthode proposée par Lohman et Simons (2005), la conception du problème inverse est utilisée afin de déterminer la densité optimale des points (Lohman and Simons, 2005) et de contourner la limitation de la sensibilité au bruit de la méthode proposée par Jónssons et al. (2002).

3.4 Séisme du Cachemire d'octobre 2005

Le séisme du Cachemire s'est produit le 8 octobre, 2005 dans le Nord du Pakistan avec une magnitude de 7.6. Ce séisme, provoquant près de 87000 morts et 69000 blessés, a principalement frappé la région de Cachemire (Nord du Pakistan). Le Nord de l'Inde et le Nord-Est de l'Afghanistan ont été également touchés (Figure 3.2). Il est le dernier des grands séismes dans l'Himalaya qui ont affecté la chaîne depuis 100 ans (avec le séisme en Kangra en 1905, celui en Bihar-Népal en 1934 et celui en Assam en 1950). De plus, il est un des deux séismes historiques dans l'Himalaya avec une rupture qui atteignent la surface de la Terre, et il est également le séisme le plus dévastateur dans la région (Kaneda et al., 2008 ; Hussain et al., 2009).

L'épicentre, mesurée par le centre géologique Américain, USGS ¹, se situe à 34.49306° E, 73.62889° N

1. United States Geological Survey

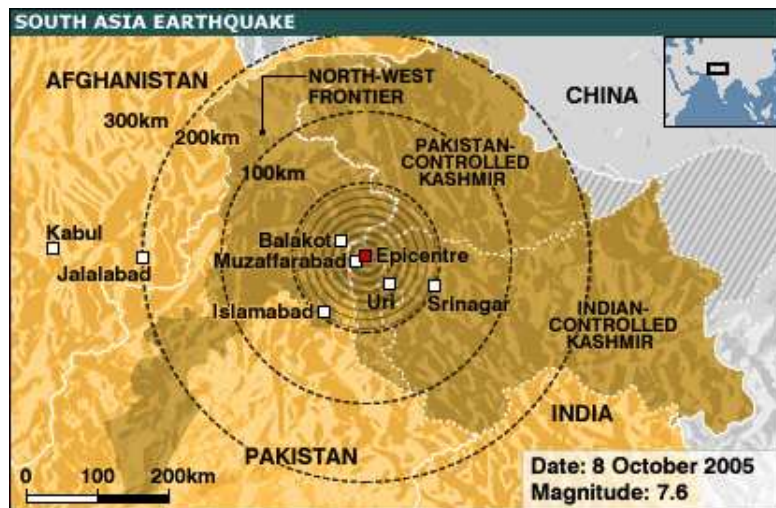


Figure 3.2. Localisation du séisme du Cachemire d'octobre 2005.

(UTM : 43N, 374113 km E 3817680 km N), à environ 19 km au Nord-Est de Muzaffarabad et 100 km au Nord-Nord-Est de la capitale nationale, Islamabad (Wang et al., 2007 ; MonaLisa et al., 2008 ; Kaneda et al., 2008 ; Hussain et al., 2009 ; Khan et al., 2010). L'hypocentre a été localisé à une profondeur de 10 km en dessous de la surface (Khan et al., 2010). La propagation de la rupture avec un fort pendage vers la surface et la faible profondeur de l'hypocentre expliquent l'effet destructeur de ce séisme. Le moment sismique mesuré par la solution d'Harvard CMT (Centroïd Moment Tensor) est 2.94×10^{20} N.m.

Les analyses de la source de ce séisme précisent que ce séisme correspond essentiellement à une rupture d'une faille inverse de 70 km de long, orientée NW-SE, de pendage d'environ 30° vers le Nord-Est, et localisée entre 15 km de profondeur et la surface, située dans l'arc d'Hazara-Cachemire à la termination Ouest de l'Himalaya. Le déplacement vertical maximal estimé en surface atteint de 5 à 12 m selon les études (Pathier et al., 2006 ; Avouac et al., 2006 ; Wang et al., 2007 ; Kaneda et al., 2008).

3.4.1 Contexte géologique et tectonique

La région du Cachemire se trouve à l'extrémité Ouest de l'Himalaya, dans la zone de collision des plaques tectoniques Eurasienne et Indienne. L'activité géologique issue de cette collision, responsable de la naissance de la chaîne orogénique de l'Himalaya, est la cause de la sismicité dans cette région (Ghaffar and Abbas, 2010). La plaque Indienne se déplace vers le Nord à une vitesse d'environ 40 mm/an (Skourtsos and Lekkas, 2007). Elle entre en collision et passe sous la plaque Eurasienne (sous le Tibet). Ce processus s'est poursuivi depuis des millions d'années. La compression dirigée vers le Nord et le Nord-Est s'exprime par des chevauchements tandis que la surcharge liée à l'épaississement crustal induit une flexion. De ce fait, il y a des grands systèmes de failles reconnues dans cette région qui parcourent le Nord de l'Inde et l'Ouest et le Nord du Pakistan. Des failles de très grande extension géographique du Nord au Sud telles que, le principal chevauchement de manteau (MMT : Main Mantle Thrust), le principal chevauchement central (MCT : Main Central Thrust), le principal chevauchement frontière (MBT : Main Boundary Thrust), le principal chevauchement frontal (MFT : Main Frontal Thrust), etc, et des failles locales sous-surface sont inclus dans ces

systèmes (Figure 3.3). Le principal chevauchement frontal (MFT), absorbant un mouvement relatif entre les plaques Indienne et Eurasienne à une vitesse d'environ 15 – 20 mm/an, marque le front Sud de la chaîne de l'Himalaya. Il est responsable de nombreux séismes destructeurs dans cette région. Au Pakistan à l'Ouest, le principal chevauchement frontière (MBT : Main Boundary Thrust) fait un virage en épingle à cheveux et ceci forme l'arc d'Hazara-Cachemire (l'arc d'Himalaya s'orientant vers le Nord-Ouest change sa direction brusquement s'orientant Est-Ouest). L'arc d'Hazara-Cachemire est à la transition entre l'Himalaya et les chaînes de l'Indu-Kuch et du Pamir. Les structures Himalayennes y sont replissées et les géométries des failles actives y sont compliquées. Le chevauchement de Salt Range (SRT : Salt Range Thrust) marque le front Sud de l'arc d'Hazara-Cachemire. La zone sismique d'Indus-Kohistan (IKSZ : Indus-Kohistan Seismic Zone) est une zone en forme de coin, avec une largeur de 50 km et dirigée dans la direction NW-SE. Elle s'étend sur 200 km du principal chevauchement de manteau (MMT) au centre de l'arc d'Hazara-Cachemire (MonaLisa et al., 2008; MonaLisa et al., 2009). Elle est la zone la plus active sismiquement dans la région. Elle correspond principalement à un chevauchement sur un plan avec NW-striking et NE-dipping parallèle à la tendance générale du chevauchement NW-SE plongeant vers le Nord-Est (MonaLisa et al., 2009). Au Nord du principal chevauchement frontal (MFT) et du chevauchement de Salt Range (SRT), se trouve le bas-Himalaya composé de sédiments plissés et faillés. Le bas-Himalaya est délimité par le principal chevauchement frontière (MBT) au Nord, ce dernier est inactif sismiquement la plupart du temps.

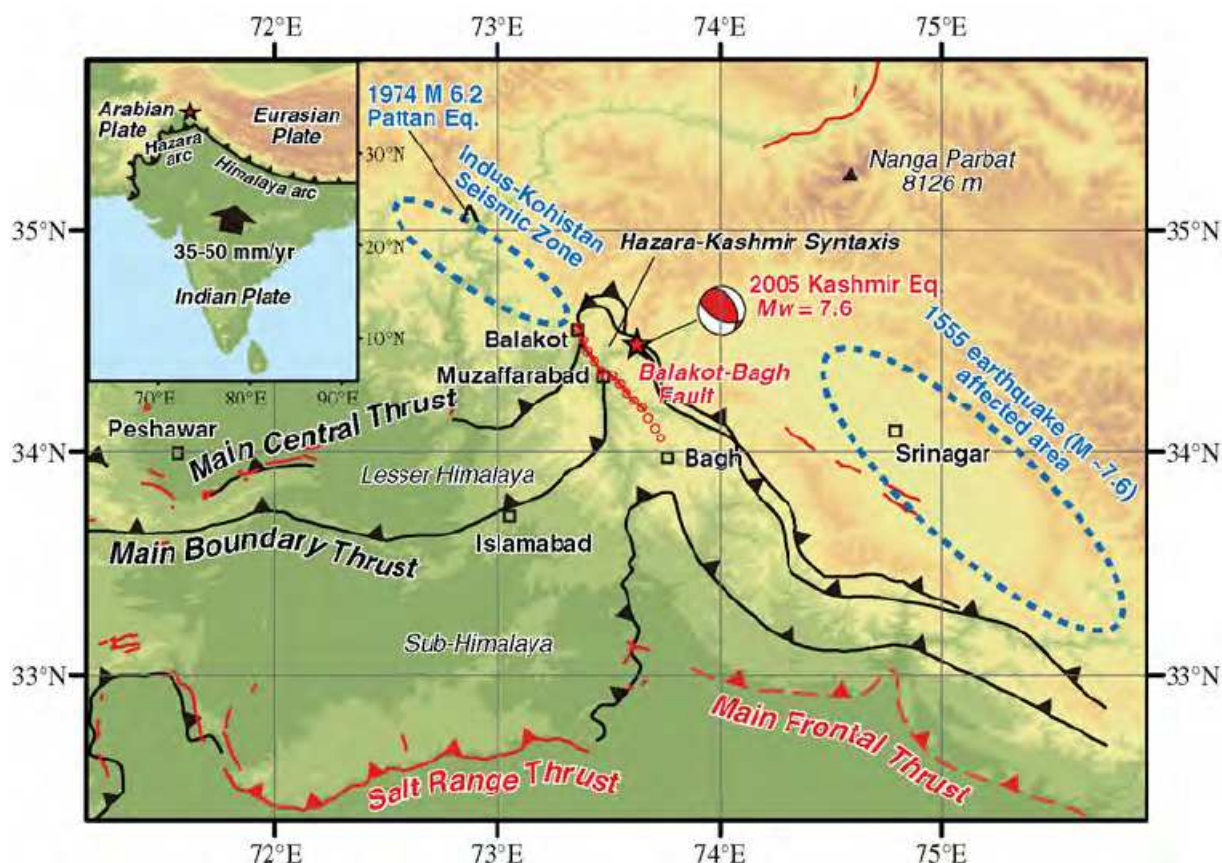


Figure 3.3. Carte tectonique régionale de la partie occidentale de l'Himalaya (Kaneda et al., 2008).

Le séisme du Cachemire a eu lieu ~200 km au Nord du chevauchement de Salt Range (SRT),

près de l'endroit où le principal chevauchement frontière (MBT) fait un virage en épingle à cheveux (Figure 3.3). Ce secteur de la chaîne de l'Himalaya n'a pas été affecté historiquement par de grands séismes à l'exception du séisme du cachemire de 1555 à l'Est du séisme du 8 octobre 2005. Dès la première étude sur la cause de ce séisme, des débats sur l'implication éventuelle du principal chevauchement frontière (MBT) ont commencé (Gahalaut, 2006). Selon les analyses sismologiques en utilisant la magnitude, la profondeur et le mécanisme au foyer, l'épicentre a été localisé sur le cœur de l'arc d'Hazara-Cachemire, et il correspond à une faille inverse dirigée vers le Nord-Ouest qui glisse vers le Nord-Est. De plus, un glissement dextre (right lateral slip) a lieu sur la faille. Tout ceci signifie que ce séisme n'est pas associé avec les failles principales actives dans la région, ce qui indique l'activation d'une faille non reconnue précédemment dans la région. Par ailleurs, les observations par les mesures sur le terrain (Kaneda et al., 2008) et les mesures géodésiques (Pathier et al., 2006; Avouac et al., 2006; Wang et al., 2007) confirment cette conclusion. Ces mesures ont toutes mis en évidence une rupture de la faille en surface d'une longueur d'environ 70 km dans la direction NW-SE. La plupart de la rupture suit la trace des failles ou segment des failles actives pré-existants, dont l'ensemble s'appelle la faille de Balakot-Bagh (Kaneda et al., 2008; Hussain et al., 2009). La rupture a été initiée à l'extrémité Sud de la zone d'IKSZ et s'est propagée vers le Nord-Ouest. Géographiquement, elle passe de Bagh à Balakot à travers la vallée de Jhelum et la ville de Muzaffarabad. En effet, la faille de Bakakot-Bagh a été rompu par un rejet vertical de 32 m il y a 10 – 30 ka (kiloannum), ceci correspond à un raccourcissement horizontal à une vitesse de 1.4 – 4.1 mm/an à travers cette faille, ce qui est inférieur à 10% du raccourcissement à travers l'Himalaya (15 – 20 mm/an) (Kaneda et al., 2008; Hussain et al., 2009; Jouanne et al., 2011). Elle n'est donc pas une faille principale à l'Ouest de l'Himalaya (Jouanne et al., 2011). Par conséquent, l'événement du 8 octobre 2005 est considéré comme "hors de la séquence (out-of-sequence)". Il a suscité l'intérêt d'identifier des processus géologiques responsables de cette incidence rare dans cette région. Par ailleurs, il semble qu'il est quasiment impossible que le séisme du Cachemire ait relâché la totalité des contraintes accumulées (Kaneda et al., 2008), bien que la quantité de contrainte restante soit inconnue, il faut donc bien étudier les autres zones de déformation actives dans la région pour compléter l'aléa sismique du Nord du Pakistan.

3.4.2 Champ de déplacement cosismique

Le champ de déplacement dû à ce séisme a été cartographié en utilisant les images SAR (Fujiwara et al., 2006; Pathier et al., 2006; Wang et al., 2007), les images optiques (Avouac et al., 2006) ainsi que les mesures sur le terrain (Kaneda et al., 2008). Pathier et al. (2006) et Wang et al. (2007) ont utilisé la corrélation d'amplitude d'images SAR pour estimer les 3 composantes du déplacement 3D en surface par une inversion linéaire. Avouac et al. (2006) ont utilisé la corrélation de 2 images optiques ASTER afin de mesurer directement les 2 composantes horizontales E et N du déplacement 3D en surface. Kaneda et al. (2008) ont effectué des mesures sur le terrain qui fournissent une cartographie précise des escarpements cosismiques et une estimation du rejet de la faille. Ces observations directes de la surface permettent essentiellement de quantifier le déplacement vertical dû à ce séisme. Le déplacement 3D obtenu par Pathier et al. (2006) est montré dans la figure 3.4.

La zone de la déformation occupe une bande d'environ 90 km en longueur et s'oriente à NW-SE. Elle s'étend de Balakot, le Sud-Est du Pakistan, à travers le Cachemire, jusqu'à la ligne de cessé le feu entre le Pakistan et l'Inde. Le déplacement maximal se trouve sur le compartiment Nord-Est (le toit), qui chevauche sur le compartiment Sud-Ouest (le mur). Une rupture se produit sur la trace de

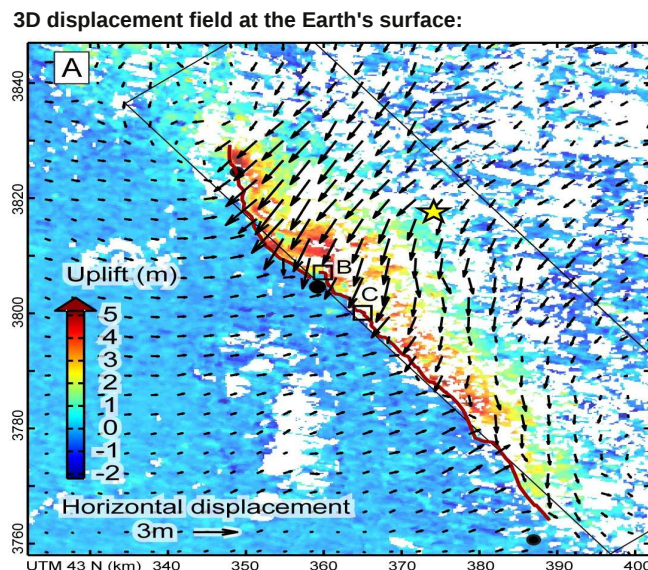


Figure 3.4. Déplacement 3D à la surface de la Terre estimé par Pathier et al. (2006). Les flèches représentent le déplacement horizontal (composantes E et N). Les couleurs représentent le déplacement vertical (composante U_p).

la faille au Nord de Muzaffarabad, qui sépare la faille en 2 segments principaux : le segment Bagh–Muzaffarabad et le segment Muzaffarabad–Balakot. A cette rupture, la trace de la faille fait un virage brutal dans la direction presque Est-Ouest, produisant une rampe latérale courte d'environ 3 km de long qui relie le segment Bagh–Muzaffarabad et le segment Muzaffarabad–Balakot. Cette rampe latérale coïncide avec les escarpements des failles pré-existantes (Kaneda et al., 2008). Le segment Bagh–Muzaffarabad correspond à la portion Sud de la faille, avec une longueur d'environ 60 km. Sur cette portion, la trace est relativement régulière, et le déplacement sur la faille est relativement faible. Plus précisément, le déplacement horizontal est inférieur à 2 m et le déplacement vertical est inférieur à 4 m. Le segment Muzaffarabad–Balakot correspond à la portion Nord de la faille, avec une longueur d'environ 30 km. La trace sur cette portion est moins régulière par rapport au segment Bagh–Muzaffarabad à cause de la rugosité de la topographie (Avouac et al., 2006). De plus, le déplacement maximal, qui atteint 5 m et 3 m, en vertical et en horizontal respectivement, se trouve sur ce segment.

Selon les mesures issues d'images SAR, le déplacement horizontal sur le compartiment Sud-Ouest est uniforme, vers la direction Nord-Est. Alors que sur le compartiment Nord-Est, il s'oriente au Sud-Ouest sur la portion Nord et au Sud progressivement sur la portion Sud. Sur la portion Nord, le déplacement horizontal correspond à un chevauchement pur vers le Sud-Ouest. Sur la portion Sud, le comportement correspond à une augmentation significative du glissement latéral dextre, et donc une extension le long d'azimut (strike) sur le compartiment Nord-Est (Pathier et al., 2006). En effet, il y a des failles actives connues au Nord-Ouest et Sud-Est, près de l'épicentre, qui révèlent un soulèvement sur le compartiment Nord-Est et un décrochement dextre (right lateral slip). Ces observations du déplacement sont donc cohérentes avec la direction du mouvement des failles connues précédemment dans cette région (Fujiwara et al., 2006). Cependant selon les mesures issues d'images optiques, des incohérences sont observées : le déplacement horizontal sur la faille dans la portion Sud

est plutôt vers le Sud-Ouest, et le déplacement horizontal près de Muzaffarabad est plutôt vers le Sud-Sud-Ouest.

3.4.3 Paramètres géométriques de la faille cosismique

Quelques heures après le séisme, des analyses sismologiques préliminaires sur les paramètres de l'hypocentre du séisme et des analyses du mécanisme au foyer ont été effectuées. D'après la solution d'Harvard CMT (Centroïd Moment Tensor), la faille se plonge vers le Nord-Est avec un azimuth (strike) de N133°E, un plongement (rake) de 123° et un pendage (dip) de 40°. La solution d'USGS FMT (Fast Moment Tensor) indique une faille dont un azimuth (strike) de 133°E, un plongement (rake) de 140° et un pendage (dip) de 29°.

Plus tard, les paramètres géométriques de la faille ont été estimés par plusieurs auteurs à partir des différentes mesures géodésiques en inversant un modèle mécanique (Pathier et al., 2006 ; Avouac et al., 2006 ; Wang et al., 2007). Un modèle homogène, linéaire, élastique sur un demi-espace, connu du modèle d'Okada (Okada, 1985), est utilisé pour modéliser la déformation statique sur la faille, sous l'hypothèse que la dislocation de la faille est un plan rectangulaire qui atteint la surface. Ces paramètres sont optimisés en supposant que le glissement sur le plan de la faille est uniforme. Pathier et al. (2006) ont obtenu une faille avec un azimuth (strike) de 321.5°, un pendage (dip) de 31.5°, une profondeur à environ 10 km, et une longueur de 74 km. Parsons et al. (2006) ont considéré une faille avec un azimuth (strike) de 331°, un pendage (dip) de 31° et un plongement (rake) de 108°. En outre, selon les mesures sur le terrain réalisées par Kaneda et al. (2008), le pendage (dip) est compris entre $30 \pm 10^\circ$.

3.4.4 Distribution du glissement cosismique sur la faille

La distribution du glissement sur le plan de la faille induit par ce séisme a été estimée en utilisant des images SAR par Pathier et al. (2006) et Wang et al. (2007), en utilisant 2 images optiques par Avouac et al. (2006), ainsi qu'en utilisant les ondes télésismiques par Parsons et al. (2006) et Avouac et al. (2006). La distribution obtenue par Pathier et al. (2006) (Figure 3.5 (a)) montre une zone principale du glissement supérieur à 6 m, avec un pic d'environ 9.6 m à 4 m de profondeur en dessous du segment Muzaffarabad–Balakot. En dessous du segment Bagh–Muzaffarabad, un glissement plus faible se présente, avec un pic de 7 m à 4 m de profondeur. Globalement, le glissement supérieur à 3 m se trouve au dessus de 13 km de profondeur. En effet, il y a un accord général entre les différents travaux. Toutefois, la différence entre ces travaux au niveau de la dimension de l'aspérité et la quantité du glissement est plus ou moins importante en fonction des auteurs. 2 aspérités principales sont identifiées par Pathier et al. (2006), Parsons et al. (2006) (Figure 3.5 (a) (b)) et Wang et al. (2007). Cependant, la distribution du glissement obtenue par Wang et al. (2007) est très différente par rapport aux distributions obtenues par les 2 autres auteurs. De plus, la distribution obtenue par Wang et al. (2007) ne correspond pas à la distribution du déplacement le long de la faille à la surface de la Terre (Figure 3.5 (c)) obtenue par Kaneda et al. (2008). En ce qui concerne les distributions obtenues par Pathier et al. (2006) et Parsons et al. (2006), les 2 aspérités sont situées sur le segment Muzaffarabad–Balakot et le segment Bagh–Muzaffarabad respectivement. L'aspérité sur le segment Muzaffarabad–Balakot est une aspérité de fort glissement, tandis que celle sur le segment Bagh–Muzaffarabad est une aspérité de faible glissement. En outre, ces 2 distributions sont cohérentes avec

la distribution du déplacement le long de la faille à la surface de la Terre obtenue par Kaneda et al. (2008). Cependant, Parsons et al. (2006) et Kaneda et al. (2008) pensent que la taille de l'aspérité sur le segment Bagh–Muzaffarabad est plus large que celle sur le segment Muzaffarabad–Balakot, ce qui est au contraire de la distribution obtenue par Pathier et al. (2006). De plus, la position du centre de l'aspérité sur le segment Muzaffarabad–Balakot selon Parsons et al. (2006) diffère de la position selon Pathier et al. (2006), elle est plus vers le Nord selon Pathier et al. (2006). Par ailleurs, les 2 aspérités sont beaucoup plus éloignées selon Parsons et al. (2006). Avouac et al. (2006) suggèrent une seule aspérité juste au dessus de l'hypocentre. De plus, la zone avec de glissement maximal est localisée plus vers le Sud par rapport à celle obtenue par Pathier et al. (2006).

3.4.5 Mouvement post-sismique

Comme d'habitude, le choc principal est suivi par un grand nombre de répliques. Plus de 100 répliques ont eu une magnitude supérieure à 5.0 lors des 20 premiers jours après le choc principal. Les épacentres des répliques se sont localisées au Nord-Est de la zone d'IKSZ, entre l'arc d'Hazara-Cachemire et le principal chevauchement de manteau (MMT) (Skourtsos and Lekkas, 2007; Hussain et al., 2009; MonaLisa et al., 2009). Une grande majorité de ces répliques a eu lieu à une profondeur comprise entre 10 et 22 km (Khan et al., 2010). Les répliques sont entraînées par le transfert de contrainte lors du choc principal (Hsu et al., 2002). Parsons et al. (2006) ont analysé la distribution de la contrainte lors du choc principal et ils ont trouvé une augmentation de contrainte au Nord-Ouest de la rupture lors du choc principal, le long d'IKSZ, ce qui est cohérent avec la position des épacentres des répliques.

A l'heure actuelle, il y a peu de travaux effectués sur la mesure du mouvement post-sismique en utilisant les données géodésiques. Jouanne et al. (2011) ont analysé le déplacement post-sismique et la cause de ce déplacement en se basant sur 6 campagnes de GPS en janvier et août 2006, en mars et décembre 2007, en août 2008 et 2009. Ils ont conclut que le déplacement post-sismique a été probablement induit par un glissement le long d'un replat au Nord-Est de la rampe principale touchée par le choc principal. Ce replat est connecté à la rampe principale à environ 15 km de profondeur et une pente de 10° vers le Nord. Le déplacement maximal se trouve sur la partie Nord-Ouest de ce replat et atteint 30.8 cm entre novembre 2005 et août 2006.

3.5 Éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004

Le Piton de la Fournaise, qui culmine à 2631 m, se situe dans la partie Sud-Ouest de l'île de la Réunion, 800 km à l'Est de Madagascar. Il s'agit d'un volcan bouclier océanique résultant d'une succession d'édifications et de déstabilisation de plusieurs édifices (Tinard, 2007; Fukushima et al., 2010), et il constitue actuellement le centre actif du volcanisme de l'île de la Réunion. Il est également l'un des volcans les plus actifs du monde (Fukushima et al., 2010). Ses premières phases d'activité sont vieilles de 0.53 Ma (Michon et al., 2007a). Depuis les deux derniers siècles, le Piton de la Fournaise a connu plus de 200 éruptions.

Le Piton de la Fournaise est caractérisé par une succession de grandes dépressions emboîtées,

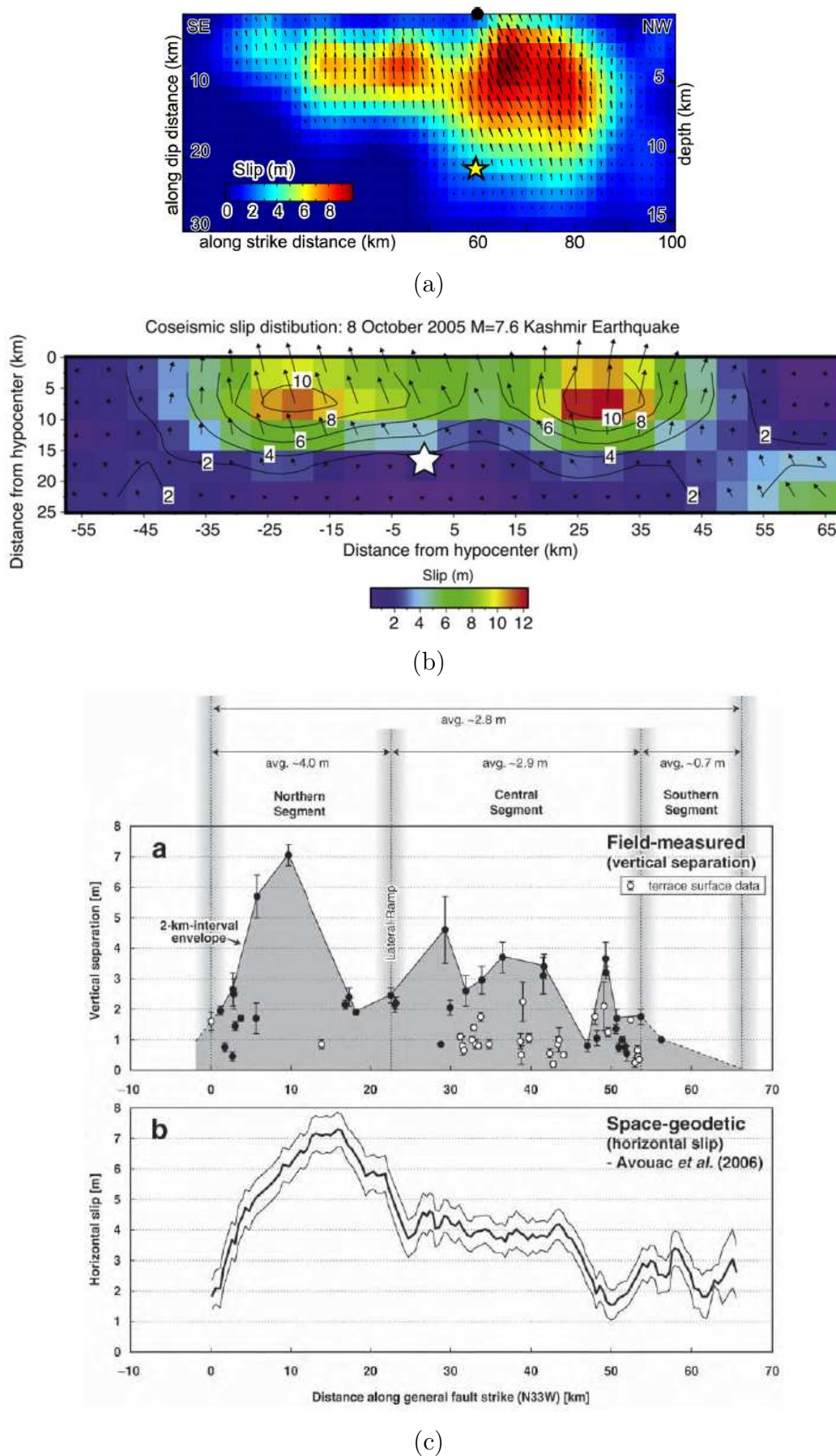


Figure 3.5. Distribution du glissement sur le plan de la faille obtenue par (a) Pathier et al. (2006) (b) Parsons et al. (2006). (c) Distribution du glissement le long de la faille en surface (Kaneda et al., 2008).

ouvertes vers l'Océan Indien (Figure 3.6). La dépression sous forme d'une très grande caldeira² d'effondrement (environ $9 \times 13 \text{ km}^2$) s'appelle l'Enclos-Fouqué, dans lequel se déroule la plupart des éruptions (Michon et al., 2007b). Au sein de l'Enclos-Fouqué, se trouve un cône sommital et à son sommet se situent les cratères Bory et Dolomieu (Figure 3.6). L'état actuel du cratère Bory est proche de celui en 1766, alors que la cratère Dolomieu a connu de nombreux effondrements et remplissages (Michon et al., 2007b).

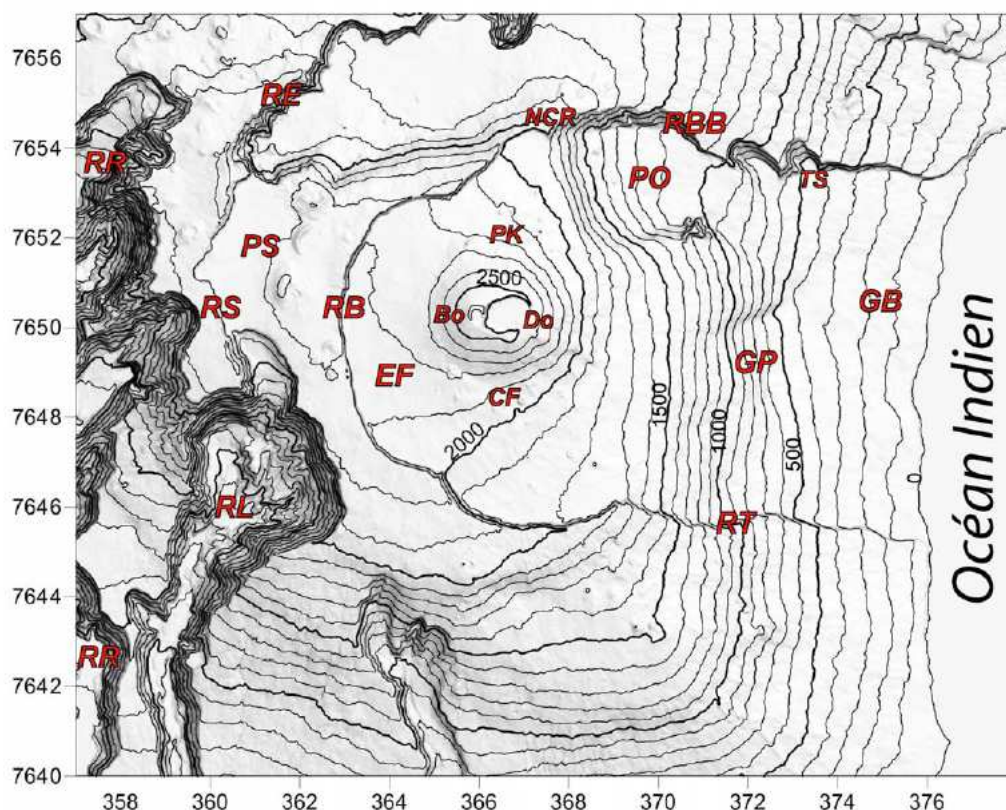


Figure 3.6. Carte topographique de la zone sommitale du Piton de la Fournaise montrant les grandes structures géologiques. UTM 40S. Bo : cratère Bory, CF : Château Fort, Do : cratère Dolomieu, EF : Enclos Fouqué, GB : Grand Brûlé, GP : Grandes Pentès, NCR : Nez Coupé de Ste Rose, PK : Piton Kapor, PO : Plaine des Osmondes, PS : Plaine des Sables, RB : Rempart de Bellecombe, RBB : Rempart de Bois Blanc, RE : Rivière de l'Est, RL : Rivière Langevin, RR : Rivière des Remparts, RS : Rempart des Sables, RT : Rempart du Tremblet, TS : Trou de sable. (Tinard, 2007)

De nombreuses études sismiques, gravimétriques, magnétiques, . . . , sont menées sur le Piton de la Fournaise pour mettre en évidence la structure interne de l'édifice et les zones de stockage magmatique. De nombreux débats sont encore en cours sur la présence ou non de réservoirs magmatiques, leur nombre et leur extension.

2. cratère volcanique, formé par l'effondrement de la partie supérieure du cône à la suite d'une éruption

3.5.1 Contexte géologique

Le mouvement de la plaque Indienne vers le Nord et le mouvement de la plaque Africaine vers le Nord-Est au dessus d'une anomalie thermique se traduisent par l'alignement des structures volcaniques dans l'Océan Indien. Le Piton de la Fournaise constitue un des principaux volcans sur l'océan Indien. L'origine du Piton de la Fournaise est liée à l'activité d'un point chaud (Fukushima, 2005 ; Tinard, 2007), actuellement à environ 300 km au Sud-Ouest de la Réunion. Le point chaud est une panache de magma en fusion venant des profondeurs du manteau et perçant les plaques lithosphériques. Le point chaud étant fixe, alors que la plaque lithosphérique se déplace sur le manteau, des volcans se créent successivement et s'alignent alors.

Les activités éruptives du Piton de la Fournaise sont caractérisées par des éruptions de fissure le long de 2 zones fracturées s'orientant vers N25° – 30°E et N120°E respectivement. Des intrusions de magma, à l'origine d'une chambre magmatique localisée au niveau de la mer sous le cône (Michon et al., 2007b ; Michon et al., 2009 ; Fukushima et al., 2010), sont concentrées le long de ces 2 zones fracturées. Ces intrusions répétées selon les mêmes axes impliquent que les contraintes qui augmentent à cause de l'intrusion sont compensées par un processus de relaxation. Selon les analyses dans (Froger et al., 2004 ; Froger et al., 2010), un glissement important vers l'océan Indien lors de chaque intrusion a affecté le flanc Est du Piton de la Fournaise. En conséquence, il est probable que les glissements épisodiques qui surviennent en même temps que les éruptions relâchent les contraintes normales sur les axes actifs afin que les intrusions du dyke suivantes puissent se produire l'une après l'autre (Fukushima et al., 2010).

3.5.2 Éruptions lors du dernier cycle éruptif (1998-2007)

Depuis Mars 1998, un nouveau cycle éruptif du Piton de la Fournaise a commencé après 5 ans et demi de tranquillité. Depuis lors, 2.5 éruptions par an en moyenne ont eu lieu (Fukushima et al., 2010). Les 3 types d'éruption, l'éruption sommitale (éruption qui démarre et reste dans la zone centrale), l'éruption proximale (éruption qui démarre à la zone centrale mais progresse vers le flanc) et l'éruption distale (éruption qui se développe loin du cône central) ont eu lieu. L'éruption d'Avril 2007 est considérée comme celle qui termine probablement ce cycle de 10 ans (Fukushima et al., 2010). De nombreux travaux sur la cartographie du champ de déplacement en surface et la modélisation de l'intrusion du dyke en profondeur liées aux activités éruptives pendant ce cycle en utilisant les images SAR ont été publiés. Sigmundsson et al. (1999) ont utilisés les images RadarSAT-1 pour cartographier le champ du déplacement en surface induit par l'éruption de mars-septembre en 1998. Fukushima et al. ont modélisé l'intrusion du dyke qui a causé l'éruption en février 2000 dans (Fukushima et al., 2005) et analysé l'évolution du conduit magmatique lors des éruptions entre 1998 et 2000 dans (Fukushima et al., 2010) en utilisant les images RadarSAT-1. Froger et al. (2004) ont estimé le champ du déplacement en surface et caractérisé l'intrusion du dyke en profondeur pour l'éruption d'août 2003 en utilisant les images ENVISAT. De plus, Froger et al. (2010) ont calculé le déplacement co-éruptif et post-éruptif induit par l'éruption en avril 2007 en utilisant les images ENVISAT et ALOS. Selon les observations et les analyses dans ces travaux, le comportement mécanique général de l'édifice en réponse à l'intrusion a été confirmé. De plus, un glissement vers l'océan Indien sur le flanc Est du Piton de la Fournaise a été mis en évidence, ce qui relâche probablement les contraintes accumulées sur les axes actifs à cause de l'intrusion. En particulier, l'analyse de l'éruption en avril 2007 suggère un lien proche entre le retrait du magma et l'effondrement sommital.

3.5.3 Éruption de janvier 2004

Le 9 janvier, 2004, une fissure éruptive de 300 m de long s'ouvre à proximité du Nez Coupé de Sainte Rose dans la Plaine des Osmondes (Figure 3.6) suite à une crise sismique. L'éruption se situe au sommet de la Plaine des Osmondes à une altitude d'environ 1500 m. Cette éruption correspond donc à une éruption distale comme celle d'avril 2007 caractérisée par de gros volumes émis (Froger et al., 2010). La superficie touchée par cette éruption est très vaste, 28 km^2 . Les gradients du déplacement co-éruptif sont très élevés.

La première analyse qualitative sur le champ du déplacement et la modélisation préliminaire du dyke pour cette éruption a été réalisée par Tinarid et al. (2007). 3 zones distinctes avec des comportements différents sont identifiées. Ils ont conclu qu'une intrusion de magma depuis le cône sommital jusqu'à la Plaine des Osmondes est responsable de la majeure partie des déplacements observés. Dans (Michon et al., 2009), quelques mesures GPS sont disponibles pour quantifier le déplacement en surface induit par cette éruption. Cependant, des analyses quantitatives sur le déplacement et la recherche des modèles adéquats qui expliquent mieux les observations des données sont nécessaires pour approfondir cette étude.

3.6 Conclusions

De nos jours, bien que des modifications et des améliorations soient encore nécessaires, la modélisation de la source de déplacement en profondeur est pertinente. Dans de nombreux travaux, elle a permis de bien expliquer les observations des données et son aptitude à fournir des résultats satisfaisants a été prouvée. Etant donné que les techniques en télédétection sont en plein essor, il y a de plus en plus de sources d'information pour mesurer le champ de déplacement et caractériser la source en profondeur. Le besoin de chercher à exploiter les différentes manières pour profiter au mieux d'un grand volume de données disponibles et des techniques de modélisation, se fait sentir.

En ce qui concerne particulièrement le séisme du Cachemire, de nombreux travaux utilisant des mesures SAR, optiques, télésismiques et sur le terrain, ont mené aux analyses du contexte géologique de cet événement, de la mesure du champ de déplacement cosismique, ainsi que de l'estimation des paramètres géométriques de la faille et de la distribution du glissement sur la faille cosismique. Cependant, l'application de l'interférométrie différentielle pour mesurer le champ de déplacement cosismique en surface et caractériser la rupture de la faille lors du choc principal, qui apporte l'information précise en champs lointain de la faille par rapport aux autres mesures utilisées actuellement, n'a pas abouti. Ceci nécessite des efforts sur l'application de cette source d'information afin de compléter les études effectuées précédemment.

En ce qui concerne l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004, peu de travaux ont été publiés. Des mesures quantitatives et des analyses approfondies sur la modélisation sont donc nécessaires pour mettre en évidence le champ du déplacement en surface et la géométrie de la source de ce déplacement.

Chapitre 4

Fusion d'informations

Sommaire

4.1	Introduction	40
4.2	Fusion d'informations	41
4.3	Incertitude de mesure	43
4.3.1	Notion de base	43
4.3.2	Gestion de l'incertitude	44
4.4	Théorie des probabilités	44
4.4.1	Notions de base	44
4.4.2	Propagation de l'incertitude dans un cas linéaire	46
4.5	Théorie des possibilités	47
4.5.1	Notions de base	47
4.5.2	Propagation de distribution de possibilité	48
4.6	Fusion d'informations en géophysique	49
4.6.1	Inversion linéaire	49
4.6.2	Inversion non linéaire	50
4.7	Stratégie de fusion en géophysique	52
4.8	Conclusions	53

Ce chapitre s'attache à présenter la fusion d'informations et l'incertitude de mesure. Dans un premier temps, la motivation, l'objectif et la réalisation de la fusion d'informations sont présentés dans un contexte général. Puis, les situations de la fusion d'informations fréquemment rencontrées en imagerie SAR sont détaillées. Dans un second temps, nous nous focalisons sur l'incertitude de mesure. La notion de base et les types d'incertitude sont présentés tout d'abord. Ensuite, deux théories mathématiques pour la gestion de l'incertitude au cours de la fusion d'informations, la théorie des probabilités et la théorie des possibilités, sont présentées brièvement. En ce qui concerne la théorie des probabilités, après quelques rappels des notions de base, la propagation de l'incertitude basée sur cette théorie dans un cas linéaire est exposée. En ce qui concerne la théorie des possibilités, le principe fondamental est présenté, puisque cette théorie n'est pas aussi connue que la théorie des probabilités dans la communauté de la télédétection, ni dans la communauté de la géophysique. La représentation des incertitudes par les distributions de possibilité et leur propagation sont détaillées. Ensuite, nous présentons la fusion d'informations en géophysique. Les méthodes de la fusion d'informations, c'est à dire l'inversion, et les approches pour la gestion de l'incertitude largement utilisée actuellement dans l'inversion linéaire et l'inversion non linéaire sont introduites. Dans la suite, la stratégie de fusion la plus répandue en géophysique, l'inversion jointe, est discutée.

4.1 Introduction

La fusion d'informations constitue un cadre formel dans lequel s'expriment les moyens et techniques permettant l'alliance des informations provenant de sources diverses (Wald, 1999). Elle est un sujet en pleine effervescence dans de nombreux domaines. Elle s'applique dans des domaines très différents tels que l'imagerie satellitaire et aérienne, l'imagerie médicale, la robotique, l'intelligence artificielle, etc. Les informations à fusionner et les méthodes de fusion varient donc beaucoup d'un domaine à l'autre. Le principe général consiste à associer des informations variées sur un même problème afin d'améliorer la connaissance. Les imperfections d'information individuelle telle que l'incertitude, l'imprécision, l'incomplétude, l'ambiguïté, . . . , constituent la motivation principale de la fusion d'informations. En fonction du phénomène étudié, différentes méthodes de la fusion d'informations sont exploitées pour réduire les imperfections en profitant de la redondance et de la complémentarité d'une information par rapport à l'autre.

Dans la communauté de la géophysique, l'objectif principal de la fusion d'informations pour la mesure de déplacement à partir de données géodésiques, est de réduire autant que possible les incertitudes associées aux mesures. Les mesures extraites par les techniques présentées au Chapitre 2 ne sont pas exactes, il faut donc calculer l'incertitude en évaluant les erreurs qui se produisent lors de l'acquisition des données et du traitement, puisque tous les résultats obtenus par des mesures directes ou indirectes présentent un intérêt à condition qu'ils soient exprimés avec ses limites d'incertitude. Dans les mesures par la télédétection, les incertitudes trouvent leur origine à différentes sources depuis l'acquisition des données jusqu'au traitement. En ce qui concerne les mesures par imagerie SAR, les incertitudes proviennent principalement des différentes perturbations générées le long du parcours de l'onde radar, par la surface de rétrodiffusion ainsi que du bruit généré dans les traitements électroniques. Ces diverses sources entraînent des incertitudes dont les caractéristiques sont très variables. Par exemple, le bruit de décorrélation donne lieu à des incertitudes aléatoires. Alors que l'état de l'atmosphère ou des corrections imparfaites de certains paramètres induisent des incertitudes épistémiques. Généralement, il n'existe pas de méthode efficace avec laquelle tous les

types d'incertitude peuvent être réduits en même temps. Cependant, en pratique il y a souvent plusieurs types d'incertitude qui se superposent dans les mesures. De ce fait, une attention particulière devrait être portée au choix de la méthode ou de la stratégie de fusion appropriée pour réduire au maximum les incertitudes selon leurs caractéristiques et les attentes des utilisateurs.

La théorie des probabilités fournit des outils probabilistes qui permettent de gérer et modéliser les incertitudes aléatoires d'une manière efficace. Pour cette raison, elle est largement utilisée pour représenter l'incertitude en fusion d'informations en géophysique. Depuis ces dernières années, la théorie des possibilités commencent à attirer l'attention pour gérer les incertitudes en géosciences, notamment les incertitudes épistémiques (Verhoest et al., 2007b; Verhoest et al., 2007a; Mujumdar and Ghosh, 2008; Ross et al., 2009; Jacquin, 2010). Elle ouvre de nouvelles perspectives dans ce domaine.

4.2 Fusion d'informations

La fusion d'informations trouve ses origines à partir du moment où les chercheurs ont fait leurs premières tentatives d'imitation de l'intelligence humaine. Elle consiste à combiner des informations hétérogènes issues de plusieurs sources afin d'améliorer la connaissance du monde observé pour le décrire du mieux possible tel qu'il est. Les informations à fusionner couvrent à la fois des données ou des mesures, par exemple des images, des signaux, etc, et les connaissances sur les données, sur le domaine ou sur le contexte étudié. Elle permet non seulement de formaliser la combinaison des informations, mais aussi de contrôler et suivre la qualité d'information au cours de la fusion.

Les informations à fusionner peuvent être caractérisées par leurs imperfections. Celles-ci sont toujours présentes et prennent diverses formes dans les données ou les mesures, ce qui est la motivation principale de la fusion d'informations (Bloch and Maître, 2002). Les origines de ces imperfections se trouvent à différents niveaux depuis les phénomènes observés jusqu'aux traitements. De manière générale, ces imperfections peuvent être décrites par l'incertitude, l'imprécision, l'incomplétude et l'ambiguïté (Bloch and Maître, 2002). L'incertitude caractérise le degré de conformité à la réalité. L'imprécision concerne le manque d'exactitude en quantité. L'incomplétude caractérise l'absence d'informations apportée par la source, si la source correspondante est partielle et elle ne fournit alors qu'une vision du phénomène observé. L'ambiguïté exprime la capacité d'une information de conduire à plusieurs interprétations.

La redondance et la complémentarité entre les sources d'information à fusionner sont des atouts pour réduire les imperfections de chacune des sources. La redondance est la qualité de sources qui apportent plusieurs fois la même information. La redondance est essentiellement exploitée pour réduire les incertitudes et les imprécisions. La complémentarité est la qualité de sources qui apportent des informations différentes qui ne donnent en général pas d'informations sur les mêmes caractéristiques du phénomène observé. Elle est utilisée en fusion d'informations pour avoir une information plus complète.

En général, la fusion d'informations est une tâche compliquée. Elle se réalise de manière différente en fonction du contexte d'application. Elle peut se réaliser par une modélisation ou une estimation. En modélisation, la fusion d'informations comporte le choix d'un modèle, ou plus spécifiquement un formalisme et des expressions des informations à fusionner dans ce formalisme. L'estimation dans ce contexte vise à combiner plusieurs valeurs d'un paramètre pour déduire une valeur plus précise

de ce paramètre ou d'un autre paramètre lié à ce paramètre d'une manière directe ou à travers la modélisation.

En imagerie SAR, la fusion d'informations est généralement une étape de combinaison des données ou des mesures provenant de diverses sources. Elle vise à l'obtention d'une mesure finale de plus grande qualité, c'est à dire plus précise dans ce contexte. Les situations de la fusion d'informations en imagerie SAR couramment rencontrées sont les suivantes :

1. Plusieurs images du même capteur

Dans cette situation, deux cas sont fréquemment traités. Premièrement, il s'agit de plusieurs images d'un même capteur avec une prise de vue similaire lors de l'acquisition. Plus précisément, le mode d'acquisition (descendant ou ascendant) et l'angle d'incidence sont les mêmes pour ces images. Dans ce cas, les images apportent la qualité de la redondance d'une image par rapport à l'autre en fusion d'informations. Deuxièmement, il s'agit de plusieurs images d'un même capteur avec différentes prises de vue lors de l'acquisition. Les images apportent de la complémentarité en fusion d'informations dans ce cas. Généralement, les données acquises dans cette situation sont relativement homogènes, les méthodes de fusion d'informations nécessaires sont donc relativement simples dès lors que les problèmes d'alignement des sources causés par la géométrie radar sont maîtrisés.

2. Plusieurs images de capteurs différents

Il s'agit des images acquises par différents capteurs. Les données sont alors relativement hétérogènes par rapport à la situation précédente. Dans cette situation, il est très difficile, voire impossible de fusionner les données brutes issues de différents capteurs. Cependant, la fusion de certaines caractéristiques particulières extraites à partir des images d'origine différente est faisable. Par exemple, la combinaison des images brutes de différents capteurs pour estimer le déplacement en LOS est infaisable, mais une fois que le déplacement en LOS est estimé pour chaque capteur, la combinaison de ces déplacements pour avoir un déplacement en LOS bien plus précis est tout à fait envisageable, à condition que la direction LOS pour chaque capteur corresponde à la même direction. Dans cette situation, les images apportent la qualité de la redondance en fusion d'informations. Si la direction LOS pour chaque capteur est différente, la combinaison de ces déplacements peut donner une estimation de certaines composantes du déplacement 3D par une inversion (cf. section 3.2). Dans ce cas, les images apportent la qualité de la complémentarité en fusion d'informations.

3. Plusieurs informations extraites d'un même couple d'images

Il s'agit des situations dans lesquelles on extrait divers types d'information d'un couple d'image en utilisant les différentes techniques. Cette situation correspond aux offsets estimés par la corrélation d'amplitude et à la phase obtenue par l'interférométrie différentielle issus d'un même couple d'images SAR. Les informations à fusionner apportent à la fois la qualité de la redondance et la qualité de la complémentarité en fusion d'informations. En ce qui concerne la redondance, elle se trouve à l'endroit où ces 2 types de mesure pour le déplacement en LOS sont disponibles. Puisque ces 2 types de mesure correspondent exactement à la même quantité de déplacement, ils sont donc redondants l'un par rapport à l'autre. En ce qui concerne la complémentarité, d'une part, en plus du déplacement en LOS, les offsets mesurés par la corrélation d'amplitude fournissent également le déplacement en azimut, et ceci est complémentaire au déplacement en LOS mesuré par l'interférométrie différentielle. D'autre part, lorsque le gradient du déplacement est très fort, les offsets de la corrélation d'amplitude fournissent des informations de déplacement fiables, alors que la phase de l'interférométrie différentielle n'est pas

disponible à cause de la perte de la cohérence ou du problème d'aliasing. En revanche, lorsque le gradient du déplacement est faible, la phase de l'interférométrie différentielle fournit des informations de déplacement précises tandis que les offsets de la corrélation d'amplitude sont très bruités et moins fiables. De ce fait, ces 2 types de mesures peuvent se compléter également spatialement sur la zone étudiée.

4. Images SAR et autres sources d'information

Dans cette situation, on intègre d'autres sources d'information, par exemple un modèle, les connaissances d'un expert, les mesures issues d'autres sources telles que l'imagerie optique, le GPS, etc. Les informations sont à nouveaux très différentes dans leur nature et ceci nécessite des méthodes spécifiques pour réaliser la fusion de toutes ces informations très variables.

4.3 Incertitude de mesure

4.3.1 Notion de base

L'incertitude de mesure est définie par les organisations internationales de métrologie comme un paramètre non négatif qui caractérise la dispersion des valeurs attribuées à un mesurande, à partir des informations utilisées (JCGM 200 :2008¹).

Le concept d'incertitude se divise en trois catégories : l'incertitude grossière, l'incertitude aléatoire, et l'incertitude épistémique. L'incertitude grossière, conduisant à des valeurs aberrantes qui diffèrent significativement des résultats dans une série de mesures, doit être évitée ou détectée par les méthodes de contrôle, et elle n'est pas considérée dans cette étude. L'incertitude aléatoire se traduit par la variabilité d'une observation à une autre, et elle est généralement le résultat de la nature aléatoire du phénomène étudié et du bruit superposé au signal source. Elle varie de façon imprévisible dans des mesures répétées. Elle est étudiée soit en effectuant des calculs d'incertitude soit en comparant statistiquement les résultats d'expériences soigneusement répétées. L'incertitude épistémique provient d'un manque de connaissances complètes sur le phénomène considéré et les sources d'observation. Dans des mesures répétées, elle demeure constante ou varie d'une manière prévisible.

On confond souvent dans le langage scientifique "l'erreur", "l'incertitude" et "la précision". L'erreur est définie comme la différence entre la valeur mesurée et une valeur de référence (d'habitude, la vraie valeur) (BIPM et al., 2008). La précision traduit le degré de proximité (ou reproductibilité) que l'on observe entre les différentes mesures qui ont été obtenues par la même méthode. La relation entre l'erreur, l'incertitude et la précision de mesure est illustrée dans la figure 4.1 en prenant tout simplement 2 mesures d'une quantité comme exemple. Dans cette figure, X dénote la valeur de référence ou la vraie valeur d'une quantité. X_1 et X_2 correspondent à 2 mesures de cette quantité issues de la même méthode. σ_1 et σ_2 représentent l'incertitude associée à X_1 et X_2 respectivement. La différence entre X et X_1 correspond à l'erreur de la mesure X_1 . De la même façon, la différence entre X et X_2 correspond à l'erreur de la mesure X_2 . La différence entre X_1 et X_2 correspond à la précision de la mesure par la méthode utilisée.

1. Evaluation des données de mesure - Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure

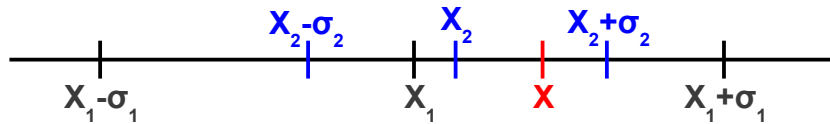


Figure 4.1. Illustration de la relation entre l'erreur, l'incertitude et la précision de mesure.

4.3.2 Gestion de l'incertitude

Puisque différents types d'incertitude sont présentes dans les sources de mesure, les théories mathématiques, celles qui sont appropriées pour au moins une partie de la représentation et de la gestion de ces incertitudes, doivent être considérées d'une manière compétitive.

Pour représenter les incertitudes aléatoires, la théorie des probabilités propose des méthodes et outils adéquats. De manière générale, une distribution Gaussienne est utilisée, ou plus simplement la moyenne et l'écart-type, car ces deux manières conduisent à des traitements relativement simples dans la propagation des incertitudes dans les situations fréquentes où un nombre important de données ou mesures indépendantes sont disponibles.

L'incertitude épistémique, provenant de l'incomplétude des informations, est difficile à représenter par une seule distribution de probabilité. Dans la littérature, l'incertitude épistémique est modélisée par l'analyse des intervalles, la distribution de possibilité (Dubois and Prade, 1988), la théorie de Dempster-Shafer (Shafer, 1976). La théorie de Dempster-Shafer est basée sur la notion de preuves utilisant les fonctions de croyance et le raisonnement plausible. Elle est considérée comme une généralisation de la théorie des probabilités classique qui permet de modéliser à la fois l'incertitude épistémique et l'incertitude aléatoire. Toutefois, le bon cadre de l'application de cette théorie est l'univers discret. Pour des mesures continues, elle n'est plus la théorie appropriée. L'analyse des intervalles nécessite d'évaluer les bornes de l'erreur sur la mesure, à défaut de pouvoir évaluer l'erreur elle-même, qui est inconnue. Les bornes ainsi obtenues permettent de définir un intervalle qui est assuré de contenir la valeur exacte recherchée. La méthode de l'analyse des intervalles permet de propager ces intervalles mais elle conduit à des résultats particulièrement imprécis après propagation. Une représentation par distributions de possibilité qui généralise l'intervalle tout en étant plus spécifique fournit des moyens pertinents pour gérer les incertitudes épistémiques. De plus, une distribution de possibilité permet de représenter une famille de distributions de probabilité (Dubois and Prade, 1988), ce qui autorise une représentation possibiliste également pour les incertitudes aléatoires permettant de considérer des informations probabilistes partielles et s'affranchir d'hypothèses pas toujours complètement vérifiées dans le contexte d'utilisation (Dubois et al., 2004).

4.4 Théorie des probabilités

4.4.1 Notions de base

Si l'univers est la droite réelle \mathfrak{R} , alors on admet l'existence d'une fonction appelée fonction de répartition F , qui donne $P(X \leq x) = F(x)$ pour une variable aléatoire X . Autrement dit, $F(x)$

retourne la probabilité que X soit inférieur ou égal à x .

La fonction de répartition doit satisfaire les propriétés suivantes :

1. F est une fonction croissante et continue à droite.
2. $\lim_{x \rightarrow -\infty} F(x) = 0$
3. $\lim_{x \rightarrow +\infty} F(x) = 1$

Si F est dérivable, alors on dit que la variable aléatoire X a une densité de probabilité $f(x) = \frac{dF(x)}{dx}$.

Pour un ensemble $E \subseteq \mathfrak{R}$, la probabilité que la variable aléatoire X soit dans E est définie comme :

$$P(X \in E) = \int_{x \in E} dF(x) \quad (4.1)$$

Si la densité de probabilité existe, on peut alors la réécrire :

$$P(X \in E) = \int_{x \in E} f(x) dx \quad (4.2)$$

Tandis que la densité de probabilité n'existe que pour les variables aléatoires continues, la fonction de répartition existe pour toute variable aléatoire (y compris les variables discrètes) à valeurs dans \mathbb{R} .

La fonction de répartition est la plus souvent utilisée pour caractériser une loi de probabilité. Parmi de nombreuses lois de probabilité qui existent, la loi normale qui est aussi connue sous le nom de distribution Gaussienne, est couramment utilisée pour approximer de nombreuses lois de probabilité apparaissant dans les applications.

La fonction de répartition de la loi normale est définie comme :

$$\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(t-\mu)^2}{2\sigma^2}} dt \quad (4.3)$$

La densité de probabilité correspondante s'écrit alors :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad (4.4)$$

où μ dénote la moyenne et σ dénote l'écart-type.

L'intervalle de confiance (I_β^*) est l'ensemble des valeurs raisonnablement compatibles avec le résultat observé. Il donne une visualisation de l'incertitude de l'estimation. L'intervalle de confiance (I_β^*) de niveau de confiance β du paramètre x est défini comme :

$$P(x \in I_\beta^*) = \beta \quad (4.5)$$

Des intervalles de confiance à 99%, à 95% ou à 90% sont parfois utilisés. La probabilité (degré de confiance) de ces intervalles de contenir la vraie valeur est respectivement 99%, 95% et 90%. Pour passer de l'écart-type à un intervalle de confiance, il est nécessaire de connaître la loi de probabilité. Pour une loi normale, si l'on connaît l'écart-type, σ , l'intervalle $[\bar{x} - 2\sigma, \bar{x} + 2\sigma]$ est alors un intervalle de confiance de \bar{x} à 95%.

La référence standard en modélisation d'incertitude est le "Guide pour l'expression de l'incertitude de mesure (GUM)" (BIPM et al., 2008) édité par un consortium international d'organisations juridiques et professionnelles. Le Guide préconise une représentation de l'incertitude par un paramètre de dispersion afin d'éviter les calculs complexes induits par l'identification et la propagation de distributions de probabilité. L'écart-type et la demi-largeur d'un intervalle de confiance à un niveau donné (95 ou 99%) sont habituellement utilisés.

4.4.2 Propagation de l'incertitude dans un cas linéaire

Le GUM regroupe les quantités incertaines en "Type A" et "Type B". Les incertitudes du Type A sont déterminées avec les méthodes statistiques traditionnelles. Alors que le Type B est soumis à d'autre incertitude comme l'expérience et la connaissance sur un instrument. Les 2 types d'incertitude peuvent avoir les composantes aléatoire et épistémique. En effet, le GUM propose de traiter ces 2 types d'incertitude dans un cadre stochastique, introduit la variance pour décrire les incertitudes et les traite avec la loi de propagation des variances, sous l'hypothèse généralement d'indépendance. Appliquer cette approche à un cas linéaire, les incertitudes se propagent comme suit :

Soit $f_k(x_1, x_2, \dots, x_n)$ un ensemble de fonctions qui sont des combinaisons linéaires de n variables x_1, x_2, \dots, x_n avec les coefficients de combinaison $a_{1,k}, a_{2,k}, \dots, a_{n,k}$, ($k = 1, \dots, m$).

$$f_k = \sum_{i=1}^n a_{i,k} x_i : f = A^T x \quad (4.6)$$

où

$$A^T = \begin{pmatrix} a_{11} & \cdots & a_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{m1} & \cdots & a_{mn} \end{pmatrix} \quad (4.7)$$

Si la matrice de variance-covariance de l'erreur de x est notée par Σ_x ,

$$\Sigma_x = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & \sigma_{12} & \sigma_{13} & \cdots \\ \sigma_{21} & \sigma_2^2 & \sigma_{23} & \cdots \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_3^2 & \cdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{pmatrix} \quad (4.8)$$

alors la matrice de variance-covariance Σ_f de l'estimation de f est donnée par

$$\Sigma_{f_{i,j}} = \sum_k^n \sum_l^n a_{i,k} \Sigma_{x_{k,l}} a_{l,j} : \Sigma_f = A^T \Sigma_x A \quad (4.9)$$

C'est l'expression la plus générale pour la propagation de l'incertitude d'un ensemble de variables sur un autre.

Afin de déterminer des intervalles de confiance pour les paramètres, le GUM suggère d'utiliser la distribution Gaussienne (justifié par le théorème central limite), et d'utiliser les simulations Monte

Carlo pour les autres distributions.

Cette approche est pleinement justifiée dans les cas d'un grand nombre de données ayant des incertitudes indépendantes aléatoires, l'incertitude aléatoire peut être réduite de façon optimale en fonction du nombre de données utilisées. Cependant, elle est discutable pour les incertitudes épistémiques qui sont souvent dépendantes et loin d'une représentation Gaussienne et cette approche conduit généralement à une évaluation optimiste des incertitudes.

4.5 Théorie des possibilités

4.5.1 Notions de base

La théorie des possibilités a été introduite par L. Zadeh en 1978 (Zadeh, 1978), et elle est associée à la théorie des sous-ensembles flous par la sémantique d'incertitude qu'elle donne à la fonction d'appartenance. Une distribution de possibilité π (Figure 4.2) est une application de l'ensemble des parties de \mathfrak{R} dans $[0, 1]$ telle que : $\sup_{x \in \mathfrak{R}} \pi(x) = 1$. Un degré de possibilité $\pi(x)$ exprime l'absence de surprise sur le fait que la valeur x soit la valeur de la variable considérée (Dubois and Prade, 1988). Une notion importante est la spécificité d'une distribution de possibilité qui renseigne sur sa qualité informative. En effet, une distribution de possibilité π_1 est dite plus spécifique qu'une distribution π_2 (c'est à dire plus fine.) si et seulement si $\forall x \in \mathfrak{R}, \pi_1(x) \leq \pi_2(x)$ (ce qui correspond à l'inclusion floue). Plus π est spécifique, plus elle est informative. Si $\pi(x) = 1$ pour une seule valeur de x et $\pi(y) = 0$ pour toutes les valeurs $y \neq x$, alors π est complètement spécifique (cas totalement précis); si $\pi(x) = 1$ pour toutes les valeurs x alors π est complètement non spécifique (cas d'ignorance totale).

En fait, un degré de possibilité peut être vu comme une borne supérieure d'un degré de probabilité (Dubois and Prade, 1988; Dubois et al., 2004). Plus précisément, à chaque distribution de possibilité π , on peut associer une famille non vide de mesures de probabilité $\mathcal{P}(\pi)$ dominées par le mesure de possibilité :

$$\mathcal{P}(\pi) = \{P, \forall A, P(A) \leq \Pi(A)\} \quad (4.10)$$

On a donc par cette vue verticale de la distribution un pont entre théorie des probabilités et théorie des possibilités. Une vision horizontale permet également un pont avec le calcul d'intervalles. En effet, une distribution unimodale de possibilité π peut être également vue comme un ensemble d'intervalles emboîtés $[\underline{x}_\alpha, \bar{x}_\alpha]$ que sont les α -coupes de π : $[\underline{x}_\alpha, \bar{x}_\alpha] = \{x, \pi(x) \geq \alpha\}$. De toute évidence, les intervalles de confiance construit autour du même point x_0 sont imbriqués. Il a été prouvé dans (Mauris et al., 2001) que l'empilement des intervalles d'une distribution de probabilité F conduit à une distribution de possibilité (notée π^{x_0} ayant x_0 comme valeur modale). Ces α -coupes peuvent être identifiées aux intervalles de confiance I_β^* de niveau $\beta = 1 - \alpha$ d'une distribution de probabilité autour d'un point nominal x_0 , fournissant ainsi un moyen cohérent de conversion probabilité possibilité. En outre, la distribution de possibilité peut être utilisée pour la représentation d'une famille de distributions de probabilité en prenant l'intervalle de confiance, $1 - \alpha$, le plus grand obtenu à partir de chaque distribution de probabilité de la famille.

Ceci est utile pour représenter l'incertitude lorsque qu'une connaissance partielle de probabilité est disponible. Par exemple, si la variable est connue pour être bornée et unimodale (mode R) et avec σ_R l'écart-type, la distribution de possibilité maximale spécifique est une distribution de possibilité

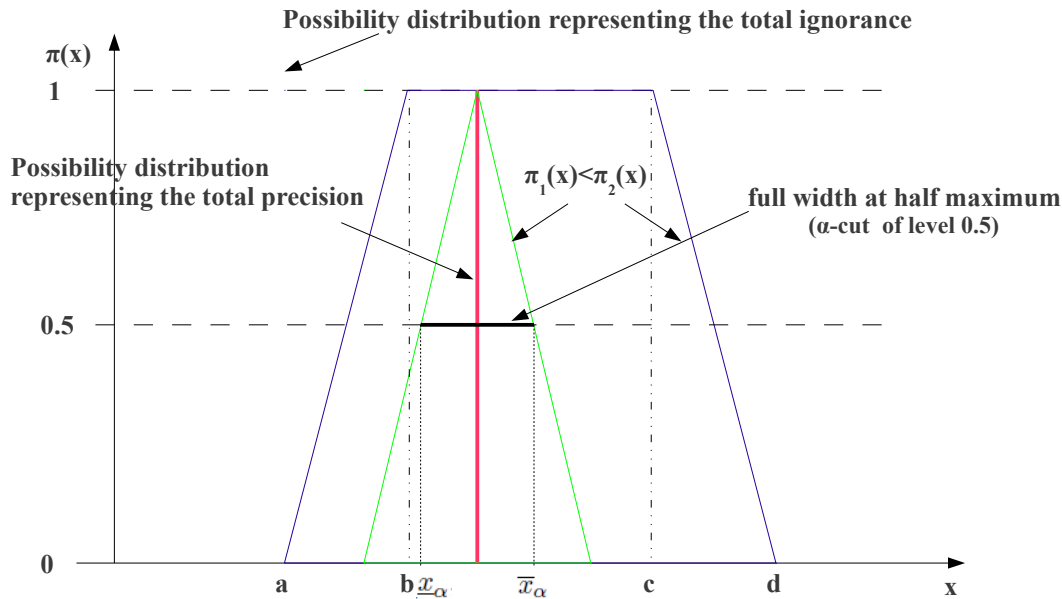


Figure 4.2. Exemple de la distribution de possibilité.

triangulaire avec R comme mode et $[R - \sqrt{3}\sigma_R, R + \sqrt{3}\sigma_R]$ comme support (Mauris et al., 2001). En outre, en raison de l'interprétation d'intervalle de confiance, une distribution de possibilité est une façon commode d'exprimer les connaissances d'experts. En résumé, une distribution de possibilité permet de modéliser les incertitudes aléatoires et épistémiques dans une modélisation unifiée.

Pour représenter l'incertitude par un seul paramètre de façon similaire à l'écart-type en probabilité, la largeur à mi-hauteur de la distribution de possibilité correspondant à l' α -coupe à 0.5, est couramment utilisée.

4.5.2 Propagation de distribution de possibilité

Dans le cas général, la propagation de distributions de possibilité par une fonction de la forme $Y = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$ se base sur le principe d'extension de Zadeh (Zadeh, 1978; Dubois and Prade, 1988) :

$$\pi_Y(y) = \sup_{(x_1, \dots, x_n) / f(x_1, \dots, x_n) = y} (\min(\pi_1(x_1) \dots \pi_n(x_n))) \quad (4.11)$$

Ce principe est très général et constitue le pendant possibiliste du produit de convolution probabiliste. Il s'applique à toutes les formes de distribution, même multimodale, il est aussi la base du calcul avec des ensembles flous appelé arithmétique floue. Le calcul direct est en général difficile mais l'invariance de forme est plus large que pour les probabilités (c'est à dire pas uniquement pour la loi de Gauss). Ainsi, dans le cas des fonctions arithmétiques de base (somme, soustraction, multiplication par un scalaire) et de distributions linéaires par morceaux la sup-min convolution possibiliste se simplifie car la forme linéaire par morceaux se conserve. Nous avons par exemple pour les dis-

tributions trapézoïdales et triangulaires une représentation paramétrée à 4 paramètres (a, b, c, d) : l'intervalle $[b, c]$ représente le noyau et l'intervalle $[a, d]$ le support. Pour la distribution triangulaire $b = c$ et le noyau est réduit à un point (le mode). La somme de deux distributions de possibilité $\pi_1 = (a, b, c, d)$ et $\pi_2 = (a', b', c', d')$ donne une distribution de possibilité $(a + a', b + b', c + c', d + d')$. D'une manière plus générale, la convolution sup-min possibiliste généralise le calcul par intervalles appliqué à chaque α -coupe des distributions de possibilité. Un point important à signaler est que le produit de convolution probabiliste est souvent appliqué à des variables aléatoires indépendantes. Le principe d'extension de Zadeh s'applique lui à des variables dites non interactives, ce qui d'une certaine manière correspond à considérer une forme de dépendance totale entre les variables. Le calcul possibiliste est donc plus pessimiste que le calcul probabiliste avec indépendance des variables, mais en conséquence aussi plus sûr dans les cas où l'indépendance n'est pas vérifiée.

4.6 Fusion d'informations en géophysique

Pour la plupart des observations géophysiques, l'imprécision et l'insuffisance des données nécessitent des méthodes de fusion afin de répondre à la demande de résolution du modèle, ou d'améliorer la précision d'estimation d'une manière générale. Dans ce domaine, la modélisation permet une explication des processus physiques avec l'aide d'une relation dérivée analytiquement ou numériquement entre le signal observé et les caractéristiques de la source. À partir des signaux observés, les caractéristiques des sources en dessous de la surface de la Terre peuvent être déduites une fois que cette relation est déterminée. Ce genre de problème est appelé un problème inverse. Résoudre un problème inverse est appelé *inversion* (Tarantola and Valette, 1982 ; Tarantola, 2005). La fusion d'informations est souvent réalisée lors de l'inversion. Si l'on définit le vecteur de données R , et le vecteur du modèle U , le modèle direct correspondant est écrit :

$$R = \mathbf{g}(U) \quad (4.12)$$

où \mathbf{g} est un opérateur qui relie le vecteur du modèle et le vecteur de données de façon explicite.

De manière générale, dans l'inversion, une fonction de coût est défini pour quantifier la dispersion entre les observations et les prédictions du modèle. Un algorithme d'inversion recherche le modèle qui minimise la fonction de coût dans l'espace du modèle qui peut être délimité par les limites des paramètres du modèle. La solution pour un problème linéaire est normalement obtenue par les méthodes des moindres carrés, alors que la solution pour un problème non linéaire est généralement plus complexe et elle est déterminée en fonction du problème étudié.

4.6.1 Inversion linéaire

Quand \mathbf{g} dans l'équation (4.12) constitue des équations linéaires, la relation peut s'écrire sous forme matricielle :

$$R = PU \quad (4.13)$$

où P correspond à une matrice $n \times m$ qui relie le vecteur de données R (dimension : n) et le vecteur du modèle U (dimension : m).

Méthode des moindres carrés

La méthode des moindres carrés, qui consiste à obtenir un estimateur sans biais à variance minimale, est une méthode très utilisée pour résoudre un problème inverse linéaire. Dans cette méthode, on cherche un modèle de telle sorte que l'erreur quadratique qui représente l'écart entre les observations des données et le modèle soit minimale. Les solutions données par la méthode des moindres carrés ordinaire (OLS) (Rao, 1973 ; Davidson et al., 1993) et la méthode des moindres carrés généralisée (GLS) (Tarantola, 2005 ; Cornillon and Matzner-Lober, 2007) sont données dans les équations (4.14) et (4.15) respectivement. Dans la méthode OLS, la contribution de différents jeux de données est uniforme. De ce fait, elle s'adapte plus à la situation dans laquelle les fiabilités des données sont comparables entre elles. Dans la méthode GLS, les fiabilités variables d'un jeu de données à l'autre sont prises en compte et les différents jeux de données sont pondérés par leur incertitude associée dans l'inversion.

$$U = (P^T P)^{-1} P^T R \quad (4.14)$$

$$U = (P^T \Sigma_R^{-1} P)^{-1} P^T \Sigma_R^{-1} R \quad (4.15)$$

où Σ_R est la matrice de variance-covariance de l'erreur de R .

Gestion de l'incertitude

Sur le principe de la propagation de l'incertitude dans le cas linéaire (cf. section 4.4.2), nous obtenons la matrice de variance-covariance de l'estimation de U avec les méthodes OLS et GLS respectivement dans les équations (4.16) et (4.17).

$$\Sigma_U = (P^T P)^{-1} P^T \Sigma_R P (P^T P)^{-1} \quad (4.16)$$

$$\Sigma_U = (P^T \Sigma_R^{-1} P)^{-1} \quad (4.17)$$

4.6.2 Inversion non linéaire

En géophysique, des problèmes d'inversion non linéaire apparaissent notamment lors de l'estimation des paramètres d'un modèle géophysique tel qu'un modèle d'une faille activée lors d'un séisme, d'une chambre magmatique qui cause une éruption volcanique, etc. Dans ce cas, \mathbf{g} dans l'équation (4.12) correspond à l'expression mathématique du modèle, ce qui constitue souvent un ensemble d'équations différentielles et/ou intégrales complexe.

Méthode

De façon générale, il y a 2 types de modèles directs : les modèles analytiques et les modèles numériques. Un modèle analytique est un modèle mathématique, qui repose sur une mise en équation et sur la résolution exacte de problèmes physiques simplifiés. Contrairement au modèle analytique, un modèle numérique est un modèle approchant mieux le problème physique étudié grâce à l'outil informatique (cf. chapitre 3). Pour effectuer l'inversion non linéaire de ces modèles, il y a 2 grands types d'algorithmes dans la littérature : l'un est basé sur le calcul de la dérivée (l'approche variationnelle) et l'autre est basé sur des méthodes de Monte Carlo (l'approche stochastique). Les méthodes basées sur le calcul de dérivée sont couramment utilisées lorsque la relation entre le modèle et les données sont simples. Toutefois, lorsque la complexité de cette relation augmente, les méthodes de Monte Carlo sont préférées.

Gestion de l'incertitude

Dans l'inversion non linéaire, à cause de la complexité et la non linéarité de la modélisation, l'incertitude ne peut pas être toujours propagée directement à travers les équations, et le cadre de la gestion de l'incertitude proposé par le GUM ne peut pas être toujours appliqué. Dans ce cas, les méthodes de Monte Carlo, dans lesquelles la non linéarité du modèle est prise en compte, fournissent une approche alternative pour déterminer les incertitudes (Efron and Tibshirani., 1994).

Les méthodes de Monte Carlo sont utilisées lorsque le problème est trop complexe pour qu'une résolution par voie purement mathématique soit envisageable ou le problème est trop volumineux (en particulier, contient un trop grand nombre de variables) pour que les techniques d'approximation numérique puissent conduire à un résultat précis dans un temps acceptable. Elles désignent toutes les méthodes visant à calculer une valeur numérique en utilisant des procédés aléatoires, c'est-à-dire des techniques probabilistes. Elles correspondent à un processus numérique plutôt qu'un processus analytique, d'où la nécessité d'une implémentation informatique (Cox and Harris, 2006). Concrètement, les méthodes de Monte Carlo représentent une technique d'échantillonnage qui fournit une implémentation de la propagation des distributions. Dans ces méthodes, chaque mesure indépendante en entrée est caractérisée par une distribution de probabilité. L'échantillonnage à partir de ces distributions est effectué par un générateur de nombre aléatoire. Puis, les distributions de probabilité des mesures en entrée sont propagées à travers le modèle pour obtenir les distributions des paramètres du modèle en sortie ou les distributions conjointes des sorties multivariées (Figure 4.3). Les distributions des paramètres du modèle en sortie sont fondamentales pour déterminer un ou tous les paramètres statistiques associés aux paramètres estimés, par exemple, la moyenne, la valeur médiane, la variance ou un intervalle de confiance. De plus, l'effet de la corrélation entre les différents paramètres du modèle en sortie peut être observé à partir des distributions conjointes. La qualité de toutes ces informations dépend de la qualité du modèle et des mesures en entrée, ainsi que du nombre de tirages effectué (Cox and Harris, 2006).

Dans de nombreux travaux, les méthodes de Monte Carlo sont appliquées à l'estimation des paramètres des modèles géophysiques (Wright et al., 2004 ; Funning et al., 2005 ; Fukushima et al., 2005 ; Sudhaus and Jónsson, 2009 ; Atzori et al., 2009). Dans ces travaux, un grand nombre (entre 100 et 2500) de réalisations de bruits synthétiques, à partir desquelles se construisent les distributions des mesures en entrée, ont été effectuées. Ces bruits ont été simulés d'une manière aléatoire en fonction des caractéristiques prédéfinies et puis ajoutés aux mesures originales. Ensuite, autant nombre d'inversion

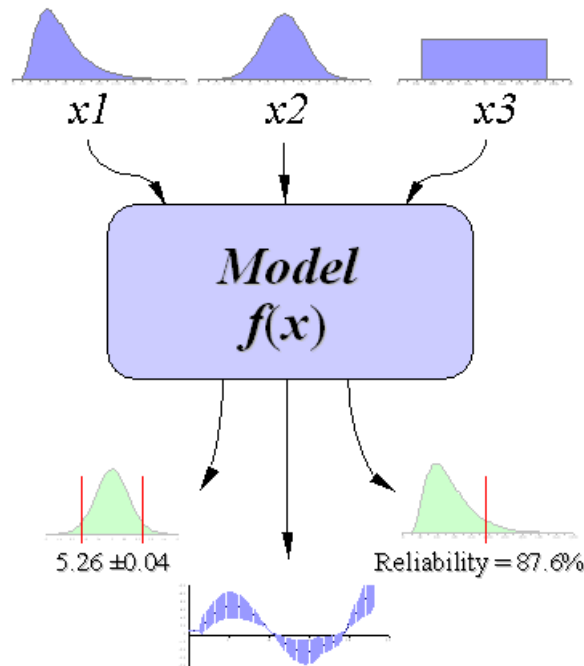


Figure 4.3. Illustration de la propagation de distribution par les méthodes de Monte Carlo.

sont réalisées en utilisant ces mesures bruitées et les distributions des paramètres du modèle sont obtenues.

4.7 Stratégie de fusion en géophysique

L'inversion jointe est la stratégie de fusion couramment utilisée par les géophysiciens. Dans cette stratégie, toutes les sources de mesures sont utilisées simultanément dans l'inversion (Simons et al., 2002 ; Delouis et al., 2002 ; Pedersen et al., 2003 ; Schmidt et al., 2005 ; Sudhaus and Jónsson, 2009 ; Grandin et al., 2009). Elle permet de réduire au maximum les incertitudes des résultats par rapport à l'utilisation de chaque source de mesure indépendamment (Schmidt et al., 2005 ; Sudhaus and Jónsson, 2009) à condition que l'incertitude associée à chaque mesure soit indépendante et aléatoire. Néanmoins, cette stratégie révèle une difficulté de pondérer les différentes sources d'information plus ou moins fiables. Le choix de la façon de pondérer les différentes mesures est une tâche compliquée, surtout quand on combine des mesures de nature différente. Cependant, il joue un rôle important sur les résultats obtenus (Sudhaus and Jónsson, 2009). Dans les études effectuées sur les analyses de séisme publiées à l'heure actuelle, le problème fréquemment rencontré est la fusion des mesures issues d'imagerie SAR, des mesures GPS, ainsi que les mesures télésismiques dans une inversion cinématique. Les différentes approches pour pondérer les différents types de sources ont été mis en place. Une pondération uniforme (i.e. sans pondération) est utilisée dans (Wright et al., 2003 ; Funning et al., 2007). Une pondération arbitraire pour les mesures de l'interférométrie différentielle est utilisé dans (Delouis et al., 2002 ; Árnadóttir et al., 2004). Dans (Lasserre et al., 2005 ; Simons et al., 2002), chaque point de mesure après le sous-échantillonnage est pondéré en proportion du nombre de points qu'il représente dans l'image originale. Dans (Jónsson et al., 2002 ; Pedersen et al., 2003), la pondération est basée sur la variance des mesures. Schmidt et al. (2005) ont déterminé la

pondération qui minimise le RMS. Dans (Fukushima et al., 2005; Lohman and Simons, 2005), la pondération a été réalisée en se basant à la fois sur la variance et sur la covariance des mesures.

En plus de la difficulté de la pondération, avec la présence de l'incertitude épistémique dans les mesures, ou étant donné que les hypothèses d'indépendance et aléatoire sur les incertitudes associées aux mesures ne sont pas complètement vérifiées, l'inversion jointe n'est plus la stratégie la plus adéquate car elle entraîne une évaluation très optimiste de l'incertitude. Pour cette raison, il convient donc d'exploiter d'autre stratégie de fusion en fonction de la nature des mesures et des attentes des utilisateurs.

4.8 Conclusions

Du fait que les mesures géodésiques ne cessent d'augmenter avec le développement des techniques spatiales, la fusion d'informations, fournissant des méthodes ou techniques pour réduire les imperfections des mesures de déplacement en profitant au mieux de ces mesures, apparaît très prometteuse dans les prochaines années. De nombreuses applications voient le jour.

Des incertitudes d'origines différentes existent dans les mesures de déplacement par la télédétection sous diverses formes. Ceci nécessite d'identifier les types d'incertitudes présentes dans les mesures étudiées et de chercher les théories appropriées pour gérer les incertitudes. En particulier, des attentions devraient porter sur l'incertitude épistémique qui se trouve potentiellement dans les mesures de déplacement en géophysique. A ce jour, des efforts ont permis d'aboutir à une meilleure compréhension des différentes théories mathématiques pour la gestion de l'incertitude en fusion d'informations. Cependant, plus d'efforts sont nécessaires pour mettre en évidence les bons cadres de l'application de ces théories.

De façon générale, les différents types d'incertitude apparaissent en même temps dans les mesures de déplacement par la télédétection. Dans la pratique, il est souvent très difficile de séparer précisément un type d'incertitude de l'autre. Il est également difficile de réduire d'une manière efficace tous les types d'incertitude avec une seule méthode ou stratégie de fusion. En conséquence, le choix de la stratégie ou de la méthode de fusion dépend du type d'incertitude à réduire et des attentes des utilisateurs.

Conclusions

Grâce à cette synthèse bibliographique, les principales avancées, les besoins d'amélioration et les nouvelles perspectives dans chaque domaine sont mis en évidence, en permettant, ainsi, de situer les travaux effectués dans le cadre de cette thèse.

En ce qui concerne l'extraction d'informations sur le déplacement à partir des données SAR en utilisant la corrélation d'amplitude, l'efficacité de cette technique pour la mesure de grand déplacement a été prouvée dans de nombreux travaux. Cependant, l'incertitude associée à la mesure issue de cette technique n'a pas encore été clairement identifiée et unifiée. Il s'avère donc nécessaire de caractériser l'incertitude associée à la mesure issue de cette technique. En ce qui concerne l'extraction d'information sur le déplacement à partir des données SAR en utilisant l'interférométrie différentielle, la difficulté rencontrée est liée principalement au déroulement de phase. Dans un cas présentant de fort gradient du déplacement, le problème d'aliasing est un obstacle dominant qui empêche la réussite du déroulement de phase. Pour cette raison, l'interférométrie différentielle à la mesure du déplacement dû au séisme du Cachemire n'a pas encore été appliquée. Des traitements particuliers sont donc nécessaires pour contourner le problème d'aliasing.

En fusion d'informations, l'utilisation de la théorie des possibilités pour gérer l'incertitude, notamment l'incertitude épistémique, a commencé à attirer l'attention dans la communauté des géosciences depuis ces dernières années. Toutefois, l'identification de l'incertitude épistémique et l'utilisation de la théorie des possibilités sur la mesure de déplacement et la modélisation géophysique n'ont pas été réalisées actuellement. Dans de nombreux travaux, les incertitudes dans les mesures sont considérées comme aléatoires et la théorie des probabilités est utilisée pour gérer ces incertitudes. Une attention particulière devrait donc porter sur la prise en compte des incertitudes épistémiques qui sont présentes dans les mesures, ainsi que leur gestion par la théorie des possibilités.

Dans le domaine de la géophysique, l'estimation du déplacement en surface et la caractérisation des sources en profondeur font l'objet de nombreuses recherches. Pour profiter de toutes les mesures disponibles, la stratégie de l'inversion jointe, dans laquelle toutes les mesures sont utilisées simultanément, est conventionnellement utilisée. Cette stratégie est considérée comme étant la meilleure stratégie pour réduire au maximum les incertitudes aléatoires et indépendantes. Cependant, son efficacité devient discutable dans le cas où les hypothèses concernant le caractère aléatoire et indépendant des incertitudes ne sont pas justifiées, en particulier en raison de la présence d'incertitudes épistémiques. De ce fait, d'autres stratégies de fusion appropriées devraient être étudiées et appliquées.

Deuxième partie

Développements méthodologiques et applications

Introduction

Cette partie est essentiellement consacrée aux développements méthodologiques et aux résultats expérimentaux obtenus au cours de cette thèse. Nous présentons les traitements mis en œuvre qui permettent de passer des données SAR brutes aux mesures de déplacement à la surface de la Terre et ensuite, de caractériser la source du déplacement en profondeur. Ces traitements relient les connaissances de 3 domaines : la télédétection, la fusion d'informations et la géophysique. Dans un premier temps, ces travaux ont pour objectif d'appliquer les méthodes développées en fusion d'informations sur les mesures obtenues par la télédétection pour estimer le champ de déplacement en surface et caractériser la source du déplacement en profondeur d'un point de vue géophysique. Dans un second temps, il s'agit d'utiliser les approches de gestion de l'incertitude dans le domaine de la fusion d'informations pour représenter et gérer les incertitudes présentes dans les mesures issues de la télédétection et de réduire les incertitudes des paramètres géophysiques estimées à partir de ces mesures à travers la fusion d'informations.

Au cours de ces traitements, 2 stratégies de fusion, la pré-fusion et l'inversion jointe, et 2 approches de gestion de l'incertitude, l'approche classique et l'approche floue basée respectivement sur la théorie des probabilités et la théorie des possibilités, sont appliquées et exploitées. Les bons cadres d'application de ces stratégies sont mis en évidence et leurs atouts et limitations respectifs sont quantifiés.

Stratégies de fusion

Dans cette partie, la fusion d'informations est réalisée par l'inversion linéaire ou non linéaire du modèle physique en fonction du contexte d'utilisation. Dans le cas de l'estimation de déplacement 3D (chapitre 6), le modèle physique correspond à un modèle linéaire simple qui décrit la relation géométrique entre le déplacement 3D et les déplacements dans la direction LOS ou azimutale de chaque acquisition. Dans le cas de l'estimation de paramètres géométriques de la faille et de distribution du glissement sur le plan de la faille, le modèle correspond à un modèle mécanique qui relie la source en profondeur et le déplacement induit en surface.

Afin de profiter au mieux de la redondance et/ou la complémentarité apportée par chaque mesure pour réduire au maximum les incertitudes de différents types, 3 stratégies de fusion sont proposées en fonction de la disponibilité des mesures utilisées dans cette étude. Ces mesures peuvent être classifiées en 4 familles en fonction de la géométrie d'acquisition : Ascendant range (AscRg), Ascendant azimut (AscAz), Descendant range (DesRg) et Descendant azimut (DesAz).

Inversion jointe

L'inversion jointe, illustrée dans la Figure II - 1, consiste à utiliser simultanément dans l'inversion toutes les mesures disponibles. L'inversion est faite avec le nombre de mesures disponibles sur chaque pixel, puisque la répartition spatiale des mesures varie à l'intérieur de la zone d'étude. Cette stratégie est la plus communément employée par les géophysiciens (cf. chapitre 4).

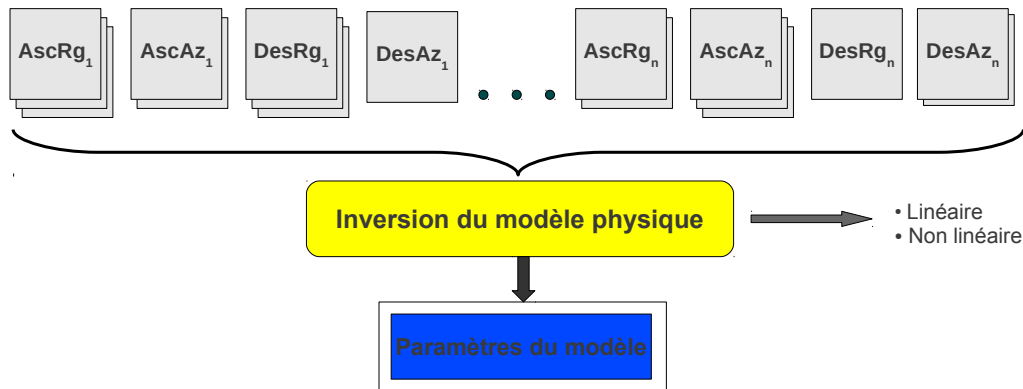


Figure II - 1. Stratégie "inversion jointe".

Pré-fusion

Cette stratégie, illustrée dans la Figure II - 2, consiste à effectuer une étape de fusion avant l'inversion. Avec cette stratégie, les différentes mesures agrégeables (dans le cas de la mesure de déplacement, il s'agit des déplacements selon la même direction) sont groupées selon certains critères avant l'inversion. Par exemple, nous calculons la moyenne, la valeur médiane ou alors nous sélectionnons des mesures en fonction de leur propriété telle que l'incertitude, la confiance, etc. Puis, l'inversion est réalisée avec un petit nombre de mesures pré-fusionnées.

Post-fusion

La stratégie post-fusion, illustrée dans la Figure II - 3, consiste à réaliser une fusion après différentes inversions. Pour ce faire, nous distinguons plusieurs sous-groupes de mesures, entre lesquels les mesures sont indépendantes d'un groupe à l'autre. Puis une inversion est réalisée dans chaque sous-groupe et plusieurs résultats d'inversion sont alors obtenus. Enfin le résultat final est obtenu en fusionnant les résultats issus de l'inversion dans chaque sous-groupe. Comme dans la pré-fusion, différentes méthodes de fusion post-inversion sont envisageables.

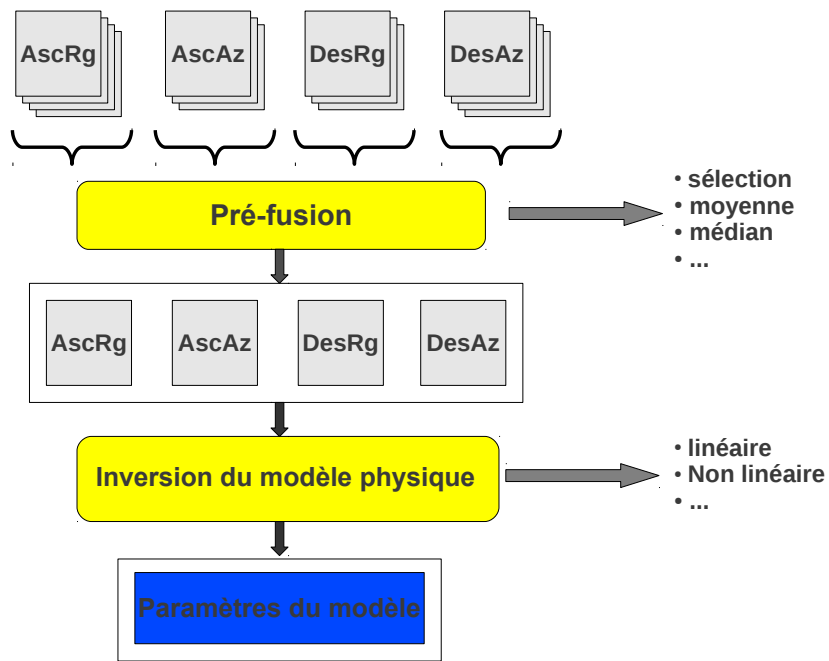


Figure II - 2. Stratégie "pré-fusion".

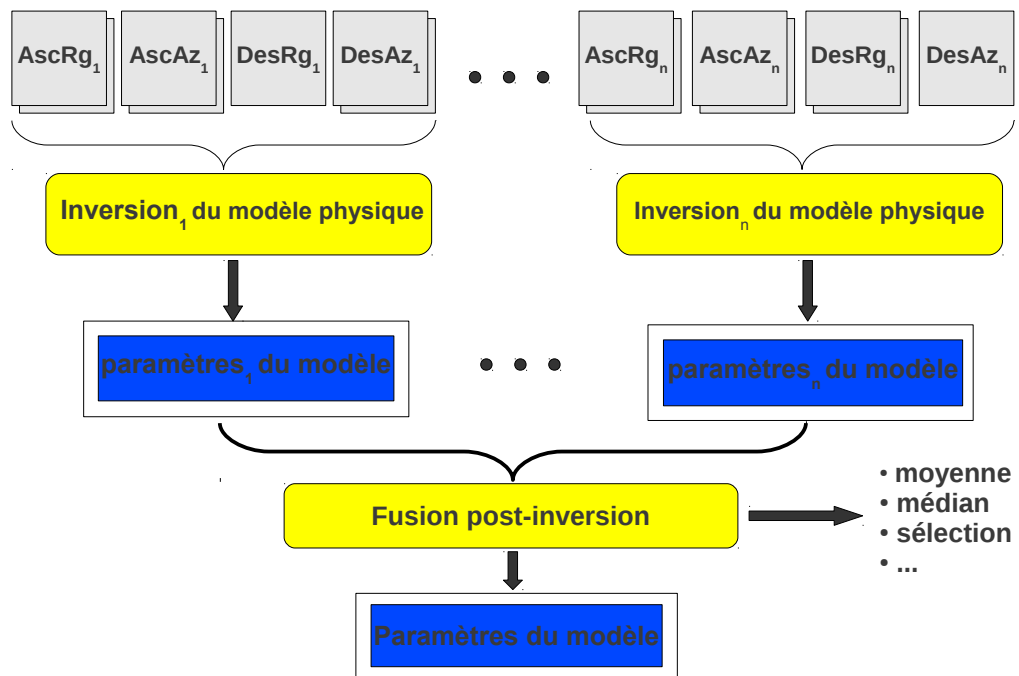


Figure II - 3. Stratégie "post-fusion".

Organisation de la Partie II

Au chapitre 5, les traitements sur l'extraction de déplacements par imagerie SAR sont présentés. Une chaîne de post-traitement de la corrélation d'amplitude et une chaîne de déroulement de phase en interférométrie différentielle sont développées. L'application de ces 2 chaînes est réalisée sur le séisme du Cachemire d'octobre 2005 et sur l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. En particulier, les incertitudes associées aux mesures du déplacement dû au séisme du Cachemire sont analysées et mises en évidence à l'aide de mesures pré-sismiques.

Au chapitre 6, les traitements sur l'estimation de déplacement 3D à la surface de la Terre à partir des mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle sont exposés. L'estimation du déplacement 3D en surface dû au séisme du Cachemire est effectuée par une inversion linéaire dans le cadre de la pré-fusion et de l'inversion jointe. De plus, l'incertitude est propagée à travers l'inversion selon la théorie des probabilités (l'approche classique) et la théorie des possibilités (l'approche floue). En outre, le déplacement 3D obtenu par les mesures SAR est comparé avec le déplacement horizontal obtenu par les mesures optiques et avec le déplacement vertical obtenu par les mesures de terrain.

Au chapitre 7, les paramètres géométriques de la faille et la distribution du glissement sur la faille du séisme du Cachemire sont estimés à travers les stratégies de la pré-fusion et de l'inversion jointe. Les sensibilités de ces paramètres et de la distribution du glissement sur la faille en réponse au bruit pour chaque stratégie sont étudiées par ajout du bruit synthétique dans les mesures originales. De plus, l'impact du glissement post-sismique sur la distribution du glissement cosismique est analysé grâce à l'apport des mesures issues de l'interférométrie différentielle. Enfin, le déplacement 3D en surface issu du modèle est comparé avec le déplacement 3D issu des données obtenu au chapitre 6 dans chaque stratégie en prenant en compte l'incertitude classique et l'incertitude floue.

Chapitre 5

Extraction de déplacements par imagerie SAR

Sommaire

5.1	Données expérimentales	64
5.1.1	Données dédiées au séisme du Cachemire d'octobre 2005	64
5.1.2	Données dédiées à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	66
5.2	Méthodes d'extraction	66
5.2.1	Corrélation d'amplitude	67
5.2.2	Interférométrie différentielle	70
5.3	Bilan des mesures	81
5.3.1	Disponibilité des mesures pour le séisme du Cachemire	81
5.3.2	Interprétation du déplacement induit par le séisme du Cachemire	84
5.3.3	Identification de l'incertitude dans les mesures du séisme du Cachemire	85
5.3.4	Disponibilité des mesures pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	96
5.3.5	Interprétation du déplacement induit par l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004	96
5.4	Conclusions	99

Dans ce chapitre, après avoir introduit les données expérimentales, nous présentons les chaînes de traitement développées dans le cadre de cette thèse pour l'extraction de déplacement à partir des données SAR brutes en utilisant les 2 techniques classiques en imagerie SAR : la corrélation d'amplitude et l'interférométrie différentielle. La première chaîne constitue une chaîne de post-traitement de la corrélation d'amplitude. Elle consiste en des corrections, des filtrages, des seuillages sur le premier résultat de la corrélation pour en déduire le déplacement. La deuxième chaîne est une chaîne pour le déroulement de phase qui prend en compte un modèle a priori en utilisant une estimation des fréquences locales multi-échelles. Ces 2 chaînes de traitement sont appliquées à deux jeux de données ENVISAT pour extraire le déplacement dû au séisme du Cachemire ($M_w = 7.6$) d'octobre 2005 et la déformation liée à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Les étapes de traitement sont détaillées et illustrées en utilisant les résultats obtenus sur ces deux jeux de données.

La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à identifier et quantifier les erreurs générales présentes dans les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle en utilisant les données pré-sismiques du séisme du Cachemire. D'une part, la pseudo-variance associée à la mesure du déplacement en corrélation d'amplitude fournie par ROIPAC (Rosen et al., 2004) est étudiée. Cette pseudo-variance a été utilisée en tant que mesure de l'incertitude associée au déplacement dans certains travaux (Pathier et al., 2006 ; Casu et al., 2011), sans que sa nature n'ait pas été étudiée et clarifiée. Pour cette raison, nous essayons de mettre en évidence la relation entre la pseudo-variance et l'erreur du déplacement à travers l'analyse des données pré-sismiques. D'autre part, l'erreur du déplacement dans les mesures de l'interférométrie différentielle est caractérisée par l'auto-corrélation des valeurs de phase calculée sur les interférogrammes pré-sismiques.

Enfin, un bilan des mesures cosismiques et pré-sismiques pour le séisme du Cachemire est présenté. La disponibilité des mesures cosismiques est analysée en fonction du type de mesure. De plus, les incertitudes associées aux mesures cosismiques obtenues sont analysées et mises en évidence. De même, un bilan de mesures pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 est également présenté.

5.1 Données expérimentales

5.1.1 Données dédiées au séisme du Cachemire d'octobre 2005

Les données ENVISAT cosismiques disponibles dans cette étude sont composées de 5 Tracks d'images SAR, dont 3 Tracks en orbites descendantes (mode IS2)¹ et 2 Tracks en orbites ascendantes (mode IS6)². La répartition spatiale de ces données va du champ proche au champ lointain par rapport à la faille, soit ~ 400 km dans la direction Nord-Sud et ~ 250 km dans la direction Est-Ouest (Figure 5.1). En particulier, la couverture des données en champ lointain est importante, ce qui nous permet de bien contraindre la modélisation de la faille par rapport à d'autres travaux (Pathier et al., 2006 ; Avouac et al., 2006 ; Wang et al., 2007) effectués sur la mesure du champ de déplacement en champ proche.

De plus, nous avons à disposition 3 Tracks d'images SAR pré-sismiques, dont 1 Track en descendant et 2 Tracks en ascendant, pour quantifier les erreurs présentes dans les mesures. Ces 3 Tracks

1. l'angle d'incidence varie entre 18° et 26°

2. l'angle d'incidence varie entre 38° et 43°

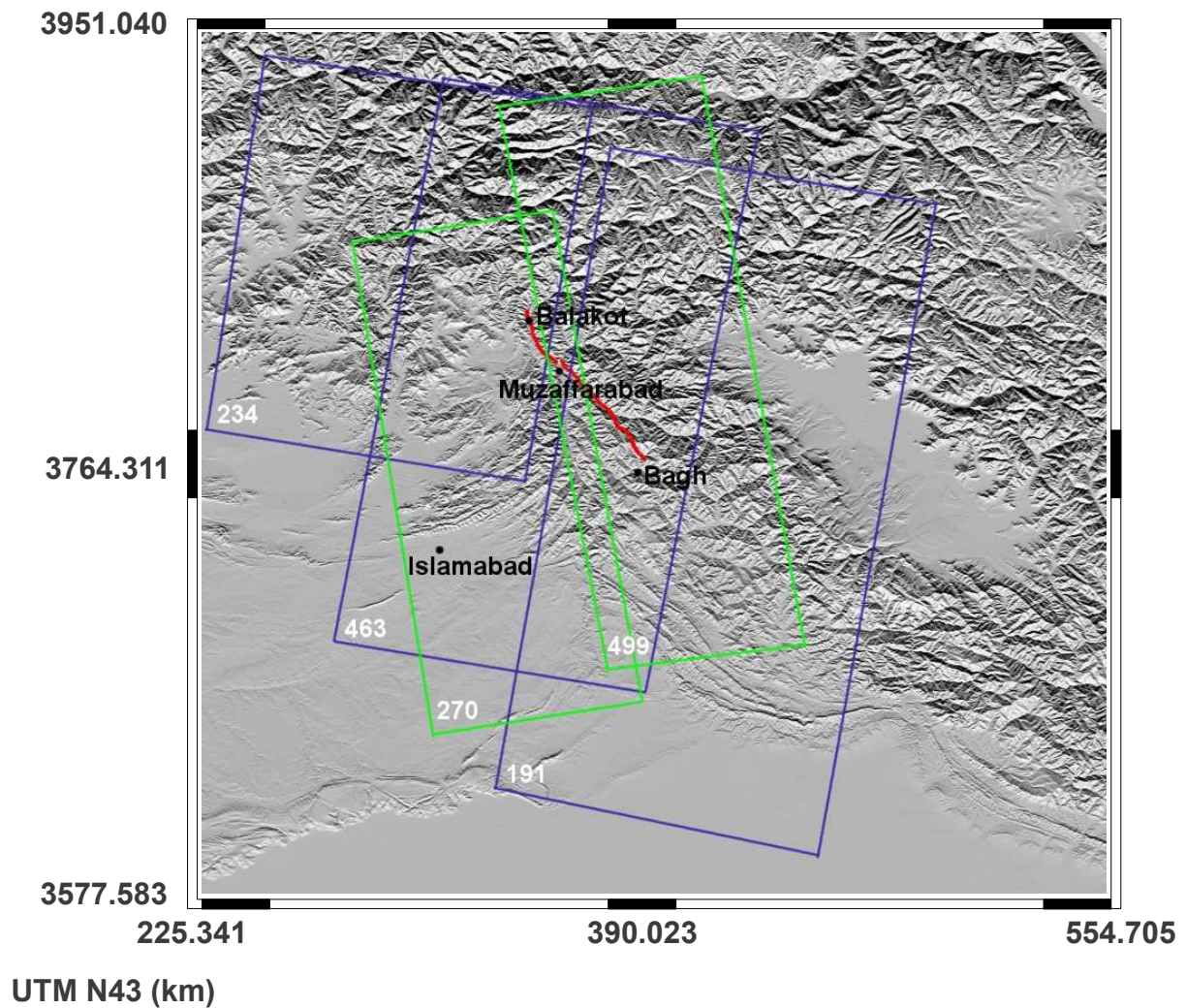


Figure 5.1. Localisation des données cosismiques du séisme du Cachemire (2005). La ligne rouge représente la trace de la faille Balakot-Bagh activée lors du séisme. Les Tracks 191, 234, 463 sont en mode descendant (bleu). Les Tracks 270 et 499 sont en mode ascendant (vert). Pour les Tracks 270, 463, 499, il y a plusieurs scènes disponibles correspondant aux différentes frames.

sont choisies d'une manière particulière pour que leurs bases perpendiculaires et temporelles soient presque les mêmes ou inférieures à celles des couples cosismiques issus de la même Track. Ceci a pour objectif de minimiser l'effet de la base perpendiculaire et/ou la base temporelle d'un couple d'images utilisé sur l'erreur présente dans les mesures.

5.1.2 Données dédiées à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004

Les données ENVISAT co-éruptives disponibles dans cette étude pour caractériser l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 consistent en également 5 Tracks d'images SAR, dont 3 Tracks descendantes en mode IS4, IS6 et IS7 et 2 Tracks ascendantes en mode IS2 et IS3. Pour chaque Track, il y a un couple d'images co-éruptif et toutes ces images couvrent le cône sommital et le flanc Est (Figure 5.2).

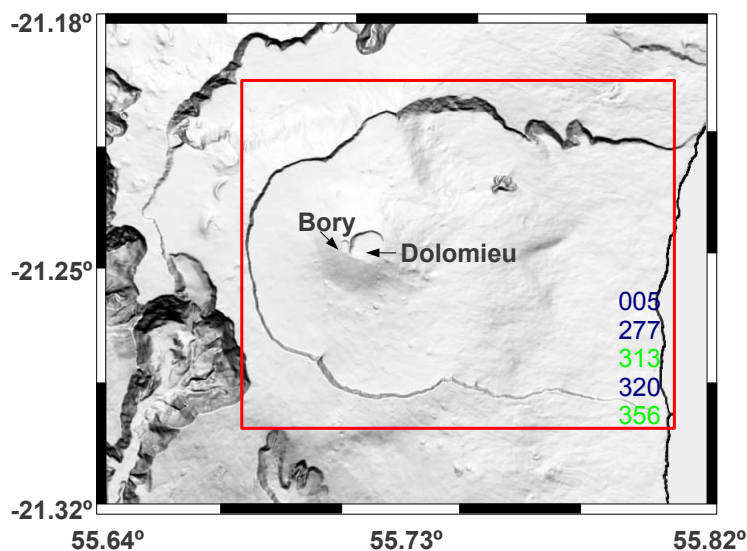


Figure 5.2. Localisation des données pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Track ascendante : 313 (IS2), 356 (IS3). Track descendante : 005 (IS7), 277 (IS6), 320 (IS4). Ces 5 Tracks ont été traités par Tinard et al. (2007).

5.2 Méthodes d'extraction

Les deux techniques conventionnelles en imagerie SAR pour extraire l'information de déplacement, la corrélation d'amplitude et l'interférométrie différentielle, sont appliquées sur ces données. Une partie des traitements sont effectués sous ROIPAC (Rosen et al., 2004). En ce qui concerne la corrélation d'amplitude, les offsets en range et en azimuth sont calculés sous ROIPAC à partir des couples d'images SLC. Afin de déduire les déplacements en range et en azimuth, une chaîne de post-traitement contenant les corrections topographiques, les corrections des effets stéréoscopiques,

les filtrages, les seuillages, etc, a été développée. En ce qui concerne l'interférométrie différentielle, les interférogrammes différentiels à différentes échelles, c'est à dire les interférogrammes après les corrections orbitales et topographiques, sont calculés à partir des couples d'images SLC sous ROIPAC. Afin de contourner le problème d'aliasing à cause de fort gradient du déplacement qui rend le déroulement de phase difficile, une chaîne de traitement particulière est développée. Elle prend en compte un modèle de déformatoin pré-calculé et utilise une estimation multi-échelles des fréquences locales.

Avant de présenter les étapes principales des traitements, nous définissons tout d'abord les échelles de traitement, l'échelle 0 (E0), l'échelle 1 (E1), l'échelle 2 (E2), l'échelle 4 (E4), l'échelle 8 (E8) et l'échelle 16 (E16). L'échelle E0 correspond à la pleine résolution des images SLC. L'échelle E1 correspond à un moyennage complexe de 5 lignes et 1 colonne, équivalent à 20 m de résolution au sol pour les données ENVISAT utilisées dans cette étude. Les échelles suivantes d'E2 à E16 correspondent à des échelles réduites par rapport à E1. Le chiffre suggère le nombre de pixels moyennés en range. Ainsi, E2 est obtenue par moyennage complexe de 10 lignes et 2 colonnes, et ainsi de suite.

5.2.1 Corrélation d'amplitude

Calcul de la corrélation sous ROIPAC

La technique de corrélation fonctionne entre un couple d'images SAR acquises dans la même géométrie : l'image maîtresse et l'image esclave. L'objectif de la corrélation est de chercher pour chaque point défini sur l'image maîtresse, la meilleure position de la fenêtre principale centrée sur ce point dans la fenêtre de recherche sur l'image esclave, selon une fonction de similarité (Vernier et al., 2011). D'une part, la taille de la fenêtre de recherche doit être suffisamment grande pour que l'on puisse prendre en compte les offsets importants dans des zones de forte déformation. D'autre part, la taille de la fenêtre principale ne peut pas être trop grande pour préserver la résolution spatiale, surtout quand la zone de déformation est hétérogène. La taille de la fenêtre principale et celle de la fenêtre de recherche utilisées dans cette étude sont 64×64 pixels et 72×72 pixels respectivement. La corrélation est réalisée tous les 2 points en range et tous les 10 points en azimuth, ce qui correspond à 15.6 m en range et 45 m en azimuth dans la géométrie radar de chaque acquisition. Ceci permet d'éviter des mesures voisines trop dépendantes et en même temps de gagner du temps de calcul à condition que cet échantillonnage préserve la variation de la déformation spatiale. Outre les offsets en range et en azimuth, ROIPAC fournit aussi 2 pseudo-variances en range et en azimuth qui représentent la fiabilité et la qualité des offsets obtenus. Ces pseudo-variances sont utilisées directement comme incertitude associée à la mesure d'offset dans de nombreux travaux (Pathier et al., 2006 ; Casu et al., 2011). Les informations de positions des points (x,y), d'offsets (dx,dy) et de pseudo-variances (σ_x , σ_y) sont enregistrées dans un fichier ASCII pour chaque point. A partir de ce fichier ASCII, les images de déplacement, ainsi que les images de pseudo-variance en range et en azimuth sont obtenues en appliquant une chaîne de post-traitement.

Chaîne de post-traitement

La chaîne de post-traitement développée est illustrée dans la figure 5.3. Elle commence par la construction d'images de déplacement et de pseudo-variance en fonction de la position des points et

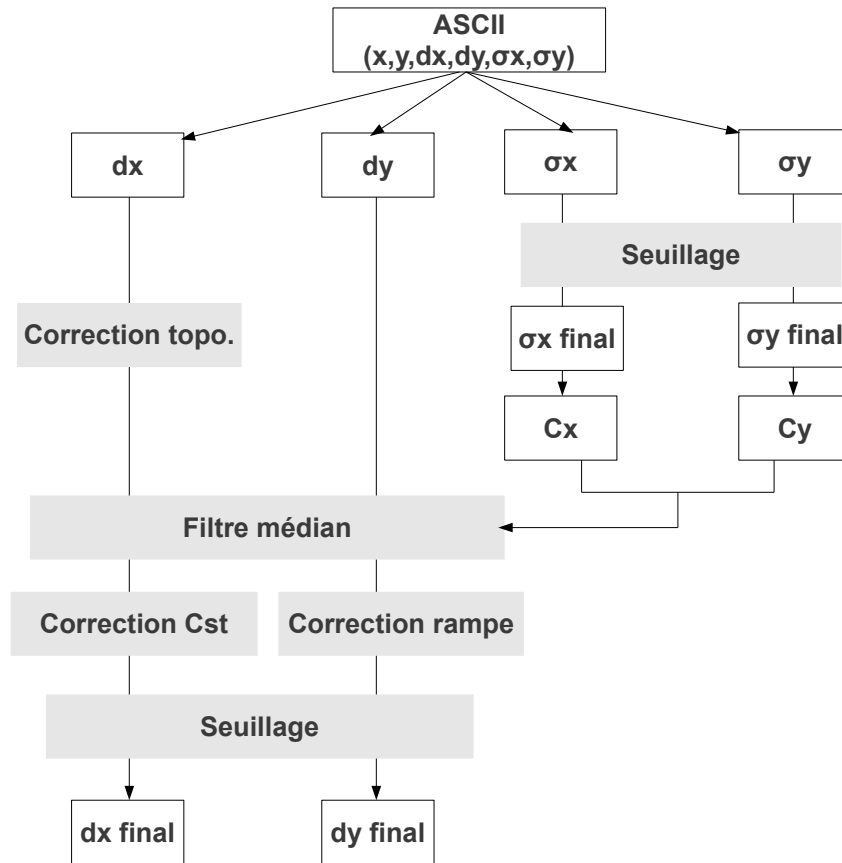


Figure 5.3. Chaîne de post-traitement en corrélation d'amplitude développée dans cette thèse. Les blocs gris représentent les traitements. Les blocs blancs représentent les résultats. "Cst" signifie constante.

de la valeur d'offset ou de pseudo-variance. La deuxième étape effectue un seuillage sur les valeurs de pseudo-variance. La qualité de la corrélation dépend de la base perpendiculaire du couple d'images utilisé qui varie d'une Track à l'autre. D'une manière générale, une grande base perpendiculaire conduit à une décorrélation importante, puis une valeur de pseudo-variance importante à condition que la pseudo-variance caractérise bien la qualité des mesures. De plus, l'estimation des offsets n'est pas parfaite à la fois à cause de la présence de bruit dans les images SLC et de l'imperfection de la méthode de corrélation. Donc un certain nombre de points avec une valeur de pseudo-variance importante apparaissent, surtout dans les zones de faible cohérence interférométrique. Afin d'assurer la qualité du traitement par la suite, nous mettons un seuil de 0.4 m sur les pseudo-variances, tous les points ayant une pseudo-variance supérieure à 0.4 m sont masqués à cette étape. Ce seuil est choisi en se basant sur l'analyse qualitative, il reflète un compromis entre la réduction des points de mauvaise fiabilité et une bonne couverture spatiale.

Les deux pseudo-variances (σ) sont ensuite transformées en indices de confiance c qui servent à l'évaluation de l'estimation et à la pondération dans les traitements ultérieurs. La transformation choisie est donnée par :

$$c = \frac{1}{1 + \frac{\sigma}{[\sigma]}} \quad (5.1)$$

où $[\sigma]$ représente la moyenne des pseudo-variances sur l'ensemble de l'image.

Cette transformation révèle que la bonne qualité d'un pixel se traduit par un indice de confiance élevée et une petite incertitude. Plus précisément, quand σ tend vers zéro, la valeur de c est proche de 1, ce qui indique une mesure parfaitement fiable. Quand σ porte une valeur égale à la moyenne sur l'ensemble de l'image, c vaut 0.5, ce qui indique une mesure moyennement fiable. Quand σ augmente vers l'infini, la valeur de c tend vers zéro, ce qui indique une mesure pas du tout fiable.

Du fait que le satellite ne repasse pas exactement par la même position lors de l'acquisition d'une image par rapport à l'autre, les valeurs d'offset en range obtenues contiennent, en plus du déplacement, les effets de distorsion liés au relief. Pour en déduire le déplacement, une correction de la topographie est effectuée sur l'image de déplacement en range. Ensuite, un filtre médian, avec une fenêtre de 33 pixels en range et 7 pixels en azimuth, est effectué sur les déplacements en range et en azimuth respectivement. Ceci a pour objectif de réduire le bruit tout en gardant la ponctualité de la déformation et également de faciliter les traitements par la suite. La taille de la fenêtre du filtrage (33×7 pixels) est déterminée par le fait que la corrélation est calculée à partir d'images SLC avec un pas de 2 pixels en range et un pas de 10 pixels en azimuth (résultat obtenu à l'échelle E2). De ce fait, les pixels sont plus corrélés en range qu'en azimuth d'un facteur 5. Dans le filtre, il faut prendre plus de pixels avec un bon facteur en range pour tenir en compte cet effet.

Pour que le déplacement en champ lointain tende vers zéro, nous effectuons une soustraction d'une valeur constante sur toute l'image du déplacement en range. Pour ce faire, nous sélectionnons 4 fenêtres bien réparties sur l'image et situées en champ lointain. Dans chaque fenêtre, nous calculons la valeur moyenne pondérée par l'indice de confiance calculé précédemment, puis une valeur moyenne de ces 4 valeurs moyennes est calculée et soustraite de toute l'image.

En azimuth, l'effet stéréoscopique dû aux orbites non parallèles et à la différence de fréquences Doppler Centroid entre les deux passages (Michel et al., 1999a) se traduit par une rampe sous forme $ax + by + cxy + d$. Cet effet de rampe est corrigé de la même manière que dans la correction de constante en range : 4 fenêtres en champ lointain sont sélectionnées, 4 valeurs moyennes pondérées

par l'indice de confiance sont calculées dans chacune des fenêtres, puis les 4 paramètres a, b, c, d qui décrivent la rampe sont estimés à partir de ces 4 valeurs par la méthode des moindres carrés. Enfin, en chaque pixel, l'effet de rampe est calculé et enlevé en fonction de la position du pixel (x, y) .

Après les corrections précédentes, sur les images de déplacement, de façon générale, il ne reste que le déplacement en première approximation. Pourtant, des pixels avec des valeurs de déplacement aberrantes sont présents. Afin d'éliminer ces pixels, un seuillage de 8 m sur les valeurs du déplacement dû au séisme du Cachemire est effectué pour obtenir les déplacements finaux en range et en azimut respectivement. Ce seuil est choisi d'après l'information a priori sur le déplacement obtenu dans (Pathier et al., 2006). Un exemple de déplacements en range et en azimut, ainsi que leurs pseudo-variances associées pour le séisme du Cachemire est montré dans la figure 5.4.

Dans le cas du Piton de la Fournaise, un seuillage de 3 m sur les valeurs de déplacement est effectué. De la même façon, il est choisi en se basant sur l'information a priori du déplacement obtenu dans des travaux précédents (Tinard, 2007). Un exemple de déplacements en range et en azimut, ainsi que leurs pseudo-variances associées pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 est montré dans la figure 5.5. En effet, par rapport au séisme du Cachemire, la déformation liée à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 est très faible. Parmi les 5 Tracks disponibles, le signal de déformation n'est perceptible que sur les offsets en range de la Track 005, dont l'angle d'incidence est le plus important (43°). Pour la déformation en azimut de la Track 005 (Figure 5.5 (b)), le résultat est très bruité et discontinu à cause de la faible magnitude de la déformation. Ceci montre la limitation de l'application de cette technique.

5.2.2 Interférométrie différentielle

L'exploitation de l'information de phase sur les sites étudiés se heurte à plusieurs difficultés. D'une part, la perte de cohérence crée très souvent des zones avec du signal de déformation isolées sur l'interférogramme, ce qui rend le déroulement de phase difficile. D'autre part, de fort gradient de déformation cause le problème d'aliasing qui fausse le résultat du déroulement de phase. Pour contourner les difficultés de déroulement de phase dans de tels cas, une chaîne de traitement particulière dans laquelle l'information a priori du déplacement peut être prise en compte, est développée. L'application de cette chaîne complète est effectuée sur le séisme du Cachemire. En effet, les interférogrammes pour ce site présentent les problèmes mentionnés précédemment. Pour cette raison, l'application de l'interférométrie différentielle pour la mesure de déplacement sur ce site n'a pas donné lieu à des résultats publiés avant cette étude. En plus du séisme du Cachemire, une autre application concernant seulement certaines étapes dans la chaîne est effectuée sur les données de l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Pour illustrer les étapes de traitement, nous utilisons essentiellement les résultats obtenus sur le séisme du Cachemire.

Les interférogrammes différentiels à différentes échelles (E1, E2, E4, E8, E16) sont calculés par ROIPAC à partir des données SAR brutes. Les corrections topographiques et orbitales sont réalisées en utilisant un MNT SRTM (Farr and Kobrick, 2000) à 90 m de résolution et les fichiers d'orbite ODR (Scharroo et al., 1998). La méthode de déroulement de phase proposée sous ROIPAC est la méthode "branch-cut" qui fonctionne par propagation de proche en proche en sélectionnant les chemins les plus certains (Goldstein et al., 1988). Dans le cas du séisme du Cachemire, cette méthode est soumise au problème de zones isolées et d'aliasing. Afin de contourner ces problèmes, nous proposons une autre méthode qui prend en compte le modèle de déformation pré-calculé et utilise les fréquences locales

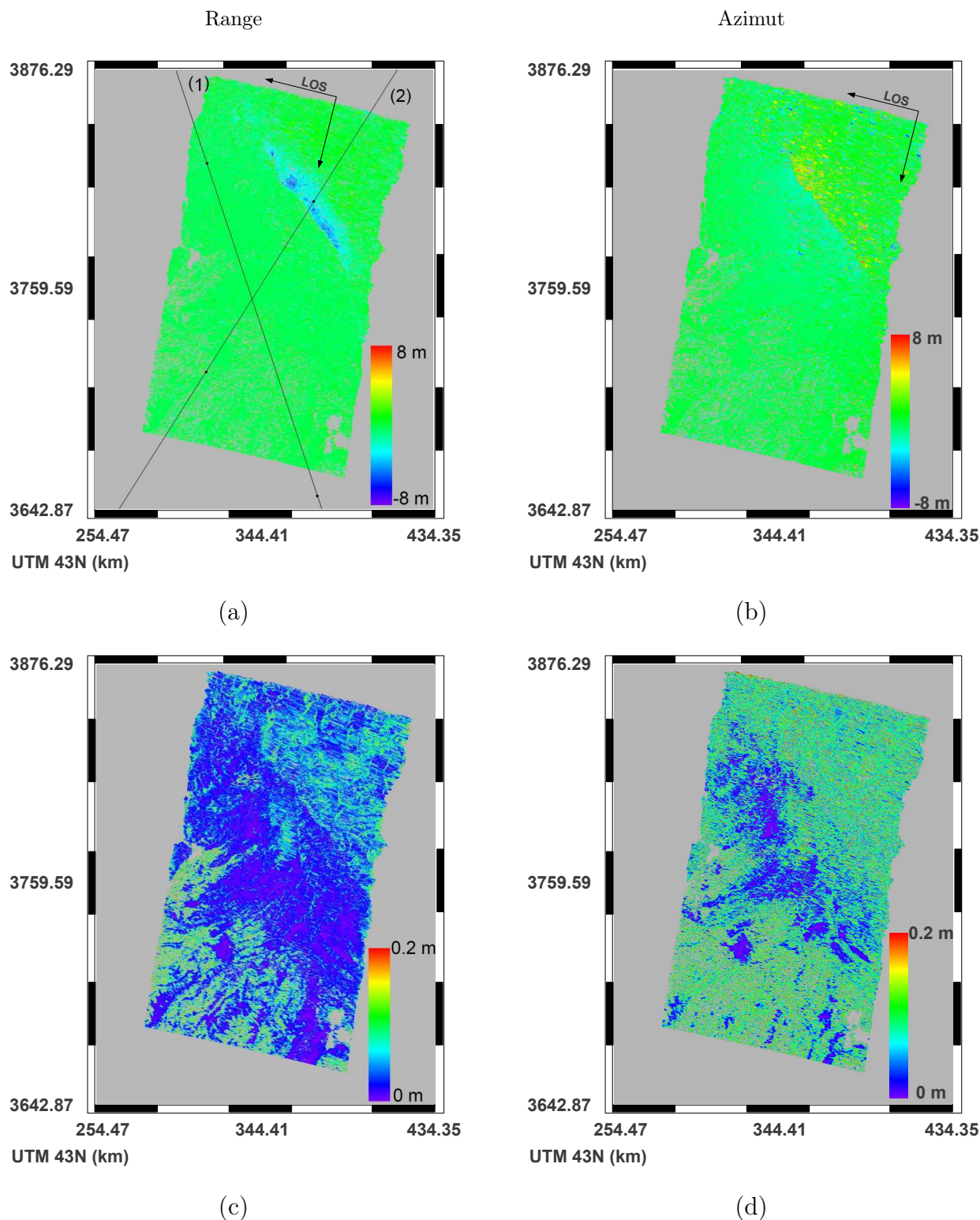


Figure 5.4. (a) (b) Déplacement et (c) (d) pseudo-variance en range et en azimuth dû au séisme du Cachemire extraits par la corrélation d'amplitude. Track 463 (20041106 – 20051126). En range, positif vers le sol et en azimuth, positif dans le sens de la trajectoire du satellite. Les 2 profils dans (a) sont utilisés pour l'analyse d'incertitude par la suite.

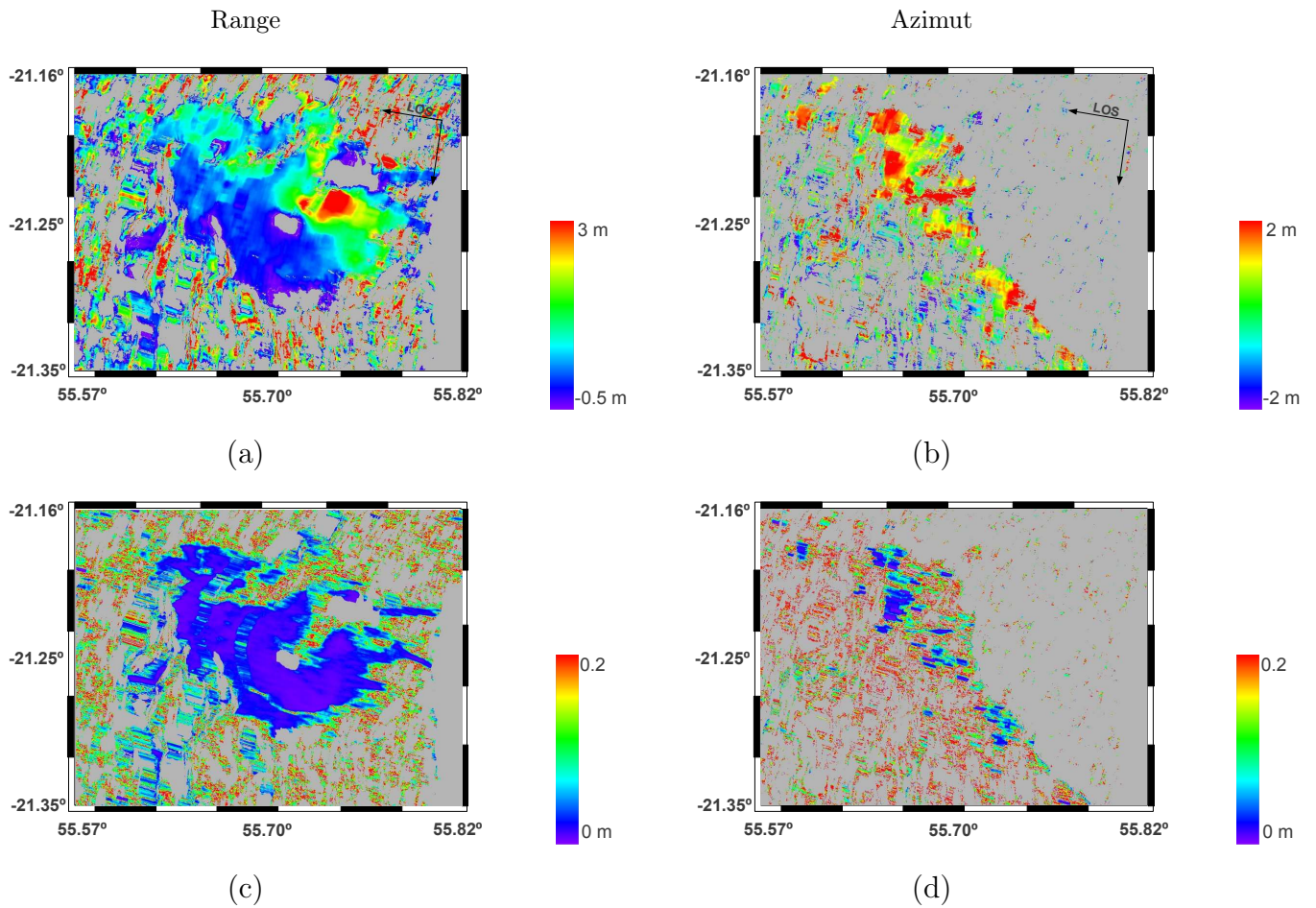


Figure 5.5. (a) (b) Déplacement et (c) (d) pseudo-variance en range et en azimut de l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 extraits par la corrélation d'amplitude. Track 005 (20031230 – 20040309). En range, positif vers le sol et en azimut, positif dans le sens de la trajectoire du satellite.

multi-échelles. Les interférogrammes sont déroulés par une méthode globale à partir des fréquences locales. Pour vérifier les résultats de déroulement, un filtrage adaptatif basé sur les fréquences locales multi-échelles est appliqué sur les interférogrammes originaux. Puis la phase déroulée est ré-enroulée et comparée avec la phase filtrée. Le résidue est calculé pour identifier les erreurs et éventuellement examiner la qualité du déroulement.

Estimation des fréquences locales

La dérivée de la phase correspondant à la fréquence instantanée d'un signal, l'estimation du gradient de phase, dit fréquence locale, peut être vue comme un problème d'analyse spectrale sur des fenêtres de taille réduite. Dans notre méthode de déroulement de phase, les franges sur l'interférogramme sont caractérisées par la mesure de fréquence locale (Trouvé, 1996). La fréquence bidimensionnelle (f_x, f_y) est estimée par un algorithme inspiré de la méthode Multiple Signal Classification (MUSIC). En chaque point sur l'interférogramme, en plus d'une estimation des fréquences locales (f_x, f_y) , une mesure de confiance associée (c_f) , qui indique l'obtention de fréquences erronées, est aussi fournie par cet algorithme.

La performance de l'estimation des fréquences locales par l'algorithme MUSIC peut être évaluée par la formation des images de largeur et d'orientation des franges à partir des fréquences locales estimées. Elle dépend des dimensions des fenêtres d'estimation par rapport à la largeur des franges. Avec typiquement un vecteur signal de taille 9 (3×3) pixels et une matrice d'auto-corrélation estimée sur une fenêtre 9×9 pixels, soit 49 réalisations, l'estimation est très robuste au bruit sur les franges relativement étroites. En présence d'un bruit important, les franges les plus larges nécessiteraient en revanche des fenêtres d'estimation plus importantes ou une réduction de la résolution accompagnée d'un filtrage passe-bas (Trouvé, 1996 ; Trouvé et al., 1998). Afin de respecter le caractère local de la stationnarité et de minimiser le temps de calcul, nous appliquons l'algorithme d'estimation et la mesure de confiance à plusieurs échelles.

Fusion des fréquences locales multi-échelles

A l'échelle initiale, l'estimation des franges larges des zones les plus plates est peu fiable en présence d'un bruit important. Le passage des premières échelles (par exemple, E1 ou E2) aux échelles réduites (E4, E8, E16) se fait par un moyennage complexe. Cela réduit fortement le bruit, donc généralement travailler à l'échelle réduite peut assurer la qualité de déroulement de phase. Cependant, en plus de réduire le bruit, le passage à l'échelle réduite diminue également la largeur des franges de l'interférogramme, et cela risque de provoquer le phénomène d'aliasing, surtout dans les zones où le gradient de la déformation est très fort. En conséquence, en champ lointain, nous travaillons à l'échelle réduite, alors qu'en champ proche, nous travaillons à une échelle relativement basse en fonction du gradient de la déformation si celui-ci est connu.

En ajoutant à l'interférogramme initial (E1) typiquement 3 ou 4 échelles réduites, l'analyse fréquentielle multi-échelles permet d'analyser des franges de largeurs variables avec la même robustesse face au bruit. Les fréquences locales fusionnées sont alors employées comme gradient de phase dans la méthode de déroulement de phase. De même, la mesure de confiance peut être utilisée pour pondérer le déroulement de phase par moindres carrés. Une mise en œuvre multi-échelles permet donc de renforcer les performances de l'estimation.

Prise en compte du modèle a priori Pour déterminer à quelle échelle nous devons travailler en chaque pixel afin de réduire au maximum le bruit et en même temps ne pas dépasser la limite d'aliasing, nous nous servons du déplacement de surface dû au séisme du Cachemire calculé par le modèle de faille obtenu par Pathier et al. (2006). Il s'agit d'un modèle homogène, linéaire, élastique, qui fournit un champ de déplacement en surface avec 3 composantes (E, N, Up), construit par l'inversion d'un premier jeu de données en utilisant uniquement l'information issue de la corrélation d'amplitude. Dans ce modèle, le déplacement 3D en surface est établi en géométrie UTM³. Pour relier cette information a priori avec les mesures interférométriques, il faut dans un premier temps projeter le déplacement 3D dans la direction LOS pour chaque Track de données en utilisant les vecteurs de projection correspondants. Dans un second temps, ces projections de déplacement doivent être rééchantillonnées en géométrie radar de chaque acquisition pour être alignées avec les données interférométriques.

Afin de calculer les vecteurs de projection, l'angle d'incidence θ et le "heading" ψ (l'angle entre l'Azimut et le Nord) sont 2 paramètres indispensables. En réalité, ces deux paramètres varient le long de la trajectoire et en fonction de la position du pixel dans l'image. Pour les déterminer, 3 solutions sont envisageables. Premièrement, nous calculons l'angle d'incidence pour chaque pixel, et l'heading est calculé à partir de l'angle d'incidence sous l'hypothèse qu'il n'y ait pas de squint⁴, c'est à dire que la direction LOS est orthogonale à la direction de la trajectoire du satellite. Cette hypothèse est valide dans le cas des données ENVISAT. Deuxièmement, en première approximation, nous supposons que l'heading ne varie pas, nous calculons seulement l'angle d'incidence variable en fonction de la position du pixel. Enfin, la dernière solution consiste à calculer un angle d'incidence moyen et un heading moyen pour l'ensemble de l'image, à condition que les variations de ces deux paramètres ne soient pas importantes sur la scène. A cause de la connaissance imparfaite de la position du satellite et par simplicité, nous calculons un angle d'incidence moyen et un heading moyen pour tous les pixels sur l'image, sachant que les variations de ces deux paramètres ne sont pas importantes sur toute l'image. Puisque les passages ascendants et descendants sont différents au niveau de la configuration géométrique du satellite, les vecteurs de projection sont alors différents d'un passage par rapport à l'autre. Les vecteurs de projection en LOS et en azimut sont exprimées comme suit :

$$P_{LOS}^T = (-\cos\psi\sin\theta \quad \sin\psi\sin\theta \quad -\cos\theta) \quad (5.2)$$

$$P_{Az}^T = (\sin\psi \quad \cos\psi \quad 0) \quad (5.3)$$

La convention du signe de l'heading est : l'angle de l'Azimut au Nord est positif dans le sens anti-horaire. Dans le cas des données ENVISAT, l'heading est $\sim -167^\circ$ en mode descendant et $\sim -13^\circ$ en mode ascendant.

Le déplacement dans la direction LOS mesuré par l'interférométrie différentielle est la projection du déplacement 3D sur l'axe de visée du radar (LOS), soit :

$$r_{LOS} = P_{LOS}^T U \quad (5.4)$$

En ce qui concerne le géoréférencement qui permet de ramener le modèle de la déformation dans

3. Universal Transverse Mercator coordinate system

4. l'angle entre la visée du radar et la direction de zéro Doppler

la géométrie radar de chaque acquisition, nous utilisons l'outil SARLUT (Pétillot, 2008 ; Pétillot et al., 2010), qui permet une transformation à la fois de la géométrie radar à la géométrie sol et de la géométrie sol à la géométrie radar, à partir d'un MNT, d'une image d'intensité dans la géométrie radar et de la description des orbites.

Pour chacune des Tracks, une fois que le déplacement r_{LOS} déduit du modèle a été mis en géométrie radar, nous calculons le gradient du déplacement telle qu'elle est échantillonnée par le radar. L'échelle optimale en chaque pixel est alors déterminée, en choisissant l'échelle la plus réduite qui ne dépasse pas la limite d'aliasing en prenant en compte les deux directions du gradient (range et azimuth) du déplacement.

Détermination d'échelle Pour présenter le principe de la détermination de l'échelle optimale, nous prenons simplement la direction range, noté x , comme exemple :

Nous définissons une quantité Δr_{LOS} qui représente la différence de déplacement (en mètre) entre deux pixels adjacents :

$$\Delta r_{LOS} = r_{LOS}(x + 1) - r_{LOS}(x) \quad (5.5)$$

La composante en x du gradient du déplacement $grad_x^{LOS}$ est mesurée en discret par :

$$grad_x^{LOS} = \frac{\Delta r_{LOS}}{p_x} \quad (5.6)$$

où p_x correspond au pas d'échantillonnage en x à l'échelle où cette information est calculée.

Soit $\Delta\varphi$ la différence de phase entre deux pixels adjacents, soit λ la longueur d'onde du radar, un tour de phase (2π) correspond à un déplacement de $\frac{\lambda}{2}$ dans la direction LOS (en raison du trajet aller-retour de l'onde), nous avons :

$$\Delta\varphi = \Delta r_{LOS} \frac{2\pi}{\frac{\lambda}{2}} = \Delta r_{LOS} \frac{4\pi}{\lambda} \quad (5.7)$$

d'où :

$$\Delta\varphi = p_x grad_x^{LOS} \frac{4\pi}{\lambda} \quad (5.8)$$

Pour éviter le problème d'aliasing, il faut satisfaire la condition suivante :

$$\Delta\varphi < \pi \quad (5.9)$$

d'où :

$$p_x grad_x^{LOS} < \frac{\lambda}{4} \quad (5.10)$$

Le gradient du déplacement issu du modèle étant calculé à une échelle donnée, E2 dans notre cas, nous pouvons travailler à une échelle k de pas $p_x^{(k)}$ en x tant que la condition précédente (équation (5.11)) est respectée. Pour respecter l'échelle critique rigoureusement, nous remplaçons $\frac{\lambda}{4}$ par $\frac{\lambda}{8}$. Nous choisirons donc l'échelle k telle que :

$$\begin{aligned} p_x^{(k)} \text{grad}_x^{LOS} &< \frac{\lambda}{8} \\ p_x^{(k+1)} \text{grad}_x^{LOS} &> \frac{\lambda}{8} \end{aligned} \quad (5.11)$$

Pour tenir compte des 2 directions, range et azimuth, nous sélectionnons la plus petite des 2 valeurs de k de manière à satisfaire l'équation (5.11). Un exemple des résultats de cette détermination d'échelle est illustré dans la figure 5.6. La figure 5.6 (a) montre le modèle de déformation pré-calculé et la figure 5.6 (b) indique l'échelle retenue déterminée à partir de ce modèle.

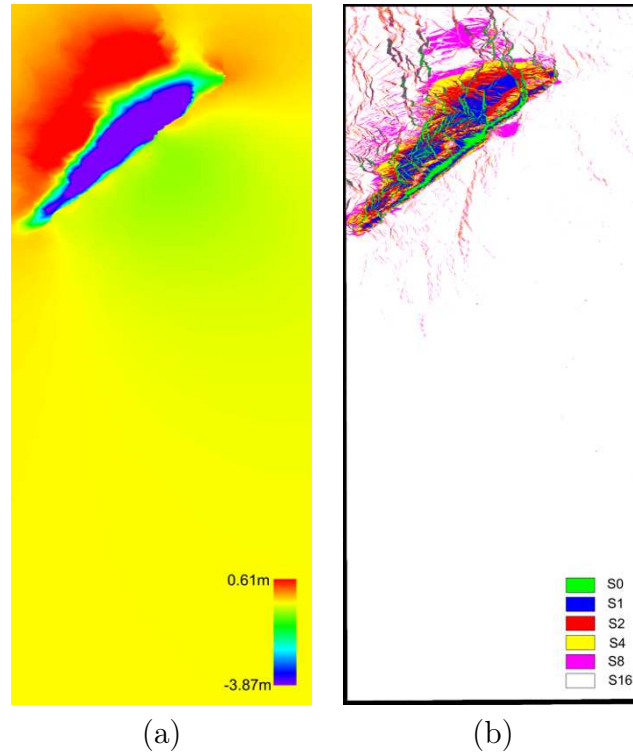


Figure 5.6. (a) Modèle de déformation en LOS dans la géométrie radar de la Track 463 (20041106 – 20051126) pour le séisme du Cachemire (Pathier et al., 2006). (b) Image d'échelles pour l'estimation de fréquence locale déduite à partir du modèle de déformation (a).

Calcul de la mesure de confiance Afin d'obtenir une mesure de confiance w utilisée pour la pondération dans le déroulement de phase, nous disposons d'une confiance c_f associée aux fréquences locales estimées et la cohérence interférométrique c_o à chacune des échelles. Ces mesures sont combinées de manière conjonctive lorsque ces deux dernières sont inférieures à 0.5 et de manière disjonctive lorsque ces deux dernières sont supérieures à 0.5. Cette propriété est réalisée en choisissant comme opérateur de fusion une somme symétrique dans la classe des opérateurs autonomes à comportement variable (Trouvé, 1996).

$$w = \frac{c_f c_o}{1 - c_f - c_o + 2c_f c_o} \quad (5.12)$$

Fusion des fréquences locales multi-échelles Après l'estimation des fréquences locales multi-échelles, ces dernières sont fusionnées à l'échelle E2 en retenant le résultat de la détermination d'échelle à l'aide du modèle. L'échelle E2 est choisie afin de faciliter l'alignement de ces mesures avec les mesures issues de la corrélation d'amplitude. Pour combiner les fréquences locales multi-échelles, à chaque pixel, l'échelle des fréquences locales à utiliser est indiquée par l'image d'échelle. Si cette échelle est l'échelle E2, nous prenons directement les valeurs des fréquences locales à l'échelle E2 pour ce pixel. Si cette échelle est différente de l'échelle E2, les fréquences locales à l'échelle E2 équivalentes aux fréquences locales à cette échelle sont calculées selon la relation suivante :

$$f_{x\text{ ou }y}^{2n} = 2f_{x\text{ ou }y}^n \quad (5.13)$$

où $n = 2, 4, 8, 16$.

Puis nous prenons les valeurs des fréquences locales équivalentes pour ce pixel. Notons que si l'échelle à utiliser pour un pixel donné est l'échelle E0, comme il n'y a pas de phase disponible à l'échelle E0, ce pixel est masqué lors de la combinaison. En ce qui concerne la mesure de confiance, pour chaque pixel, nous prenons la valeur de confiance à l'échelle indiquée par l'image d'échelle.

Déroulement de phase

L'approche pour le problème de déroulement de phase bidimensionnel, utilisée dans cette étude, consiste à rechercher une solution globale par une méthode des moindres carrés. Nous disposons des fréquences locales fusionnées et une mesure de confiance associée. Nous cherchons la phase déroulée $\Phi(i, j)$ sur l'ensemble de l'image, qui minimise l'erreur quadratique E :

$$E = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=1}^N (\varphi(i+1, j) - \varphi(i, j) - f_x(i, j))^2 + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{N-1} (\varphi(i, j+1) - \varphi(i, j) - f_y(i, j))^2 \quad (5.14)$$

Pour converger vers la solution qui minimise cette erreur, nous employons la méthode du gradient conjugué proposée par Ghiglia et Romero (1994).

Filtrage adaptatif multi-échelles

Pour valider les résultats de déroulement de phase, nous effectuons un filtrage adaptatif sur les interférogrammes différentiels originaux à l'échelle E2 en utilisant les fréquences locales multi-échelles. L'objectif de ce filtrage n'est pas de récupérer la phase déroulée directement, mais de chercher à éliminer le bruit qui affecte la phase originale, puis à mettre en évidence des franges résiduelles du déroulement réalisé par la méthode des moindres carrés à partir des fréquences locales. Le signal de phase est continu seulement s'il est analysé sous forme de complexe. La moyenne complexe d'un grand nombre de pixels supposés indépendants, permet de réduire la variance de l'estimation de la phase. Sur ce principe, les interférogrammes différentiels originaux sont filtrés en utilisant les fréquences locales estimées à différentes échelles. Ensuite, ils sont comparés avec les interférogrammes déroulés et ré-enroulés de manière à quantifier le résidue du déroulement de phase. Par la suite, seulement les interférogrammes dont le résidue est inférieur à 2π sont considérés comme déroulés correctement et transformés en déplacement. La figure 5.7 illustre la phase originale, la phase filtrée, la phase déroulée et le résidue de la Track 463 (20041106 – 20051126) pour le séisme du Cachemire.

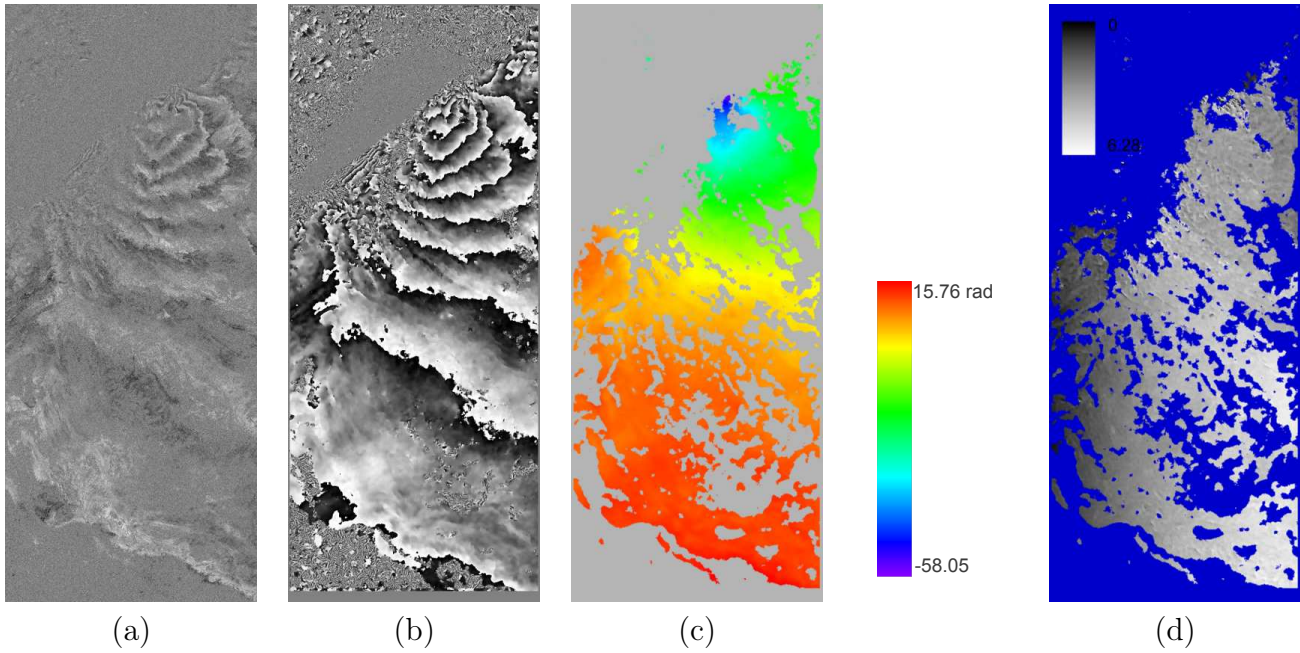


Figure 5.7. (a) Phase originale (b) phase filtrée (c) phase déroulée (d) résidu dans la géométrie radar de la Track 463 (20041106 – 20051126), à l'échelle E2, pour le séisme du Cachemire.

Correction atmosphérique

Pour corriger la phase atmosphérique, nous utilisons les données météorologiques ERA40 reanalyse du centre Européen pour le Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), qui couvrent la période étudiée avec une résolution temporelle de 6 h, et une résolution spatiale de 1.125° et fournissent des valeurs de pression sur 23 niveaux.

Pour le calcul du délai atmosphérique, nous suivons les méthodes décrites dans (Doin et al., 2009), le ratio moyen τ du délai atmosphérique sur l'altitude, estimée entre l'altitude minimale z_{min} et l'altitude maximale z_{max} , pour chaque scène SAR est défini par :

$$\tau = \frac{\int_{z_{min}}^{z_{max}} \delta\varphi(t1)dz - \int_{z_{min}}^{z_{max}} \delta\varphi(t2)dz}{z_{max} - z_{min}} \quad (5.15)$$

où $t1$ et $t2$ sont les 2 dates d'acquisition.

Le ratio estimé à partir des données ERA40 est ensuite comparé avec le ratio obtenu à partir de la régression linéaire entre la phase déroulée sur l'interférogramme et l'altitude (Cavalié et al., 2007; Doin et al., 2009).

Le bon accord entre le ratio dérivé des données interférométriques et celui dérivé du modèle atmosphérique permet de clarifier la présence de l'effet atmosphérique lié à la topographie. Par la suite, cet effet est corrigé en utilisant le ratio dérivé du modèle atmosphérique sur les interférogrammes uniquement dans le cas où il y a un bon accord. Parmi les 5 interférogrammes obtenus pour le séisme du Cachemire, un interférogramme de la Track 191 est corrigé. Les 2 ratios pour cette Track sont montrés sur la figure 5.8. Pour les 4 autres interférogrammes, comme il n'y a pas de bon accord entre le ratio dérivé des données interférométriques et celui dérivé du modèle atmosphérique, l'effet

atmosphérique lié à la topographie n'a pas été mis en évidence, la correction de cet effet n'a pas donc été réalisée.

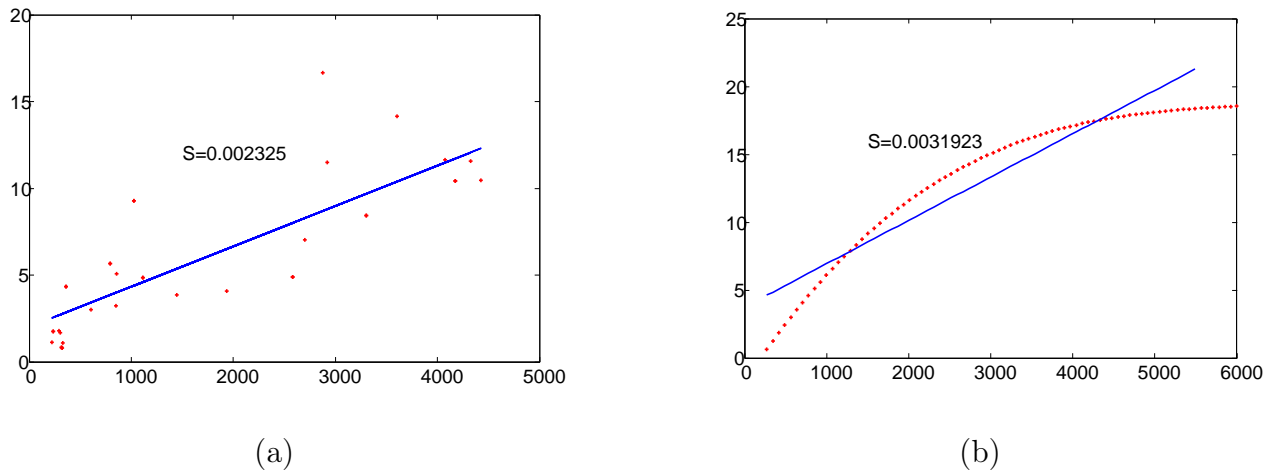


Figure 5.8. Ratio du délai atmosphérique sur l'altitude (a) dérivé de l'interférogramme (b) dérivée du modèle atmosphérique. Track 191 (20041018 – 20051107) pour le séisme du Cachemire.

Détermination de la référence de la phase déroulée

Après le déroulement de phase par moindres carrés, le résultat est connu à une constante près. Il faut ajouter ou soustraire une constante pour que le déplacement en champ lointain soit proche de 0. Pour ce faire, nous utilisons les valeurs du déplacement issues de la corrélation d'amplitude du même couple d'images. Bien que les mesures issues de la corrélation d'amplitude en champ lointain soient bruitées, elles nous donnent une mesure approximative de l'ordre de grandeur du déplacement. En particulier, dans nos mesures, la différence du déplacement entre ces 2 types de mesure est presque constante. Ceci nous permet de caler la référence de la phase en ajoutant cette différence au déplacement issu de l'interférométrie différentielle.

Estimation de l'incertitude

A cause de la complexité de la technique et de la chaîne de traitement, l'erreur à l'issue du traitement est très difficile à quantifier. En particulier, sans vérité terrain, il est impossible d'évaluer l'erreur introduite par l'étape de la détermination de la référence. Pourtant, il est important d'avoir une mesure de l'incertitude associée au déplacement. Dans cette étude, nous utilisons l'information de la cohérence (c_o) pour estimer la variance (σ_φ) de la phase originale liée à la présence de bruit dans les interférogrammes (Trouvé et al., 1998) :

$$\sigma_\varphi = \frac{1}{\sqrt{2M}} \frac{\sqrt{1 - c_o^2}}{c_o} \quad (5.16)$$

avec M le nombre de vues.

Dans cette étude, comme la phase déroulée est obtenue à partir des fréquences locales multi-échelles, la cohérence utilisée pour l'estimation de la variance de la phase correspond à la cohérence associée à la phase filtrée par les fréquences locales, donc elle est une cohérence combinée de plusieurs échelles. Nous avons pris 40 pour la valeur de M en tenant compte que la phase déroulée est une combinaison de phase d'E1 à E16. Cette variance de la phase, qui caractérise essentiellement la variation aléatoire des valeurs de phase, est utilisée comme incertitude associée au déplacement mesuré par l'interférométrie différentielle.

Un exemple du déplacement et son incertitude associée extraits par l'interférométrie différentielle dans le cas du séisme du Cachemire est montré dans la figure 5.9.

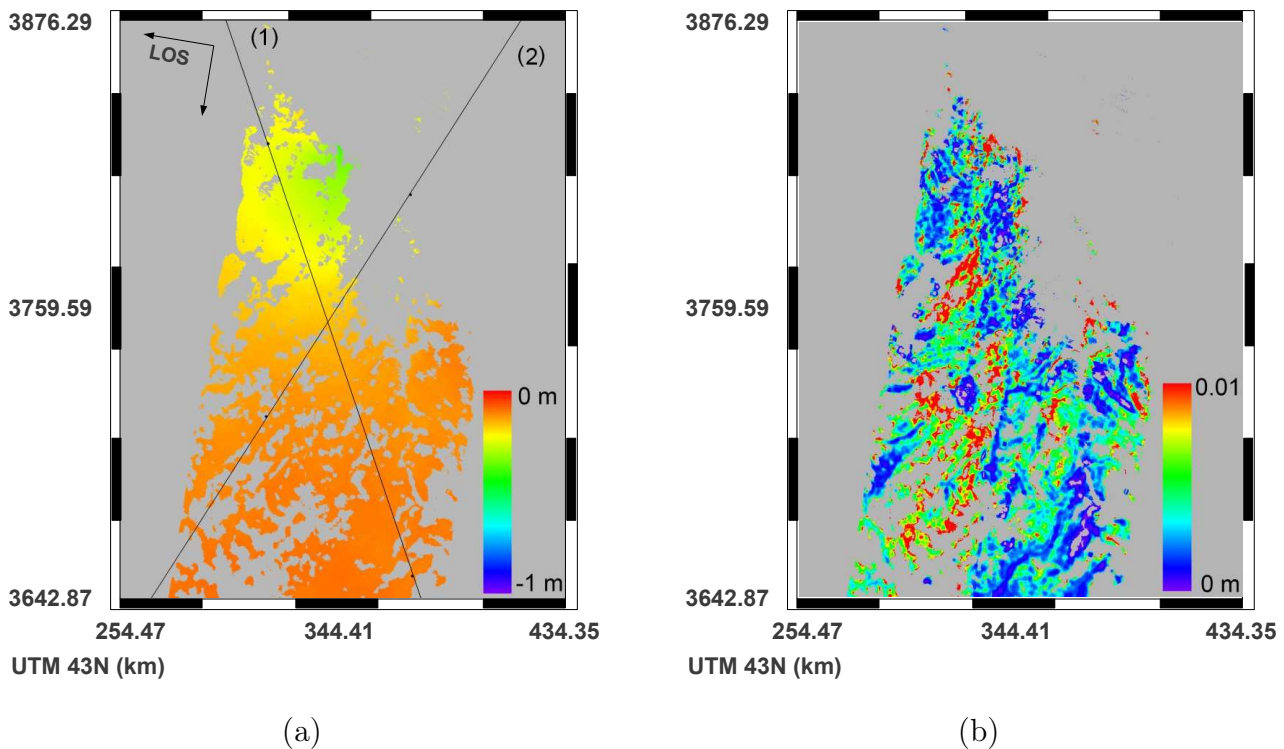


Figure 5.9. (a) Déplacement (LOS) (positif vers le sol) estimé par l'interférométrie différentielle (b) incertitude associée, Track 463 (20041106 – 20051126) pour le séisme du Cachemire.

Traitements effectués sur le Piton de la Fournaise

Certaines étapes de cette chaîne de traitement sont appliquées aux interférogrammes pour caractériser l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Dans ce cas, seulement les interférogrammes à l'échelle E1 sont calculés et déroulés directement en utilisant la fréquence locale estimée. D'une part, l'information a priori de la déformation n'est pas disponible pour ce site, la stratégie multi-échelles n'est donc pas applicable. D'autre part, à cause du fort gradient de la déformation, à l'échelle E1, les franges sont déjà étroites, la réduction de l'échelle risque de causer le problème d'aliasing. En conséquence, une stratégie mono-échelle (échelle E1) est adoptée pour ce site. De la même façon, pour vérifier le résultat de déroulement, le résidu par rapport à la phase filtrée est calculé. Un exemple de la phase originale, la phase filtrée, la phase déroulée et le résidu pour la Track 320 (20031217 – 20040225) est présenté dans la figure 5.10.

Le déplacement final et l'incertitude associée de la Track 320 sont montrés dans la figure 5.11. Sur le flanc Est, un déplacement important vers l'Est (vers l'océan Indien) est observé. A cause de la perte de la cohérence, le déplacement n'est que obtenu à deux côtés du flanc, avec une valeur maximale de l'ordre de 0.1 m. Dans la partie Sud, un soulèvement faible vers l'Ouest est observé.

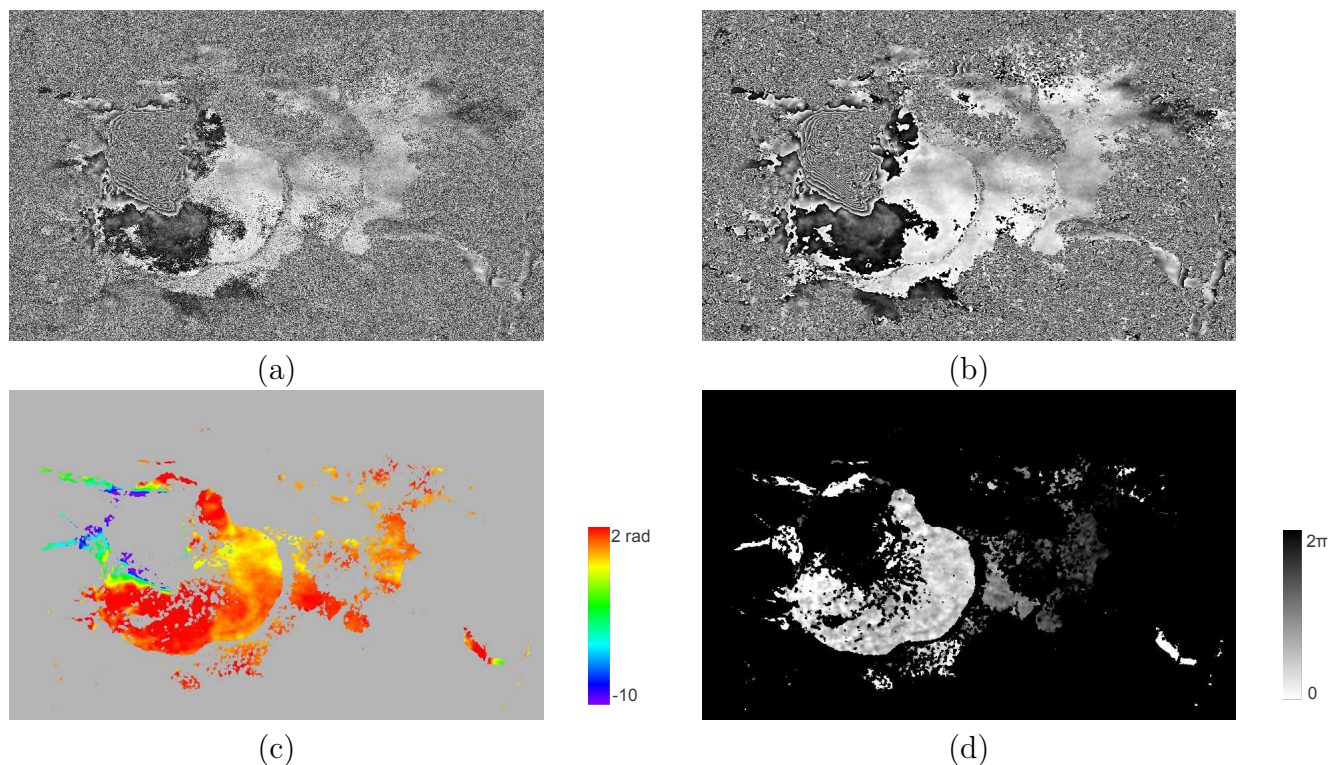
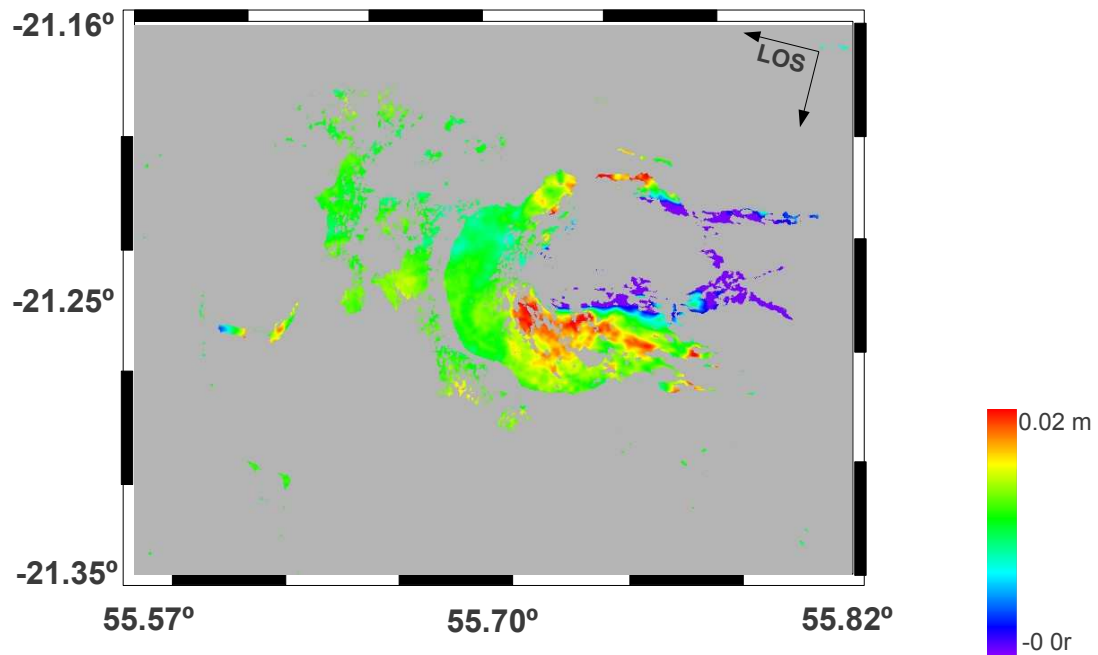


Figure 5.10. (a) Phase originale (b) phase filtrée (c) phase déroulée (d) résidu dans la géométrie radar de la Track 320 (20031217 – 20040225), à l'échelle E1 pour l'éruption de janvier 2004 du Piton de la Fournaise

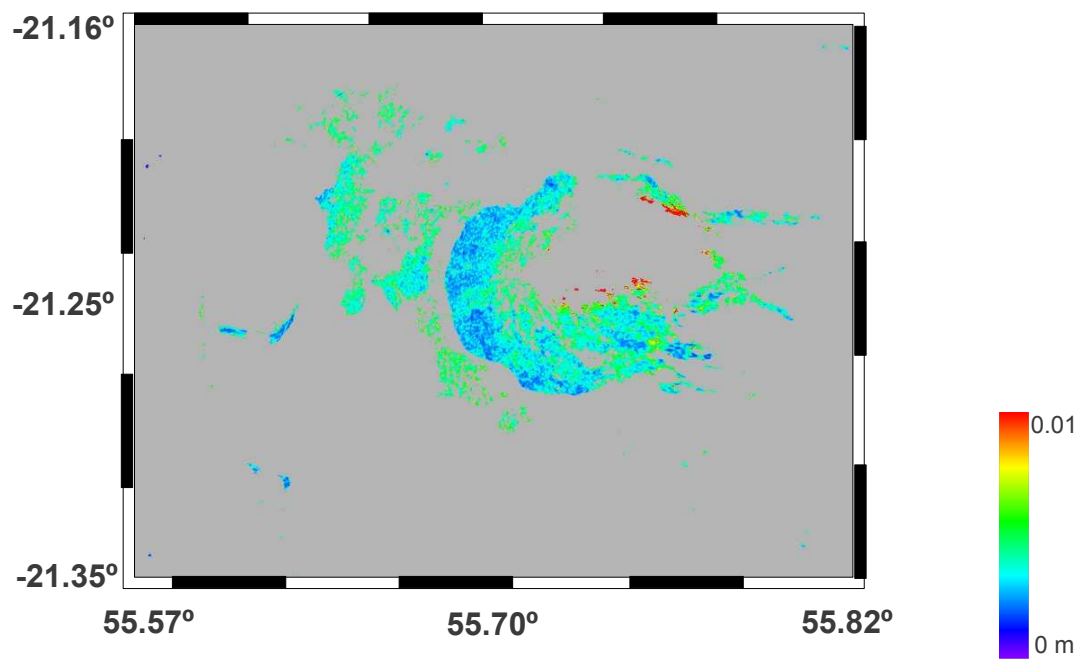
5.3 Bilan des mesures

5.3.1 Disponibilité des mesures pour le séisme du Cachemire

Après les traitements, 22 mesures cosismiques issues de la corrélation d'amplitude et 5 mesures cosismiques issues de l'interférométrie différentielle sont obtenues (Tableau 5.1). La disponibilité de ces 2 types de mesure est illustrée dans la figure 5.12. Les mesures issues de la corrélation d'amplitude sont disponibles à la fois en champ proche et en champ lointain par rapport à la position de la faille. Pourtant, les mesures en champ lointain ne sont pas très fiables à cause de faible rapport signal sur bruit, puisque le déplacement en champ lointain est de faible magnitude, et le bruit de décorrélation est fort. En revanche, les mesures issues de l'interférométrie différentielle ne sont disponibles qu'en champ lointain, à cause de la perte de la cohérence en champ proche. En conséquence, la combinaison de ces deux types de mesure nous permet par la suite de mesurer le déplacement 3D en surface d'une manière précise à la fois en champ proche et en champ lointain et de mieux contraindre le modèle de rupture de la faille en profondeur.



(a)



(b)

Figure 5.11. (a) Déplacement (LOS) (positif vers le sol) (b) incertitude associée estimés par l'interférométrie différentielle. Track 320 (20031217 – 20040225) pour l'éruption de janvier 2004 du Piton de la Fournaise

Direction de l'orbite	No. Track	Date d'acquisition	B_{\perp} (m)	B_t (an)	Type de mesure
Descendant	191	20041018 – 20051107	18.5252	1.0532	Cor. φ
	234	20051006 – 20060608	-42.0326	0.6721	Cor. φ
	463	20041106 – 20051126	-21.9210	1.0548	Cor. φ
		20041106 – 20060311	12.1250	1.3470	Cor. φ
		20040724 – 20051022	-52.8583	1.2445	Cor.
Ascendant	270	20050625 - 20051112	72.4898	0.3811	Cor. φ
		20050625 – 20051112	76.2857	0.3811	Cor.
	499	20050815 – 20051128	42.0463	0.2856	Cor.
		20050815 – 20051128	42.0412	0.2856	Cor.
		20050815 – 20060313	42.4986	0.5779	Cor.
		20050919 – 20051024	-268.0392	0.0970	Cor.

Tableau 5.1. Liste des mesures cosismiques dédiées au séisme du Cachemire. Cor. représente les mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ représente les mesures issues de l'interférométrie différentielle. Les données en gras correspondent aux données utilisées dans (Pathier et al., 2006).

Direction de l'orbite	No. Track	Date d'acquisition	B_{\perp} (m)	B_t (year)	Type de mesure
Descendant	463	20040306 – 20041106	4.0353	0.6667	Cor. φ
Ascendant	270	20050730 – 20050903	43.5286	0.0927	Cor. φ
	499	20050502 – 20050919	-19.8367	0.3799	Cor. φ

Tableau 5.2. Liste des mesures présismiques dédiées au séisme du Cachemire. Cor. représente les mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ représente les mesures issues de l'interférométrie différentielle.

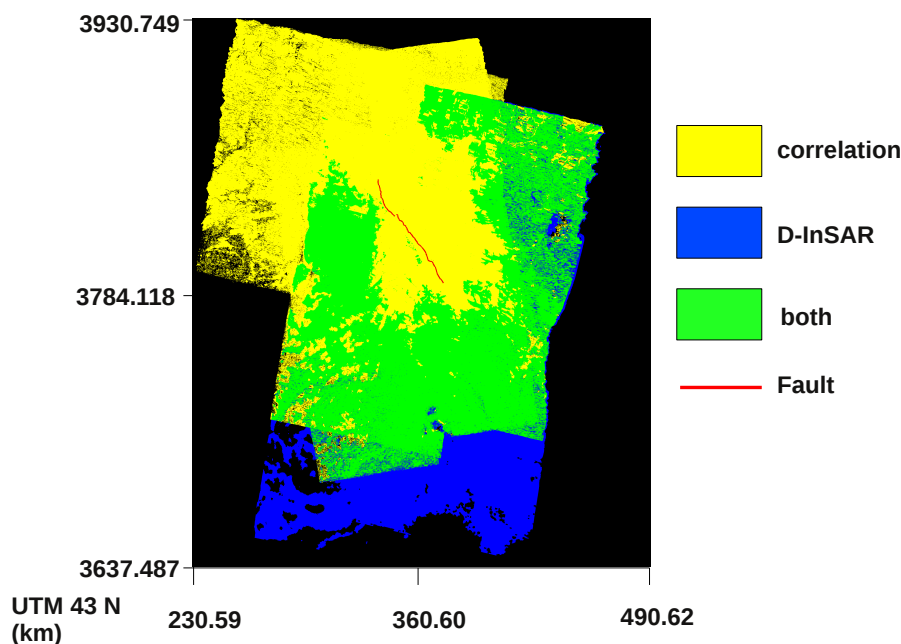


Figure 5.12. Disponibilité des différents types de mesures cosismiques pour le séisme du Cachemire.

En outre, en effectuant les mêmes traitements, 6 mesures pré-sismiques issues de la corrélation d'amplitude et 3 mesures pré-sismiques issues de l'interférométrie différentielle sont obtenues (Tableau 5.2). Puisqu'il n'y a pas de déplacement dans un couple pré-sismique, ce que l'on mesure correspond à l'erreur du déplacement. Ces données servent à analyser des erreurs générales présentes dans les mesures de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle.

5.3.2 Interprétation du déplacement induit par le séisme du Cachemire

La distribution spatiale du déplacement induit par le séisme du Cachemire estimée à partir de toutes les mesures cosismiques disponibles (Tableau 5.1) est présentée dans la figure 5.13. Pour construire le déplacement dans chaque direction, à chaque pixel, la valeur de la mesure dont l'incertitude associée est la plus petite parmi toutes les mesures disponibles est prise comme valeur du déplacement, à condition que toutes les mesures ascendantes ou descendantes aient le même angle d'incidence. La rupture de la faille en surface, s'orientant NW-SE, est clairement identifiée. Globalement, le déplacement sur le compartiment Nord-Est (le toit) est plus important que celui sur le compartiment Sud-Ouest (le mur). Le déplacement sur le compartiment Sud-Ouest est relativement uniforme, alors que le déplacement sur le compartiment Nord-Est est d'autant plus important que la position est proche de la rupture de la faille. En ce qui concerne le déplacement en range, sur le compartiment Nord-Est, il atteint 5 m dans la direction vers le satellite, ce qui correspond à une composante horizontale vers l'Ouest et une composante verticale vers le haut. Sur le segment Muzaffarabad-Balakot (le segment Nord), le déplacement est plus fort en ascendant par rapport à celui en descendant. Ceci signifie que la composante Ouest du déplacement sur ce segment est plus importante que la composante verticale vers le haut, car l'angle d'incidence en ascendant ($\sim 40^\circ$) est

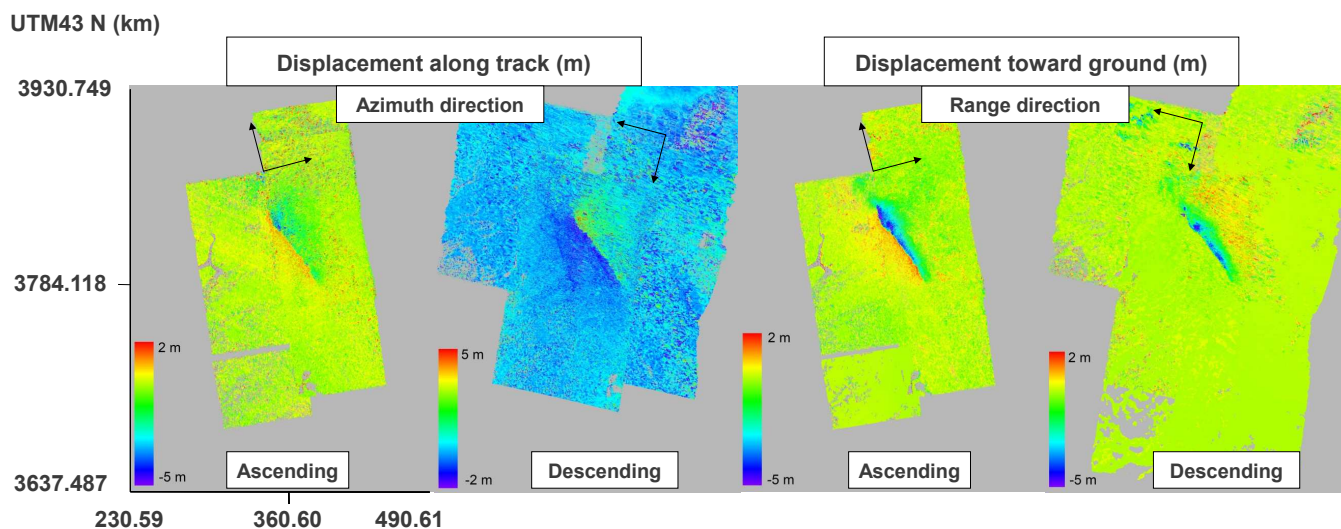


Figure 5.13. Distribution spatiale du déplacement cosismique induit par le séisme du Cachemire obtenue dans cette étude.

plus grand que celui en descendant ($\sim 20^\circ$). Sur le segment Bagh-Muzaffarabad (le segment central et le segment Sud), surtout la partie Sud, le déplacement est plus fort en descendant par rapport à celui en ascendant. Ceci signifie que la composante verticale du déplacement sur ce segment est plus importante que la composante Ouest. Une diminution progressive de la composante Ouest du déplacement du Nord au Sud le long de la faille observée dans cette étude est cohérente avec l'observation obtenue par Pathier et al. (2006) (cf. section 3.4.2). En ce qui concerne le déplacement en azimuth, il est dans la direction du Sud sur le compartiment Nord-Est (le toit), ce qui se traduit par le signe négatif en ascendant et le signe positif en descendant. De plus, le déplacement sur le segment Muzaffarabad-Balakot est plus fort que celui sur le segment Bagh-Muzaffarabad, avec une différence maximale d'environ 2 m. Toutes ces observations sont cohérentes avec les comportements de la faille de Bagh-Balakot mis en évidence par les études précédentes : un chevauchement pur vers le Sud-Ouest sur la portion Nord et une augmentation significative du glissement latéral dextre sur la portion Sud sur le compartiment Nord-Est.

5.3.3 Identification de l'incertitude dans les mesures du séisme du Cachemire

Dans les mesures par imagerie SAR, l'incertitude provient de plusieurs sources : le bruit dans l'instrument du radar, sur le chemin de propagation des ondes du radar, à la surface réfléchissante, ainsi que les sources d'erreurs introduites par les traitements (Sudhaus and Jónsson, 2009). D'une part, l'incertitude aléatoire existe due au bruit de décorrélation, puisqu'il y a souvent des changements de propriété de rétrodiffusion au sol entre les deux acquisitions. D'autre part, l'incertitude épistémique peut être induite par la perturbation atmosphérique en fonction de l'état de l'atmosphère et de la surface du sol au moment des deux acquisitions. De plus, elle peut provenir de l'imprécision des informations auxiliaires sur les orbites, d'erreurs du MNT, ainsi que de corrections imparfaites lors

du traitement.

Analyse de l'incertitude en corrélation d'amplitude

Des analyses sur des mesures de la corrélation d'amplitude issues de 3 couples pré-sismiques sont effectuées. Premièrement, ceci a pour objectif d'étudier et mettre en évidence les caractéristiques de l'erreur présente dans les mesures, puis celles des incertitudes associées aux mesures. En particulier, la présence de l'erreur épistémique est analysée. Deuxièmement, la relation entre la pseudo-variance fournie par le logiciel ROIPAC et l'erreur du déplacement est analysée, car la pseudo-variance fournie par ROIPAC est prise comme paramètre d'incertitude associée au déplacement dans cette étude, ainsi que dans d'autres travaux (Pathier et al., 2006 ; Casu et al., 2011). Cependant, elle n'est pas une mesure absolue et elle correspond à la courbure de la surface de corrélation et indique la fiabilité relative des résultats obtenus.

Analyse des erreurs dans les mesures Dans un premier temps, les erreurs du déplacement sont analysées. Les erreurs en range et en azimuth pour la Track 270 sont montrées dans la figure 5.14. Elles ne sont pas homogènes sur toute l'image. Une grande majorité des pixels sont avec une erreur faible, proche de 0, ce qui est marqué par la couleur verte dans la figure 5.14. Des pixels ponctuels avec une erreur importante sont répartis sur toute l'image. Pour analyser précisément, les histogrammes des erreurs sont calculés et montrés dans la figure 5.15. Les distributions ressemblent plus ou moins à une distribution Gaussienne. Ceci montre que ces erreurs du déplacement sont essentiellement d'une nature aléatoire et elles peuvent être considérées comme du bruit Gaussien en première approximation. De plus, ces deux distributions sont centrées sur 7.4×10^{-5} m et -0.0013 m en range et en azimuth respectivement. Ceci nous permet de dire que ces erreurs du déplacement ne contiennent pas de biais lié à une composante épistémique à l'échelle de toute l'image.

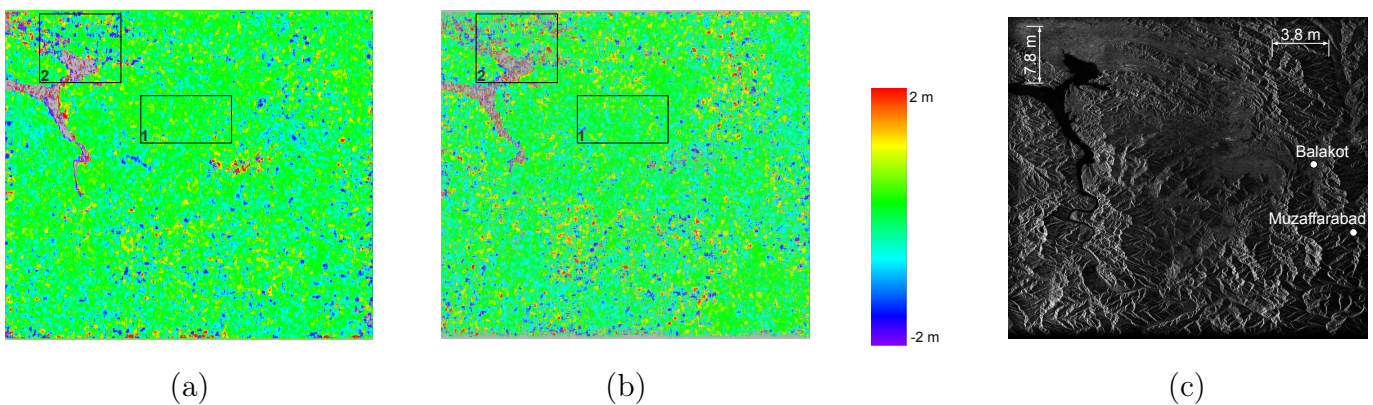


Figure 5.14. Erreur du déplacement (a) en range et (b) en azimuth. Track270 (20050730 - 20050903). Les 2 rectangles représentent les 2 zones analysées par la suite. (c) Image d'intensité utilisée pour localiser (a) et (b).

Cependant, comme le montrée dans la figure 5.14, les erreurs du déplacement ne sont pas homogènes, elles varient d'une zone à l'autre. Il est possible qu'une composante épistémique existe sur certaines zones à petite échelle. Pour cette raison, 2 petites zones différentes (indiquées dans la figure 5.14) sont étudiées : la 1^{ère} zone représente une zone relativement homogène, moins bruitée et

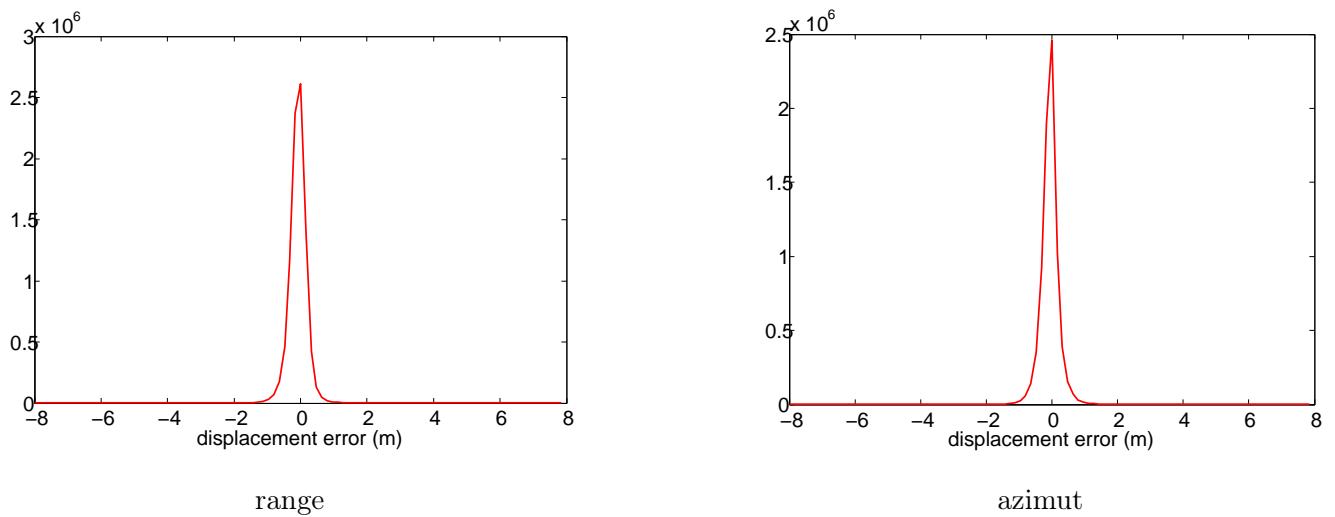


Figure 5.15. Histogramme des erreurs du déplacement. Track270 (20050730 - 20050903).

zone étudiée	direction	valeur modale de l'erreur (m)	pseudo-variance moyenne (m)
zone 1	range	0.016, 0.05	0.02
	azimut	-0.022	0.03
zone 2	range	0.00027	0.08
	azimut	-0.00283	0.10

Tableau 5.3. Valeur modale de l'erreur et pseudo-variance moyenne en range et en azimut pour chaque zone étudiée de la Track 270. Il y a deux valeurs modales en range pour la zone 1, car la distribution est légèrement bi-modale (Figure 5.16 (a))

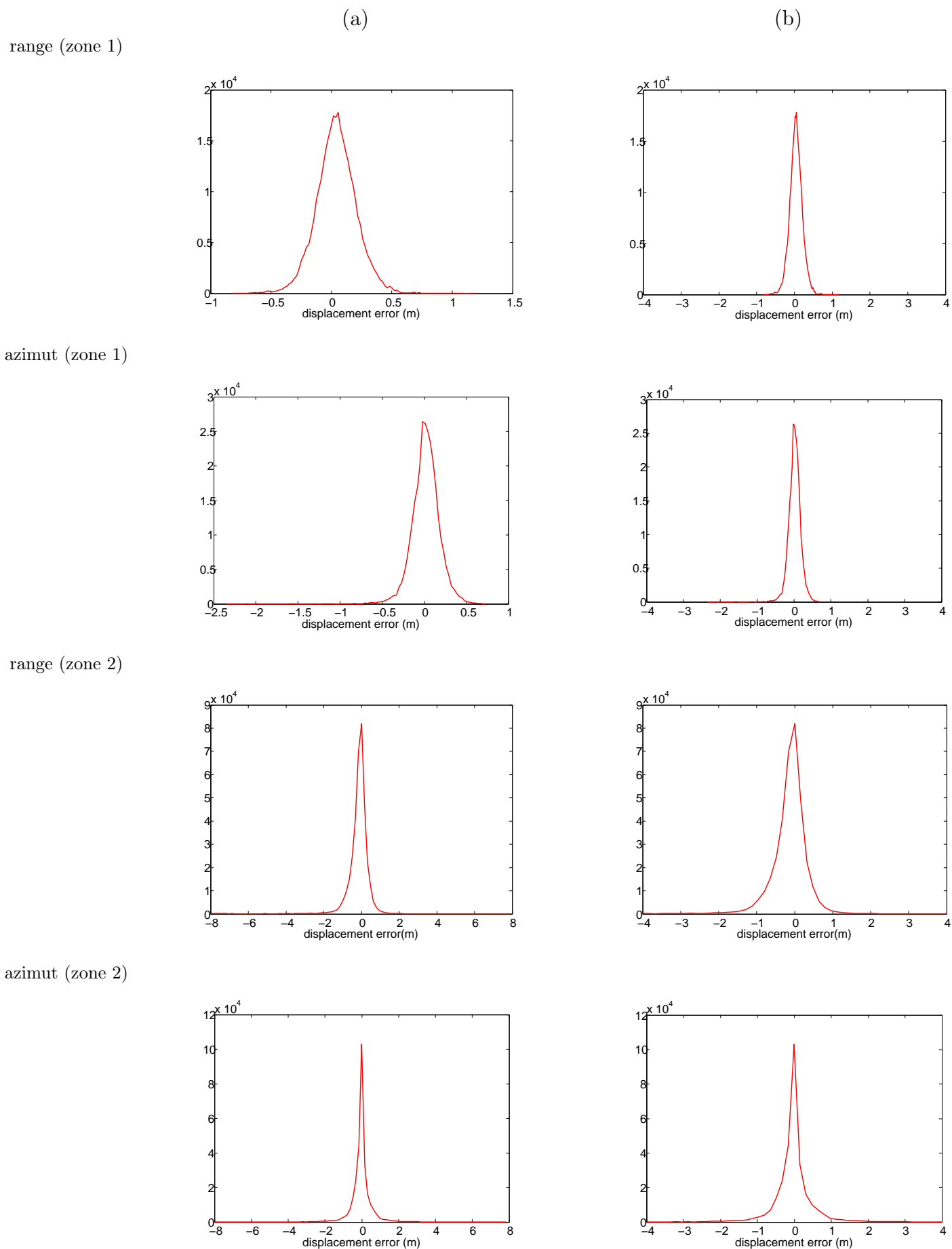


Figure 5.16. Histogramme des erreurs du déplacement (a) sans ajustement des axes (b) avec ajustement des axes. Track270 (20050730 - 20050903).

la 2^{ème} zone représente une zone relativement hétérogène, plus bruitée. Les histogrammes des erreurs pour ces deux petites zones sont montrés dans la figure 5.16 (a) et les valeurs modales de l'erreur sont exposées dans le tableau 5.3. Pour la 1^{ère} zone, les 2 distributions en range et en azimuth ne sont pas centrées sur 0, ceci signifie qu'une composante épistémique existe dans les erreurs du déplacement sur cette zone. Pour la 2^{ème} zone, la gamme des valeurs de l'erreur est plus grande que celle pour la 1^{ère} zone, donc il y a plus de valeurs aberrantes (supérieure à 2 m) dans cette zone, ce qui correspond bien au fait que cette zone est plus bruitée. En fait, une partie de l'erreur sur cette zone provient de la nature du sol : la présence d'un lac qui augmente le bruit de décorrélation. De plus, la composante épistémique peut être considérée comme null sur cette zone. Bien que cette zone soit plus bruitée, avec plus de pixels avec une erreur importante, il ne semble pas y avoir de l'erreur épistémique sur cette zone. Ceci signifie que la variation importante de l'erreur est de nature aléatoire sur cette zone. Pour bien comparer les distributions sur ces 2 zones, les histogrammes des erreurs sont recalés à la même échelle, entre -4 m et 4 m (Figure 5.16 (b)). Selon la comparaison, 2 points sont mis en évidence :

1. Les distributions pour la 2^{ème} zone ne sont pas plus larges que celles pour la 1^{ère} zone, malgré du bruit plus important présent dans la 2^{ème} zone.
2. Le bruit plus important dans la 2^{ème} zone ne change pas la forme de la distribution, elle ressemble toujours à une distribution Gaussienne.

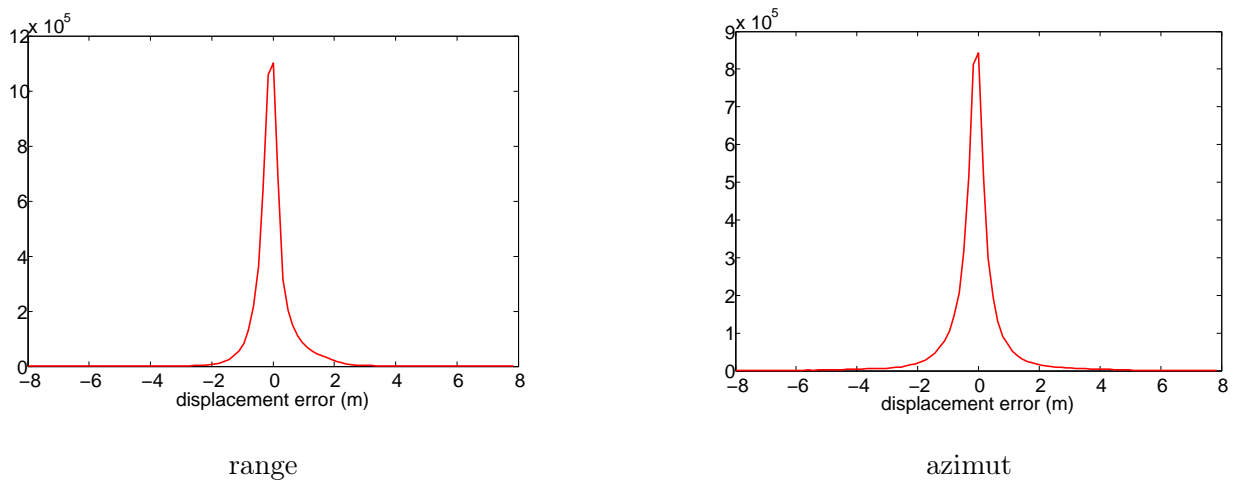


Figure 5.17. Histogramme des erreurs du déplacement. Track463 (20040306 - 20041106).

zone étudiée	direction	valeur modale de l'erreur (m)	pseudo-variance moyenne (m)
zone 1	range	-0.013	0.03
	azimut	-0.0014	0.08
zone 2	range	-0.28	0.07
	azimut	-0.22	0.14

Tableau 5.4. Valeur modale de l'erreur et pseudo-variance moyenne en range et en azimuth pour chaque zone étudiée de la Track 463.

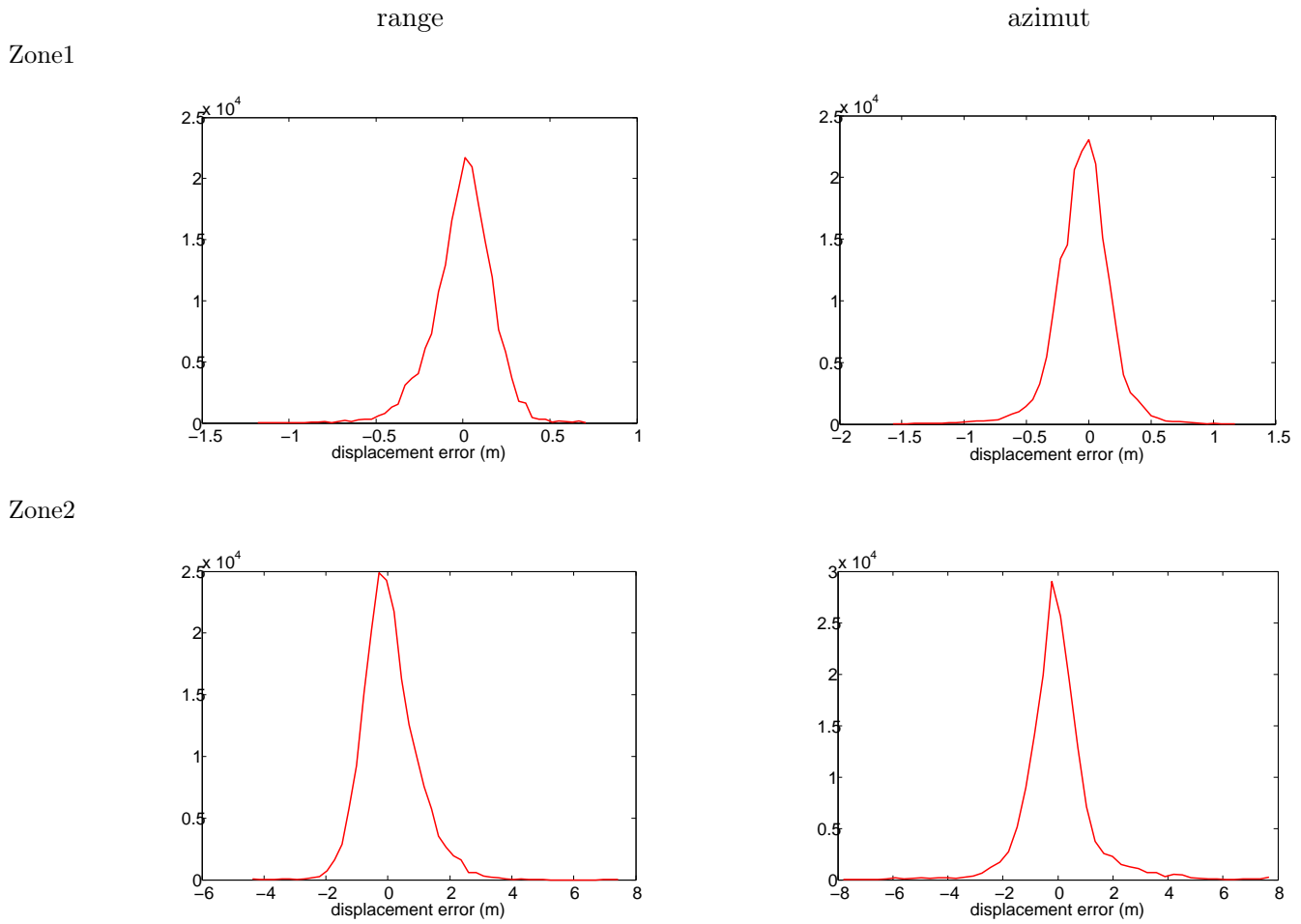


Figure 5.18. Histogramme des erreurs du déplacement. Track463 (20040306 - 20041106).

Les histogrammes des erreurs en range et en azimuth pour la Track 463 sont montrés dans la figure 5.17. Les 2 distributions sont centrées sur -0.0012 m et 0.00075 m respectivement. La composante épistémique ne semble pas présente dans les erreurs du déplacement à l'échelle de toute l'image. De même, 2 zones différentes sont analysées. La 1^{ère} zone est plus homogène, moins bruitée. La 2^{ème} zone est plus hétérogène, plus bruitée. Les histogrammes des erreurs pour ces deux zones sont montrés dans la figure 5.18 et les valeurs modales de l'erreur sont présentées dans le tableau 5.4. Pour cette Track, dans la 2^{ème} zone, la composante épistémique et la composante aléatoire de l'erreur sont à la fois plus importantes.

Les histogrammes des erreurs pour la Track 499 sont montrés dans la figure 5.19. La distribution en range est bien centrée sur 0 alors que la distribution en azimuth est centrée sur -0.16 m, donc une composante épistémique est présente dans l'erreur du déplacement en azimuth sur toute l'image.

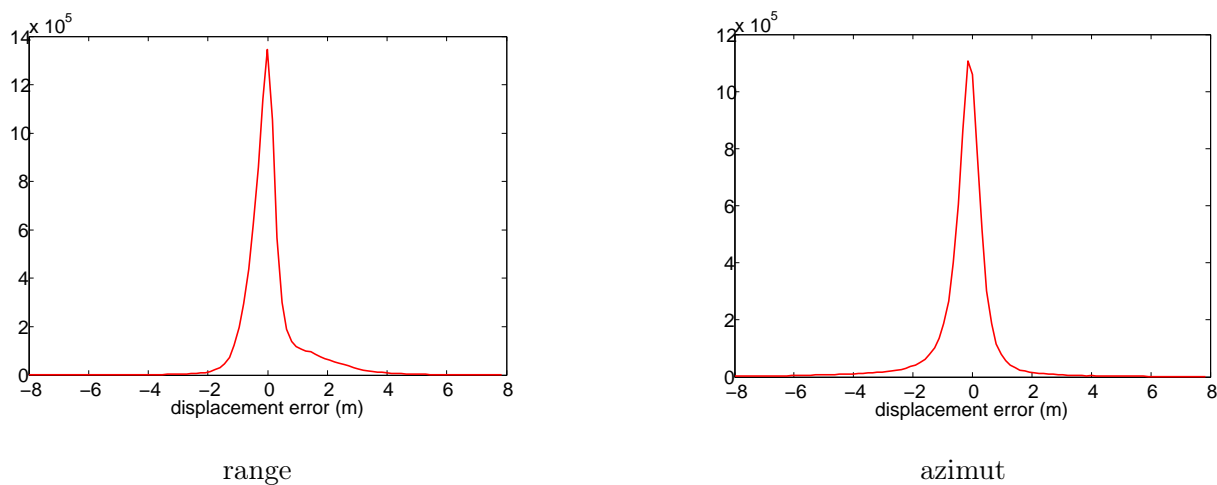


Figure 5.19. Histogramme des erreurs du déplacement. Track499 (20050502 - 20050919).

En résumé, à partir de ces analyses, nous pouvons conclure que les erreurs présentes dans les mesures de la corrélation d'amplitude sont essentiellement du type aléatoire. Leurs distributions sont Gaussiennes en première approximation. Avec une présence importante du bruit, le nombre de pixels ayant une erreur importante augmente, mais la nature de la distribution de l'erreur ne change pas. L'erreur épistémique se présente de façon plus locale en fonction des mesures.

Analyse de la pseudo-variance sortie de ROIPAC Dans un second temps, la relation entre la pseudo-variance et l'erreur du déplacement est analysée. La pseudo-variance versus l'erreur du déplacement pour les deux zones de la Track 270 est montrée dans la figure 5.20. Généralement, les faibles valeurs de l'erreur du déplacement correspondent aux faibles valeurs de la pseudo-variance, ce qui se traduit par la forte densité de points autour de l'origine dans la 1^{ère} zone. Dans la 2^{ème} zone, les faibles valeurs de l'erreur du déplacement correspondent à tous les niveaux de la pseudo-variance, mais une grande proportion des faibles valeurs de l'erreur du déplacement correspondent à une pseudo-variance inférieure à 0.2 m. Les valeurs de la pseudo-variance moyennes pour les 2 zones de la Track 270 et de la Track 463 sont montrées dans le tableau 5.3 et le tableau 5.4 respectivement. Les valeurs de la pseudo-variance dans la 2^{ème} zone pour les 2 Tracks sont plus grandes que les valeurs dans la 1^{ère} zone. Ceci est cohérent avec le fait que la 2^{ème} zone est plus bruitée. La pseudo-variance

augmente donc avec le niveau de bruit présent dans les mesures. L'erreur épistémique dans la 2^{ème} zone est plus grande pour la Track 463, mais plus petite pour la Track270 par rapport à la 1^{ère} zone. De plus, elle est beaucoup plus importante dans la 2^{ème} zone de la Track 463 que dans la 1^{ère} zone de la Track 270. Puisqu'il est difficile de dissocier la composante épistémique et la composante aléatoire dans l'erreur du déplacement, la pseudo-variance peut être considérée comme une mesure d'incertitude qui prend en compte à la fois la composante aléatoire et la composante épistémique.

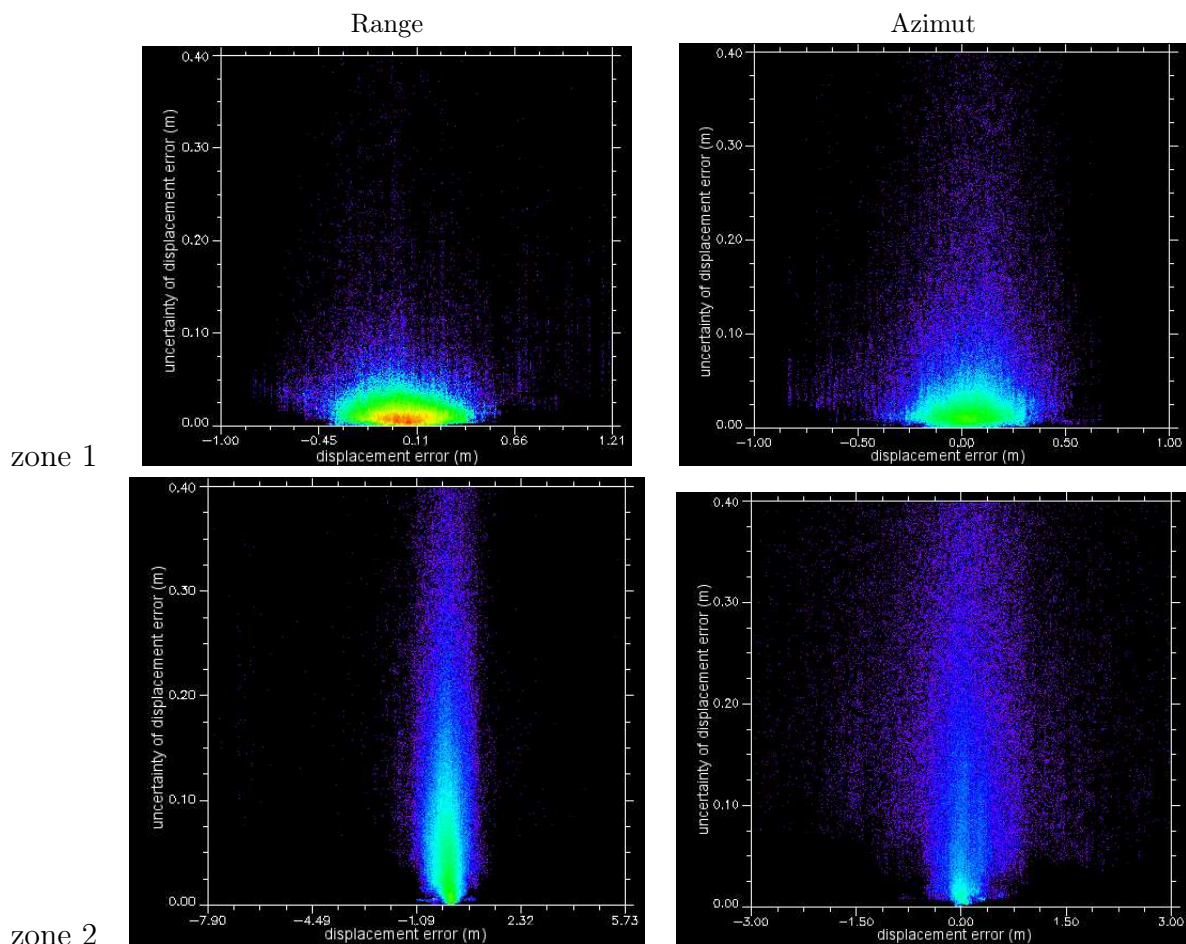


Figure 5.20. Pseudo-variance versus erreur du déplacement. Track270 (20050730 - 20050903). Les différentes couleurs représentent la densité des points.

Comme la pseudo-variance fournie par ROIPAC n'est pas une mesure d'incertitude qui caractérise la dispersion des valeurs au sens statistique, l'écart-type de l'erreur du déplacement au sens statistique est calculé localement avec une fenêtre glissante et un sous-échantillonnage de 32 pixels, le choix de ce pas est basé sur la taille de fenêtre principale utilisée dans la corrélation (64×64 pixels) pour éviter que les pixels dans la fenêtre glissante soient tous corrélés entre eux. La relation entre la pseudo-variance et l'écart-type de l'erreur du déplacement est analysée. De même, nous prenons les deux zones de la Track 270 comme exemple (Figure 5.21). D'une manière générale, les faibles valeurs de l'écart-type correspondent aux faibles valeurs de la pseudo-variance dans la 1^{ère} zone, alors que les faibles valeurs de l'écart-type correspondent à tous les niveaux de la pseudo-variance dans la 2^{ème} zone. Notons qu'une grande majorité de faibles valeurs de l'écart-type correspondent aux valeurs de la pseudo-variance inférieures à 0.2 m. L'analyse entre la pseudo-variance et l'écart-type de l'erreur du déplacement montre que :

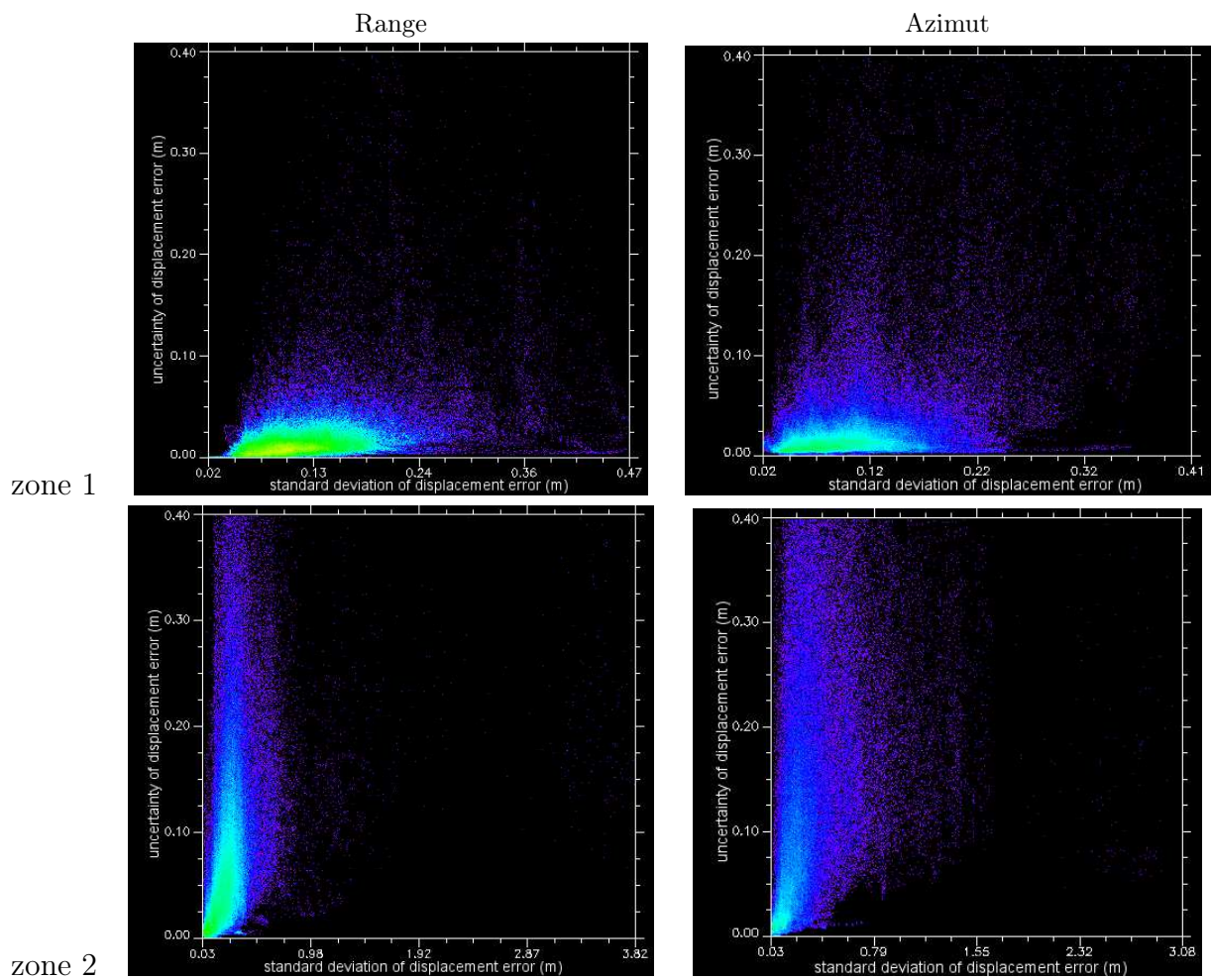


Figure 5.21. Pseudo-variance versus écart-type de l'erreur du déplacement. Track270 (20050730 - 20050903). Les différentes couleurs représentent la densité des points.

1. Il y a une forte cohérence entre la pseudo-variance et l'écart-type.
2. La relation n'est pas linéaire, ceci est dû probablement au fait que la pseudo-variance contient aussi l'erreur épistémique, alors que l'écart-type est lié seulement à la variation aléatoire de l'erreur du déplacement.

En conclusion, bien que la pseudo-variance soit une mesure relative, elle est représentative de la qualité de mesure d'après les analyses effectuées sur les mesures pré-sismiques. Elle peut être utilisée comme paramètre d'incertitude de mesure de la corrélation d'amplitude. En outre, la pseudo-variance contient à la fois la composante aléatoire et la composante épistémique présentes dans les mesures de la corrélation d'amplitude. Comme ces mesures sont essentiellement dominées par l'erreur aléatoire, la composante aléatoire dans la pseudo-variance est alors plus importante que la composante épistémique.

Analyse de l'incertitude en interférométrie différentielle

Selon de nombreux travaux (Funning et al., 2005 ; Sudhaus and Jónsson, 2009), les interférogrammes sont soumis au bruit corrélé spatialement à cause des effets atmosphériques. Les résultats empiriques montrent que, pour des interférogrammes indépendants avec du signal atmosphérique complètement différents (de l'orage au temps calme), les structures basiques du bruit corrélé pour toutes ces situations sont similaires (Hanssen, 2001). Le bruit corrélé spatialement peut être caractérisé par l'auto-corrélation (γ_{h_c}), et cette dernière varie d'une manière exponentielle en fonction de la distance de corrélation (h_c). De cette manière, la fonction d'auto-corrélation est exprimée comme suit :

$$\gamma_{h_c} = Ae^{-b \cdot h_c} \quad (5.17)$$

où A et b dénotent les 2 paramètres qui caractérisent le comportement exponentiel de la corrélation du bruit.

Pour déterminer les deux paramètres A et b , sous l'hypothèse de stationarité spatiale et d'isotropie, qui induit que l'auto-corrélation entre 2 points ne dépend que de la distance entre eux, nous pouvons calculer l'auto-corrélation à différentes distances (h_c) sur de nombreux points. Puis, A et b sont obtenus par une régression linéaire en log. Ceci nécessite que l'auto-corrélation soit estimée sur les interférogrammes sans déformation. Pour ce faire, il y a 2 possibilités : les interférogrammes pré-sismiques et les interférogrammes cosismiques après avoir enlevé un modèle de déformation.

Dans un premier temps, l'auto-corrélation est calculée sur l'erreur du déplacement issue de l'interférogramme pré-sismique de la manière suivante :

$$\gamma_{h_c} = \frac{1}{N} \sum_{i=1, \|p_i - q_i\| \simeq h_c}^N r(p_i) \cdot r(q_i) \quad (5.18)$$

où p_i et q_i représentent 2 points, h_c est la distance entre p_i et q_i , N est le nombre de points qui satisfont la condition $\|p_i - q_i\| \simeq h_c$.

L'erreur du déplacement, l'auto-corrélation en fonction de la distance (h_c) pour la Track 270 sont

montrées dans la figure 5.22. Le résultat vérifie le comportement exponentiel avec :

$$\gamma_{h_c} = 0.0119e^{-0.0244 \cdot h_c} \quad (5.19)$$

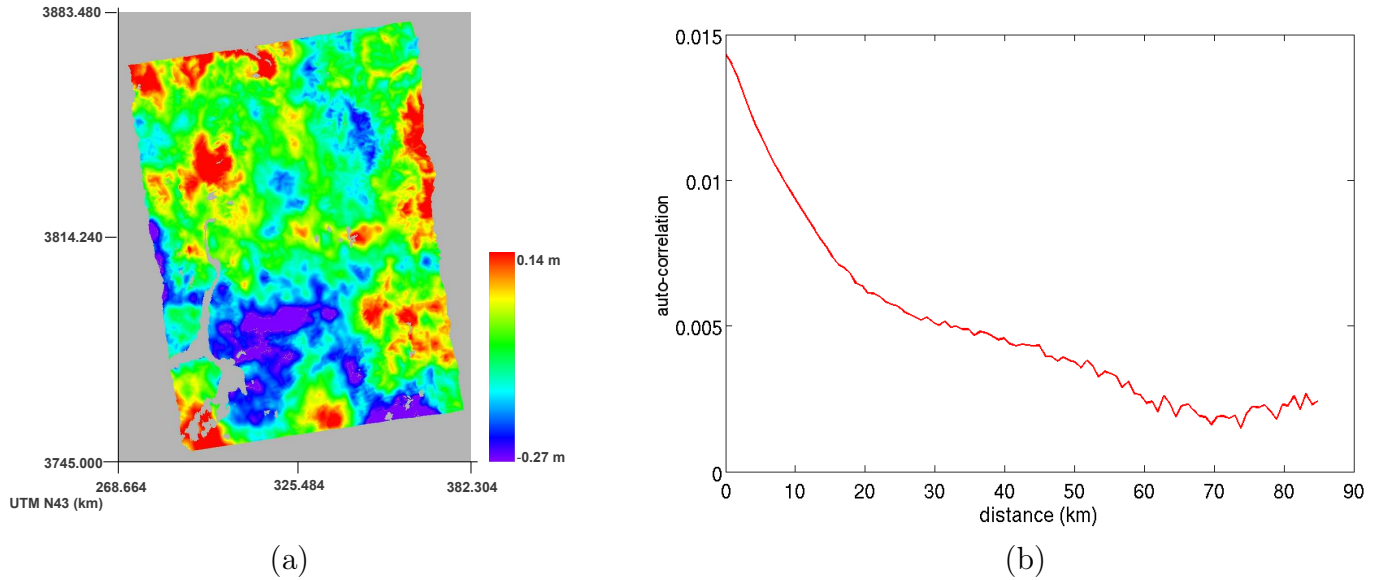


Figure 5.22. (a) Erreur du déplacement issue de l'interférogramme présismique, Track 270 (20050730 - 20050903). (b) Auto-corrélation en fonction de la distance.

Dans un second temps, nous utilisons des interférogrammes cosismiques et enlevons la déformation issue d'un modèle pré-calculé. Nous obtenons les résidus et l'auto-corrélation est calculée sur ces résidus. La démarche est la même que pour les interférogrammes pré-sismiques. Cependant, à cause de l'imprécision du modèle, les résidus sont assez importants, et l'hypothèse de stationarité et isotropie n'est pas vérifiée dans ce cas. De plus, l'erreur issue du modèle se présente dans les résidus. Par conséquent, la relation exponentielle entre l'auto-corrélation et la distance de corrélation ne peut pas être vérifiée dans ce cas.

L'impact atmosphérique sur le déplacement mesuré par l'interférométrie différentielle dépend fortement de la date d'acquisition. Avec ces analyses sur les interférogrammes pré-sismiques, nous pouvons caractériser le bruit général présent dans les mesures et obtenir un ordre de grandeur de l'erreur introduit par ce bruit. Cependant, nous ne pouvons pas en déduire précisément le bruit corrélé spatialement sur les interférogrammes cosismiques, car les dates d'acquisition sont complètement différentes. De ce fait, l'incertitude associée au déplacement de l'interférométrie différentielle utilisée dans cette étude est simplement déduite à partir de la cohérence. Cette incertitude caractérise essentiellement la variation aléatoire de la phase. Les caractéristiques du bruit corrélé spatialement obtenues à partir des interférogrammes pré-sismiques sont utilisées au chapitre 7 pour tester les sensibilités au bruit des paramètres géométriques de la faille et de la distribution du glissement sur le plan de la faille.

Analyse de l'incertitude globale

Afin de mettre en évidence les incertitudes associées aux mesures obtenues, deux profils sont effectués sur les images de déplacement (Figure 5.9 (a) et Figure 5.4 (a)) issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. Le premier profil se situe loin de la faille et le deuxième traverse la faille. Les valeurs de déplacement sur ces 2 profils sont comparées entre les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. En théorie, les mêmes valeurs de déplacement doivent être trouvées par ces deux techniques quand les deux mesures sont disponibles. Cependant, avec la présence de l'incertitude associée à chaque mesure, une dispersion des valeurs de déplacement est observée (Figure 5.23). Dans les mesures issues de la corrélation d'amplitude, à cause de la présence de bruit, l'incertitude aléatoire est présente, et se traduit par un effet de fluctuation de valeur par rapport aux valeurs voisines. Près de la faille, la fluctuation est petite, alors qu'en champ lointain, la fluctuation est importante. De plus, entre les mêmes mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle, un décalage existe, probablement lié à une correction imparfaite sur une ou l'autre des mesures. Il est donc probable que l'incertitude épistémique existe dans certaines mesures. Globalement, c'est l'incertitude aléatoire qui est la plus importante, et ceci conditionne le choix de stratégie et de méthode de fusion pour réduire les incertitudes dans les mesures.

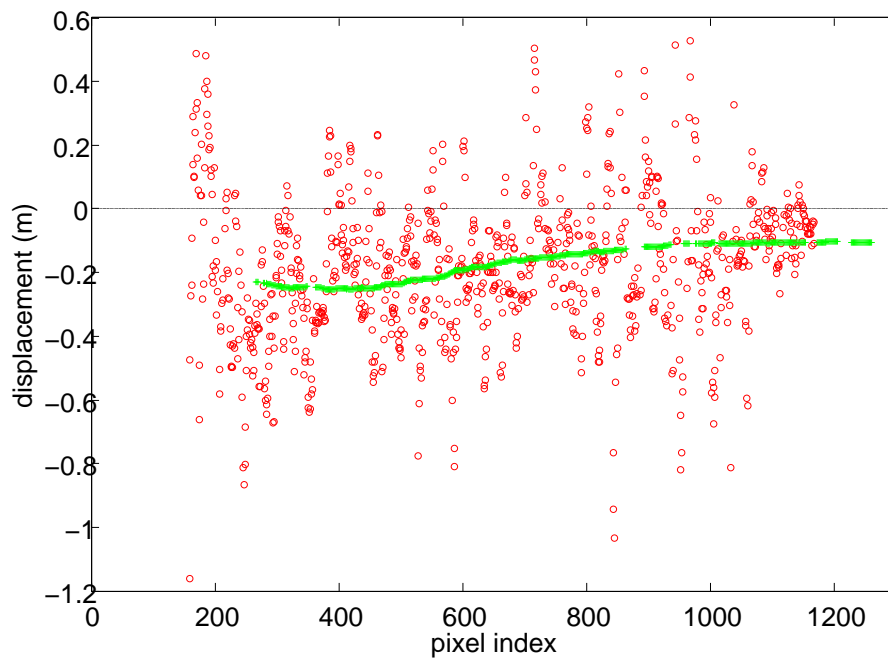
En ce qui concerne l'incertitude associée au déplacement issu de la corrélation d'amplitude, la pseudo-variance associée au déplacement fournie par ROIPAC, utilisée en tant que paramètre d'incertitude dans cette étude, contient à la fois l'incertitude aléatoire et l'incertitude épistémique. Cependant, l'incertitude épistémique présente à l'issue du post-traitement n'est pas prise en compte dans la pseudo-variance. En ce qui concerne l'incertitude associée au déplacement issu de l'interférométrie différentielle, utilisée dans cette étude, elle caractérise essentiellement la variation aléatoire de la phase. L'incertitude épistémique à cause de l'erreur du déroulement et l'impact atmosphérique qui existent potentiellement dans les mesures, n'est pas inclus dans ce paramètre. Tout ceci doit être pris en compte dans les méthodes et stratégies de fusion par la suite.

5.3.4 Disponibilité des mesures pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004

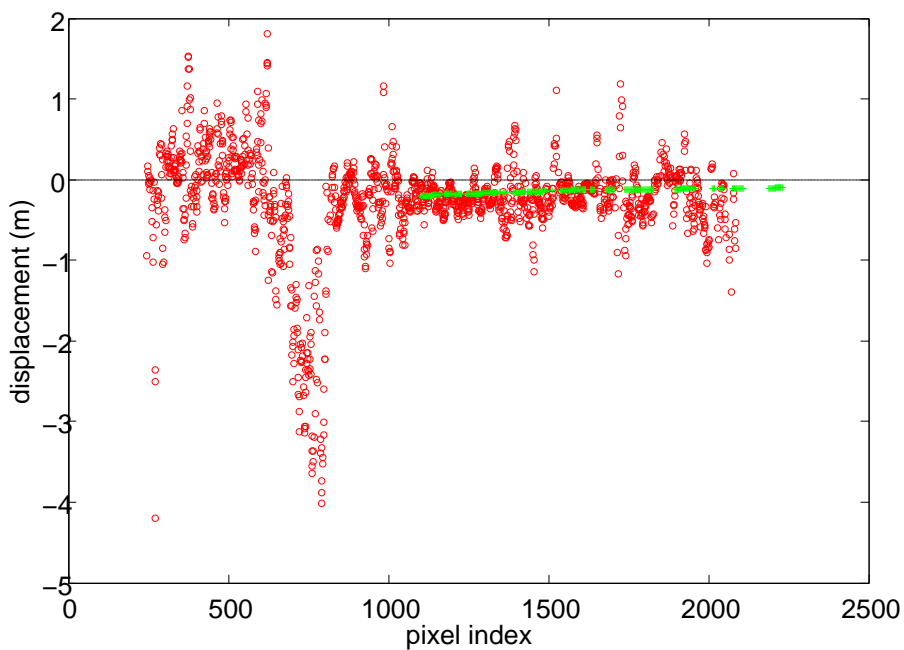
Après les traitements, 5 mesures issues de l'interférométrie différentielle et 2 mesure issue de la corrélation d'amplitude sont obtenues. Toutes ces mesures couvrent la zone centrale et le flanc Est. En ce qui concerne les 2 mesures issues de la corrélation d'amplitude, la mesure en azimuth n'est pas exploitable à cause de faible magnitude de déformation par rapport au bruit.

5.3.5 Interprétation du déplacement induit par l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004

Puisque l'angle d'incidence des données utilisées pour l'éruption de janvier 2004 du Piton de la Fournaise est différent d'une Track à l'autre, nous ne pouvons pas combiner directement toutes les mesures obtenues comme ce que nous avons fait dans le cas du séisme du Cachemire (Figure 5.13). Généralement, selon les résultats issus des Tracks descendantes, un déplacement vers l'Est sur le flanc



(a)



(b)

Figure 5.23. Illustration d'incertitude présente dans les mesures issues de la corrélation d'amplitude (rouge) et de l'interférométrie différentielle (vert). Track 463 (20041106 - 20051126). (a) Profil (1) et (b) Profil (2) sur la figure 5.9 (a) et la figure 5.4 (a).

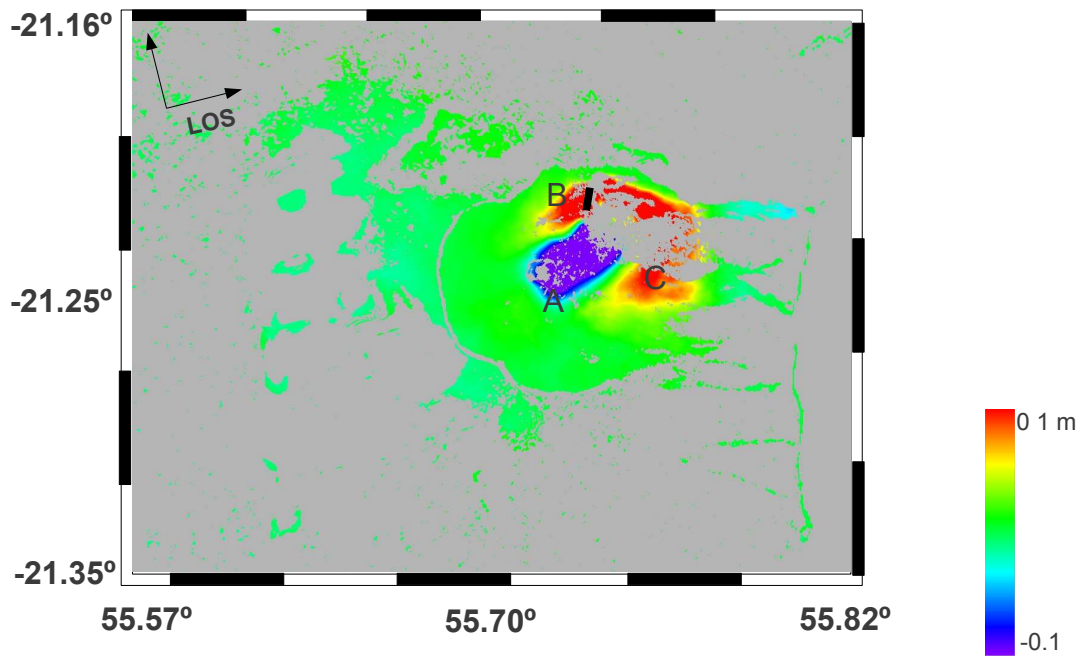
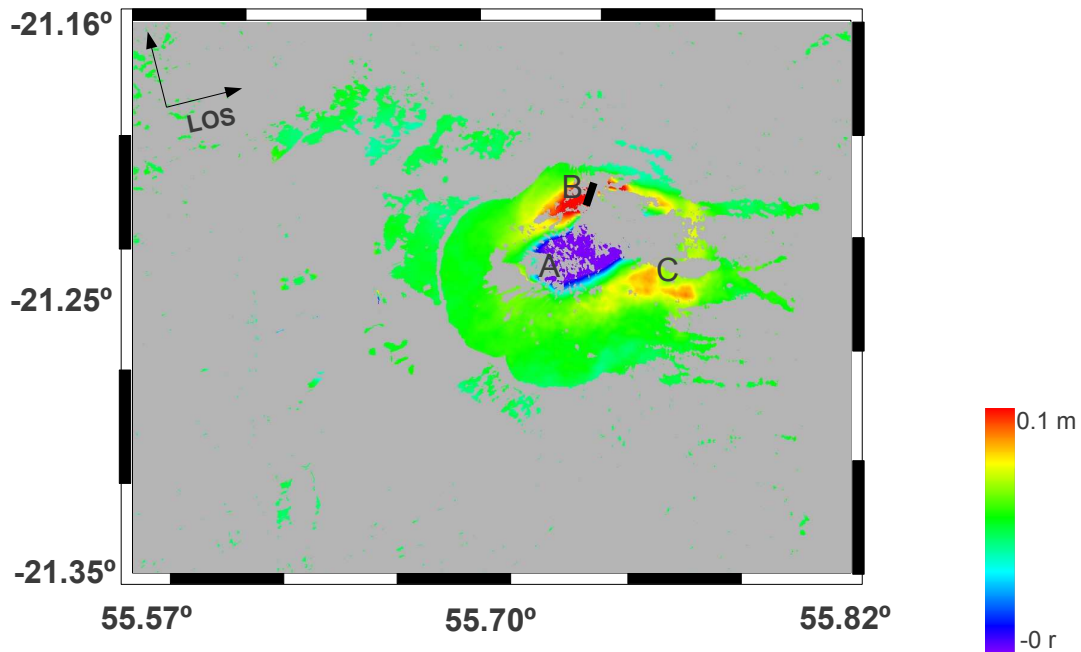


Figure 5.24. Déplacement en LOS issu de l'interférométrie différentielle (a) Track 313 (20031216 - 20040120) (b) Track 356 (20031219 - 20040123). Le trait noir représente la position de la fissure éruptive.

Direction de l'orbite	No. Track	Date d'acquisition	B_{\perp} (m)	B_t (an)	Type de mesure
Descending	005	20031230 - 20040309	472.9663	0.1925	Cor. φ
	277	20031214 - 20040118	-166.3141	0.0943	φ
	320	20031217 - 20040225	109.6958	0.1886	φ
Ascending	313	20031216 - 20040120	257.8239	0.0943	φ
	356	20031219 - 20040123	92.6957	0.0943	φ

Tableau 5.5. Liste des mesures pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Cor. représente les mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ représente les mesures issues de l'interférométrie différentielle.

Est est observé (Figure 5.11). Selon les résultats issus des Tracks ascendantes (Figure 5.24), 3 zones distinctes (A, B et C) sont observées. Ces 3 zones correspondent exactement aux 3 zones observées par Tinard et al. (2007). Dans la zone A, le déplacement correspond à un soulèvement vers l'Ouest. Le même déplacement sur cette zone est également observé sur le déplacement en range issu de la corrélation d'amplitude de la Track 005 (Figure 5.5 (a)). Dans les zones B et C, les déplacements correspondent à un glissement vers l'Est. Le déplacement vers l'Est sur le flanc Est est cohérent avec le comportement d'un glissement important vers l'Océan Indien lors de chaque intrusion sur le flanc Est mis en lumière lors des études précédentes (cf. section 3.5.1 et section 3.5.2).

5.4 Conclusions

Dans ce chapitre, une chaîne de post-traitement de la corrélation d'amplitude et une chaîne de traitement pour le déroulement de phase en interférométrie différentielle en prenant en compte un modèle a priori de la déformation ont été développées. L'application de ces traitements a été effectuée essentiellement sur le séisme du Cachemire, ainsi que sur une éruption du Piton de la Fournaise. L'application de l'interférométrie différentielle à la mesure du déplacement dû au séisme du Cachemire est réussie pour la première fois. Les mesures issues de l'interférométrie différentielle apportent de l'information précise et importante en champ lointain par rapport à la position de la faille, ce qui permet de mieux contraindre la modélisation de la rupture de la faille. De plus, les incertitudes associées aux mesures du déplacement dû au séisme du Cachemire sont analysées en utilisant les données pré-sismiques. La prise en compte de l'incertitude épistémique dans les mesures du déplacement issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle constitue notre première contribution dans la communauté de la télédétection et dans la communauté de la géophysique. Une autre contribution importante de ces travaux est l'analyse et la caractérisation de la pseudo-variance fournie par ROIPAC.

Les traitements effectués et les résultats obtenus dans ce chapitre ont été publiés dans (Yan et al., 2009b) à la conférence Fringe en 2009.

Chapitre 6

Estimation de déplacement 3D à la surface de la Terre

Sommaire

6.1	Méthodologie	102
6.1.1	Méthode	102
6.1.2	Inversibilité des mesures pour le séisme du Cachemire	105
6.2	Stratégies de fusion et tests synthétiques	105
6.2.1	Stratégies de fusion mises en œuvre	106
6.2.2	Tests synthétiques de l'évolution de l'incertitude en fonction de l'ajout de projections dans l'inversion	106
6.3	Critères d'évaluation	116
6.4	Résultats expérimentaux	117
6.4.1	Valeur nominale du déplacement	118
6.4.2	Valeur de l'incertitude	120
6.4.3	Distribution de possibilité	123
6.4.4	Conclusion	123
6.5	Comparaison avec les mesures optiques et de terrain	126
6.5.1	Corrélation d'images optiques ASTER	126
6.5.2	Mesures sur le terrain	127
6.5.3	Comparaison	128
6.6	Conclusions	133

Les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle correspondent aux déplacements dans la direction LOS et/ou azimuth de chaque acquisition. Les différentes mesures correspondent donc aux différentes géométries d'acquisition et aux différents systèmes d'observation. Afin de faciliter l'interprétation du champ de déplacement à la surface de la Terre, toutes ces mesures doivent être alignées dans le même système d'observation. Pour cette raison, le déplacement 3D à la surface de la Terre, avec 3 composantes E, N, Up, est construit à partir de ces mesures.

Dans ce chapitre, dans un premier temps, nous présentons comment construire le déplacement 3D à la surface de la Terre par une inversion linéaire en utilisant les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. En fonction de la nature de l'incertitude présente dans les mesures, en plus de l'approche classique basée sur la théorie des probabilités, nous proposons une approche floue basée sur la théorie des possibilités pour représenter et propager les incertitudes de mesure. De plus, deux stratégies de fusion différentes de l'inversion jointe (la stratégie couramment utilisée), la pré-fusion et la post-fusion sont proposées. Les deux approches de gestion de l'incertitude sont appliquées dans le contexte de la pré-fusion et de l'inversion jointe. La propagation de l'incertitude lors de l'inversion est suivie et analysée. Les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies de fusion et des approches de gestion de l'incertitude sont mis en évidence à travers les comparaisons des résultats obtenus. Ces applications et analyses sont effectuées sur l'estimation du déplacement 3D dû au séisme du Cachemire.

En effet, le déplacement 3D à la surface de la Terre dû au séisme du Cachemire (2005) a déjà été mesuré par Pathier et al. (2006) et Wang et al. (2007) en utilisant des mesures issues de la corrélation d'amplitude. Dans cette étude, nous intégrons plus de mesures issues de la corrélation d'amplitude et nous ajoutons les mesures issues de l'interférométrie différentielle. Nous nous intéressons particulièrement à la gestion et la réduction des incertitudes aléatoires et épistémiques à travers les différentes stratégies de fusion.

Dans un second temps, nous présentons le déplacement horizontal à la surface de la Terre estimé par la corrélation de deux images optiques ASTER. Ensuite, ce déplacement horizontal est comparé avec celui obtenu en radar. Afin d'expliquer la différence entre le radar et l'optique, l'erreur présente dans l'estimation du déplacement 3D par les mesures radar est analysée en utilisant les mesures pré-sismiques. De plus, le déplacement vertical à la surface de la Terre obtenu en radar est comparé avec celui obtenu par les mesures sur le terrain.

6.1 Méthodologie

6.1.1 Méthode

Les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle sont des projections du déplacement 3D à la surface de la Terre dans la direction LOS ou azimuth de chaque acquisition (Figure 6.1). Nous pouvons reconstruire le déplacement 3D à la surface de la Terre à partir d'au moins 3 projections différentes en utilisant les vecteurs de projection. L'estimation du déplacement 3D est un problème inverse linéaire qui peut être décrit comme suit :

$$R = PU \tag{6.1}$$

de variance-covariance de l'estimation du déplacement 3D (Σ_U) peut être obtenue à partir de la matrice de variance-covariance des erreurs des mesures issues (Σ_R) de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. Les résultats en OLS et en GLS sont présentés dans les équations (6.5) et (6.6) (cf. section 4.6.1). L'écart-type de chaque composante du déplacement 3D est utilisé comme paramètre d'incertitude associée au déplacement.

$$\Sigma_U = (P^T P)^{-1} P^T \Sigma_R P (P^T P)^{-1} \quad (6.5)$$

$$\Sigma_U = (P^T \Sigma_R^{-1} P)^{-1} \quad (6.6)$$

Cette approche est pleinement justifiée dans les cas d'un grand nombre de mesures ayant des incertitudes indépendantes, de nature aléatoire. Dans le contexte des mesures utilisées dans cette étude, où une grande majorité des mesures correspondent aux mesures issues de la corrélation d'amplitude, selon les analyses sur l'erreur du déplacement présente dans les mesures effectuées dans le chapitre 5, les incertitudes associées aux mesures issues de la corrélation d'amplitude sont essentiellement aléatoires et leurs distributions peuvent être considérées comme Gaussiennes. En ce qui concerne l'indépendance, bien qu'il soit possible que dans certains cas les incertitudes soient corrélées entre les différentes mesures disponibles pour un pixel donné (par exemple, les mesures qui ont la même image maîtresse, les mesures de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle issues du même couple d'images), cet effet est mineur parmi un grand nombre de mesures. En conséquence, nous considérons que la nature des mesures utilisées justifie les hypothèses faites dans cette approche. Cependant, cette approche ne prend pas en compte l'incertitude épistémique qui est présente probablement dans les mesures utilisées.

Afin de prendre en compte à la fois l'incertitude aléatoire et l'incertitude épistémique, nous proposons une approche floue pour représenter et gérer l'incertitude dans cette étude. Cette approche est basée sur la théorie des possibilités, dans laquelle l'incertitude est modélisée par des distributions de possibilité (cf. section 4.5).

Pour cette approche, comme il n'y a pas de méthode des moindres carrés équivalente en possibilité, nous utilisons la méthode GLS pour obtenir le modèle direct. Puis nous construisons les distributions de possibilité à partir des valeurs du déplacement r_0 et leurs incertitudes associées σ_{r_0} , en considérant que σ_{r_0} contient à la fois la composante aléatoire et la composante épistémique. De plus, les valeurs du déplacement sont considérées comme bornées, nous les représentons alors par une distribution triangulaire symétrique avec support $[r_0 - \sqrt{3}\sigma_{r_0}, r_0 + \sqrt{3}\sigma_{r_0}]$. Ensuite, ces distributions de possibilité sont propagées dans le modèle direct en utilisant l'arithmétique floue basée sur le principe d'extension de Zadeh (Zadeh, 1978). Les distributions de possibilité associées aux 3 composantes du déplacement 3D en surface sont données par :

$$U = (P^T \Sigma_R^{-1} P)^{-1} P^T \Sigma_R^{-1} \otimes R \quad (6.7)$$

où \otimes est l'opérateur matriciel de multiplication floue dans laquelle la somme et le produit scalaire conventionnel sont remplacés par les opérations floues correspondantes.

Le paramètre d'incertitude utilisé est la largeur à mi-hauteur de la distribution triangulaire symétrique, qui vaut $\sqrt{3}\sigma_{r_0}$. Notons que, avec une hypothèse Gaussienne d'écart-type σ_{r_0} , la valeur correspondant à l' α -coupe 0.5, la largeur de la distribution de possibilité Gaussienne équivalente est

égale à $1,35 \sigma_{r_0}$, soit la largeur de l'intervalle de confiance de 50% d'une distribution Gaussienne avec σ_{r_0} comme écart-type.

6.1.2 Inversibilité des mesures pour le séisme du Cachemire

Puisqu'il faut au moins 3 projections différentes pour reconstruire le déplacement 3D en surface, nous analysons tout d'abord l'inversibilité en fonction de la combinaison de différents types de projections disponibles sur chaque pixel. Les différentes combinaisons de projection sont montrées dans la figure 6.2. Dans la zone grise de la figure 6.2, l'inversion pour estimer le déplacement 3D en surface n'est pas faisable à cause du manque de projections différentes, bien qu'il y ait des projections disponibles.

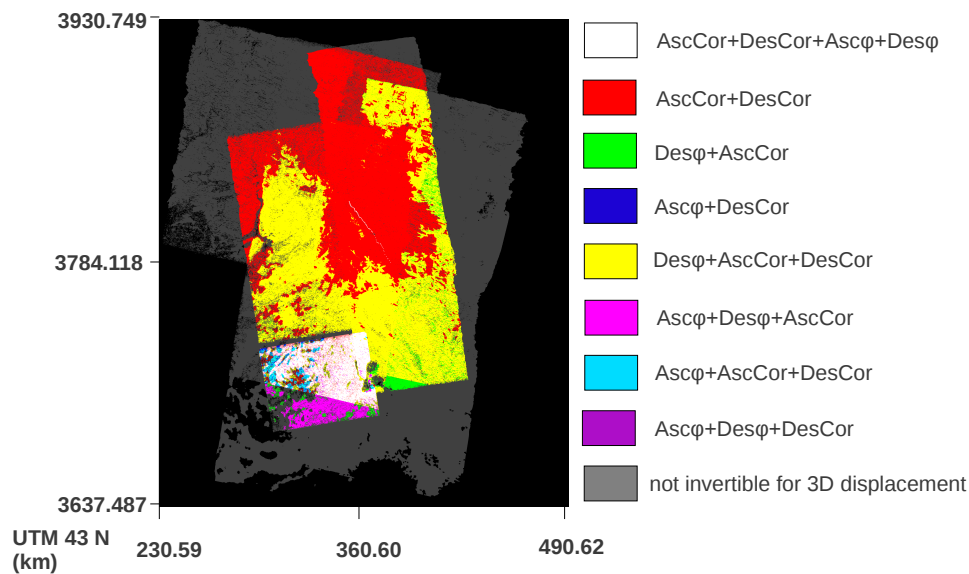


Figure 6.2. Inversibilité pour la construction du déplacement 3D en surface en fonction de la disponibilité de différents types de projections. Cor. : mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ : mesures issues de l'interférométrie différentielle.

Comme les directions d'Azimut en descendant et en ascendant sont presque co-linéaires, dans la pratique, l'inversion est réalisée sur les pixels où au moins 4 projections différentes (AscRg, AscAz, DesRg, DesAz) sont disponibles pour bien contraindre le système d'inversion.

6.2 Stratégies de fusion et tests synthétiques

L'estimation du déplacement 3D à la surface de la Terre dû au séisme du Cachemire est réalisée dans les différentes stratégies de fusion. Dans ce cas, le modèle physique correspond à un lien géométrique entre la géométrie 3D (E, N, Up) et la géométrie de chaque acquisition (range et azimut direction), et ce lien est décrit par des vecteurs de projection. Les paramètres du modèle cherchés correspondent aux 3 composantes du déplacement 3D en surface.

6.2.1 Stratégies de fusion mises en œuvre

Dans la pratique, pour la pré-fusion, en première approximation, nous considérons que dans chaque famille toutes les projections correspondent à la même géométrie d'acquisition, puisque les angles d'incidence sont pratiquement les mêmes pour toutes les acquisitions descendantes ou ascendantes. De ce fait, toutes les projections dans chaque famille sont agrégables. Puis, avant de faire l'inversion, nous sélectionnons dans chaque famille, la projection dont l'incertitude est la plus petite. Ensuite, l'inversion est faite avec les 4 projections sélectionnées (AscRg, AscAz, DesRg, DesAz) sur chaque pixel. En fait, une autre méthode de pré-fusion est également exploitée. Au lieu de sélectionner la meilleure projection, nous calculons la moyenne pondérée par l'incertitude dans chaque famille de projection. Mais cette méthode est équivalente à la stratégie de l'inversion jointe. Pour cette raison, nous prenons la sélection comme méthode de pré-fusion. La post-fusion n'a pas été pleinement exploitée dans cette étude à cause de l'insuffisance des mesures : seulement une très petite zone est couverte par 3 sous-groupes de projections indépendantes.

6.2.2 Tests synthétiques de l'évolution de l'incertitude en fonction de l'ajout de projections dans l'inversion

Afin de comprendre l'évolution des incertitudes associées aux 3 composantes du déplacement 3D en fonction de l'ajout de projections dans l'inversion et de faciliter l'interprétation des résultats par la suite, une série de tests synthétiques est réalisée dans les deux approches de gestion de l'incertitude. Dans ces tests, nous définissons une base avec 4 projections, AscRg, AscAz, DesRg et DesAz, puis nous ajoutons des projections dans l'inversion au fur et à mesure et nous regardons comment les incertitudes de sortie évoluent. Les incertitudes associées aux projections de base sont considérées soit uniformes, soit variables. Les valeurs du déplacement et celles de l'incertitude utilisées dans ces tests sont issues des valeurs réelles dans les mesures.

La projection ajoutée peut correspondre à une projection qui mesure exactement le même déplacement que l'une des projections de la base. Dans ce cas, cette projection ajoutée apporte un effet de redondance. Dans une autre configuration, la projection ajoutée peut correspondre à une projection différente de celles de la base et mesure le déplacement dans une direction légèrement ou complètement différente. Dans ce cas, cette projection ajoutée apporte un effet de géométrie. Dans ces tests synthétiques, ces 2 effets sont testés.

Effet de la redondance

Dans un premier temps, l'effet de la redondance est testé. Dans ces tests, les projections de base ascendantes sont en mode IS6 et les projections de base descendantes sont en mode IS2. Ici, nous distinguons 4 cas :

1. Les incertitudes associées aux projections dans la base sont uniformes (0.017535 m). Nous ajoutons au fur et à mesure des mesures selon une projection donnée (AscRg, AscAz, DesRg, DesAz au choix) avec la même incertitude, et nous suivons l'évolution des incertitudes de sortie. Les résultats pour l'approche classique et l'approche floue sont montrés dans la figure 6.3.

Dans l'approche classique, les incertitudes associées aux 3 composantes du déplacement 3D sont diminuées d'une manière plus ou moins importante avec l'ajout de projections redondantes. Des

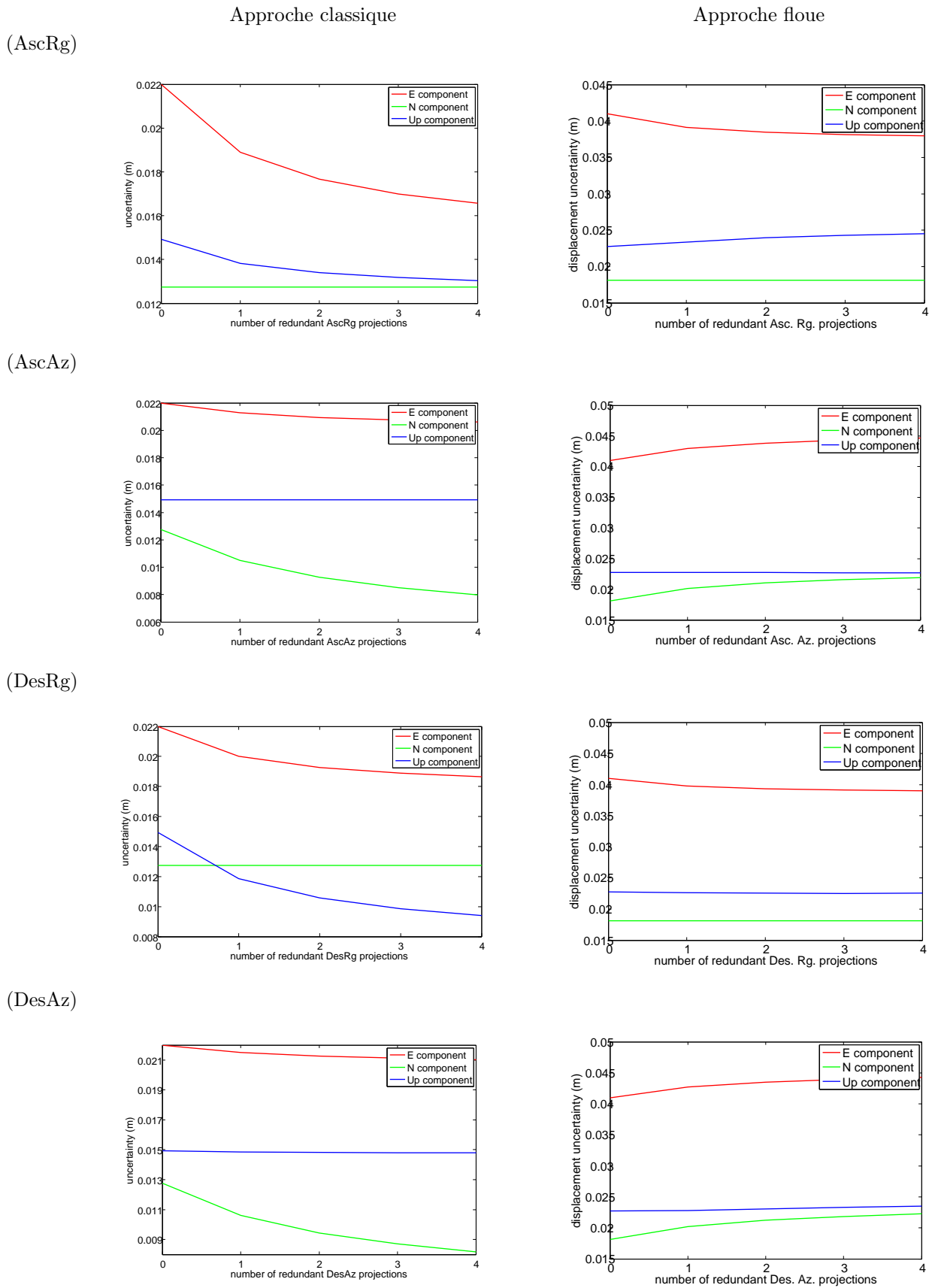


Figure 6.3. Test de l'effet de la redondance avec des projections d'incertitudes uniformes.

tests similaires ont été effectués par Wright et al. (2004). Ici, en plus de l'effet de la réduction de l'incertitude, nous mettons en évidence particulièrement le fait que la sensibilité de chaque composante du déplacement 3D à la direction de projection ajoutée (range ou azimuth) est différente. La composante E et la composante Up sont sensibles à la projection dans la direction range, tandis que la composante N est sensible à la projection dans la direction azimuthale. Dans l'approche floue, en ajoutant les projections en range, l'incertitude de la composante E diminue légèrement. En ajoutant les projections en azimuth, les incertitudes des composantes E et N augmentent légèrement. Alors que l'incertitude de la composante Up reste presque constante avec l'ajout de projections redondantes.

2. Les incertitudes associées aux projections dans la base sont variables (AscRg, 0.017535 m ; AscAz, 0.084056 m ; DesRg, 0.010042 m ; DesAz, 0.019642 m). De même, nous ajoutons au fur et à mesure des mesures selon une projection donnée (AscRg, AscAz, DesRg, DesAz au choix) avec la même incertitude que celle dans la base, et nous suivons l'évolution des incertitudes de sortie. La figure 6.4 montre les résultats dans l'approche classique et dans l'approche floue.

Dans l'approche classique, les incertitudes associées aux 3 composantes du déplacement 3D sont diminuées, mais l'effet de la diminution est variable en ajoutant les projections différentes puisque leurs incertitudes sont variables et ceci conduit à une contribution différente d'une projection à l'autre dans l'inversion. Dans l'approche floue, de même, à cause de la contribution variable de chaque projection, l'effet de l'ajout de projections redondantes dépend de la distribution initiale d'incertitude des projections de base. Notons également que dans cette approche, les incertitudes augmentent ou restent constantes dans la plupart des cas.

3. Les incertitudes associées aux projections dans la base sont uniformes (0.017535 m). Nous gardons toujours 4 projections de base dans l'inversion, mais nous augmentons au fur et à mesure l'incertitude d'une des projections (10 fois plus grande, 20 fois plus grande, ..., 100 fois plus grande), et nous regardons l'évolution des incertitudes de sortie. Les résultats pour l'approche classique et l'approche floue sont montrés dans la figure 6.5.

Ce test montre que les incertitudes de sortie augmentent avec l'augmentation de l'incertitude associée à une des projections de base dans l'approche classique. Dans l'approche floue, les incertitudes de sortie augmentent avec l'augmentation de l'incertitude associée à la projection en range, diminuent avec l'augmentation de l'incertitude associée à la projection en azimuth. Dans l'inversion, quand on augmente l'incertitude d'une des projections, la contribution de cette projection diminue. Au bout d'un moment, ceci est équivalent au fait qu'on enlève cette projection dans l'inversion. Pour vérifier ceci, l'inversion avec la même démarche en utilisant seulement 3 projections est effectuée, et les valeurs des incertitudes de sortie (dénnotée par +) correspondent bien aux valeurs indiquées par les replats dans la figure 6.5. Ce dernier montre que le comportement des incertitudes de sortie en enlevant des projections est à l'inverse du comportement des incertitudes de sortie lors de l'ajout de projections. Les résultats obtenus dans ce test confirment donc les résultats du premier test.

4. Les incertitudes associées aux projections dans la base sont uniformes (0.017535 m). Nous ajoutons au fur et à mesure une projection d'un type donné et nous augmentons l'incertitude de cette projection ajoutée (10 fois plus grande, 20 fois plus grande, ..., 100 fois plus grande), et nous regardons l'évolution des incertitudes de sortie. Les résultats pour l'approche classique et l'approche floue sont montrés dans la figure 6.6.

D'après la figure 6.6, nous pouvons conclure que, dans l'approche classique, même si nous ajoutons une projection avec une incertitude très grande, les incertitudes de sortie n'augmentent pas. Le comportement des incertitudes de sortie dans l'approche floue est contraire à celui

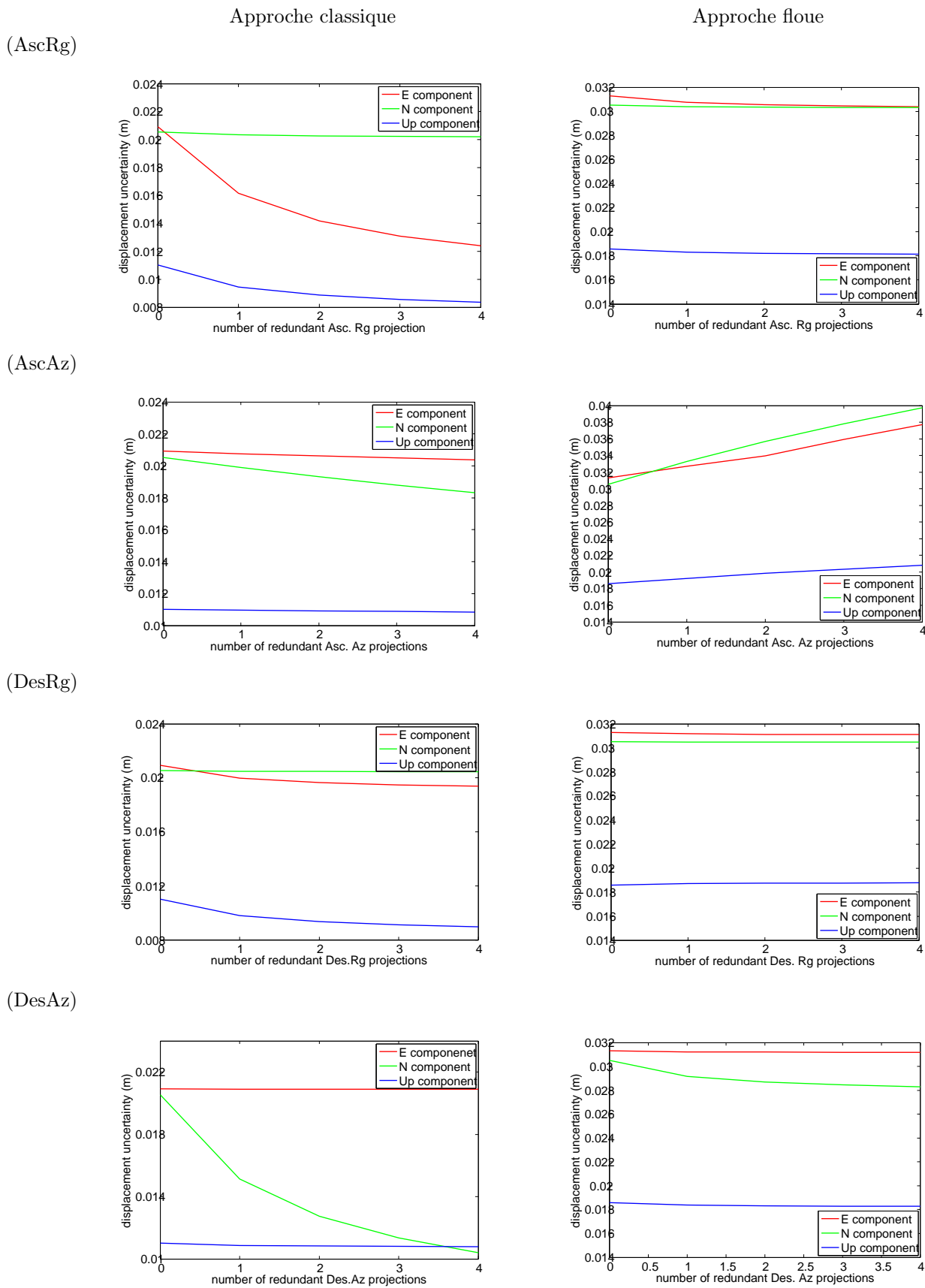


Figure 6.4. Test de l'effet de la redondance avec des projections d'incertitudes variables.

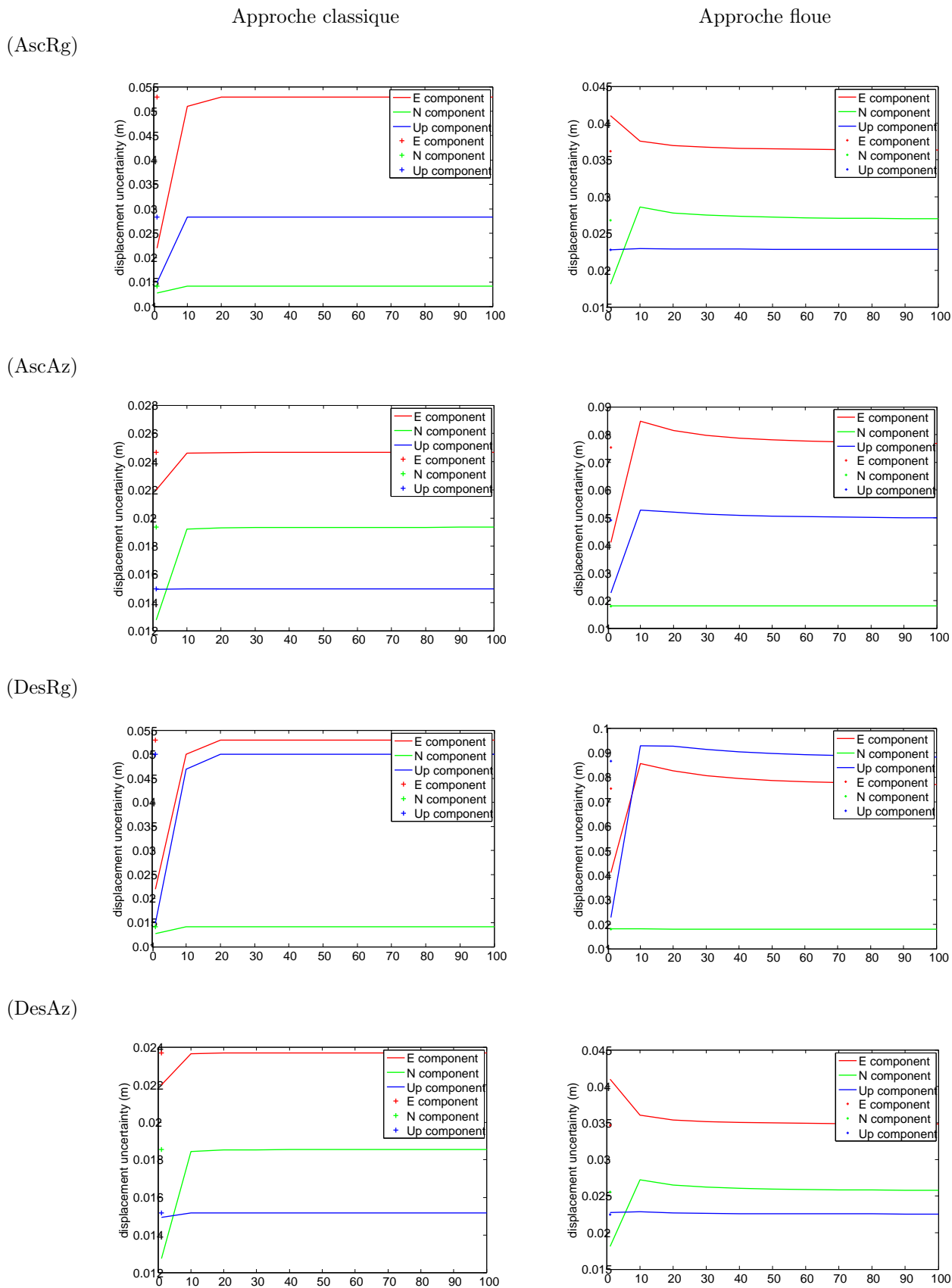


Figure 6.5. Test de l'effet d'augmenter l'incertitude d'une des projections de base.

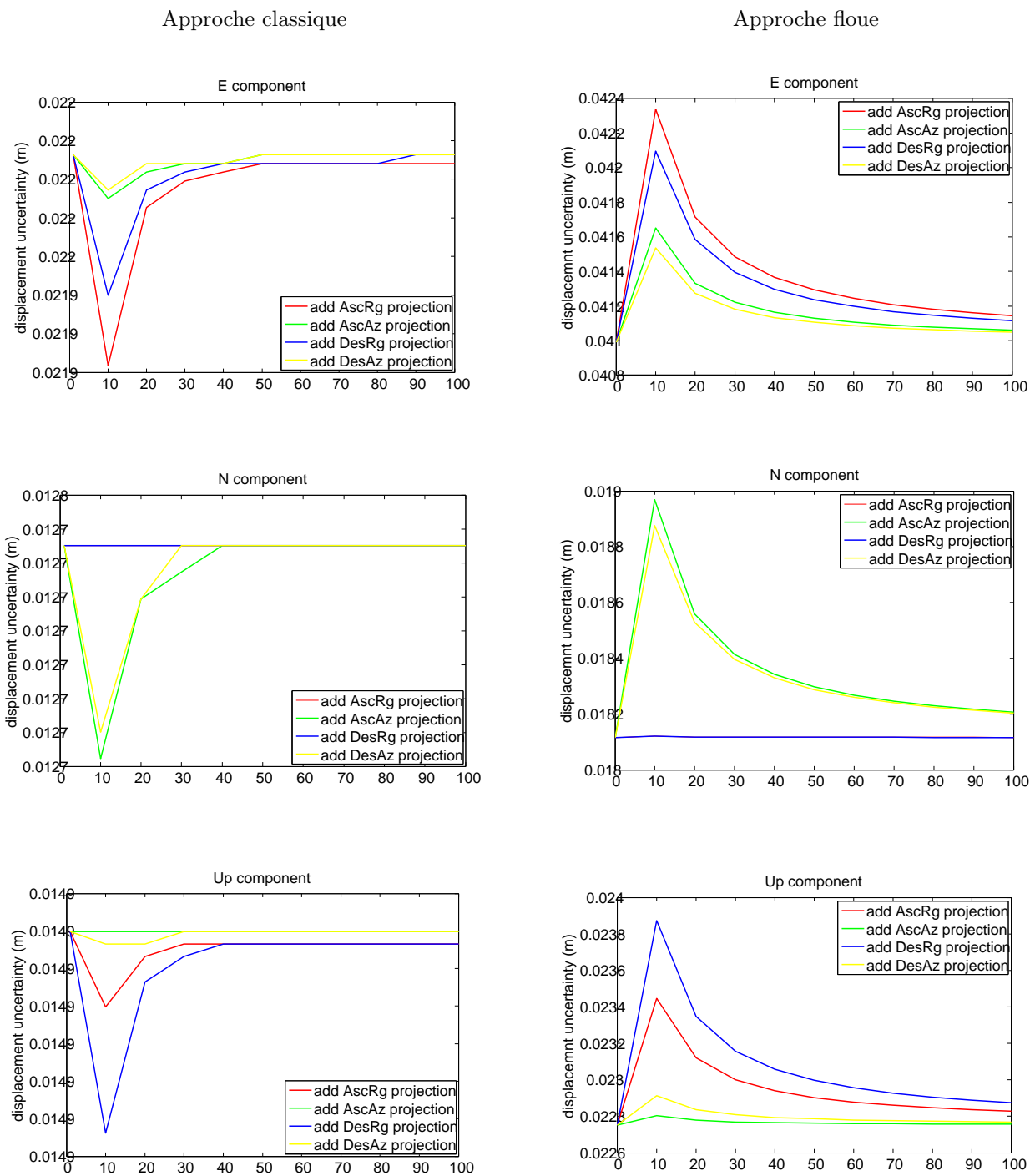


Figure 6.6. Test de l'effet de l'ajout d'une projection avec une grande incertitude.

obtenu dans l'approche classique. Dans ces 2 approches, l'effet d'augmentation ou de diminution s'arrête si l'incertitude de la projection ajoutée dépasse 50 fois l'incertitude de la même projection dans la base. En réalité, généralement le ratio de l'incertitude la plus grande sur l'incertitude la plus petite dans les mesures est inférieur à 50.

Effet de la géométrie

Dans un second temps, l'effet de la géométrie est testé. Premièrement, nous testons l'effet dû aux différents angles d'incidence en différents modes d'acquisition d'ENVISAT, de IS1 à IS7. Pour ces tests, les 4 projections de base sont en mode IS1, nous ajoutons une projection en mode de IS2 à IS7 à chaque fois, nous suivons l'évolution des incertitudes de sortie. Deuxièmement, nous testons l'effet dû aux différentes positions sur l'image SAR, de la distance proximale (near range) à la portée distale (far range). Pour ces tests, dans la base, les projections ascendantes sont en IS6 et les projections descendantes sont en IS2 et leurs incertitudes associées sont variables, ce qui correspond à la vraie mesure. A chaque fois, nous ajoutons une projection avec la même incertitude et un angle d'incidence différent qui varie entre 38° et 43° (IS6) pour les projections ascendantes, entre 18° et 26° (IS2) pour les projections descendantes. Ici, nous considérons 3 cas :

1. Les incertitudes associées aux projections dans la base sont uniformes (0.017535 m). A chaque fois, nous ajoutons une projection avec la même incertitude et un angle d'incidence différent qui varie entre 19° et 44° ¹. Les résultats pour l'approche classique et l'approche floue sont montrés dans la figure 6.7.

Dans l'approche classique, les incertitudes de sortie sont diminuées avec l'ajout de projections avec une géométrie différente. De même, la projection en range modifie plutôt les composantes E et Up, alors que la projection en azimuth modifie essentiellement la composante N et légèrement la composante E. De plus, l'effet de diminution due à la géométrie est plus important par rapport à celui dû à la redondance. Dans l'approche floue, les incertitudes de sortie augmentent légèrement ou restent presque constantes. L'effet de la géométrie est moins important par rapport à l'effet de la redondance dans cette approche.

2. Les incertitudes associées aux projections dans la base sont variables (AscRg, 0.017535 m ; AscAz, 0.084056 m ; DesRg, 0.010042 m ; DesAz, 0.019642 m). A chaque fois, nous ajoutons une projection avec la même incertitude et un angle d'incidence différent qui varie entre 19° et 44° . La figure 6.8 montre les résultats pour l'approche classique et l'approche floue.

Selon la figure 6.8, dans l'approche classique, le changement des incertitudes des projections de base conduit à un changement de l'effet de diminution des incertitudes de sortie. Généralement, les incertitudes de sortie diminuent d'une manière plus importante avec l'ajout de projections avec de faible incertitude. L'effet de l'ajout de projections dépend aussi de la distribution initiale d'incertitude des projections de base dans l'approche floue.

3. Ce test vise à tester l'effet de la distance proximale (near range) et de la portée distale (far range). Les résultats pour l'approche classique et l'approche floue sont montrés dans la figure 6.9.

D'après la figure 6.9, l'effet dû aux différentes positions sur l'image SAR est faible, dans l'ordre du millimètre. Ceci montre que l'impact du choix de l'angle d'incidence moyen sur toute l'image que nous avons fait (cf. section 5.2.2) est négligeable.

1. variation d'angle d'incidence d'ENVISAT : IS1 - IS7

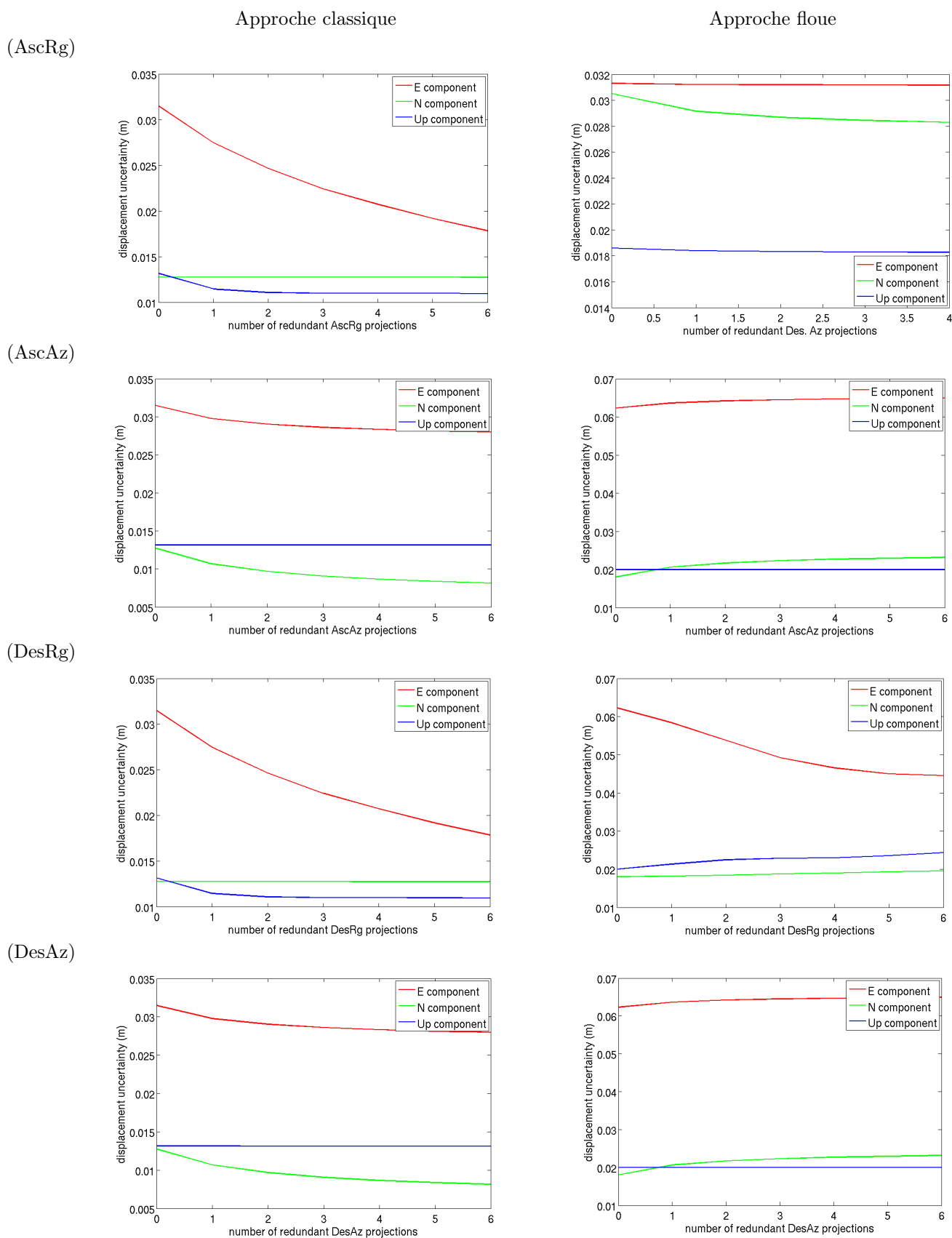


Figure 6.7. Test de l'effet de différents angles d'incidence avec des projections d'incertitudes uniformes.

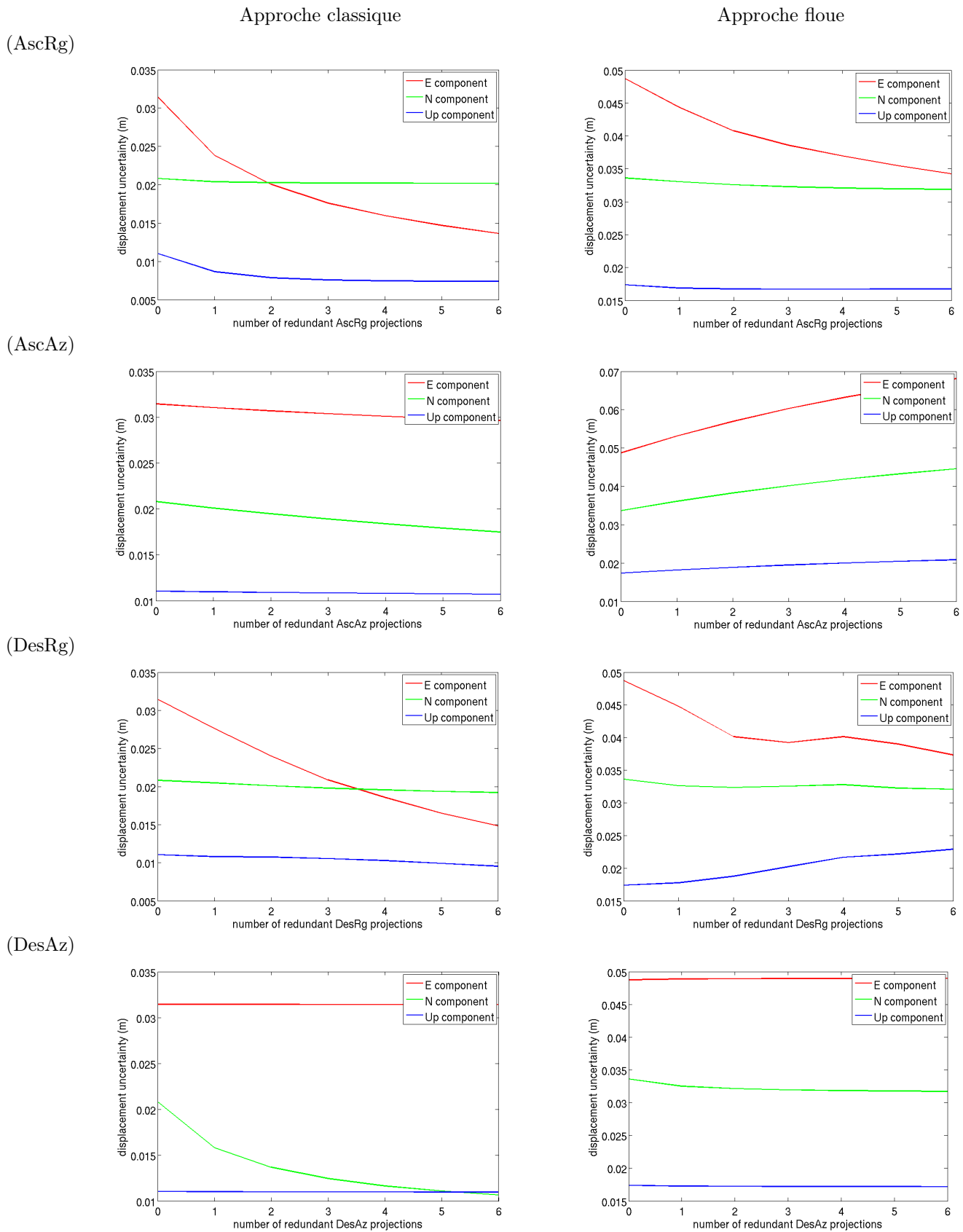


Figure 6.8. Test de l'effet de différents angles d'incidence avec des projections d'incertitudes variables.

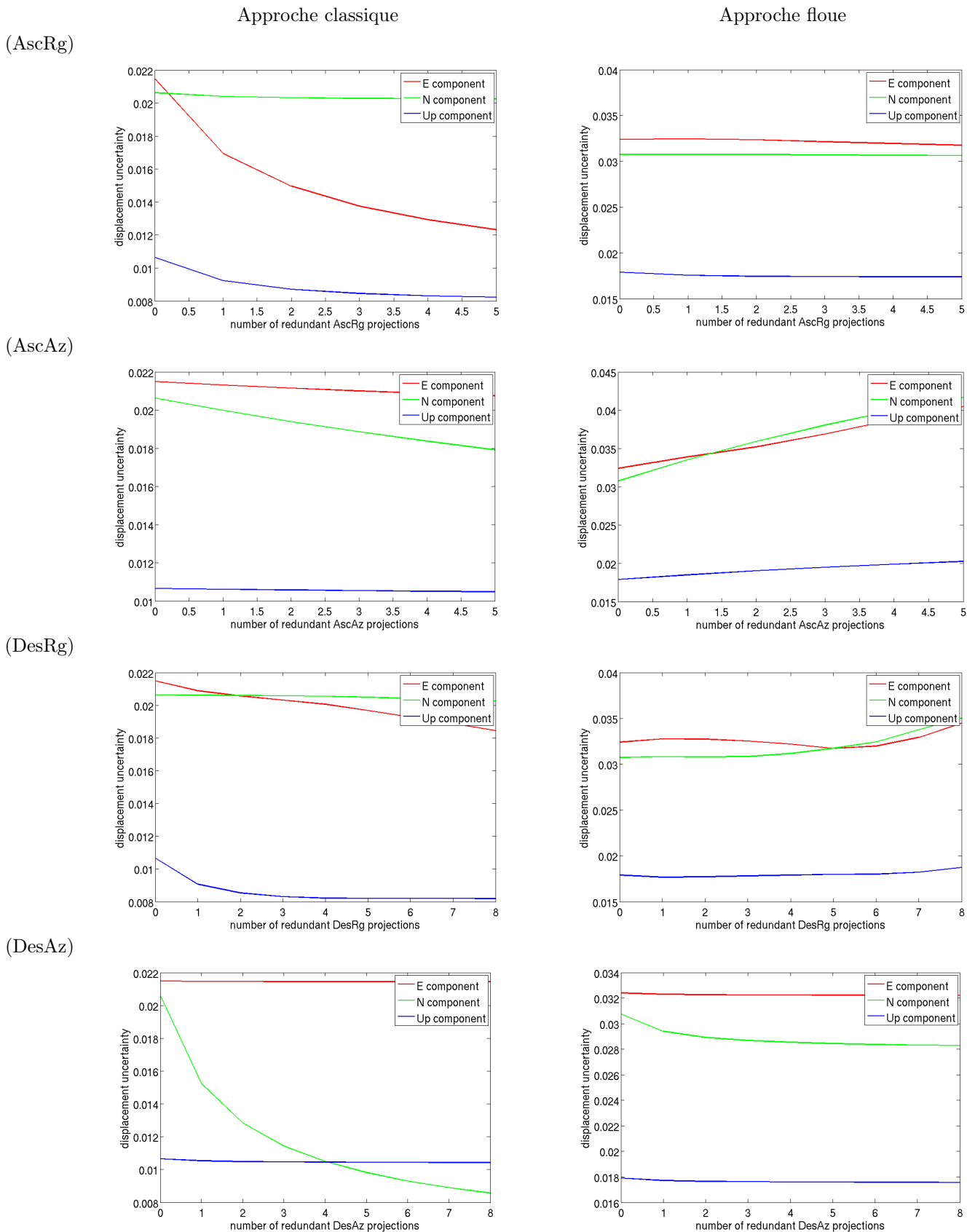


Figure 6.9. Test de l'effet de la distance proximale (near range) et de la portée distale (far range).

En résumé, dans ces tests, le cas avec 4 projections de base peut être considéré comme un cas de pré-fusion et les cas avec l'ajout de projections peuvent être considérés comme des cas d'inversion jointe. Dans l'approche classique, l'ajout de projections redondantes entraîne une diminution des incertitudes de sortie. Cependant, la relation entre l'effet de diminution et le nombre de projections ajoutées dans l'inversion n'est pas linéaire, quand le nombre de projections dépasse 20, l'effet de diminution devient moins important. L'ajout de projections de géométrie différente entraîne aussi une diminution des incertitudes de sortie et son effet de diminution est plus important par rapport à celui de la redondance. Tout ceci montre que l'approche classique favorise la stratégie d'inversion jointe. Dans l'approche floue, l'évolution des incertitudes avec l'ajout de projections diffère de celle dans l'approche classique. Globalement, les incertitudes de sortie restent plus ou moins constantes ou augmentent légèrement avec l'ajout de projections. Contrairement à l'approche classique où nous avons fait l'hypothèse d'incertitude indépendante et aléatoire, l'approche floue libère de cette hypothèse et elle favorise plutôt la stratégie de pré-fusion.

6.3 Critères d'évaluation

En plus de l'évaluation de la valeur du déplacement et celle de la valeur de l'incertitude, on calcule souvent le résidu des prédictions du modèle par rapport aux observations des données dans le cas où il n'y a pas de vérité terrain. Dans cette étude, nous suivons la même démarche : le déplacement 3D en surface déduit U est re-projeté dans la direction P de chaque mesure originale et le résidu par rapport à la mesure originale R est calculé.

Dans l'approche classique, l'erreur quadratique moyenne (RMS) de la valeur nominale du déplacement est prise comme indice d'évaluation. Pour chaque mesure k , elle peut être calculée comme suit :

$$RMS_k = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{I_k} \frac{[r_k(i) - \sum_{j=1}^3 P_k(j)U_k(i,j)]^2}{\omega_k(i)}}{\sum_{i=1}^{I_k} \frac{1}{\omega_k(i)}}} \quad (6.8)$$

où I_k est le nombre de pixel dans la mesure k , avec

$$\omega = \begin{cases} 1, & \text{en OLS} \\ \sigma_R^2, & \text{en GLS} \end{cases}$$

Un résidu global sur plusieurs mesures dans chaque stratégie de fusion est dérivé comme :

$$RMS = \frac{\sum_{k=1}^K I_k RMS_k}{\sum_{k=1}^K I_k} \quad (6.9)$$

où K est le nombre de mesures utilisées dans chaque stratégie.

Dans l'approche floue, chaque composante du résultat U est obtenu sous forme d'une distribution triangulaire symétrique. Ces distributions sont re-projetées dans la direction de chaque mesure par l'arithmétique floue. Puis, au lieu de comparer 2 valeurs du déplacement, une comparaison entre deux distributions triangulaires symétriques est effectuée. Afin de faciliter la comparaison, la hauteur du triangle d'intersection (h), qui varie entre 0 et 1, est prise comme indice d'évaluation (Figure 6.10).

Plus h est proche de 1, meilleur est l'accord entre les prédictions du modèle et les observations des données.

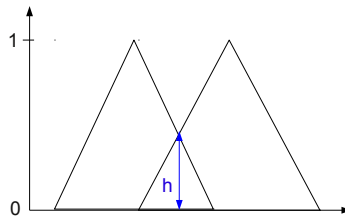


Figure 6.10. Illustration de la hauteur du triangle d'intersection (h) entre 2 distributions triangulaires symétriques.

Pour chaque mesure k , la moyenne h_k est calculée en divisant la somme de h par le nombre de pixel.

$$h_k = \frac{\sum_{i=1}^{I_k} r_k(i) \wedge (P_k \otimes U_k(i))}{I_k} \quad (6.10)$$

où \wedge dénote l'opérateur d'intersection entre 2 distributions triangulaires symétriques comme illustrée dans la figure 6.10.

Un index global (h) sur plusieurs mesures dans chaque stratégie est obtenu par :

$$h = \frac{\sum_{k=1}^K h_k I_k}{\sum_{k=1}^K I_k} \quad (6.11)$$

6.4 Résultats expérimentaux

Dans cette section, les déplacements 3D en surface et leurs incertitudes associées obtenus avec les différentes stratégies de fusion (la pré-fusion, l'inversion jointe), les différentes méthodes d'inversion (OLS et GLS), les différentes approches de gestion de l'incertitude (l'approche classique et l'approche floue), en utilisant les différents types de mesure (les mesures issues de la corrélation d'amplitude (Cor.) et celles issues de l'interférométrie différentielle (φ)), sont présentés et analysés. Afin de mettre en évidence les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies et des approches de gestion de l'incertitude, nous effectuons les comparaisons à 3 niveaux : entre les valeurs nominales du déplacement, entre les valeurs de l'incertitude et entre les distributions de possibilité. De plus, l'effet de l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle sur la réduction de l'incertitude associée au déplacement 3D est analysé et souligné. Pour ce faire, 4 cas sont considérés :

1. Pré-fusion (Cor.) : la stratégie de pré-fusion avec les mesures issues de la corrélation d'amplitude.
2. Pré-fusion (Cor. φ) : la stratégie de pré-fusion avec les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle.
3. Inversion jointe (Cor.) : la stratégie d'inversion jointe avec les mesures issues de la corrélation d'amplitude.
4. Inversion jointe (Cor. φ) : la stratégie d'inversion jointe avec les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle.

-	PF (Cor.)		PF (Cor., φ)		IJ (Cor.)		IJ (Cor., φ)		Pathier et al. (2006)	
	mean	RMS	mean	RMS	mean	RMS	mean	RMS	mean	RMS
PF (Cor.)	0	0	-0.13	18.95	0.53	16.99	0.80	23.40	9.20	63.85
PF (Cor., φ)	-	-	0	0	0.40	22.91	0.66	16.37	8.52	62.09
IJ (Cor.)	-	-	-	-	0	0	-0.26	15.22	8.55	59.54
IJ (Cor., φ)	-	-	-	-	-	-	0	0	8.04	58.31
Pathier et al. (2006)	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0

Tableau 6.1. Différences (cm) de la composante Up entre les 4 cas en GLS dans cette étude et le résultat obtenu dans (Pathier et al., 2006). PF dénote pré-fusion. IJ dénote Inversion jointe.

6.4.1 Valeur nominale du déplacement

Nous effectuons tout d'abord une comparaison entre nos 4 résultats et celui de Pathier et al. (2006) en calculant la moyenne de la différence et la racine de la moyenne des différences au carré (RMS). Les résultats obtenus dans les 4 cas sont cohérents globalement, avec une différence de l'ordre du millimètre et un RMS compris entre 10 cm et 25 cm. La figure 6.11 illustre un des cas : les 3 composantes du déplacement 3D en surface obtenu par inversion jointe (Cor. φ). Les différences de la composante Up entre les différents cas avec la méthode GLS dans cette étude et le résultat obtenu dans (Pathier et al., 2006) sont montrées dans le tableau 6.1. Les différences avec le résultat dans (Pathier et al., 2006) sont plus grandes par rapport aux différences entre les 4 cas dans cette étude, ce qui peut être expliqué par l'ajout d'un grand nombre de mesures, surtout l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle.

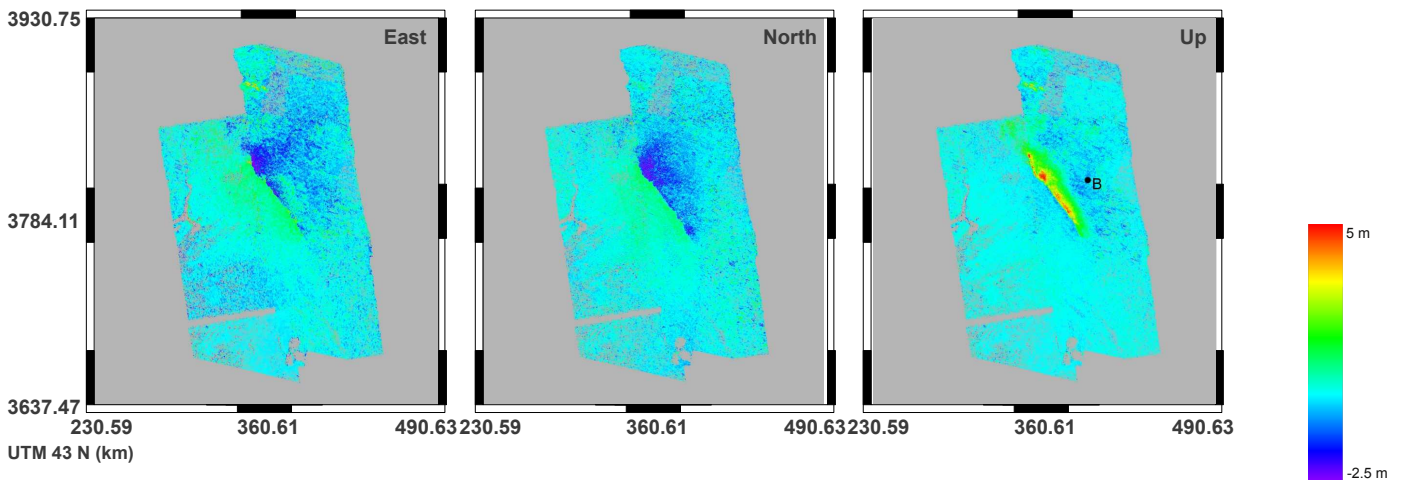


Figure 6.11. Déplacement 3D à la surface de la Terre estimé en inversion jointe (Cor. φ). Le point B est utilisé pour l'analyse des distributions de possibilité.

OLS	inversion jointe		pré-fusion	
	Cor.	Cor., φ	Cor.	Cor., φ
RMS_{used} (m)	0.5468	0.4900	0.3148	0.3120
$RMS_{not-used}$ (m)	-	-	0.7835	0.6605
RMS_{total} (m)	0.5468	0.4900	0.6402	0.5708

Tableau 6.2. RMS avec les différentes stratégies en utilisant les différents types de mesures en OLS.

Approche classique

Pour évaluer en détail les différentes stratégies de fusion et les différentes méthodes d'inversion (OLS et GLS), les résidus (RMS) (cf. section 6.3) sont calculés. Pour bien distinguer les contributions des pixels utilisés et celles des pixels non utilisés dans l'inversion, le RMS_{used} , le $RMS_{not-used}$ et le RMS_{total} sont calculés. Le RMS_{used} est obtenu sur les pixels réellement utilisés dans l'inversion, puisqu'en pré-fusion, un petit nombre de pixels sont utilisés. Le $RMS_{not-used}$ est calculé sur les pixels non utilisés dans l'inversion. Le RMS_{total} est obtenu en prenant en compte tous les pixels disponibles. Les résultats en OLS et en GLS sont montrés dans le tableau 6.2 et le tableau 6.3.

Premièrement, il y a une différence importante entre la méthode OLS et la méthode GLS (entre le tableau 6.2 et le tableau 6.3). Les RMS sont beaucoup plus petits en GLS, ce qui s'explique par le fait que dans cette méthode, les contributions des pixels dont l'incertitude est petite, sont importantes. Ceci montre clairement l'importance de prendre en compte la fiabilité de chacune des mesures. Deuxièmement, le RMS dans le cas avec les mesures issues de l'interférométrie différentielle est plus petit par rapport au cas sans ces mesures avec la même stratégie dans les 2 méthodes (le tableau 6.2 et le tableau 6.3). Les incertitudes associées aux mesures issues de l'interférométrie différentielle sont beaucoup plus petites par rapport à celles des mesures issues de la corrélation d'amplitude, la contribution de ces mesures est donc beaucoup plus importante dans l'inversion. De ce fait, l'ajout de ces mesures entraîne une diminution du RMS.

En ce qui concerne les RMS_{total} dans le tableau 6.3, ils sont légèrement plus petits en inversion jointe par rapport à ceux en pré-fusion. Selon les tests synthétiques que nous avons réalisés, l'incertitude aléatoire peut être réduite d'une manière importante avec l'ajout de mesures dans l'inversion en inversion jointe. Donc les valeurs du déplacement en inversion jointe sont plus précises globalement. En ce qui concerne les RMS_{used} , en pré-fusion, ils sont beaucoup plus faibles par rapport à ceux en inversion jointe. D'une part, en pré-fusion, nous sélectionnons les mesures dont l'incertitude est la plus petite parmi toutes les mesures disponibles, donc toutes les mesures utilisées dans l'inversion peuvent être considérées comme fiables. D'autre part, comme il n'y a que 4 mesures dans l'inversion pour chaque pixel, il est plus facile d'ajuster un modèle moyen à ces 4 mesures.

Approche floue

La hauteur du triangle d'intersection h est calculée dans les 4 cas considérés. De même, la h_{used} est calculée sur les pixels utilisés dans l'inversion. La $h_{not-used}$ est calculée sur les pixels non utilisés dans l'inversion. La h_{total} est calculée sur tous les pixels disponibles. Les résultats en GLS sont montrés dans le tableau 6.4.

GLS	inversion jointe		pré-fusion	
	Cor.	Cor., φ	Cor.	Cor., φ
RMS_{used} (m)	0.1156	0.1133	0.0281	0.0266
$RMS_{not-used}$ (m)	-	-	0.2528	0.2301
RMS_{total} (m)	0.1156	0.1133	0.1337	0.1292

Tableau 6.3. RMS avec les différentes stratégies en utilisant les différents types de mesures en GLS.

-	inversion jointe		pré-fusion	
	Cor.	Cor., φ	Cor.	Cor., φ
h_{used}	0.3170	0.2830	0.5640	0.5294
$h_{not-used}$	-	-	0.1677	0.1445
h_{total}	0.3170	0.2830	0.3653	0.3405

Tableau 6.4. Hauteur du triangle d'intersection (h) dans les différents cas en GLS.

D'une part, les hauteurs h_{used} et h_{total} sont plus grandes en pré-fusion par rapport à celles en inversion jointe. Ceci montre que l'approche floue favorise la stratégie de pré-fusion. D'autre part, avec l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle, h_{used} et h_{total} diminuent légèrement avec les 2 stratégies. Ceci signifie que l'incertitude épistémique existe probablement dans les mesures issues de l'interférométrie différentielle. De plus, du fait que la h_{total} est plus importante en pré-fusion qu'en inversion jointe avec l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle, nous pouvons conclure que la pré-fusion peut réduire d'une manière plus importante l'incertitude épistémique par rapport à l'inversion jointe dans cette approche.

6.4.2 Valeur de l'incertitude

En ce qui concerne les valeurs de l'incertitude, leurs évolutions varient d'une stratégie à l'autre en fonction du type de mesures et de l'approche de gestion de l'incertitude. Les incertitudes dans les différents cas dans l'approche classique sont montrées dans la figure 6.12. Globalement, les incertitudes sont plus petites en inversion jointe par rapport à celles en pré-fusion, grâce à un grand nombre de mesures utilisées dans l'inversion jointe. L'effet de la redondance et celui de la géométrie sont présents en même temps en inversion jointe. Selon les tests synthétiques, tout ceci conduit à réduire les incertitudes de sortie. Pour l'effet de l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle, les incertitudes sont plus petites avec ces mesures dans les 2 stratégies. Ceci est cohérent avec le fait que l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle entraîne une diminution du RMS.

Les incertitudes dans les différents cas dans l'approche floue sont présentées dans la figure 6.13. Dans cette approche, les incertitudes en pré-fusion sont plus petites que celles en inversion jointe, ce qui est cohérent au comportement général de cette approche. De même, avec l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle, les incertitudes diminuent. En conséquence, l'ajout de mesures issues de l'interférométrie différentielle diminue les incertitudes grâce à leur grande qualité, quelque soit l'approche utilisée.

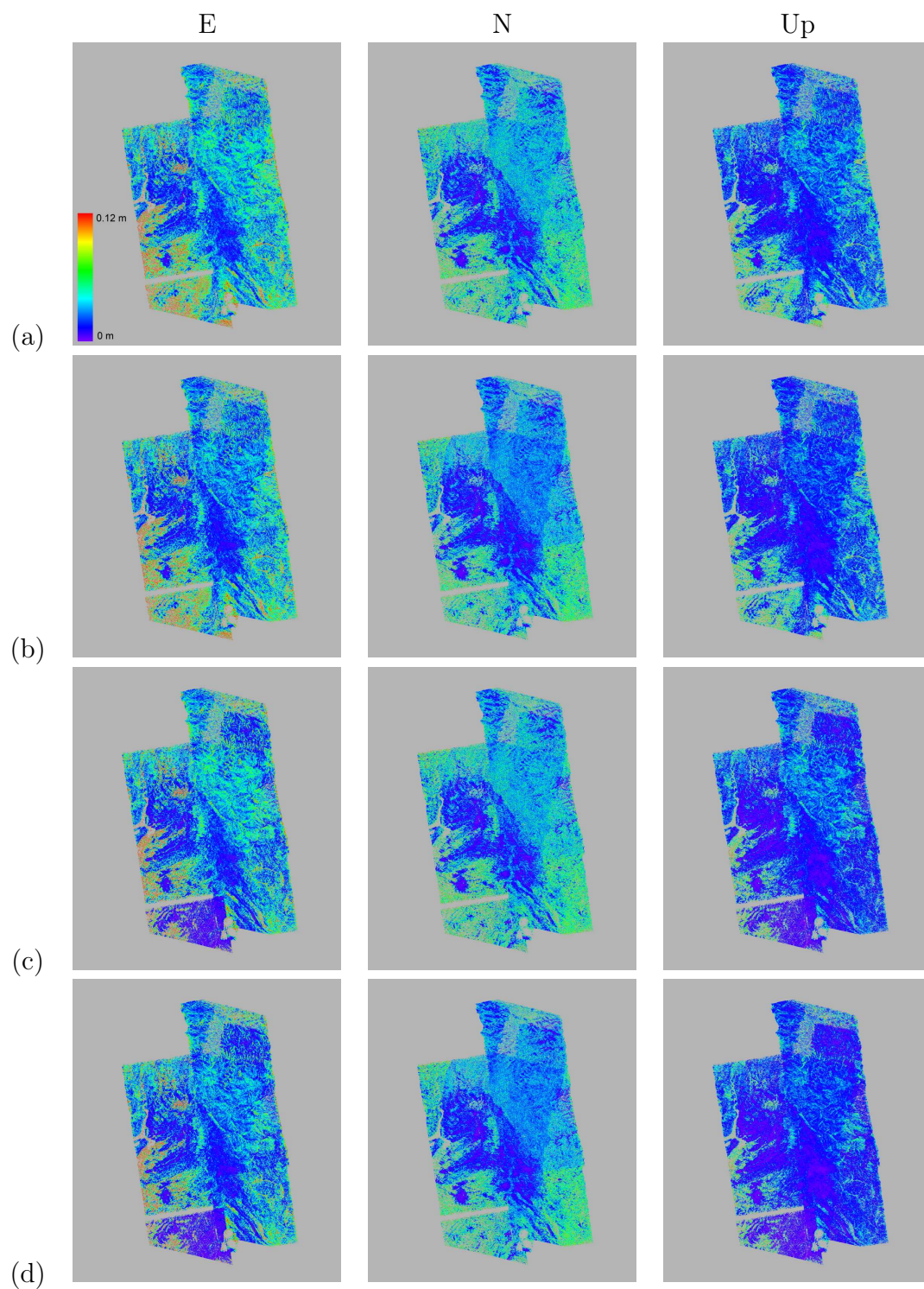


Figure 6.12. Incertitude associée aux déplacements dans l'approche classique (a) pré-fusion (Cor.) (b) inversion jointe (Cor.) (c) pré-fusion (Cor. φ) (d) inversion jointe (Cor. φ).

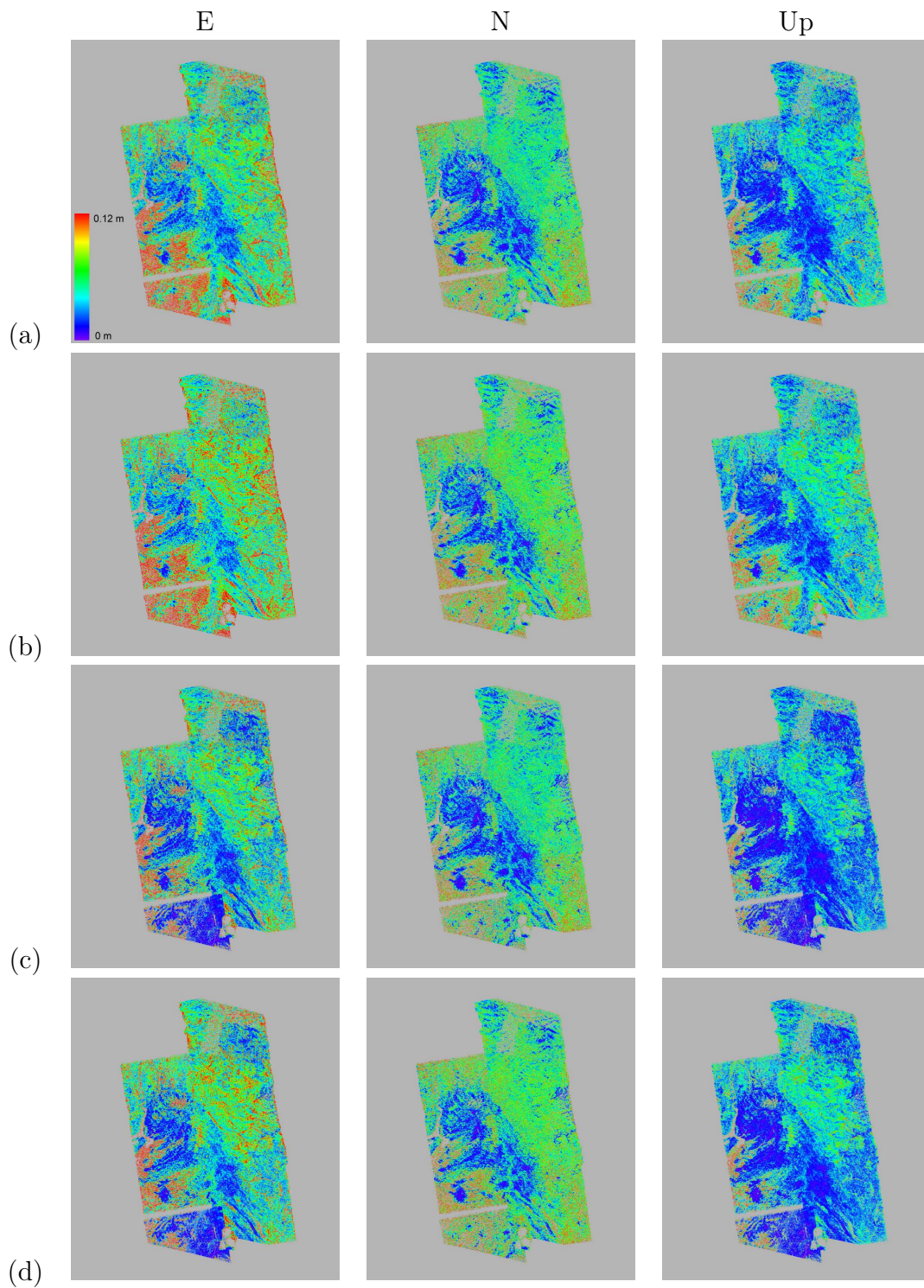


Figure 6.13. Incertitude associée aux déplacements dans l'approche floue (a) pré-fusion (Cor.) (b) inversion jointe (Cor.) (c) pré-fusion (Cor. φ) (d) inversion jointe (Cor. φ).

En comparant l'incertitude classique (σ) et l'incertitude floue ($l_{0.5}$), l'incertitude floue est plus grande que l'incertitude classique, quelque soit la stratégie appliquée et le type de mesure utilisée. Ceci est cohérent à la caractéristique de chaque approche : l'approche classique conduit à une évaluation d'incertitude optimiste, alors que l'approche floue conduit à une évaluation d'incertitude pessimiste.

Pour mieux comprendre l'évolution spatiale de l'incertitude dans les 2 approches, le ratio de l'incertitude classique sur l'incertitude floue ($\frac{1.35\sigma}{l_{0.5}}$) est calculé pour les différentes stratégies. Premièrement, en inversion jointe, un effet géographique est observé (Figure 6.14 (a) (b)), la variation du ratio suit la variation de la distribution du nombre de mesures disponibles (Figure 6.15). Plus le nombre de mesures disponibles augmente, plus le ratio est petit, plus l'écart entre les deux incertitudes est grand. Cela s'explique par le fait qu'avec plus de mesures, l'incertitude classique est réduite d'une manière plus ou moins importante, alors que l'incertitude floue reste constante ou augmente légèrement. Deuxièmement, en pré-fusion, le ratio est relativement uniforme sur toutes les images (Figure 6.14 (c) (d)), ceci est cohérent avec le fait qu'il y a seulement 4 mesures utilisées dans l'inversion, donc l'effet dû aux différentes manières de propager l'incertitude dans ces 2 approches n'est pas remarqué. Cependant, l'effet dû à l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle est observé (Figure 6.14 (d) Figure 5.12). Comme l'ajout de ces mesures diminue l'incertitude dans les deux approches, ceci conduit à une diminution de l'écart entre les deux incertitudes.

6.4.3 Distribution de possibilité

La figure 6.14 fournit une vision globale de la relation entre l'incertitude classique et l'incertitude floue. En effet, pour chaque pixel, la comparaison est également réalisée entre les distributions de possibilité. Pour l'incertitude dans l'approche floue, la distribution de possibilité est construite directement avec la valeur nominale du déplacement et l'incertitude associée. Pour l'incertitude dans l'approche classique, la distribution de possibilité Gaussienne équivalente est construite. La figure 7.24 montre un exemple des distributions pour un point B (cf. Figure 6.11) en inversion jointe (Cor. φ). Comme prévu, la distribution de possibilité issue de l'approche classique est plus spécifique que celle issue de l'approche floue.

6.4.4 Conclusion

Le choix de la stratégie de fusion dépend du type d'incertitude à réduire, ainsi que de la nature des mesures disponibles. Dans l'approche classique, l'ajout de mesures entraîne une diminution de l'incertitude, donc il favorise la stratégie d'inversion jointe. Cependant, sous certaines conditions spécifiques (par exemple quand la différence des incertitudes associées aux mesures dans l'inversion est très importante), l'inversion jointe et la pré-fusion donnent les mêmes résultats, mais la pré-fusion est moins coûteuse en temps de calcul. De plus, l'approche classique est réalisée sous l'hypothèse : incertitude aléatoire et indépendante. Cette condition ne peut pas être justifiée dans tous les cas. L'approche floue libère de l'hypothèse faite dans l'approche classique, elle apporte une vision différente au niveau de la gestion de l'incertitude qui favorise plutôt la stratégie de pré-fusion. Enfin, l'ajout de mesures issues de l'interférométrie différentielle peut réduire l'incertitude grâce à leur grande qualité.

Selon les principes des théories des probabilités et des possibilités, l'incertitude dans l'approche classique est considérée comme sous-estimée, tandis que l'incertitude dans l'approche floue est sur-estimée. Dans le cadre des mesures étudiées, l'incertitude réelle devrait se situer entre ces deux

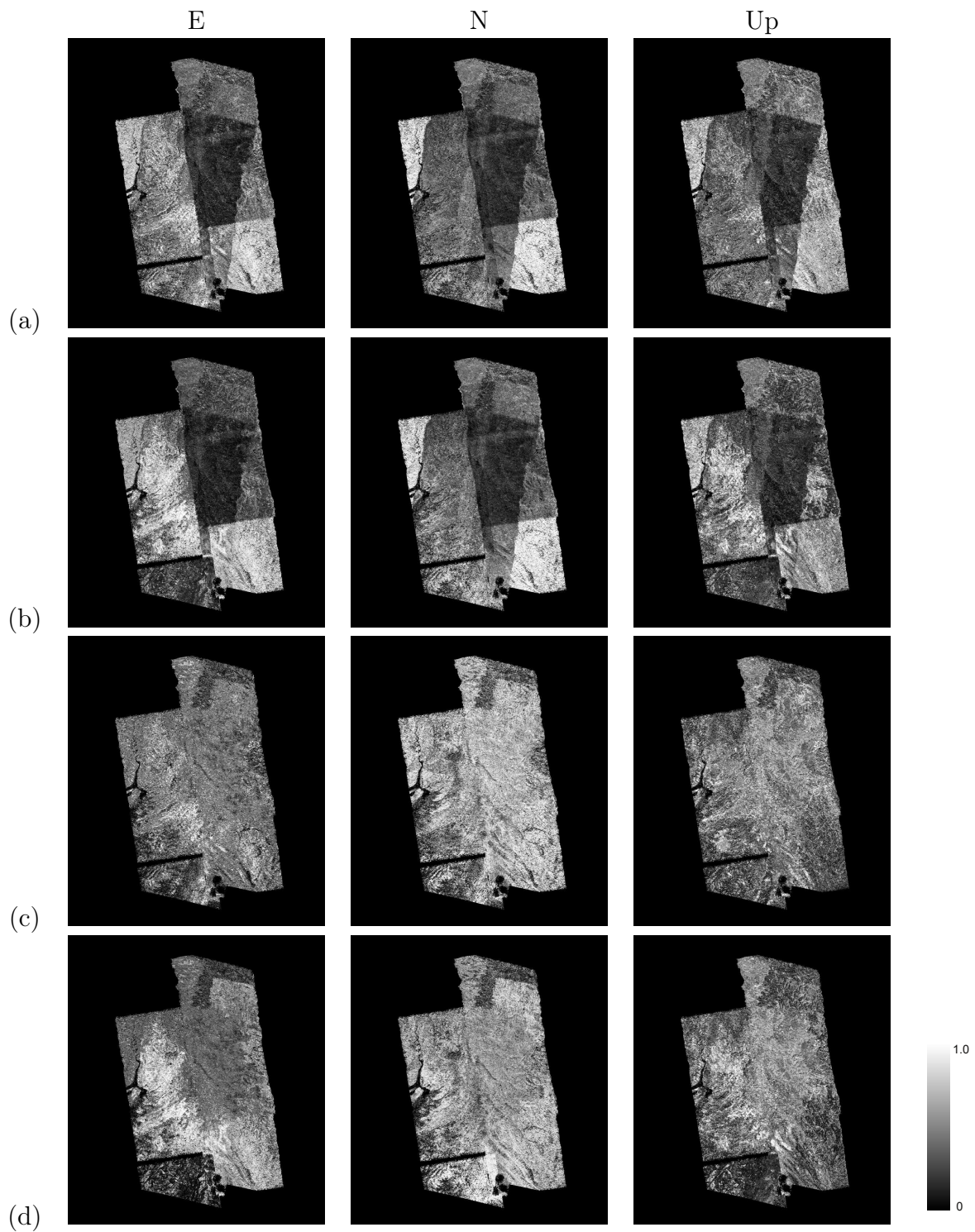


Figure 6.14. Ratio de l'incertitude classique sur l'incertitude floue. (a) inversion jointe (Cor.) (b) inversion jointe (Cor. φ) (c) pré-fusion (Cor.) (d) pré-fusion (Cor. φ)

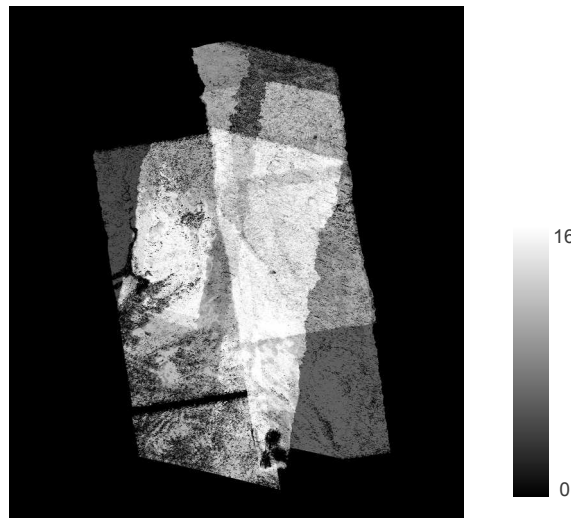


Figure 6.15. Distribution du nombre de mesures disponibles pour l'estimation du déplacement 3D à la surface de la Terre.

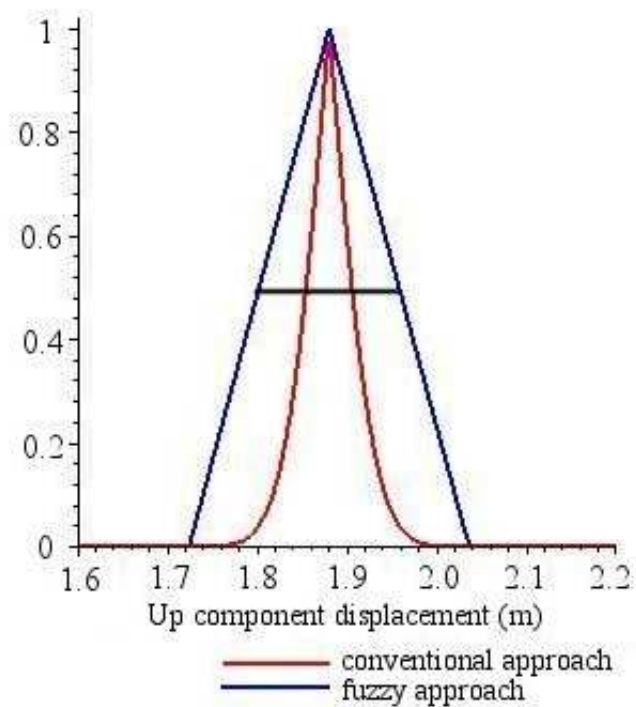


Figure 6.16. Comparaison des distributions de possibilité. La ligne noire représente la largeur à mi-hauteur, paramètre d'incertitude utilisé dans l'approche floue.

incertitudes. Plus les hypothèses d'aléatoire et indépendance sont justifiées, plus elle est proche de l'incertitude classique ; sinon, elle est plus proche de l'incertitude floue.

6.5 Comparaison avec les mesures optiques et de terrain

Cette section s'attache à la comparaison des mesures du déplacement à la surface de la Terre le long de la trace de la faille obtenues par le radar, l'optique et les mesures sur le terrain. L'estimation du déplacement horizontal par la corrélation d'images optiques, ainsi que les comparaisons sont effectuées dans le cadre du stage "Méthode de télédétection optique du champ de déplacement du séisme au Cachemire en 2005" par Jonathan Perrin au sein du laboratoire IsTerre. L'interprétation des résultats de comparaison en utilisant les mesures radar pré-sismiques est réalisée dans le cadre de cette thèse.

6.5.1 Corrélation d'images optiques ASTER

Deux images optiques ASTER (60×60 km) datées du 14 novembre 2000 et 27 octobre 2005 respectivement, avec une résolution spatiale de 15 m, sont corrélées par COSI-Corr (Leprince et al., 2007a) afin de mesurer le déplacement horizontal avec 2 composantes E et N à la surface de la Terre induit par ce séisme. Avant d'effectuer la corrélation, l'orthorectification est réalisée sur ces 2 images pour corriger les distorsions géométriques et topographiques en utilisant un MNT. Ensuite, ces 2 images corrigées sont recalées par un corrélateur fréquentiel sous COSI-Corr. Enfin, quelques post-traitements tels que la correction des oscillations de la plateforme et le seuillage des valeurs du déplacement sont effectués. Le traitement des oscillations de la plateforme consiste à filtrer les bandes de contraste à grande longueur d'onde. Le seuillage des valeurs du déplacement a pour objectif d'éliminer les valeurs aberrantes. Les images du déplacement horizontal sont obtenues après ces traitements. La trace de la faille est clairement identifiée sur les images du déplacement. Des profils répartis le long de la faille sont effectués en moyennant une bande de pixels qui est perpendiculaire à la trace de la faille. Les décrochements au niveau de la faille sont calculés à partir d'une régression linéaire sur ces profils (Figure 6.17). De ce fait, ces profils permettent d'élaborer une carte de répartition du déplacement moyen le long de la faille.

L'incertitude associée au décrochement mesurée par la régression linéaire correspond à l'écart-type de la régression sur chaque côté de la faille. La régression linéaire est sensible à la fois au bruit du signal et à la longueur du profil. De plus, la dimension et la position des bandes de moyennage introduisent également des incertitudes sur les valeurs du déplacement.

Avouac et al. (2006) ont déjà corréler ces deux images optiques ASTER pour mesurer le déplacement horizontal à la surface de la Terre. Dans cette étude, nous retraitions ces deux images afin de réaliser une comparaison sur le déplacement horizontal à la surface de la Terre entre le radar et l'optique. Pour cette raison, les mêmes profils sont réalisés de la même manière sur le déplacement horizontal estimé par les mesures radar.

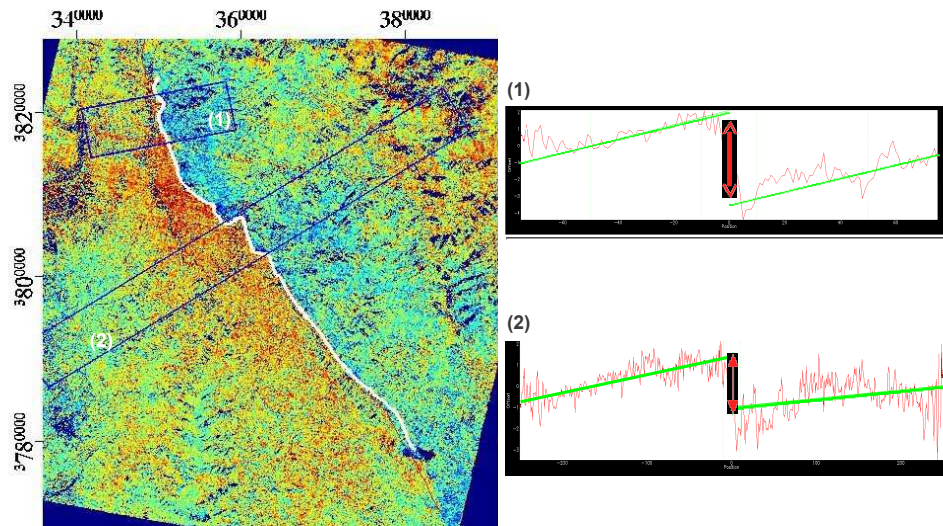


Figure 6.17. Illustration de l'estimation du déplacement moyen le long de la faille par l'imagerie optique. Profil (1) et (2) correspondant aux rectangles (1) et (2). Le décrochement au niveau de la faille est indiqué par la flèche verticale.

6.5.2 Mesures sur le terrain

Les mesures sur le terrain, réalisées par Kaneda et al. (2008) fournissent une cartographie précise des escarpements cosismiques et une estimation du rejet de la faille. Les observations directes de la surface permettent essentiellement de relever des déplacements verticaux dus à ce séisme. La méthode de détermination du rejet vertical est basée sur une approche similaire à la méthode utilisée en optique. Les auteurs opèrent des régressions linéaires sur des séries de mesures GPS de part et d'autre des escarpements, et interpolent une valeur moyenne de décrochement (Figure 6.18).

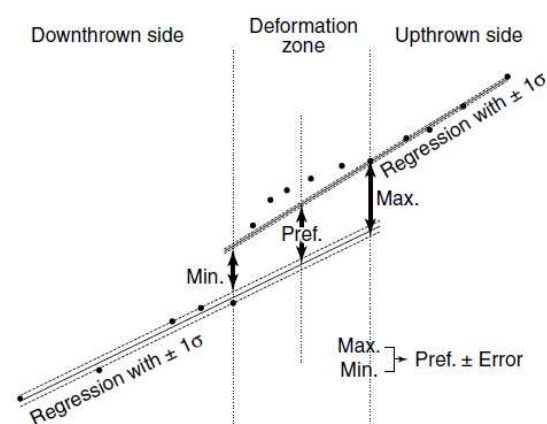


Figure 6.18. Méthode de détermination des escarpements à partir des mesures de terrain. Les lignes de meilleur ajustement avec $\pm\sigma$ sont utilisées pour déterminer les valeurs extrêmes (maximales et minimales) qui sont ensuite converties en une valeur d'incertitude souhaitée (Kaneda et al., 2008).

6.5.3 Comparaison

3 types de mesure sont alors disponibles pour le déplacement à la surface le long de la faille due au séisme du Cachemire. Dans ces 3 types de mesure, les sources d'informations, les méthodes et les traitements sont complètement différents. L'incertitude résultante est donc indépendante d'un type de mesure à l'autre. Ceci permet de valider les résultats issus de chaque type de mesure à travers l'intercomparaison, puisqu'il n'y a pas de vérité terrain. De plus, la complémentarité de ces 3 types de mesure permet d'améliorer potentiellement la précision du déplacement de surface le long de la faille par combinaison de ces 3 types de mesure. Les comparaisons des résultats obtenus avec ces 3 types de mesure sont réalisées par la suite.

Tout d'abord, les traces de la faille observées par ces 3 types de mesure sont comparées. Elles sont similaires dans ces 3 types de mesure. D'une part, les 2 traces détectées par le radar et l'optique se suivent avec un écart maximum inférieur au kilomètre (~ 5 à 6 pixels sur l'image radar et optique). D'autre part, la trace détectée par le radar correspond bien à la trace observée directement sur le terrain avec un décalage dans l'ordre de quelque centaines de mètres en certains endroits. La bonne cohérence entre ces 3 types de mesure permet de construire une trace de la faille moyenne plus précise en prenant en compte les contributions de ces 3 types de mesure (Figure 6.19).

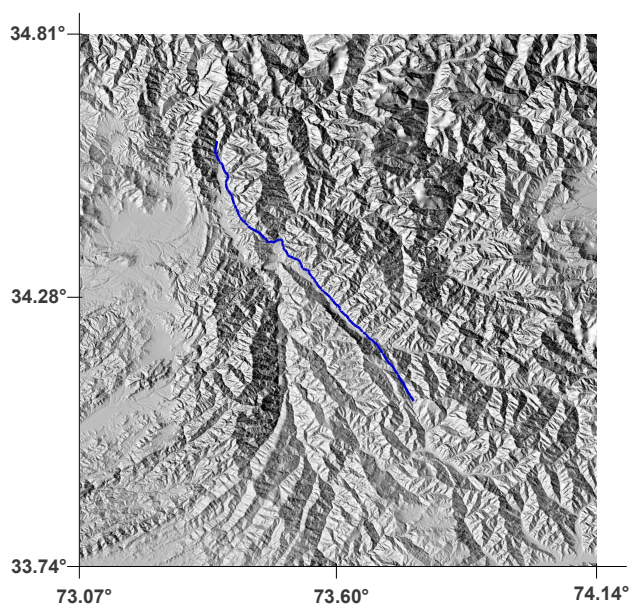


Figure 6.19. Trace de la faille issue de la combinaison de 3 types de mesures (radar, optique, terrain).

Ensuite, le déplacement horizontal, ainsi que ses composantes E et N respectivement, obtenus en radar sont comparés avec ceux obtenus en optique. Pour le déplacement horizontal (Figure 6.20), globalement, ils sont cohérents compte tenu des incertitudes associées. La différence la plus importante se situe dans la partie Sud et dans la partie Nord où se trouve une rupture de la trace de la faille (entre 73.35° et 73.45° en longitude). La comparaison au niveau de l'amplitude et de l'orientation (azimut) est montrée dans la figure 6.21. Dans la partie Sud, l'amplitude du déplacement horizontal est compatible entre les 2 mesures, mais l'orientation est différente, les azimuts divergent d'environ

40°. Dans cette partie, le déplacement horizontal mesuré par le radar est orienté vers le Sud, alors que celui mesuré par l'optique est orienté plutôt vers l'Ouest. Dans la partie Nord, l'amplitude et l'orientation du déplacement horizontal sont différentes en même temps entre les 2 mesures. Mais la différence de l'orientation est plus faible que celle dans la partie Sud.

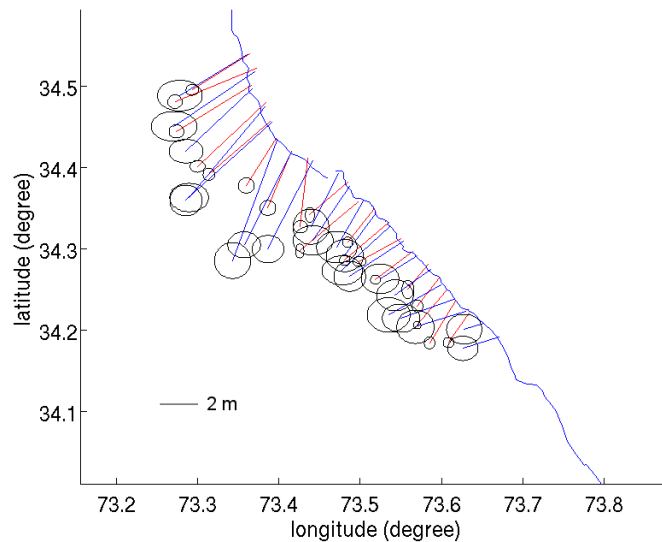


Figure 6.20. Distribution du déplacement horizontal le long de la faille, les mesures du radar en rouge et celles de l'optique en bleu. Les incertitudes sont représentées par les ellipses.

En ce qui concerne la composante E (Figure 6.23 (a)), globalement, la variation du déplacement le long de la faille est bien corrélée entre le radar et l'optique. La fluctuation dans les 2 mesures est importante dans la partie Sud. Le déplacement mesuré par le radar est plus faible que celui mesuré par l'optique, sauf entre 73.47° et 73.52° en longitude. La différence maximale est de l'ordre de 3 m (la zone grisée).

En ce qui concerne la composante N (Figure 6.23 (b)), la variation du déplacement le long de la faille est bien corrélée entre le radar et l'optique. Dans la partie Sud, les 2 déplacements se suivent bien, le décalage entre les 2 mesures est inclus dans l'intervalle borné par leurs incertitudes associées. Cependant, la différence dans la partie Nord est assez importante, le déplacement mesuré par le radar est plus faible, avec une différence maximale de l'ordre de 3 m (la zone grisée).

Pour interpréter la différence entre le radar et l'optique, d'une part, elle peut être expliquée partiellement par l'incertitude associée à chacune des mesures. En particulier, l'incertitude associée aux mesures radar, dans l'ordre du cm ou mm, est faible, voire très faible par rapport à l'incertitude associée à la mesure optique, dans l'ordre du dm ou cm. Il est possible que l'incertitude en radar soit sous-estimée à la fois à cause du grand nombre de mesures utilisées dans l'inversion, surtout les mesures issues de l'interférométrie différentielle qui sont très lisses avec une incertitude faible, et à cause de la méthode d'inversion appliquée avec des hypothèses optimistes. Cependant, l'incertitude toute seule n'est pas suffisante pour expliquer toutes ces différences, surtout la différence de l'ordre de 3 m. D'autre part, dans la partie Nord où se trouve la différence importante entre le radar et l'optique, la variation du relief est importante (Figure 6.23 (c)). Nous nous demandons si cette forte variation résulte d'une erreur épistémique dans les mesures radar et/ou optiques ? Parce que le changement de relief peut avoir un effet sur la qualité de l'orthorectification des images optiques, et sur la prise en

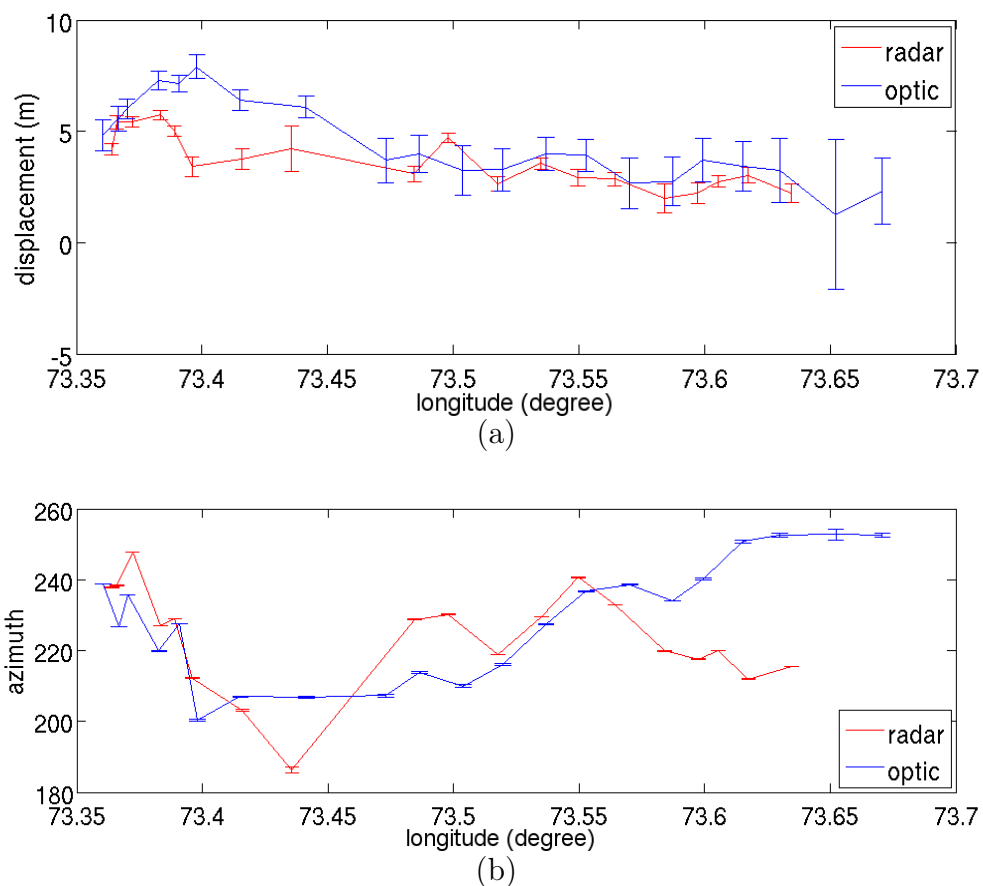


Figure 6.21. (a) Amplitude et (b) azimut du déplacement horizontal le long de la faille.

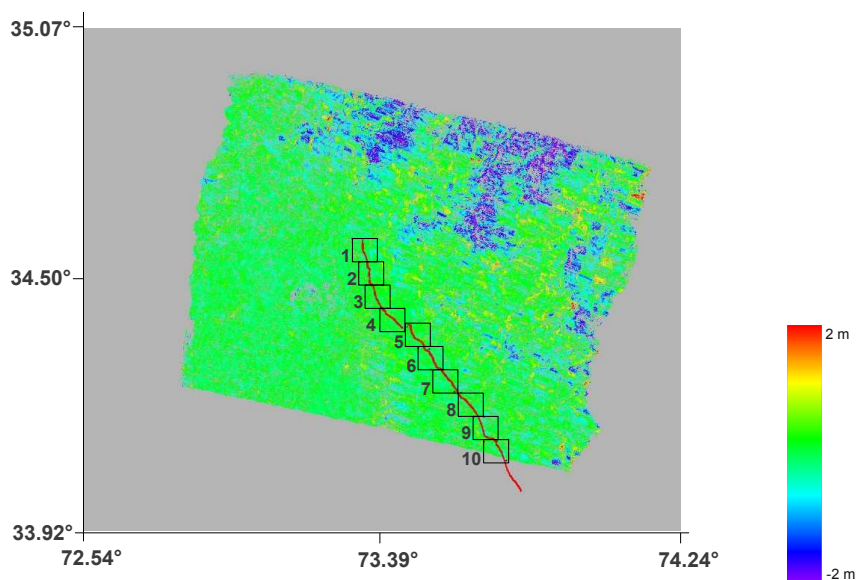


Figure 6.22. Localisation des zones le long de la faille. Fond : erreur de la composante Up estimée à partir des mesures pré-sismiques.

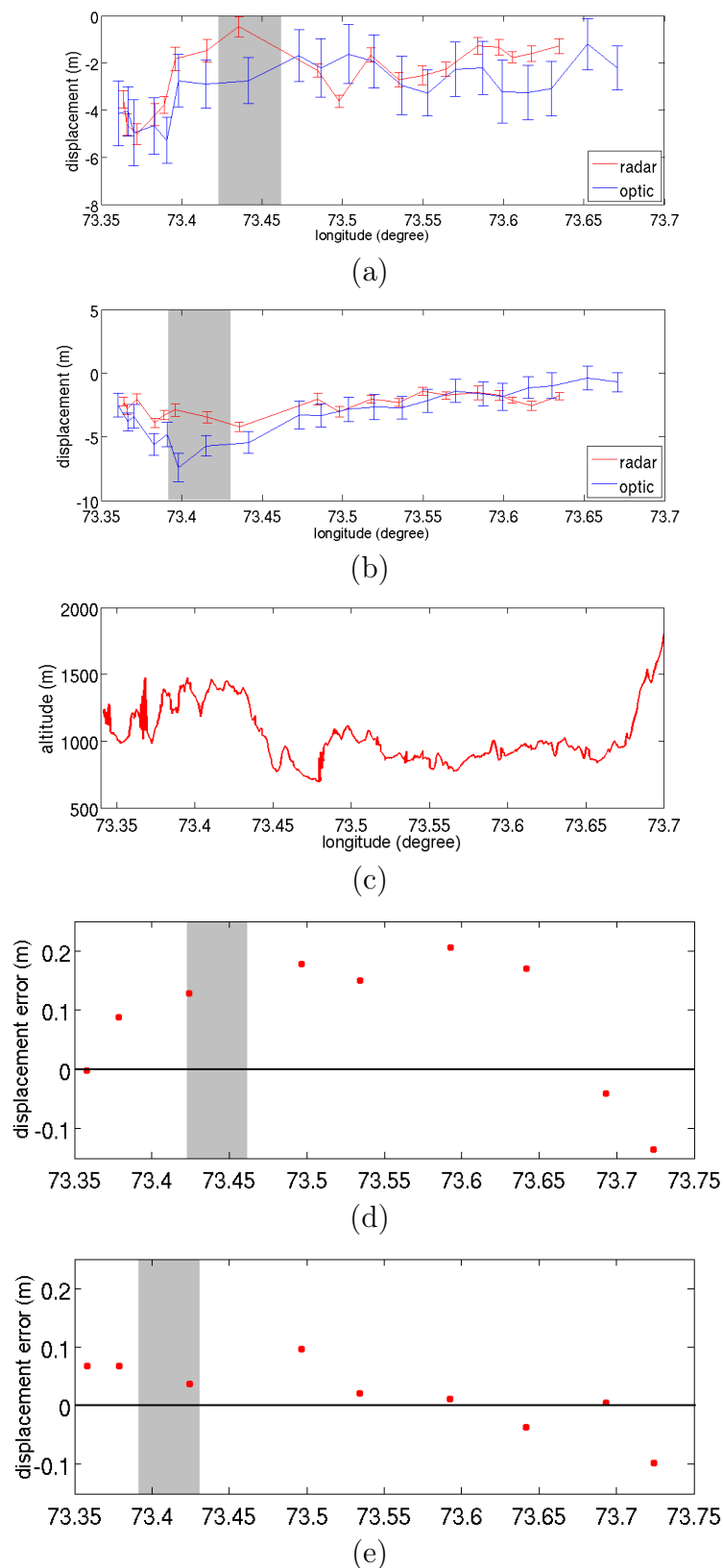


Figure 6.23. Composante (a) E et (b) N du déplacement horizontal le long de la faille. (c) Variation du relief le long de la faille. L'erreur de la composante (d) E (e) N dans les mesures du radar estimé à partir des données présismiques. Chaque point dans (d) et (e) correspond à une zone identifiée dans la figure 6.22 (zone 2 - zone 10). Les parties grisées correspondent aux zones où la différence entre le radar et l'optique est importante (compte tenu de l'incertitude associée, il y a encore un décalage entre les 2 types de mesure).

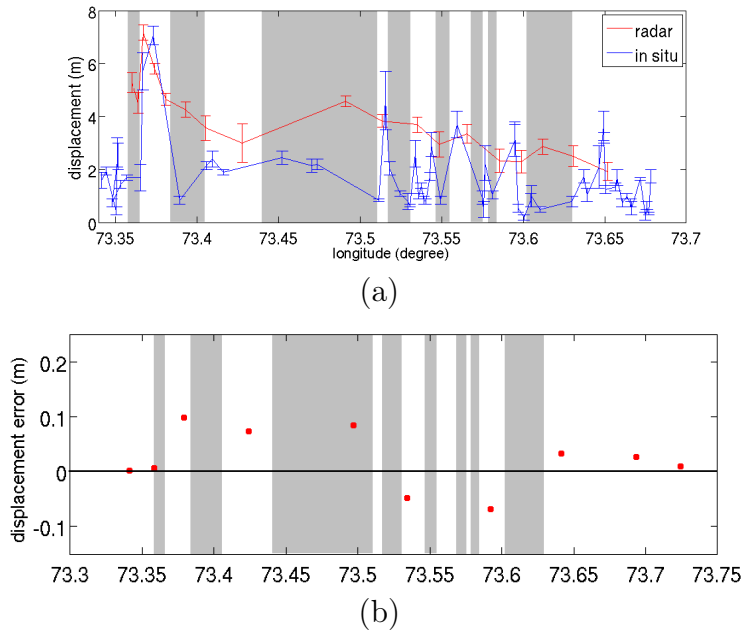


Figure 6.24. (a) Déplacement vertical (b) erreur du déplacement vertical dans les mesures du radar. Chaque point dans (b) correspond à une zone identifiée dans la Figure 6.22. Les parties grisées correspondent aux zones où la différence entre le radar et les mesures de terrain est importante (compte tenu de l'incertitude associée, il y a encore un décalage entre les 2 types de mesure).

compte du MNT dans les mesures radar.

Afin de répondre à cette question, les erreurs du déplacement 3D sur cette zone dans les mesures radar pré-sismiques sont analysées. Pour ce faire, nous calculons le déplacement 3D pré-sismique en utilisant les mesures pré-sismiques issues de la corrélation d'amplitude par la méthode utilisée pour les mesures cosismiques. Du Nord au Sud, le long de la faille, l'analyse des erreurs du déplacement des 3 composantes est effectuée sur une fenêtre de 50×50 pixels (Figure 6.22). Sur chaque zone, la distribution des erreurs du déplacement, la moyenne et l'écart-type des erreurs sont estimés. 10 zones sont analysées, les résultats pour les composantes E et N sont montrés dans la figure 6.23 (d) (e). Globalement, l'erreur épistémique est importante pour la composante E. Les zones 2 et 9 sont identifiées comme des zones où les erreurs du déplacement sont faibles, et l'erreur épistémique peut être considérée comme nulle en première approximation. Ces 2 zones correspondent respectivement à une zone dans la partie Nord et une zone dans la partie Sud où les mesures optique et radar s'accordent bien. Pour les autres zones, il n'y a pas de différence significative au niveau de la distribution, de la moyenne et de l'écart-type des erreurs du déplacement. En particulier, notons que les zones 4 et 5 correspondent aux zones où se trouvent une différence importante entre l'optique et le radar. Cependant, il n'y a pas d'erreur importante observée dans ces 2 zones.

Enfin, le déplacement vertical (U_p) du radar est comparé avec celui mesuré sur le terrain. La différence entre les 2 mesures est assez importante (Figure 6.24 (a)). La variation du déplacement du radar est moins importante par rapport à celle sur le terrain, ceci est expliqué par le fait que les observations sur le terrain sont ponctuelles, et correspondent à des déformations localisées, alors que les déplacements mesurés par le radar sont moyennés dans une zone d'une vingtaine de pixels, soit ~ 2.4 km.

La comparaison entre les résultats de l'optique et du radar soulève le problème de l'estimation des incertitudes dans les mesures issues de la corrélation d'images optiques et radar. Pourtant, avec les analyses sur les mesures radar pré-sismiques, les erreurs de déplacement maximales du radar sont dans l'ordre de 0.2 m, ceci n'explique pas la grande différence de l'ordre de 3 m. La comparaison avec les observations sur le terrain pose également un problème de méthodologie car les observations sur le terrain mesurent une déformation très localisée, alors que l'imagerie radar détecte des déformations cumulées dans une grande zone (quelques km).

6.6 Conclusions

Dans ce chapitre, dans un premier temps, nous nous sommes intéressés à l'estimation du déplacement 3D à la surface de la Terre à partir des mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle dans le contexte de 2 stratégies de fusion : l'inversion jointe et la pré-fusion. La première contribution principale se trouve sur la prise en compte de différents types d'incertitude : l'incertitude aléatoire et l'incertitude épistémique présentes dans les mesures. En particulier, la proposition de l'approche floue basée sur la théorie des possibilités pour gérer à la fois l'incertitude aléatoire et l'incertitude épistémique est une première contribution à la mesure de déplacement dans le domaine de la géophysique. La deuxième contribution principale consiste en l'application de la pré-fusion et la proposition de la post-fusion, ce qui diffère de la stratégie conventionnellement utilisée dans la communauté de la géophysique. Ceci nous permet de profiter au mieux des mesures en fonction des caractéristiques de leurs incertitudes associées. Enfin, la dernière contribution est l'application pour la première fois avec succès de l'interférométrie différentielle à la mesure du champ de déplacement dû au séisme du Cachemire, ce qui apporte une information précise sur le déplacement en champ lointain par rapport à la position de la faille. Les travaux correspondants ont été publiés dans (Yan et al., 2011 ; Yan et al., 2012b).

Dans un second temps, nous avons comparé les déplacements de surface le long de la faille obtenus par le radar, l'optique et les mesures sur le terrain. L'intérêt de cette comparaison se trouve dans la tentative de mettre en évidence l'incertitude associée à chaque source de mesure et dans la mise en évidence de la nécessité de méthodologie pour comparer les sources de mesure complètement différentes. Ceci constitue l'étape préliminaire de la fusion des mesures issues de sources d'origines complètement différentes. Cependant, d'une part, avec l'analyse des incertitudes associées aux mesures radar en utilisant des données pré-sismiques, nous n'avons pas pu expliquer la différence entre le radar et l'optique de l'ordre de 3 m. D'autre part, à cause du fait que les travaux de la corrélation des images optiques ont été effectués dans le cadre d'un stage en un temps limité et du manque de données supplémentaires, nous n'avons pas pu analyser l'incertitude associée aux mesures optiques en utilisant des mesures sans déplacement. En conséquence, des efforts sont nécessaires pour finaliser complètement cette comparaison. Les résultats de cette comparaison font l'objet d'un article (Yan et al.) à soumettre dans *Journal of Geophysical Research*.

Chapitre 7

Modélisation de la rupture de faille

Sommaire

7.1	Modélisation, stratégies de fusion et sous-échantillonnage	136
7.1.1	Modélisation	136
7.1.2	Stratégies de fusion mises en œuvre	137
7.1.3	Sous-échantillonnage de mesure	137
7.2	Estimation des paramètres de la géométrie de la faille	139
7.2.1	Méthodologie	139
7.2.2	Résultats et analyses	140
7.2.3	Sensibilité au bruit des paramètres géométriques de la faille	141
7.2.4	Test de la configuration du replat	148
7.3	Estimation de la distribution du glissement sur le plan de la faille . . .	154
7.3.1	Méthodologie	154
7.3.2	Résultats et analyses	156
7.3.3	Sensibilité au bruit de la distribution du glissement sur le plan de la faille .	165
7.4	Comparaison du déplacement calculé par inversion linéaire et par mo- dèle de rupture de faille	166
7.5	Conclusions	173

En géophysique, un objectif important est d'estimer, à partir du champ de déplacement en surface, la géométrie et la force de la source en profondeur à l'origine de ce déplacement, qu'il s'agisse d'un plan de faille et du glissement associé dans le cas d'un séisme ou d'une intrusion magmatique et d'une ouverture associée en contexte volcanique. Ceci est réalisé en inversant un modèle mécanique direct qui exprime le déplacement de surface en fonction de la source profonde. La connaissance de la source profonde permettra ensuite une meilleure appréciation des changements de l'état de contrainte dans le milieu et une qualification de son évolution. On pourra ainsi avoir une idée de l'évolution de l'aléa sismique ou volcanique associé à l'événement en cours.

Dans ce chapitre, nous effectuons une inversion d'un modèle mécanique de dislocation dans un semi-espace infini, élastique et homogène afin d'estimer les paramètres de la géométrie de la faille à l'origine du séisme du Cachemire et la distribution spatiale du glissement sur le plan de la faille dans le cadre de différentes stratégies à partir des mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle, ainsi qu'à partir des mesures du déplacement 3D obtenues précédemment dans le chapitre 6. Dans un premier temps, la géométrie de la faille est optimisée en supposant que le glissement sur le plan de la faille est uniforme par une inversion non linéaire. De plus, la sensibilité de ces paramètres estimés au bruit et au changement de mesures utilisées est analysée dans chaque stratégie par ajout de bruit synthétique dans les mesures. Enfin, une géométrie plus complexe de la faille se traduisant par une rampe associée à un replat, est testée en s'appuyant sur la grande couverture spatiale des mesures, avec, en particulier, les mesures précises en champ lointain apportées par l'interférométrie différentielle. Dans un second temps, le plan de la faille est étendu le long de l'azimut (strike) et du pendage (dip) respectivement pour avoir une longueur et une largeur plus grande. Puis, ce plan étendu est divisé en patch de petite taille. L'estimation de la distribution du glissement sur le plan de la faille est réalisée par une inversion cinématique standard linéaire. De même, la sensibilité au bruit de la distribution du glissement sur le plan de la faille est analysée en pré-fusion (Cor. φ). La dernière partie de ce chapitre consiste en une comparaison du déplacement 3D issu de la modélisation et issu de l'inversion linéaire avec les mesures directes. Lors de cette comparaison, la pertinence de l'incertitude floue et de la distribution de possibilité est soulignée.

7.1 Modélisation, stratégies de fusion et sous-échantillonnage

7.1.1 Modélisation

Un modèle homogène, linéaire, élastique sur un demi-espace est utilisé pour modéliser la déformation statique induite par la faille, sous l'hypothèse que la dislocation de la faille est un plan rectangulaire qui atteint la surface (Okada, 1985). Ce modèle est défini par une série des paramètres tels que l'azimut (strike), le pendage (dip), le plongement (rake), la profondeur maximale (depth), la longueur (length), etc, (cf. section 3.3.1) qui décrivent la position, l'orientation, la dimension et le mécanisme de la faille.

Dans un premier temps, cette modélisation a pour objectif d'optimiser les paramètres géométriques de la faille dans une inversion non linéaire du modèle en supposant que le glissement sur le plan de la faille est uniforme. Dans un second temps, il s'agit d'estimer la distribution du glissement sur le plan de la faille dans une inversion linéaire avec la géométrie de la faille optimisée à l'étape précédente. A ces deux étapes, la justesse d'une solution particulière peut être décrite par une fonction de pénalité qui quantifie la différence entre la déformation observée en surface et celle prédite

par le modèle. La meilleure solution est celle qui minimise la pénalité avec les mesures utilisées dans l'inversion.

7.1.2 Stratégies de fusion mises en œuvre

Les estimations des paramètres de la géométrie de la faille et de la distribution du glissement sur le plan de la faille à l'origine du séisme du Cachemire sont effectuées dans la pré-fusion et l'inversion jointe. En fonction de la stratégie de fusion et du type de mesure utilisée, nous considérons 5 cas :

1. Pré-fusion (3D) : le déplacement 3D obtenu précédemment en inversion jointe (Cor. φ).
2. Pré-fusion (Cor.) : 6 mesures issues de la corrélation d'amplitude.
3. Pré-fusion (Cor. φ) : 4 mesures issues de la corrélation d'amplitude et 5 mesures issues de l'interférométrie différentielle.
4. Inversion jointe (Cor.) : toutes les mesures issues de la corrélation d'amplitude.
5. Inversion jointe (Cor. φ) : toutes les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle.

En pré-fusion (Cor.) et (Cor. φ), les mesures sont sélectionnées de telle sorte qu'elles minimisent la pénalité. Pour ce faire, tout d'abord, toutes les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle disponibles sont mises dans l'inversion, puis les mesures dont la pénalité est inférieure à 0.5 m sont prises pour la pré-fusion.

7.1.3 Sous-échantillonnage de mesure

Pour réaliser l'inversion, tout d'abord, les mesures originales sont sous-échantillonnées par un algorithme de quadtree pour ne pas alourdir le système d'inversion tout en conservant l'information importante du déplacement. L'utilisation de cet algorithme de quadtree se traduit par une densité du point importante près de la faille où le gradient du déplacement est grand, et faible plus loin de la faille où le gradient du déplacement est petit. Dans l'algorithme de quadtree développé dans cette étude, chaque image est divisée en 4 quadrants, à l'intérieur de chaque quadrant, nous calculons la variance des valeurs du déplacement. Si la variance est inférieure à un seuil prédéfini, la valeur médiane du déplacement dans ce quadrant est prise comme valeur du déplacement sur ce quadrant. Les coordonnées au centre de ce quadrant sont prises comme coordonnées associées à cette valeur du déplacement. Si la variance est supérieure au seuil prédéfini, ce quadrant est divisé en 4 sous-quadrants, la variance est analysée dans ces 4 sous-quadrants, le processus se déroule d'une manière récursive jusqu'au moment où il ne reste plus de pixel à analyser dans l'image. Le seuil de variance est différent d'une image à l'autre. Il dépend de la variation du déplacement, ainsi que de la taille de l'image. Son choix se base sur un compromis entre le nombre de point et la représentation spatiale du déplacement. Un exemple du sous-échantillonnage est montré dans la figure 7.1. Par la suite, seulement les points échantillonnés par l'algorithme de quadtree sont utilisés dans l'inversion.

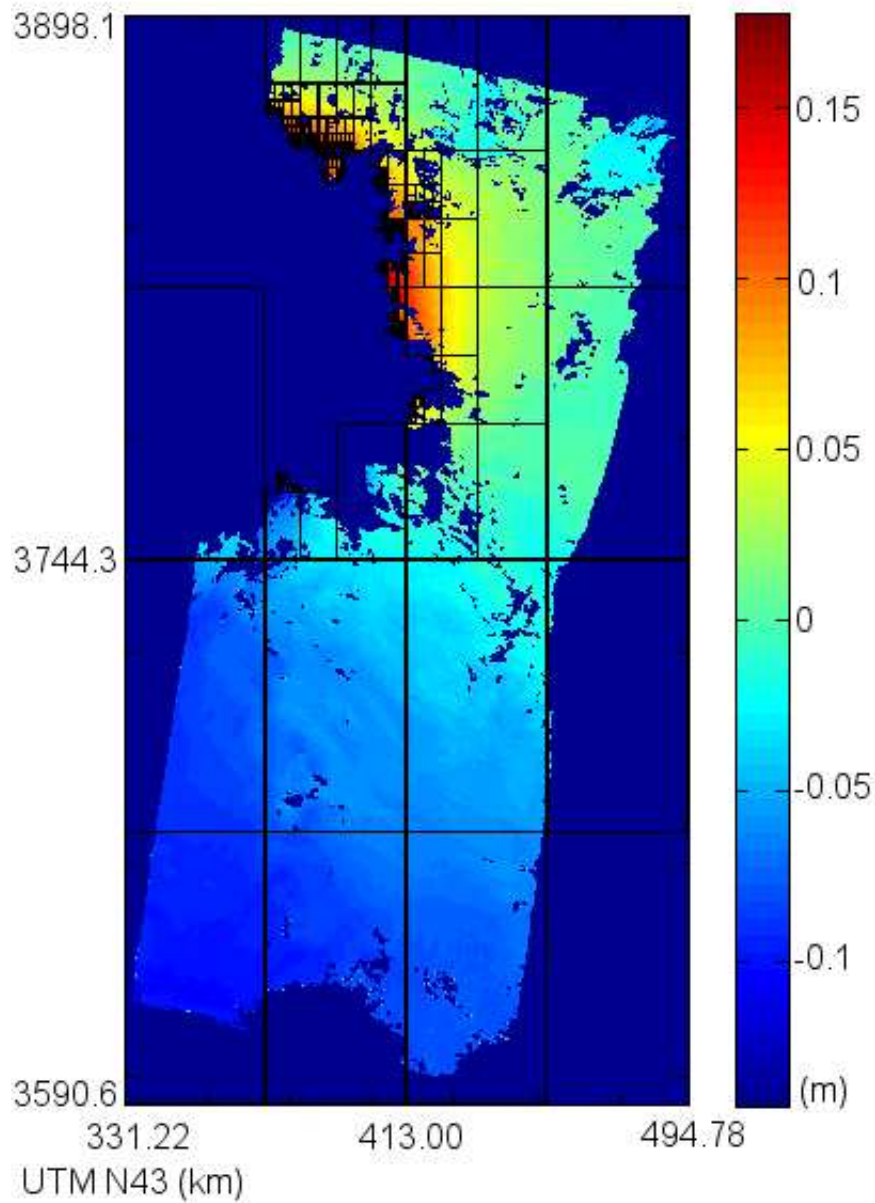


Figure 7.1. Exemple de sous-échantillonnage du déplacement dans la direction LOS issu de l'interférométrie différentielle. Track 191 (20041018 – 20051107). Taille originale : 2564×1364 pixels. 2976 points sont retenus après le sous-échantillonnage. Le seuil de variance de déplacement est 0.0003 m^2 .

7.2 Estimation des paramètres de la géométrie de la faille

7.2.1 Méthodologie

D'après la formule d'Okada (Okada, 1985), le déplacement à la surface de la Terre est une fonction non linéaire de la géométrie de la faille. A partir des mesures du déplacement en surface, l'estimation des paramètres de la géométrie de la faille est un problème inverse non linéaire. Ces paramètres sont optimisés sous l'hypothèse que le glissement sur le plan de la faille est uniforme.

Pour un problème linéaire ou doucement non linéaire, il n'y a qu'un minimum de la fonction de coût dans l'espace des paramètres du modèle. Cependant, pour un problème fortement non linéaire, il est possible que plusieurs minimums de la fonction de coût existent. Dans cette étude, nous utilisons une méthode de "downhill simplex" développée par Clarke (Clarke, 1996) et Wright (Wright, 2000). Cette méthode repose sur la géométrie du simplex et elle est plus robuste que les méthodes basées sur le calcul de dérivée, car elle échantillonne dans un espace des paramètres du modèle plus large lors de l'inversion. Pour cette raison, elle est plus susceptible, éventuellement, de trouver un minimum global (Clarke, 1996).

Le simplex est un polytope à multi-dimensions dans l'espace des paramètres du modèle, avec un sommet en plus par rapport au nombre de paramètres à estimer. A partir d'un sommet quelconque du polytope, souvent un sommet initialisé par les valeurs a priori des paramètres, l'algorithme consiste à aller à un sommet adjacent s'il est possible d'en trouver un meilleur vis à vis de la fonction de coût. Ceci est réalisé par une série des mouvements du simplex tels que la réflexion, la réflexion avec expansion ou contraction, la contraction et le retrait par lesquels le sommet le pire est remplacé par un nouveau. Chaque sommet a une pénalité associée. Quand les pénalités pour tous les sommets convergent à une tolérance fractionnaire prédéfini de l'un à l'autre, un minimum est trouvé. Si les valeurs a priori des paramètres à estimer sont suffisamment proches des vraies valeurs, et si les observations ne sont pas biaisées, ce minimum devrait être le minimum global. Si non, il peut être juste un minimum local sauf si le simplex a exploré assez l'espace des paramètres pour être capable de localiser le minimum global. Pour contourner le problème de minimum local, cette méthode de "downhill simplex" adopte une approche de Monte Carlo qui démarre l'inversion plusieurs fois à partir des paramètres initiaux choisis d'une manière aléatoire (Clarke, 1996). Le nombre de démarrage dépend de la complexité de l'inversion. Généralement, plus de démarrages sont nécessaires si les paramètres à estimer sont nombreux, ou si la faille est composée de nombreux segments dans l'inversion.

Dans cette étude, pour faciliter l'inversion et assurer le minimum global, une valeur et un écart-type a priori pour chaque paramètre à estimer (Tableau 7.1) sont choisis en fonction de l'étude effectuée par Pathier et al. (2006). 30 est pris comme nombre de démarrage de l'inversion avec des paramètres initialisés aléatoirement dans l'intervalle borné par la valeur ± 2 fois écart-type a priori. En fait, des nombres plus importants comme 100 ont été testés. Les résultats montrent que si le nombre dépasse 30, les paramètres retenus ne changent pas, mais le temps de calcul augmente fortement. De plus, dans cette étude, les valeurs des paramètres a priori sont proches des valeurs réelles. Pour toutes ces raisons, nous avons pris 30 comme nombre d'initiations des paramètres. Le ratio de pénalité d'un sommet du simplex par rapport à l'autre pour la convergence du processus de l'inversion est 1.0×10^{-5} . D'une part, une valeur trop élevée signifie qu'il est probable que le minimum trouvé soit un minimum local. D'autre part, cette valeur ne peut pas être trop petite, risquant d'être inférieure à la précision de calcul.

-	az (°)	pdg (°)	plg (°)	gls (m)	X (km)	Y (km)	lg (km)	prof (km)
valeur	323	34	120	5	363.7	3800.9	70.7	18.01
écart-type	10.0	10.0	20.0	1.5	10.0	10.0	20.0	5.0

Tableau 7.1. Valeur et écart-type a priori pour chaque paramètre géométrique de la faille à estimer. "az" signifie azimuth. "pdg" signifie pendage. "plg" signifie plongement. "gls" signifie glissement. "lg" signifie longueur. "prof" signifie profondeur.

-	pré-fusion			inversion jointe	
	3D	Cor.	Cor. φ	Cor.	Cor. φ
azimuth (°)	339.7698	322.0506	320.2012	320.1866	319.9079
pendage (°)	36.0687	38.4240	39.6692	40.4386	40.3201
plongement (°)	111.0539	121.5801	113.4818	108.4835	107.9119
glissement (m)	4.6765	3.7669	4.3541	4.5278	4.5107
X (km)	352.2289	365.8047	361.7301	362.8776	361.3656
Y (km)	3811.7554	3795.2126	3801.0807	3799.3267	3801.2102
longueur (km)	46.8284	76.9378	68.1133	66.9317	68.5361
profondeur maximale (km)	30.9087	13.4354	13.0659	14.6093	14.7975

Tableau 7.2. Paramètres de la géométrie de la faille estimés dans différent cas étudié.

7.2.2 Résultats et analyses

Les paramètres de la géométrie de la faille estimés dans les différents cas sont montrés dans le tableau 7.2.

De façon générale, l'estimation des paramètres de la géométrie de la faille par l'inversion non linéaire du modèle mécanique utilisé dans cette étude est robuste, ceci se traduit par la faible variation des valeurs des paramètres d'un cas à l'autre. Cependant, les paramètres estimés en pré-fusion (3D) sont différents par rapport aux paramètres estimés dans les autres cas. Dans ce cas, la couverture spatiale des mesures est restreinte, puisqu'en certaines zones, l'estimation du déplacement 3D n'est pas faisable à cause du manque de projections différentes. Par conséquent, la différence des paramètres par rapport à d'autres cas peut être causée par la couverture spatiale plus restreinte. Pour vérifier ceci, il convient de réaliser l'inversion en utilisant toutes les mesures avec lesquelles le déplacement 3D a été déduit, mais avec la même couverture spatiale que le déplacement 3D. Cependant, les résultats de cette inversion sont cohérents avec les résultats obtenus dans les 4 autres cas, donc différents des résultats en pré-fusion (3D). Pour cette raison, la différence des paramètres en pré-fusion (3D) par rapport à d'autres cas ne peut pas être expliquée simplement par la couverture spatiale restreinte, mais la co-opération entre les différentes mesures utilisées dans l'inversion. Pour les 4 autres cas, l'azimut (strike) est toujours très stable, avec une valeur autour de 320° , quelque soit la stratégie et le type de mesure utilisés. Il est essentiellement conditionné par les mesures en champ lointain de la faille (Clarke et al., 1998). De plus, les variations du pendage (dip) et de la profondeur maximale (depth) sont assez faibles d'un cas à l'autre. Par rapport à ces 3 paramètres, le plongement (rake), le glissement (slip), les coordonnées du centre de la trace de la faille en surface, X et Y, varient d'une manière plus importante. En outre, la longueur (length) est sensible au changement de stratégie. Elle varie d'une stratégie à l'autre d'une manière très importante.

Pour évaluer les différentes stratégies en détail, les résidus (RMS) sont calculés. Pour cela, à partir des paramètres obtenus dans chaque stratégie, le champ du déplacement 3D en surface est construit à travers le modèle direct. Pour la pré-fusion (3D), ce déplacement 3D est comparé directement avec le déplacement 3D en entrée de l'inversion. Pour les 4 autres cas, ce déplacement 3D est reprojété dans la direction de chacune des mesures issues de la corrélation d'amplitude ou de l'interférométrie différentielle. Puis nous comparons ces projections avec les mesures originales. La figure 7.2 montre le RMS moyen pour chaque mesure dans les 5 cas étudiés. Notons que les 5 premières mesures correspondent aux mesures issues de l'interférométrie différentielle. Les RMS de ces 5 mesures sont les plus petits parmi toutes les mesures, quelque soit la stratégie utilisée. Ceci est expliqué par la bonne qualité de ces mesures qui apportent de l'information du déplacement régularisée et précise. A partir de la figure 7.2, nous pouvons remarquer aussi la différence des résultats en pré-fusion (3D) par rapport aux résultats obtenus dans les autres cas. Nous pouvons également conclure que le RMS pour chaque mesure varie très peu d'un cas à l'autre, ce qui est cohérent avec la variation faible des paramètres de la géométrie de la faille d'une stratégie à l'autre. Cependant, au niveau du temps de calcul, la pré-fusion consomme beaucoup moins de temps par rapport à l'inversion jointe.

Comme les paramètres obtenus en pré-fusion (3D) sont très différents des paramètres obtenus dans les 4 autres cas, par la suite, les analyses ne sont effectuées que dans les 4 autres cas.

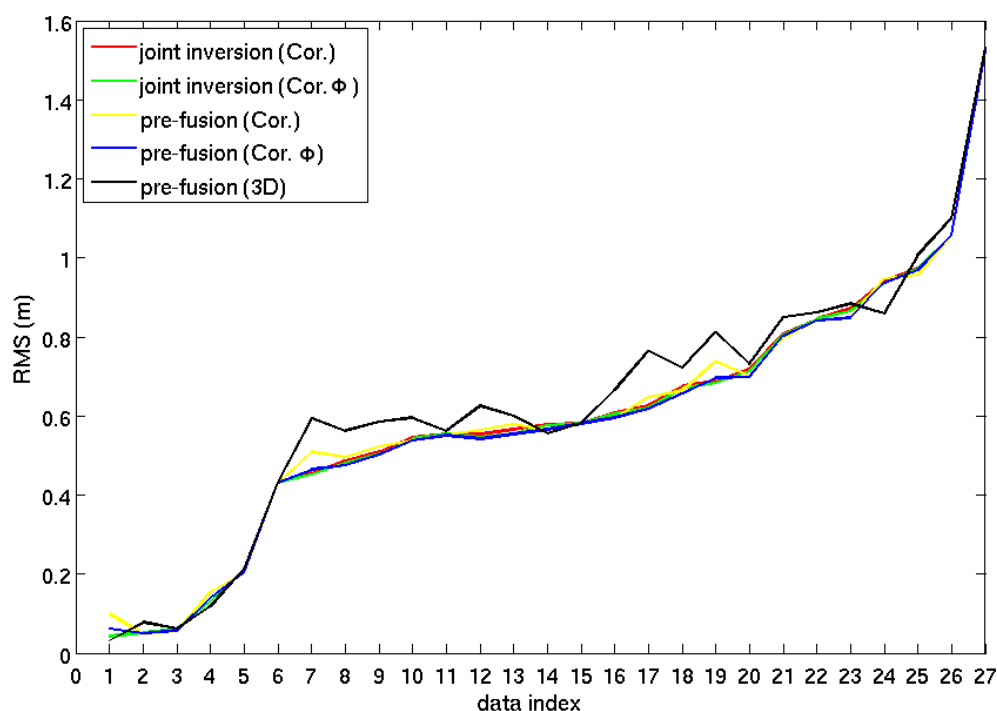


Figure 7.2. RMS des paramètres de la géométrie de la faille estimés dans les différents cas.

7.2.3 Sensibilité au bruit des paramètres géométriques de la faille

Afin d'analyser la sensibilité au bruit des paramètres géométriques de la faille dans le cadre de chaque stratégie de fusion, le bruit synthétique est simulé et ajouté aux mesures originales issues de la

corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. Selon les analyses effectuées sur les mesures pré-sismiques, les mesures issues de la corrélation d'amplitude sont essentiellement influencées par le bruit blanc Gaussien. D'autre part, les mesures issues de l'interférométrie différentielle sont surtout affectées par le bruit corrélé spatialement à cause de l'impact atmosphérique. A partir des mesures pré-sismiques, les caractéristiques du bruit blanc Gaussien et du bruit corrélé spatialement sont déterminées par la variance et l'auto-corrélation respectivement. Pour le bruit blanc Gaussien, la gamme de la valeur de la variance est estimée sur les mesures pré-sismiques issues de la corrélation d'amplitude, ici $0 \sim 2$ m. Puis, le bruit blanc Gaussien centré avec une variance comprise entre 0 et 2 m est généré d'une manière aléatoire pour chaque mesure. Pour le bruit corrélé spatialement, l'auto-corrélation en fonction de la distance (cf. section 5.3.3) est calculée sur les déplacements pré-sismiques issus de l'interférométrie différentielle. Ensuite, le bruit corrélé spatialement est généré à partir du bruit blanc Gaussien par un filtrage fréquentiel sur la transformée de Fourier de telle manière que le bruit ait les mêmes caractéristiques que le bruit estimé dans les mesures pré-sismiques issues de l'interférométrie différentielle.

A chaque mesure est ajoutée 1000 réalisations du bruit blanc Gaussien ou du bruit corrélé spatialement en fonction de leur type. 1000 inversions sont réalisées avec ces mesures bruitées dans les différentes stratégies. Les distributions des paramètres de la géométrie de la faille et les dépendances entre ces paramètres sont étudiées.

Les résultats des différentes stratégies sont montrées dans les figures 7.3 - 7.6. Quelques tendances sont mises en évidence à travers les comparaisons entre les différentes stratégies :

1. pré-fusion (Cor.) et inversion jointe (Cor.)

En pré-fusion (Cor.), parmi les 1000 tests synthétiques, 182 tests trouvent des résultats complètement aberrants à cause du bruit ajouté dans les mesures et ils sont éliminés par la suite pour construire les distributions et les dépendances des paramètres. En ce qui concerne les distributions des paramètres, premièrement, les centres des distributions du plongement (rake) et du glissement (slip) en pré-fusion (Cor.) sont décalés par rapport à ceux en inversion jointe (Cor.). Pour les distributions des autres paramètres, les centres ne sont pas décalés, mais les distributions sont plus étroites en inversion jointe (Cor.). En ce qui concerne les dépendances entre les différents paramètres, d'une manière générale, en inversion jointe (Cor.), elles sont plus claires qu'en pré-fusion (Cor.).

2. pré-fusion (Cor. φ) et inversion jointe (Cor. φ)

Pour la pré-fusion (Cor. φ), environ 400 tests synthétiques n'aboutissent pas à cause du problème de matrice singulière dans l'inversion, donc le nombre total des tests réussis avec cette stratégie est moindre par rapport à d'autres stratégies. De plus, parmi ces tests réussis, 80 tests synthétiques trouvent des résultats complètement aberrants, de même, ils sont enlevés par la suite pour la construction des distributions et les dépendances des paramètres. En ce qui concerne les distributions des paramètres, elles sont plus étroites en inversion jointe (Cor. φ), avec les centres des distributions du plongement (rake) et du glissement (slip) légèrement décalés par rapport à ceux en pré-fusion (Cor. φ). En ce qui concerne les dépendances entre les différents paramètres, elles sont plus claires en inversion jointe (Cor. φ).

3. pré-fusion (Cor.) et pré-fusion (Cor. φ)

Pour les distributions des paramètres, tout d'abord, les centres des distributions du plongement (rake) et du glissement (slip) sont décalés d'une stratégie à l'autre. Ensuite, les distributions sont plus étroites en pré-fusion (Cor. φ). Pour les dépendances entre les différents paramètres, elles sont plus claires en pré-fusion (Cor. φ).

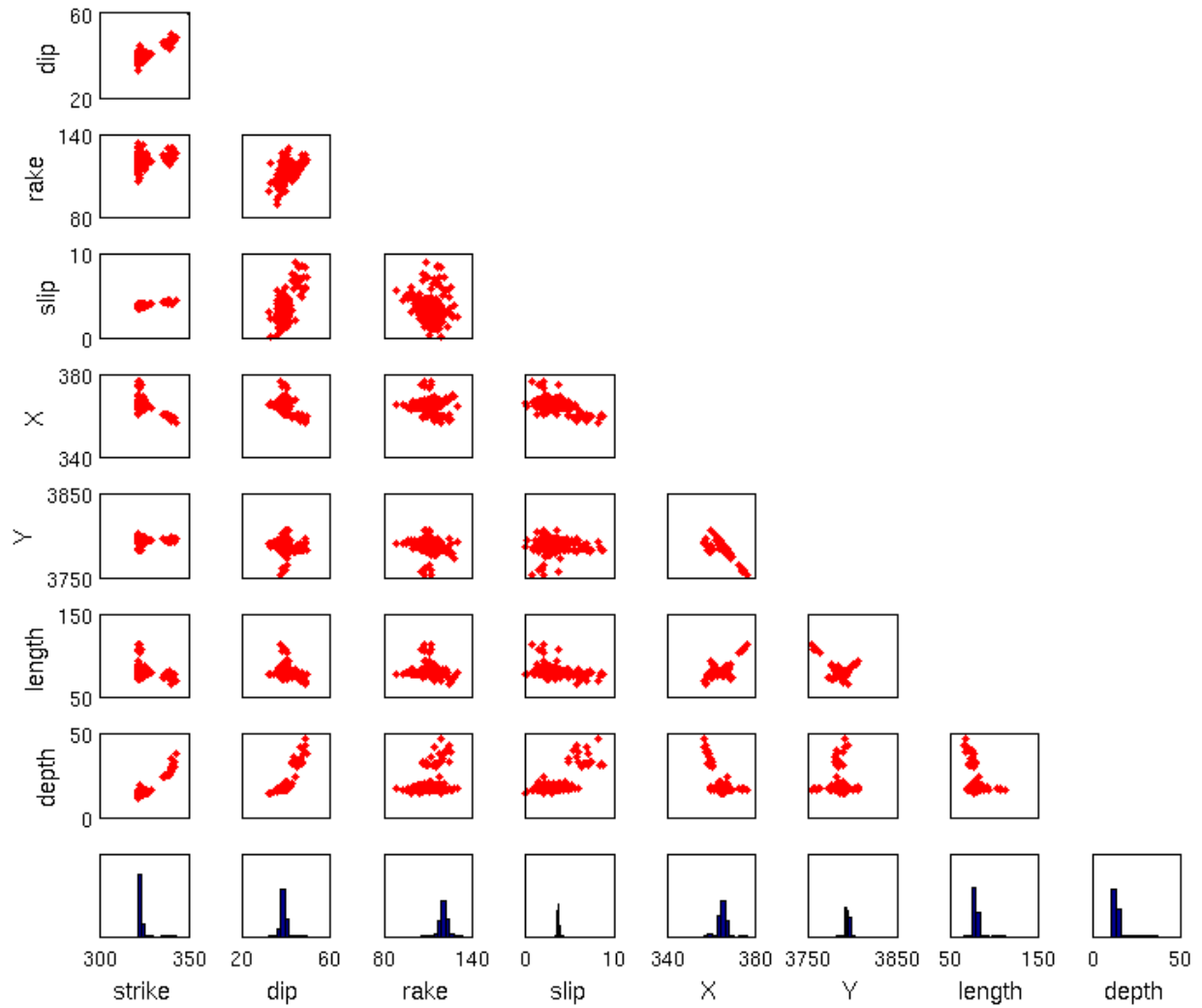


Figure 7.3. Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en pre-fusion (Cor.). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.

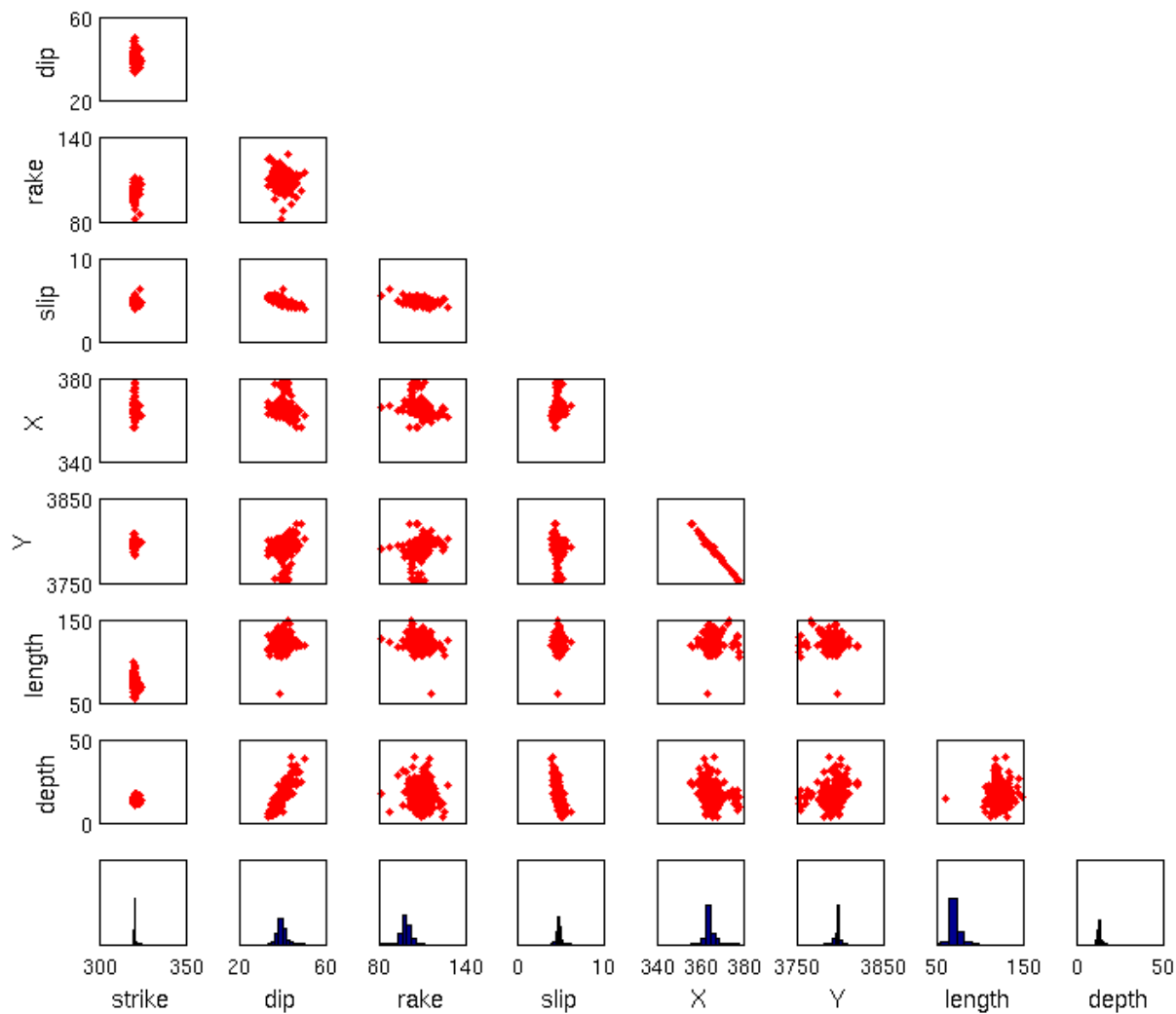


Figure 7.4. Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en pré-fusion (Cor. φ). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.

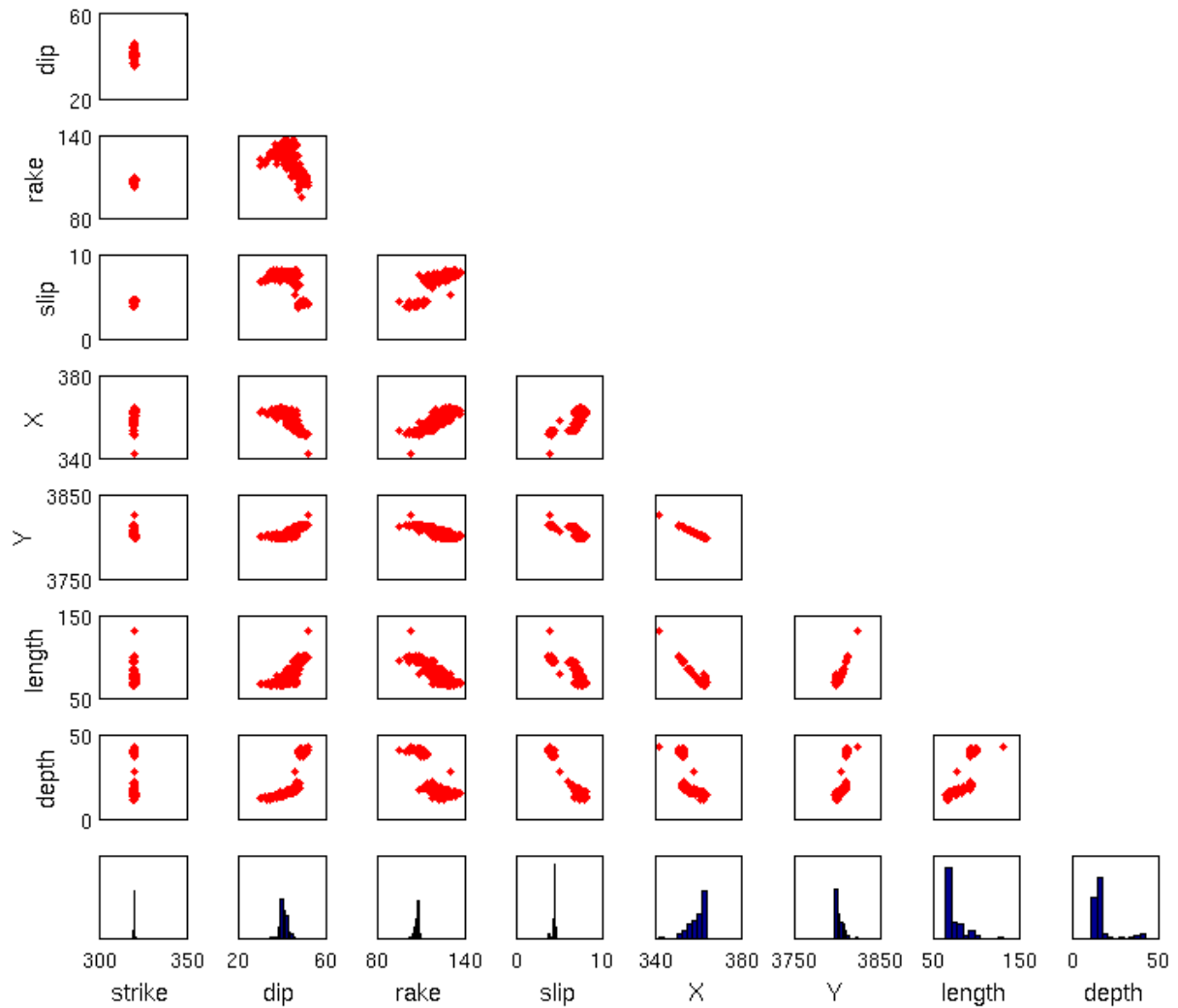


Figure 7.5. Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en inversion jointe (Cor.). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.

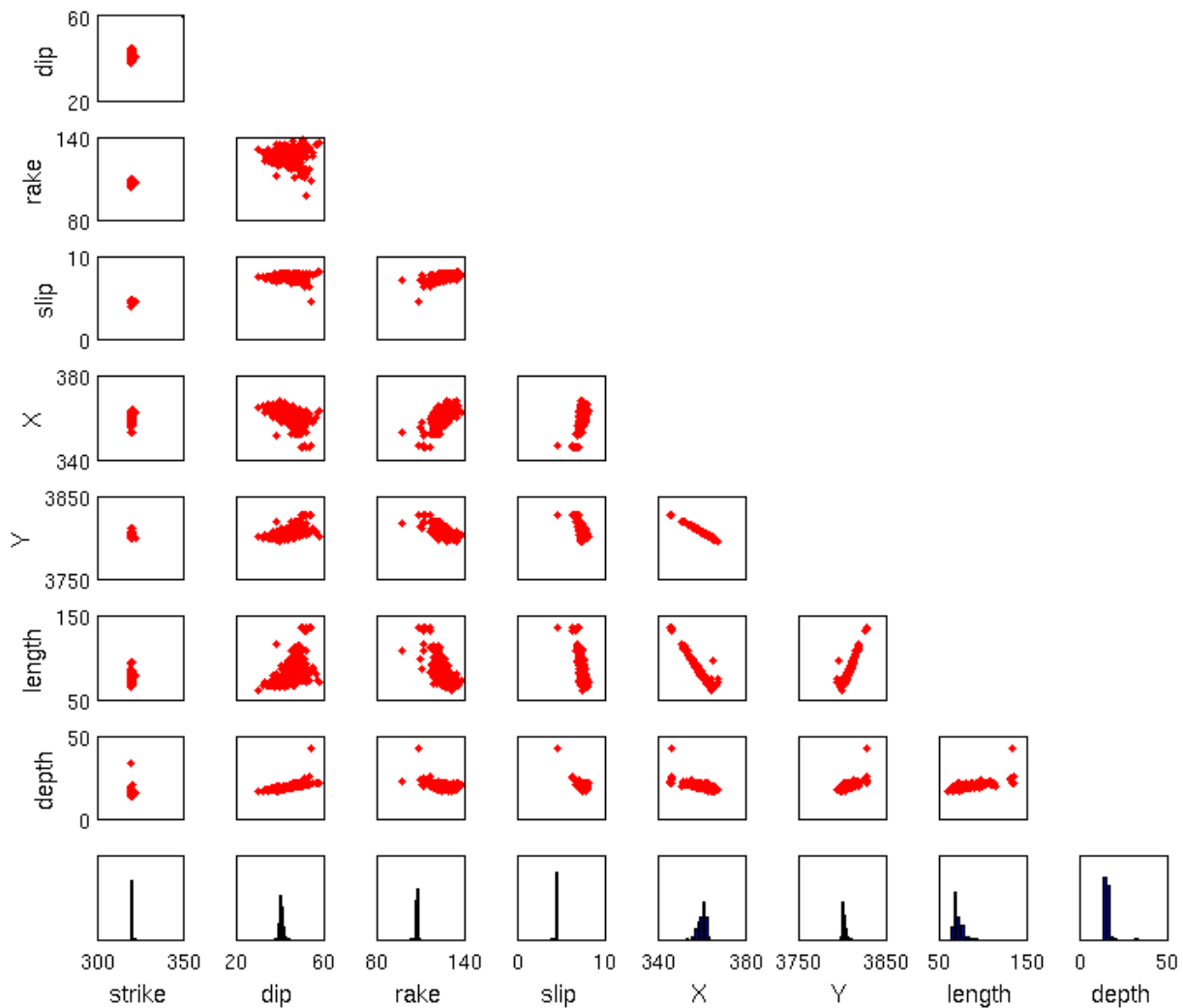


Figure 7.6. Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en inversion jointe (Cor. φ). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.

4. inversion jointe (Cor.) et inversion jointe (Cor. φ)

Pour les distributions des paramètres, il n'y a aucun décalage au niveau des centres des distributions entre ces 2 stratégies. Les distributions obtenues avec ces 2 stratégies peuvent être considérées comme satisfaisantes et proches de la réalité. Cependant, en inversion jointe (Cor. φ), les distributions sont plus étroites, et se rapprochent plus d'une distribution Gaussienne. Pour les dépendances entre les différents paramètres, elles sont plus claires en inversion jointe (Cor. φ).

La moyenne et l'écart-type de chaque paramètre dans chaque stratégie sont présentés dans le tableau 7.3. Premièrement, les moyennes de chaque paramètre sont cohérentes d'une stratégie à l'autre : il y a un bon accord sur l'azimut (strike), le pendage (dip) et la profondeur maximale (depth). En particulier, les paramètres en inversion jointe (Cor.) et (Cor. φ) sont parfaitement cohérents, ce qui correspond bien au fait que leurs centres des distributions se superposent l'un sur l'autre. De plus, dans chaque stratégie, par rapport aux paramètres estimés sans bruit (Tableau 7.2), la variation est faible avec la présence de bruit plus ou moins important. Ceci confirme la robustesse de l'inversion vis à vis du bruit. Deuxièmement, la sensibilité au bruit des paramètres varie d'une stratégie à l'autre. La robustesse de l'inversion jointe vis à vis du bruit se traduit par de faible valeur de l'écart-type des paramètres. Ceci est cohérent avec l'étroitesse des distributions en inversion jointe. En outre, en inversion jointe, l'ajout de mesures issues de l'interférométrie différentielle diminue la variance des paramètres d'une manière importante, alors qu'en pré-fusion, cet effet n'est pas remarqué. Ceci peut être expliqué partiellement par le fait qu'en pré-fusion (Cor. φ), le nombre d'inversion réussie parmi les 1000 tests est petit par rapport à celui en pré-fusion (Cor.). Mais en inversion jointe (Cor.) et (Cor. φ), les nombres d'inversion réussie sont comparables. Enfin, la sensibilité au bruit de différents paramètres diffère d'un paramètre à l'autre. La longueur (length) est très sensible au bruit et elle varie d'une manière importante, quelque soit la stratégie appliquée. Les coordonnées du centre de la trace de la faille (X,Y) sont aussi sensibles au bruit indépendamment de la stratégie appliquée, mais leurs sensibilités sont moins importantes par rapport à celle de la longueur (length). Le plongement (rake) et le glissement (slip) varient aussi d'une manière plus ou moins importante en fonction de la stratégie appliquée.

-	pré-fusion (Cor.)		pré-fusion (Cor. φ)		inversion jointe (Cor.)		inversion jointe (Cor. φ)	
	moy	é-type	moy	é-type	moy	é-type	moy	é-type
az (°)	323.365	3.316	320.492	0.483	320.124	0.217	320.119	0.223
pdg (°)	39.349	1.786	39.738	2.184	40.924	1.539	40.894	0.841
plg (°)	120.932	2.922	98.926	3.005	107.605	1.046	107.735	0.637
gls (m)	3.813	0.103	4.792	0.240	4.452	0.164	4.494	0.044
X (km)	365.429	2.005	364.669	2.724	360.002	3.338	360.374	1.681
Y (km)	3794.910	2.124	3797.360	3.288	3802.803	3.971	3802.352	1.991
lg (km)	79.399	3.945	70.967	6.245	73.746	9.322	71.712	4.697
prof max. (km)	14.367	2.758	13.272	0.100	16.635	5.876	15.329	1.007

Tableau 7.3. Moyenne (moy) et écart-type (é-type) des paramètres de la géométrie de la faille estimés avec du bruit synthétique dans chaque stratégie. "az" signifie azimut. "pdg" signifie pendage. "plg" signifie plongement. "gls" signifie glissement. "lg" signifie longueur. "prof" signifie profondeur.

En résumé, à partir de ces comparaisons effectuées entre les différentes stratégies, la première conclusion est que l'inversion jointe est moins sensible au bruit. Avec la présence de différents niveaux de bruit, le centre de la distribution et la moyenne des paramètres sont stables, ce qui n'est pas le cas

en pré-fusion. En pré-fusion, bien que les mesures utilisées s'accordent bien entre elles et minimisent le résidu, une fois que du bruit est ajouté, les résultats ne sont plus stables. Dans certains cas, ils donnent des résultats complètement aberrants. De plus, selon la comparaison entre la pré-fusion (Cor. φ) et l'inversion jointe (Cor. φ), la différence n'est pas très significative. En conséquence, nous pouvons dire qu'avec un ensemble de mesures de bonne qualité, la pré-fusion peut donner le même résultat que l'inversion jointe en consommant beaucoup moins de temps. Par rapport à l'effet de l'ajout des mesures issues de l'interférométrie différentielle, les distributions deviennent plus étroites d'une manière plus ou moins importante avec l'ajout de ces mesures. En plus, les dépendances entre les différents paramètres deviennent aussi plus claires. Enfin, une remarque concernant les paramètres eux mêmes, la longueur (length) et les coordonnées du centre de la trace de la faille (X,Y) sont plus sensibles au bruit. Le plongement (rake) et le glissement (slip) sont plus sensibles au changement de stratégie.

7.2.4 Test de la configuration du replat

De nombreux travaux (Pathier et al., 2006 ; Avouac et al., 2006 ; Wang et al., 2007 ; Kaneda et al., 2008) ont mis en évidence une rampe de la faille orientée NW-SE activée lors du séisme du Cachemire. Dans (Jouanne et al., 2011), les auteurs indiquent un glissement post-sismique le long d'un replat connecté et situé au Nord de la rampe principale. Le glissement le long de la portion Nord-Ouest du replat atteint 30.8 cm entre novembre 2005 et août 2006. Dans cette étude, la couverture temporelle des mesures utilisées inclut la période de la déformation post-sismique. Par ailleurs, les nouvelles informations fournies par l'ensemble des mesures supplémentaires en champ lointain par rapport à celles utilisées dans (Pathier et al., 2006 ; Wang et al., 2007), permettent de tester si la conclusion "le déplacement cosismique est induit par la rampe principale alors que le déplacement post-sismique est induit par le replat" est un artéfact induit par l'utilisation essentiellement des mesures en champ proche pour les analyses cosismiques effectuées.

Pour tester le déplacement post-sismique dans les mesures cosismiques, des tests synthétiques du replat sont réalisés. D'après Jouanne et al. (2011), la rampe principale affectée par le choc principal est suivi par un replat d'un pendage (dip) d'environ 10° , et situé entre 10 - 25 km en profondeur. Afin de détecter le déplacement induit par ce replat dans les mesures cosismiques, 2 modèles principaux sont testés et les déplacements issus des prédictions des modèles sont comparés avec les déplacements issus des mesures directes.

1. Modèle 1 : une rampe simple (r0) qui est localisée entre 0 et environ 13 km en profondeur.
2. Modèle 2 : une rampe (r0) suivi par un replat (d1 - d4). Puisque qu'il manque des informations précises au niveau de la position et de la géométrie du replat, 4 configurations qui correspondent à 4 positions différentes du replat sont testées (Figure 7.7) :
 - (a) d1 : le replat est localisé à une profondeur comprise entre 10 – 25 km et il est connecté directement à la rampe principale.
 - (b) d2 : le replat est localisé à une profondeur comprise entre 13 – 25 km et il suit la fin de la rampe principale.
 - (c) d3 : le replat est localisé à une profondeur comprise entre 15 – 25 km.
 - (d) d4 : le replat est localisé à une profondeur comprise entre 20 – 25 km.

Ces tests peuvent être réalisés de 2 manières différentes. Premièrement, les paramètres de la rampe ainsi que les paramètres du replat sont estimés conjointement par une inversion. Cependant,

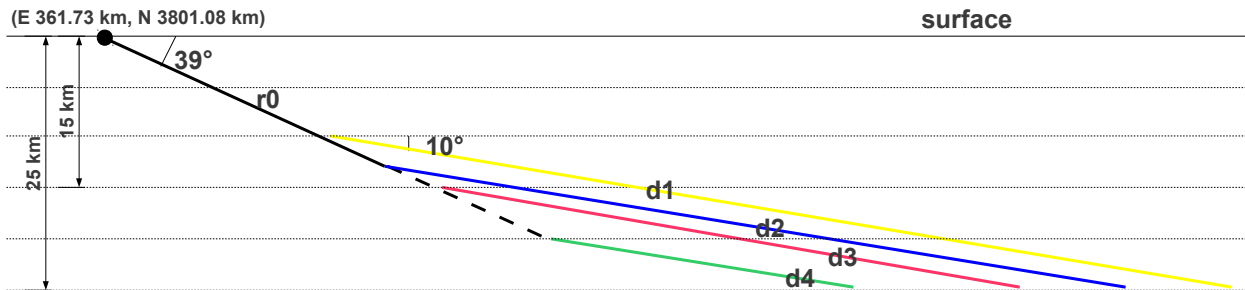


Figure 7.7. Géométrie de la rampe principale et du replat dans les différentes configurations. Orientation N320.

-	r0	d1	d2	d3	d4
azimut (°)	320.20	320.20	320.20	320.20	320.20
pendage (°)	39.67	10.00	10.00	10.00	10.00
plongement (°)	113.48	113.48	113.48	113.48	113.48
glissement (m)	4.354	4.354	4.354	4.354	4.354
X (km)	361.73	335.53	327.49	322.42	309.32
Y (km)	3801.08	3779.10	3772.40	3768.10	3757.10
longueur (km)	68.113	68.113	68.113	68.113	68.113
profondeur min. (km)	0.00	10.00	13.07	15.00	20.00
profondeur max. (km)	13.07	25.00	25.00	25.00	25.00

Tableau 7.4. Paramètres géométriques de la rampe et du replat utilisés dans le modèle pour le test du replat.

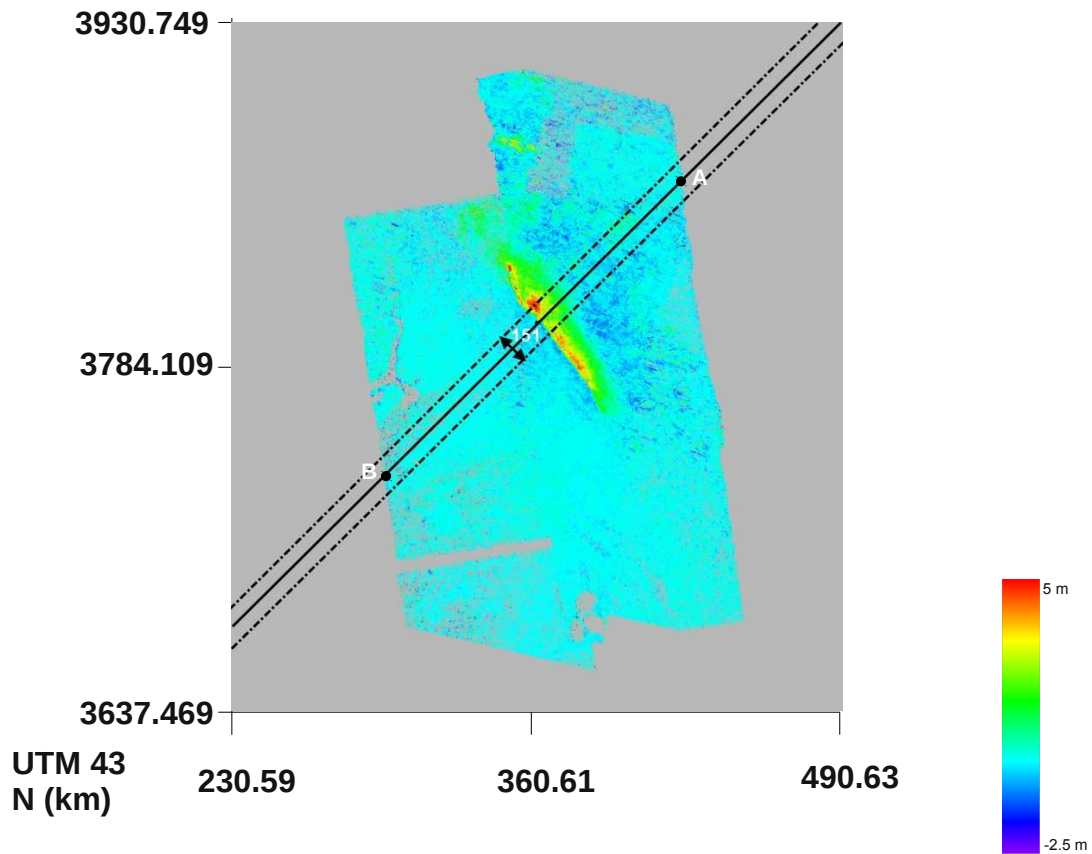


Figure 7.8. Illustration du moyennage des profils (151 pixels). La partie AB est utilisée pour la comparaison. Le trait continu est le profil effectué sur le déplacement 3D issu du modèle. Les traits pointillés représentent la bande de moyennage sur le déplacement 3D issu des mesures directes. La couleur correspond à l'amplitude du déplacement vertical.

les résultats obtenus ne sont pas satisfaisants. La géométrie de la rampe principale n'est pas cohérente avec les résultats obtenus dans d'autres travaux (Pathier et al., 2006 ; Avouac et al., 2006 ; Parsons et al., 2006 ; Wang et al., 2007 ; Kaneda et al., 2008), surtout le type de la faille (normale ou inverse) et la position de la trace de la rupture en surface. De plus, le champ du déplacement 3D en surface déduit à partir de ces paramètres ne correspond pas aux observations des données. En conséquence, avec les mesures cosismiques disponibles dans cette étude, nous ne pouvons pas optimiser les paramètres de la rampe et du replat en même temps dans une inversion. Deuxièmement, étant donné que l'inversion d'une rampe simple est satisfaisante, à partir des paramètres géométriques de la rampe et la relation géométrique entre la rampe et le replat, nous pouvons en déduire certains paramètres du replat : la profondeur minimale (top), X et Y. Nous supposons que les autres paramètres comme l'azimut (strike), le plongement (rake), la longueur (length) sont les mêmes que la rampe (Tableau 7.4). Puis, le déplacement 3D à la surface induit par le replat, est calculé à partir de ces paramètres, en utilisant le modèle direct (Okada, 1985). Ensuite, le déplacement 3D dû au replat et celui dû à la rampe sont combinés linéairement afin d'obtenir le champ total du déplacement 3D à la surface. Ensuite, ce dernier résultat est comparé avec le champ du déplacement 3D estimé par l'inversion linéaire dans le chapitre 6. Pour faciliter la comparaison, un profil est réalisé sur chaque composante du déplacement 3D. Comme le déplacement 3D obtenu par les mesures directes est bruité, ceci cause une fluctuation importante sur les profils qui perturbe la comparaison, des profils moyennés sur une bande de pixels sont donc effectués (Figure 7.8).

Pour moyenner les profils, il faut que la largeur de bande de moyennage soit appropriée. Le choix de cette largeur est un compromis entre la réduction du bruit et la préservation du déplacement à petite échelle, surtout en champ proche de la faille où la variation du déplacement est importante. Dans cette étude, nous avons pris 151 pixels comme largeur de bande de moyennage selon les tests.

Pour chaque composante, les prédictions des modèles et les observations issues des mesures directes sont comparées sur les profils.

Le glissement sur le replat est inconnu, dans un premier temps, nous supposons le même glissement que celui sur la rampe (obtenu par l'inversion), et nous ajoutons 2 coefficients $c1$ et $c2$ au déplacement induit par la rampe et par le replat respectivement pour déterminer la proportion du glissement sur le replat par rapport à celui sur la rampe.

$$U_{donnée} = c1 * U_{rampe} + c2 * U_{replat} + U_{erreur} \quad (7.1)$$

$c1$ et $c2$ sont obtenus en minimisant le RMS qui est défini comme ci-dessous :

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^I (U_{donnée}(i) - c1 * U_{rampe}(i) - c2 * U_{replat}(i))^2}{I}} \quad (7.2)$$

avec i indice du pixel et I nombre de pixel sur le profil.

Les coefficients $c1$ et $c2$, ainsi que les RMS correspondants pour chaque composante dans les différents cas sont montrés dans le tableau 7.5. D'une manière générale, $c2$ est faible par rapport à $c1$, surtout pour la composante N et Up avec un ratio $\frac{1}{9}$ et $\frac{1}{15}$ respectivement. De plus, les valeurs de RMS ne varient que légèrement d'une configuration à l'autre pour le modèle 2. Pour les 3 composantes, les RMS pour le modèle 1 sont plus forts que les RMS pour le modèle 2. Ceci est dû à la sous-estimation du déplacement sur la faille dans le modèle 1. Cet effet est plus marqué sur la composante E. Pour cette composante, la sous-estimation du déplacement vers l'Ouest induit par la rampe (modèle 1) près

de la faille est importante, alors que les replats dans le modèle 2 induisent tous un déplacement vers l'Ouest à ces endroits. Ceci explique pourquoi le RMS du modèle 1 est plus fort. Quant à l'ajustement de différents modèles aux mesures directes en prenant en compte l'ensemble des 3 composantes, la différence au niveau de la valeur de $c1$ et le RMS entre le modèle 1 et le modèle 2 est très faible. De plus, les valeurs de $c2$ dans le modèle 2 sont proches de 0. Ceci signifie que le meilleur ajustement du modèle 2 avec les observations à partir des mesures directes est presque équivalent à celui du modèle 1.

		Modèle 1	Modèle 2			
		r0	r0+d1	r0+d2	r0+d3	r0+d4
E	c1	1.2915	1.0914	1.0804	1.0689	1.0976
	c2	0	0.2300	0.3244	0.4202	0.7974
	RMS (m)	0.2645	0.2318	0.2276	0.2242	0.2238
N	c1	0.8812	0.9159	0.9134	0.9116	0.9048
	c2	0	-0.04841	-0.0636	-0.0763	-0.1322
	RMS (m)	0.2175	0.2129	0.2129	0.2132	0.2148
Up	c1	1.5116	1.4909	1.5026	1.5059	1.5086
	c2	0	0.1324	0.1155	0.1032	0.1169
	RMS (m)	0.2517	0.2416	0.2444	0.2462	0.2480

Tableau 7.5. Coefficients $c1$, $c2$ et RMS pour chaque composante du déplacement 3D dans les différentes configurations.

	Modèle 1	Modèle 2			
	r0	r0+d1	r0+d2	r0+d3	r0+d4
c1	1.1196	1.1122	1.1114	1.1107	1.1081
c2	0.0000	0.0129	0.0207	0.0284	0.0813
RMS (m)	0.2852	0.2851	0.2850	0.2849	0.2843
AIC	2.2852	4.2851	4.2850	4.2849	4.2843

Tableau 7.6. Coefficients $c1$, $c2$, RMS et AIC pour l'ensemble de 3 composantes du déplacement 3D pour les différentes configurations.

Pour mieux comparer les 2 modèles de la faille, le critère d'information d'Akaike (AIC) (Akaike, 1974; Linhart and Zucchini, 1986) est utilisé. Ce critère est une mesure de la qualité relative de l'ajustement d'un modèle statistique. Il est basé sur la notion d'entropie d'information, fournit une mesure relative de la perte d'information quand un modèle donné est utilisé pour décrire la réalité. Par ailleurs, il est considéré comme un outil de sélection du modèle. L'AIC ne constitue pas un test d'un modèle dans le sens habituel de tester une hypothèse nulle, c'est à dire l'AIC ne peut rien dire sur la façon dont un modèle est ajusté aux données dans un sens absolu.

$$AIC = \chi^2 + 2n \quad (7.3)$$

où n est le nombre de paramètre dans le modèle et χ^2 correspond au RMS.

Pour le modèle 1, n est égale à 1 et pour le modèle 2, n est 2. Les différentes valeurs de l'AIC sont montrées dans le tableau 7.6. L'AIC pour le modèle 1 est beaucoup plus faible que pour le modèle 2. En conséquence, le modèle 2 n'explique pas mieux les mesures directes.

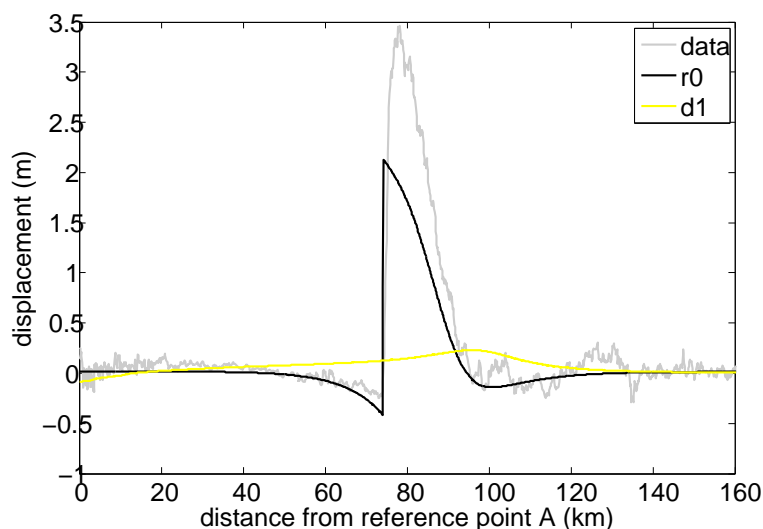


Figure 7.9. Profil de la composante Up, configuration d1 avec un glissement (slip) de 65.3 cm sur le replat.

Pour déterminer le glissement sur le replat avec lequel, nous n'arrivons plus à voir son effet à la surface à partir des mesures cosismiques, nous avons calculé les champs du déplacement avec les différentes valeurs du glissement sur le replat dans la configuration d1, puis les mêmes profils sont effectués et comparés. La configuration d1 est choisie pour ce test, car le replat est moins profond dans ce cas, son effet en surface est plus remarqué par rapport aux autres configurations. Selon les résultats obtenus, si le glissement sur le replat est inférieur à 15% (65.3 cm) du glissement sur la rampe, il est difficile de distinguer le déplacement induit par le replat du bruit présent dans les mesures cosismiques (Figure 7.9). Par ailleurs, le glissement maximal sur le replat trouvé par Jouanne et al. (2011) est environ 30.8 cm. Par conséquent, nous pouvons conclure que l'influence du glissement post-sismique sur l'analyse cosismique est négligeable dans cette étude.

En résumé, premièrement, il n'y a pas de déplacement cosismique détectable sur le replat. Deuxièmement, bien que les mesures cosismiques utilisées incluent les périodes post-sismiques, la distribution du glissement cosismique n'est pas biaisée par le glissement post-sismique qui existe potentiellement, car même si le glissement post-sismique existe sur le replat, il est faible, inférieur à 65.3 cm. Ces conclusions confirment la conclusion que le déplacement post-sismique, entraîné par le changement de contrainte induit par le choc principal, affecte principalement le replat, qui n'a pas été touché au cours du choc principal.

7.3 Estimation de la distribution du glissement sur le plan de la faille

7.3.1 Méthodologie

Les mesures du déplacement à la surface de la Terre peuvent être liées à la distribution du glissement sur le plan de la faille plus une erreur aléatoire. L'amplitude du déplacement en surface varie linéairement en fonction de la quantité du glissement qui a lieu sur la faille. Si la faille est représentée par un plan du déplacement discontinu dans un demi-espace homogène, isotropique et élastique, selon la formule de Volterra, le déplacement d'une position à la surface de la Terre résultant d'une distribution du glissement sur le plan de la faille peut être calculé de la manière suivante :

$$R_k(x) = \int \int_{\Sigma} s_i(x') W^{ki,j}(x, x') n_j(x') d\Sigma(x') \quad (7.4)$$

R_k est le déplacement à la surface de la Terre dans la direction k à la position x , s_i est le glissement sur le plan de la faille dans la direction i à la position x' , n_j est la normale au plan de la faille Σ et $W^{ki,j}$ est la fonction de Green qui relie le glissement unitaire dans la direction i à la position x' sur le plan de la faille et le déplacement à la surface de la Terre dans la direction k à la position x .

La méthode couramment utilisée pour simplifier la mise en œuvre de ce type de calcul est de diviser le plan de la faille en patches de petite taille sur lesquels le glissement est uniforme. D'une part, la taille du patch doit être suffisamment petite pour que cette discrétisation puisse représenter d'une manière adéquate le glissement qui varie spatialement. D'autre part, le nombre de patch ne doit pas être très important de sorte que le nombre d'inconnu (glissement) soit inférieur au nombre de mesures.

Une fois que le plan de la faille est discrétisé, l'intégrale de l'équation (7.4) peut être discrétisée également en un ensemble d'équations linéaires. De ce fait, l'équation (7.4) peut être simplifiée pour obtenir l'équation suivante :

$$R = KS \quad (7.5)$$

avec K , la matrice du kernel (la fonction de Green discrétisée) de dimension $m \times n$, S , le vecteur du glissement inconnu sur le plan de la faille de dimension n et R un vecteur du déplacement à la surface de dimension m . n est le nombre de patch sur le plan de la faille et m est le nombre de mesure du déplacement en surface.

A partir des paramètres de la géométrie de la faille globale, nous pouvons en déduire les paramètres de la géométrie pour chaque patch. Puis, à partir de ces derniers, le kernel, qui relie le glissement unitaire sur chaque patch et le déplacement induit à la surface de la Terre, étant donné la géométrie du patch, est calculé en utilisant un modèle direct.

Pour estimer la distribution du glissement sur le plan de la faille, nous minimisons la fonctionnelle suivante :

$$F(S, \kappa) = \|\Sigma^{-1/2}(KS - R)\|^2 + \kappa \|\nabla^2 S\|^2 \quad (7.6)$$

où, $\Sigma^{-1/2}$ est l'inverse de la racine de la matrice de co-variance au carré, ∇^2 est l'opérateur Laplacien en différence finie et κ est un facteur de lissage qui sert à pondérer le lissage dans l'inversion. Ici, le kernel K dépend des paramètres caractérisant la géométrie de la faille.

Les contraintes sont souvent ajoutées dans ce type d'inversion, parce qu'elles jouent un rôle important sur l'existence, l'unicité et la stabilité d'une solution qui a un sens physique. D'habitude, un opérateur Laplacien est ajouté pour éviter des oscillations irréalistes.

Le choix du facteur de lissage κ peut influencer d'une manière importante la distribution du glissement résultante. Il donne le poids relatif entre la rugosité du modèle et le RMS (Yu et al., 2003; Hsu et al., 2002). Dans la littérature, le choix de κ est basé sur un compromis entre grand RMS/faible rugosité et petit RMS/grande rugosité, ainsi que sur la minimisation du moment sismique (Funning et al., 2005; Pathier et al., 2006).

A cause de l'utilisation de l'opérateur Laplacien, le modèle de distribution du glissement est plus ou moins régularisé. La rugosité du modèle (r) est présentée pour caractériser la régularité du modèle obtenu. D'une manière générale, elle augmente avec la diminution du facteur de lissage κ . De plus, elle dépend aussi de la pondération des mesures et du nombre de points utilisés dans l'inversion (Jónsson et al., 2002). De ce fait, avec la même valeur de κ , mais un nombre de mesures différent, la rugosité du modèle obtenu serait différente.

Pour résoudre l'équation (7.6), l'algorithme "Non-negative least-squares" (Funning et al., 2005) est utilisé. La contrainte "non-negative" a pour objectif d'éliminer le mouvement rétrograde sur le plan de la faille. Dans l'algorithme d'inversion utilisé, pour une raison de faisabilité, le même plongement (rake) est fixé pour tous les patches. En réalité, le plongement (rake) peut différer d'un patch à l'autre. Pour que le plongement (rake) soit variable tout en ne créant pas de mouvement rétrograde, une technique particulière est appliquée. Dans cette technique, sur chaque patch, 2 failles perpendiculaires avec des plongements (rake) fixés, le plongement 1 (rake 1) et le plongement 2 (rake 2), sont supposées. La combinaison de ces 2 failles permet d'obtenir un plongement (rake) variable dans l'espace (Figure 7.10).

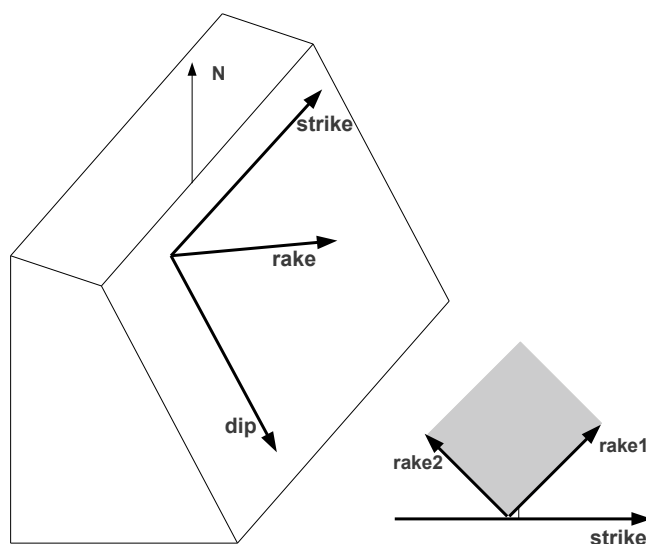


Figure 7.10. Illustration de la géométrie du plongement (rake). Dans la technique du plongement (rake) variable, le plongement (rake) peut varier dans la zone grise contrainte par les 2 références plongement 1 (rake 1) et plongement 2 (rake 2).

Le glissement sur chaque patch est alors décomposé en une composante horizontale (strike slip)

et une composante verticale (dip slip). De cette manière, l'équation (7.5) devient :

$$R = K[K_h \quad K_v] S[S_h \quad S_v] \quad (7.7)$$

En pratique, le plan de la faille optimisé à l'étape précédente, est étendu le long de l'azimut (strike) et du pendage (dip) respectivement, afin de constituer une longueur de 100 km et une largeur de 30 km (correspondant à une profondeur d'environ 22.8 km). Ensuite, ce plan étendu est divisé en patches de 2 km × 2 km. 50 patches le long de l'azimut (strike) et 13 patches le long du pendage (dip) sont obtenus. Sachant qu'il s'agit d'une faille inverse, le plongement (rake) doit s'orienter vers le haut. Pour faire un plongement (rake) variable vers le haut, le plongement1 (rake1) est fixé à 45° et le plongement2 (rake2) est fixé à 135° par rapport à l'Est. De même, l'estimation de la distribution du glissement sur le plan de la faille est effectuée en utilisant les mesures sous-échantillonnées dans le cadre des différentes stratégies.

7.3.2 Résultats et analyses

La figure 7.11 montre 4 modèles avec le facteur de lissage (κ) différent en pré-fusion (Cor. φ). De (a) à (d), κ augmente. L'augmentation de la valeur de κ conduit à la diminution de la rugosité du modèle (r) mais se traduit par une augmentation du RMS. Aux faibles valeurs de κ , l'ajustement du modèle aux données est meilleur, ce qui se traduit par un faible RMS, mais la distribution montre un motif du glissement irréaliste (Figure 7.11 (a) (b)). Aux fortes valeurs de κ , la distribution est très régulière en raison du fort lissage. Ceci ne correspond pas à la réalité (Figure 7.11 (d)). En conséquence, le modèle préféré est celui qui minimise le moment sismique, montré dans la figure 7.11 (c).

Les modèles préférés dans chaque stratégie sont montrés dans la figure 7.12. Globalement, les distributions du glissement sur le plan de la faille estimées dans les différentes stratégies sont cohérentes, et elles sont cohérentes également avec les distributions estimées par Pathier et al. (2006) et Parsons et al. (2006). Selon la figure 7.12, 2 zones principales sont identifiées. Dans la 1^{ère} zone (en dessous du segment Muzaffarabad–Balakot), se trouve le glissement supérieur à 6 m avec un pic d'environ 9.6 m à 6 km de profondeur. Dans la 2nd zone (en dessous du segment Bagh–Muzaffarabad), le glissement est relativement moins important par rapport à la 1^{ère} zone, avec une valeur maximale de 7 m à 4 km de profondeur. De plus, cette 2nd zone est moins étendue que la 1^{ère} zone. En dessous de 15 km en profondeur, le glissement est très faible, inférieur à 2 m. Le pic du glissement dans les 4 stratégies se situe plus à Sud-Est par rapport au résultat obtenu par Pathier et al. (2006), et ceci est cohérent avec le résultat obtenu par Avouac et al. (2006).

Les paramètres tels que le RMS, le moment sismique (Mo), le facteur du lissage (κ) et la rugosité du modèle (r) correspondant aux figures 7.11 et 7.12 sont montrés dans le tableau 7.7 et dans la figure 7.13. Le RMS en pré-fusion (Cor. φ) est le plus faible. De plus, le moment sismique (2.995×10^{20} N.m) dans cette stratégie correspond bien au moment mesuré par le Harvard CMT (2.94×10^{20} N.m). La pré-fusion (Cor. φ) donne donc un résultat satisfaisant. Ceci est essentiellement dû au fait que dans cette stratégie, un petit nombre de mesures, qui s'accordent bien entre elles, sont utilisées, et ceci facilite l'ajustement du modèle moyen en prenant en compte les contributions de toutes ces mesures, sous condition que les mesures supplémentaires qui existent dans l'inversion jointe, n'apportent qu'une information redondante. En outre, l'ajout de mesures issues de l'interférométrie

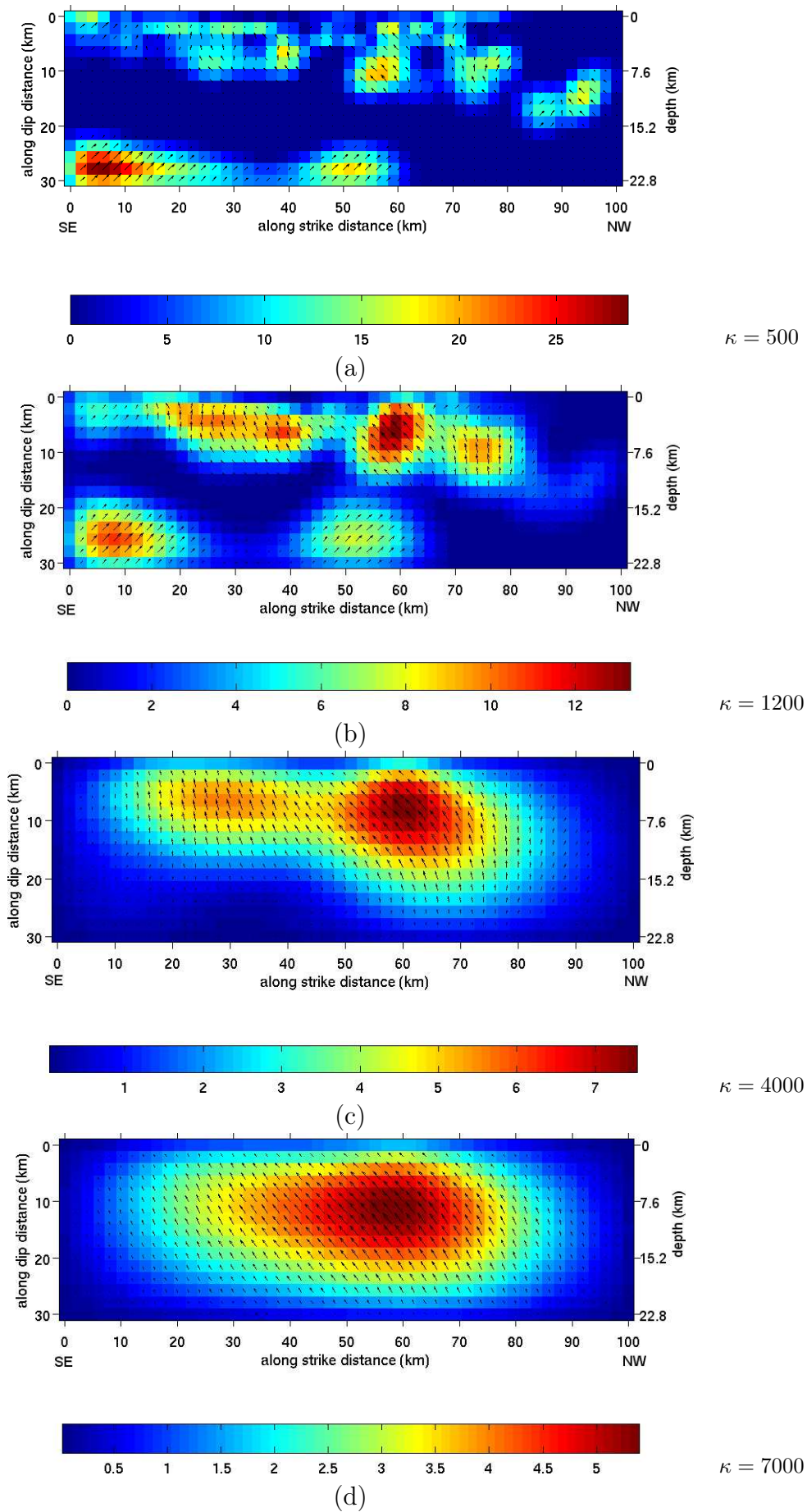


Figure 7.11. Distribution du glissement sur la faille estimée avec les différentes valeurs du facteur de lissage, κ , en pré-fusion (Cor. φ).

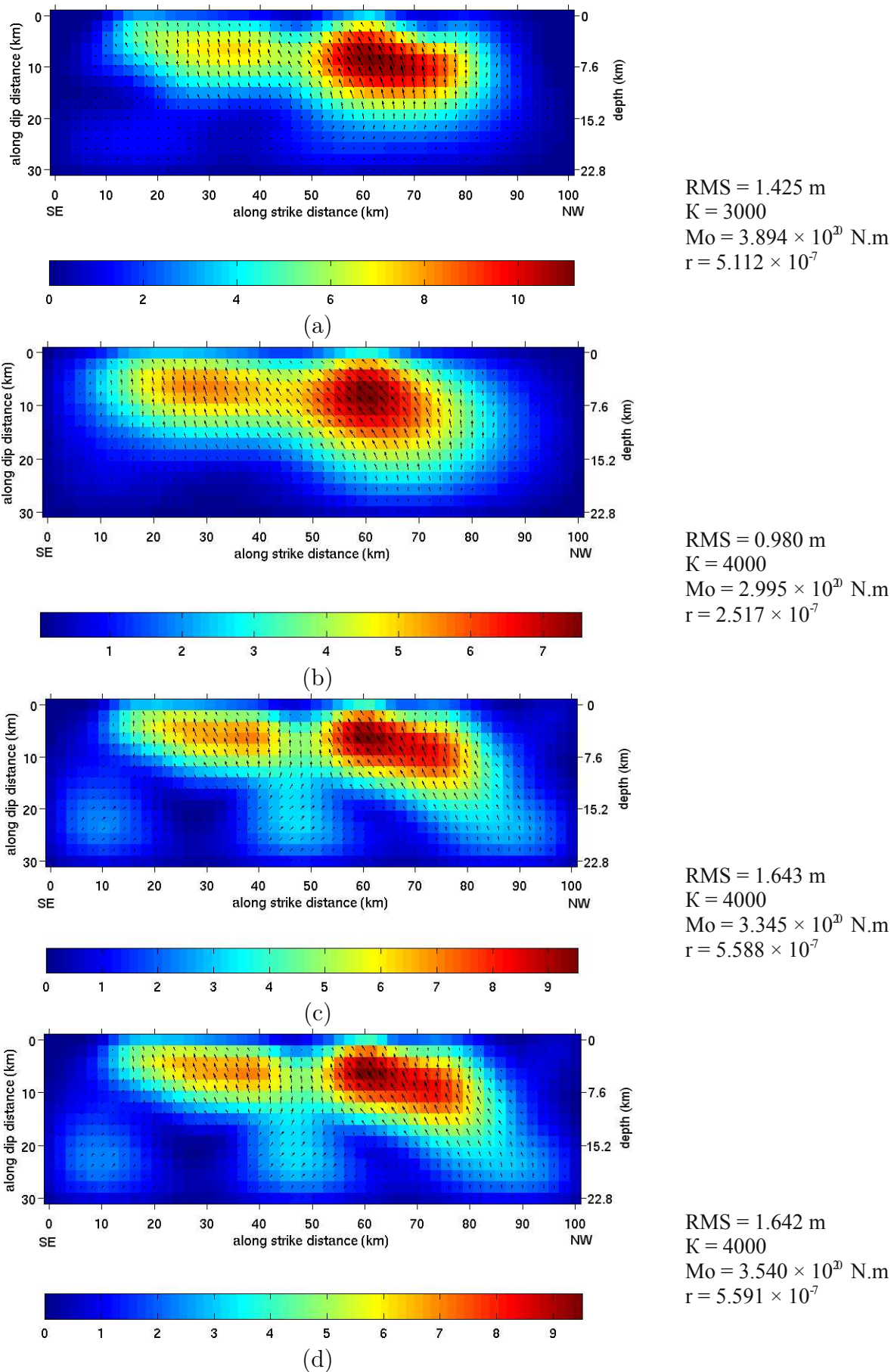


Figure 7.12. Distribution du glissement sur la faille préférée dans les différentes stratégies. (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ).

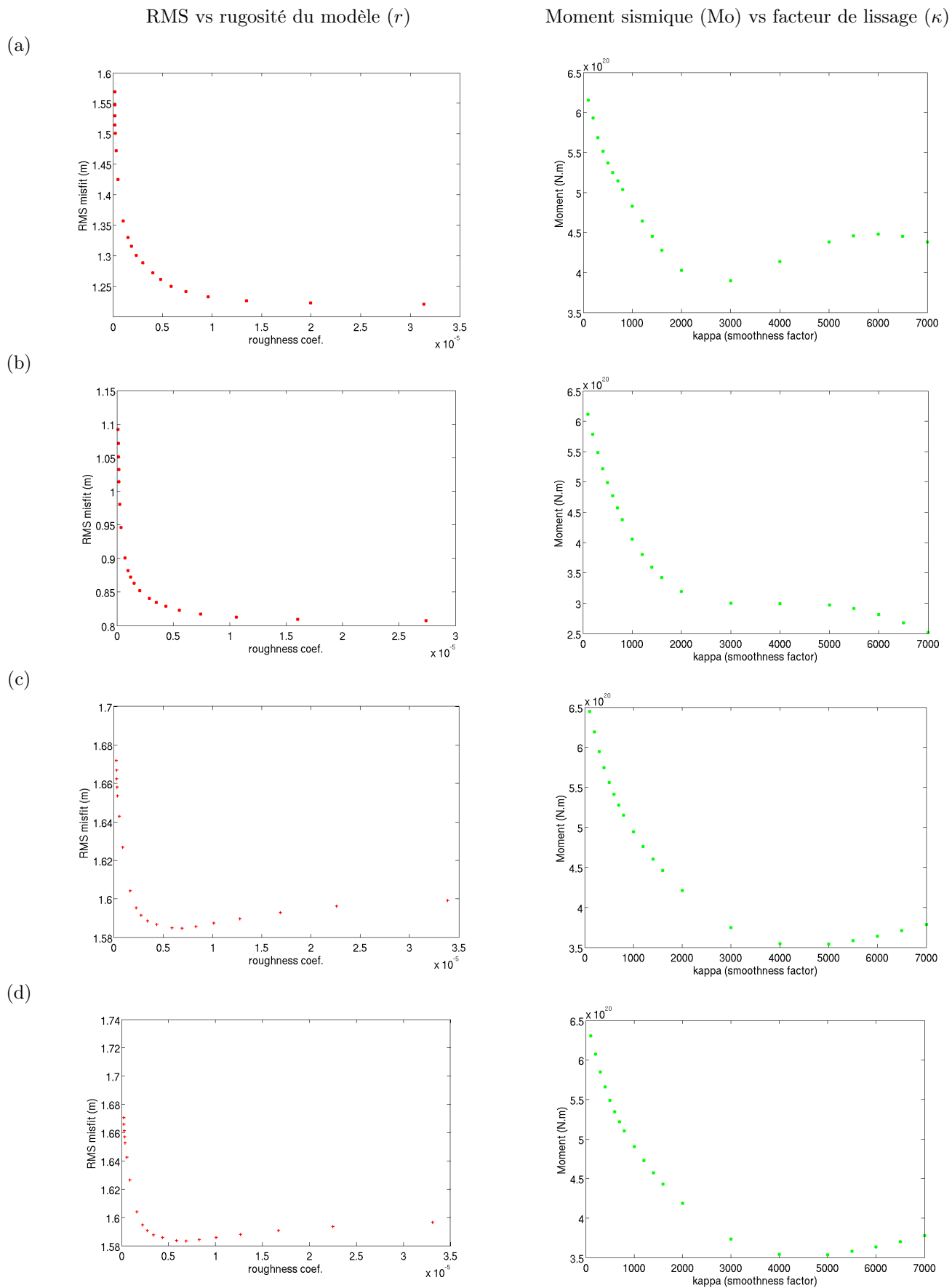


Figure 7.13. RMS en fonction de rugosité du modèle (r), Moment sismique (M_0) en fonction de facteur de lissage (κ) (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ).

stratégie	pré-fusion					inversion jointe			
	Cor.	Cor. φ				Cor.	Cor. φ		
RMS (m)	1.4252	0.8227	0.8631	0.9802	1.0918	1.6429	1.6719	1.6424	1.6706
κ	3000	500	1200	4000	7000	4000	7000	4000	7000
Moment (N.m) 10^{20}	3.8940	4.9847	3.8012	2.9951	2.5177	3.3450	3.7840	3.5398	3.7785
roughness coef. 10^{-6}	0.5113	5.541	1.5330	0.2517	0.1149	0.5588	0.2508	0.5591	0.2509

Tableau 7.7. RMS, facteur de lissage (κ), moment sismique (Mo) et rugosité du modèle (r) dans les différentes stratégies. En gras : modèle préféré.

différentielle diminue le RMS en inversion jointe et en pré-fusion, mais l'effet est plus remarqué en pré-fusion. En ce qui concerne la rugosité du modèle (r), la valeur est différente en pré-fusion et en inversion jointe, même si la valeur de κ est la même. Les relations entre la rugosité du modèle (r) et le facteur de lissage (κ) dans les différentes stratégies sont montrées dans la figure 7.14. De façon générale, une diminution de κ entraîne une augmentation de r . De plus, la variation de κ en fonction de r suit quasiment la même tendance dans les 4 stratégies. Ceci signifie que la relation entre ces 2 paramètres est constante quelque soit la stratégie utilisée. Puisque la pondération de chaque mesure, ainsi que de chaque pixel dans chaque mesure est la même dans cette étude, r est essentiellement influencée par le nombre de mesures ou pixels utilisés dans les différentes stratégies. En pré-fusion où le nombre de mesures et pixels utilisé est beaucoup moins qu'en inversion jointe, la rugosité du modèle préféré est plus faible que celle en inversion jointe. Ceci est cohérent avec les distributions du glissement (Figure 7.12), la distribution en pré-fusion est plus régulière que celle en inversion jointe. En conséquence, avec plus de mesures, il faut un facteur de lissage plus important pour que la rugosité du modèle soit la même que dans un cas avec moins de mesures. Dans cette étude, pour que le modèle de la distribution du glissement en inversion jointe ait la même rugosité que celle en pré-fusion (Cor. φ), 7000 est prise comme valeur de κ . La figure 7.15 montre les 2 modèles obtenus en inversion jointe avec la même valeur de la rugosité du modèle préféré en pré-fusion (Cor. φ) (Figure 7.12 (b)). Les distributions sont bien régulières, ressemblant aux modèles préférés en pré-fusion.

D'une manière générale, la distribution du glissement préférée en pré-fusion est plus régulière que celle en inversion jointe. 3 petites zones où se trouve une différence importante entre l'inversion jointe et la pré-fusion sont remarquées en dessous de 10 km de profondeur (Figure 7.12 (c) (d)). A cause du manque de vérité terrain, sans information supplémentaire, il est difficile de conclure sur la présence de ces 3 zones. Premièrement, dans l'inversion jointe, un grand nombre de mesures sont utilisées, et les mesures de différente qualité contribuent d'une manière égale dans l'inversion, donc l'incohérence entre les différentes mesures à cause de la présence des pixels moins fiables rend l'ajustement d'un modèle moyen difficile. De ce fait, il est possible que des artefacts apparaissent dans les distributions obtenues en inversion jointe. Au contraire, en pré-fusion, moins de mesures sont utilisées et ces mesures sélectionnées s'accordent bien entre elles, pour cette raison il est plus facile d'ajuster un modèle moyen et le RMS est plus petit dans ce cas. Par conséquent, il est possible que ces 3 zones soient simplement des artefacts dus à la discordance entre les différentes mesures. Deuxièmement, dans l'inversion jointe, il y a des mesures supplémentaires par rapport à la pré-fusion. D'une part, certaines mesures supplémentaires apportent de l'information complémentaire et augmentent la couverture spatiale des mesures, en particulier, en champ lointain dans le Nord-Ouest (Figure 7.16). D'autre part, certaines mesures supplémentaires apportent l'information redondante qui couvrent presque la même zone que les mesures utilisées en pré-fusion. Il est donc aussi possible que ces 3 zones correspondent aux informations captées par les mesures supplémentaires en inversion

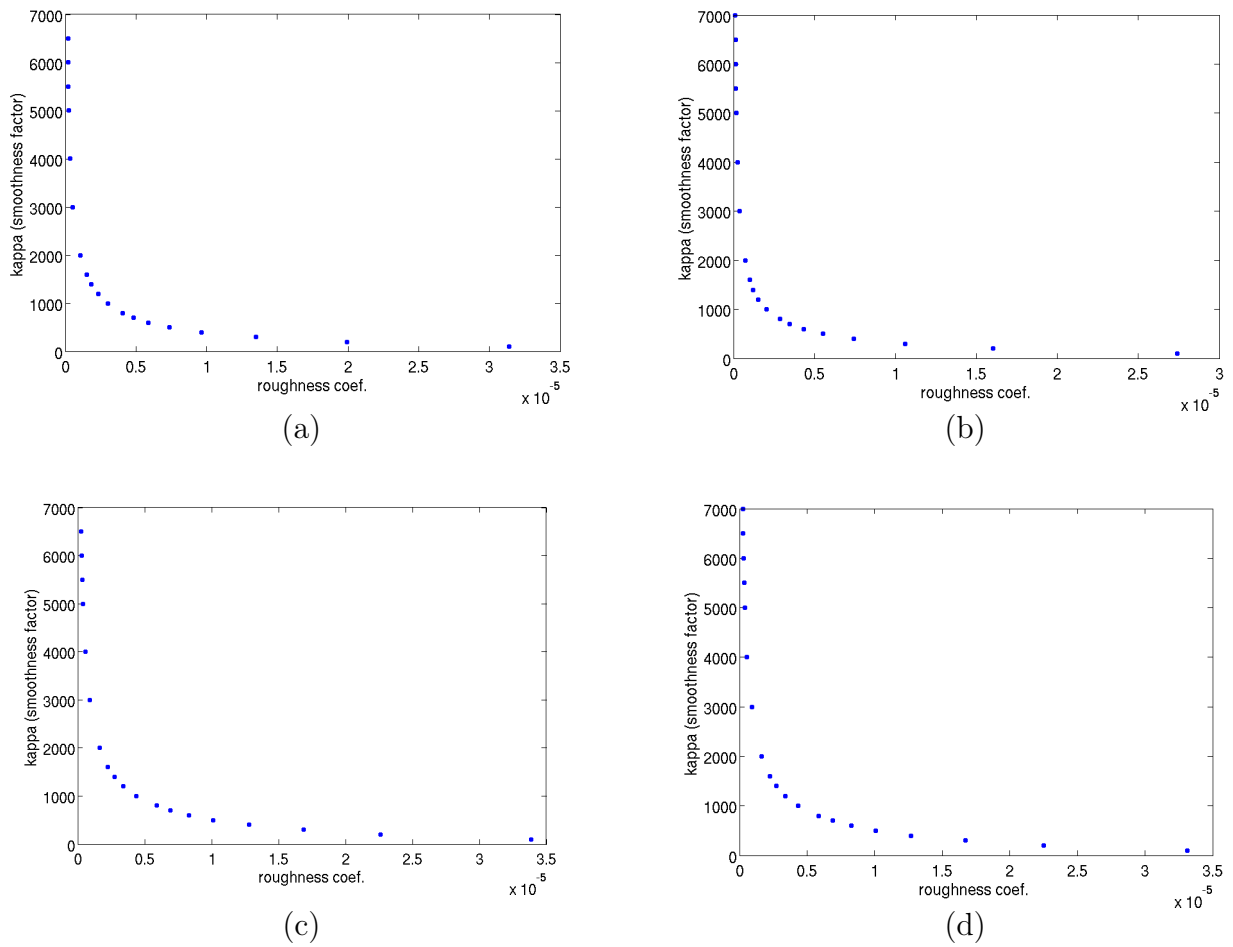


Figure 7.14. Facteur de lissage (κ) en fonction de rugosité du modèle (r). (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ)

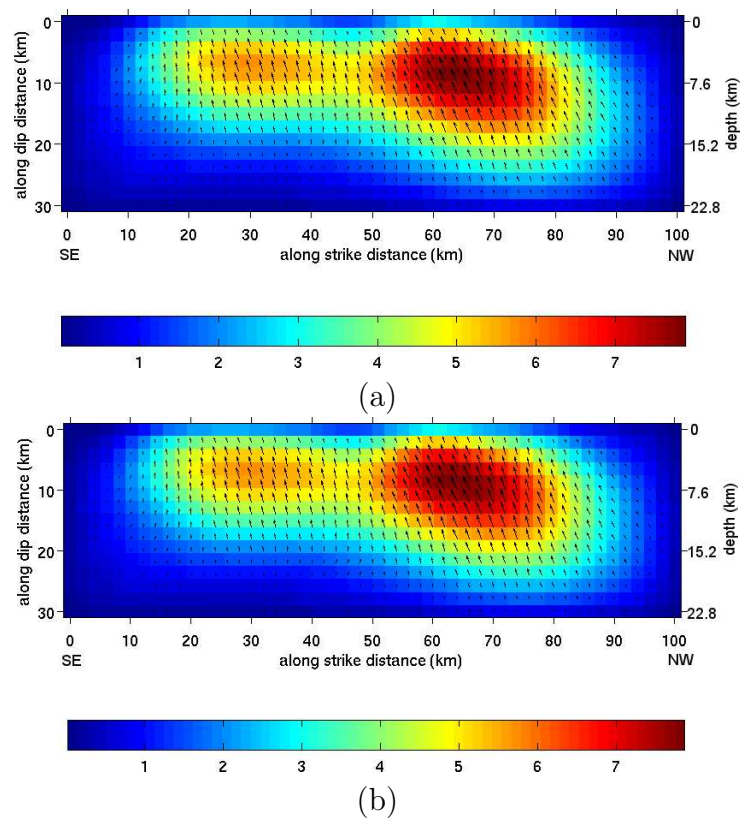


Figure 7.15. Distribution du glissement sur la faille en inversion jointe ((a) Cor. (b) Cor. φ) dont la rugosité est la même que celle en pré-fusion (Cor. φ).

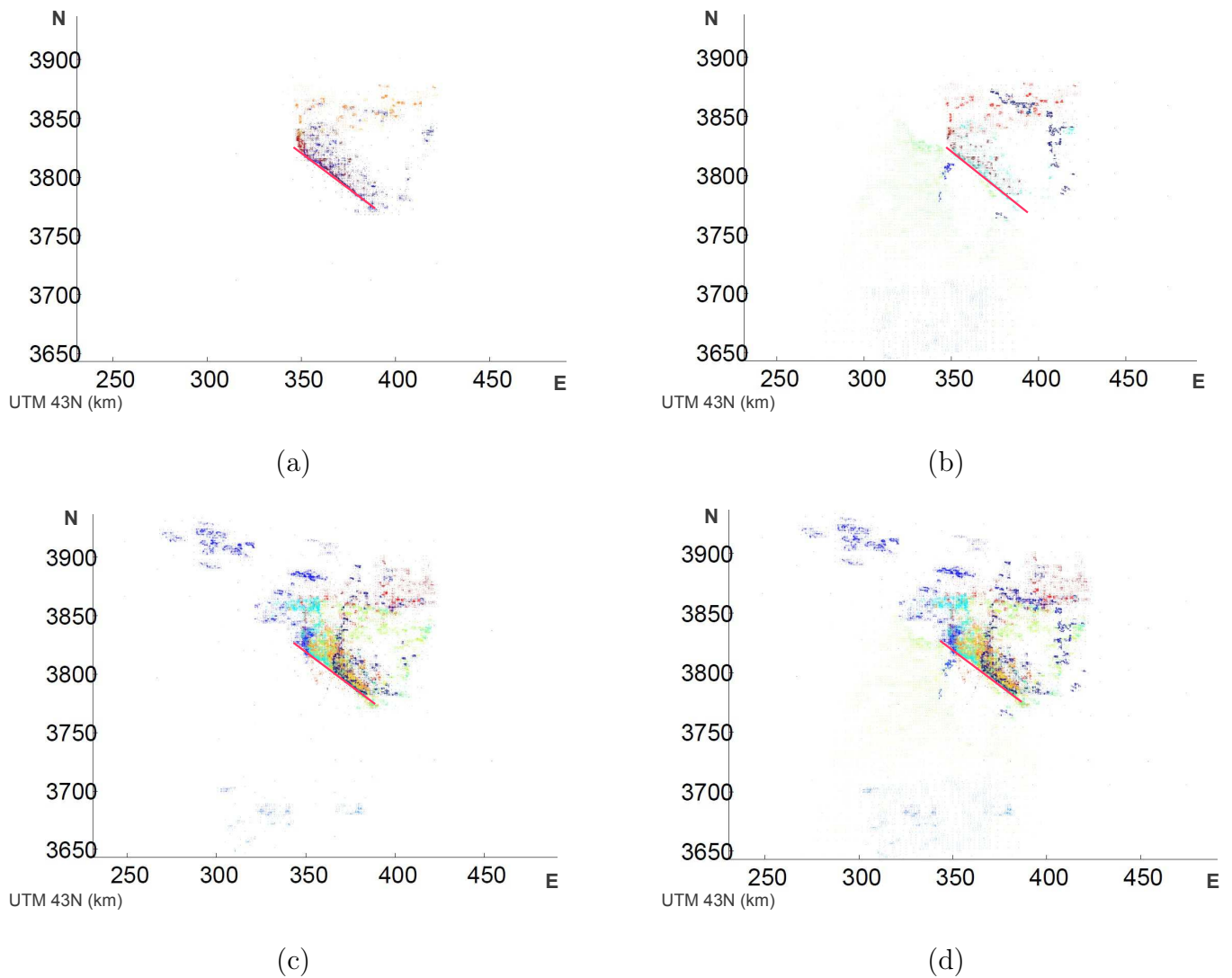


Figure 7.16. Couverture spatiale des mesures utilisées dans les différentes stratégies (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ). Le trait rouge représente la trace de la faille en surface. Les points de différentes couleurs représentent les différentes mesures.

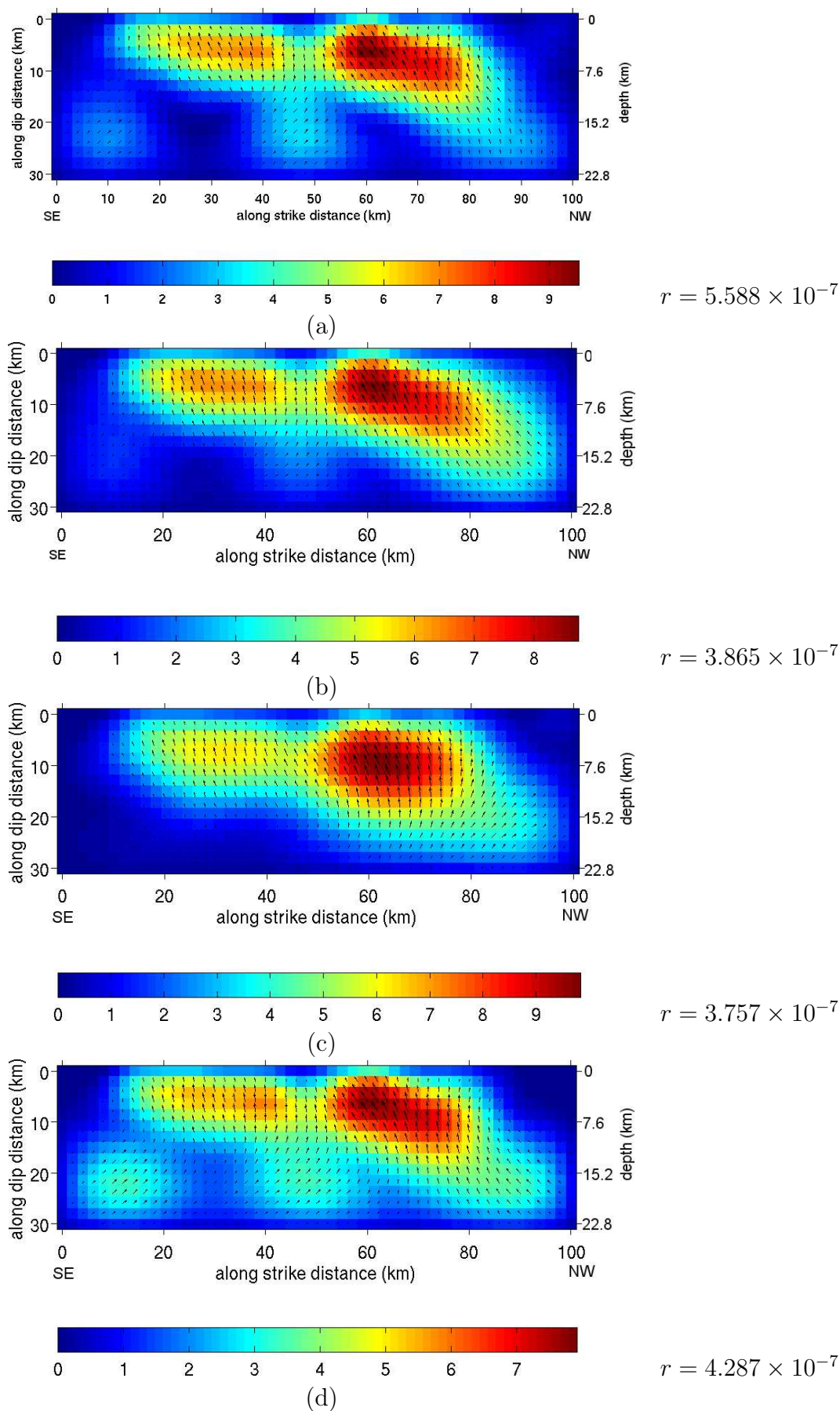


Figure 7.17. Distribution du glissement sur la faille. (a) Référence (toutes les mesures disponibles issues de la corrélation d'amplitude, même que figure 7.12 (c)) (b) Les mesures complémentaires sont enlevées. (c) Les mesures redondantes sont enlevées. (d) Les mesures complémentaires et quelques mesures redondantes sont enlevées.

jointe. Si c'est le cas, la question se pose de savoir si l'apparition de ces 3 zones dépend de l'ajout de mesures complémentaires ou de mesures redondantes ou d'un effet conjoint. Pour répondre à ces questions et éventuellement tester les contributions de ces mesures supplémentaires en inversion jointe, des inversions sont faites en enlevant ces mesures au fur et à mesure.

Tout d'abord, nous n'enlevons que les mesures complémentaires qui augmentent la couverture spatiale. Ensuite, nous n'enlevons que les mesures qui donnent de l'information redondante. Enfin, nous enlevons une partie des mesures redondantes et toutes les mesures complémentaires. Les résultats sont montrés dans la figure 7.17.

Selon la figure 7.17 (a), la zone au Sud-Est et la zone au centre ont disparues en enlevant les mesures complémentaires. Sur la figure 7.17 (b), après avoir enlevé les mesures redondantes et n'avoir gardé que les mesures complémentaires, ces 2 zones ont disparues également. La figure 7.17 (c) montre qu'enlever les mesures complémentaires et une partie des mesures redondantes, les 3 zones sont présentes de nouveau. De plus, dans la figure 7.15, avec un facteur de lissage plus important, ces 3 zones disparaissent. En conséquence, nous pouvons conclure que l'apparition de ces 3 zones est due essentiellement à la co-opération entre les différentes mesures, leur présence peut être interprétée comme un artéfact induit par la discordance entre les différentes mesures utilisées en inversion jointe. Notons également que dans la figure 7.17, la rugosité du modèle diminue de (a) à (c), mais la distribution de la figure 7.17 (c) est moins régulière, ceci renforce la conclusion sur la co-opération entre les différentes mesures. Une autre remarque importante provenant de la figure 7.17 est que quand nous enlevons les mesures complémentaires, le déplacement maximal dans la 1^{ère} zone est moins profond (plus près de la surface).

7.3.3 Sensibilité au bruit de la distribution du glissement sur le plan de la faille

Afin d'estimer la sensibilité au bruit et éventuellement de quantifier l'incertitude de la distribution du glissement sur le plan de la faille, Funning et al. (2005) et Pathier et al. (2006) ont effectué l'inversion avec les paramètres de la géométrie de la faille fixés en ajoutant du bruit dans les mesures. Dans leurs travaux, le bruit corrélé spatialement a été simulé 100 fois à partir des caractéristiques du bruit présent en champ lointain dans les mesures cosismiques. Puis ce bruit a été ajouté aux mesures originales, 100 inversions ont été réalisées avec ces mesures bruitées et l'écart-type de la distribution du glissement a été estimé. Les mesures bruitées conduisent à des paramètres de la géométrie de la faille variables, il y a donc une incohérence dans ces tests d'une certaine manière, car la géométrie de la faille a été fixée. Donc dans cette étude, nous estimons la moyenne et l'écart-type de la distribution du glissement en utilisant les mesures bruitées et les paramètres de la géométrie de la faille correspondants obtenus dans la section 7.2.3. En raison du temps de calcul, nous n'effectuons ce test que pour une stratégie avec le moins de mesures possibles en choisissant la pré-fusion (Cor. φ). D'une part, la distribution du glissement (Figure 7.12 (b)) obtenue avec cette stratégie est satisfaisante, le moment sismique trouvé par cette stratégie est le plus proche de celui calculé par la solution d'Harvard CMT. D'autre part, comme le bruit blanc Gaussien n'est ajouté que dans les mesures issues de la corrélation d'amplitude et le bruit corrélé spatialement n'est ajouté que dans les mesures issues de l'interférométrie différentielle, cette stratégie inclut ces 2 types de bruit avec un minimum de mesures par rapport à d'autre stratégie. Parmi les 1000 tests synthétiques effectués à l'étape d'estimation des paramètres de la géométrie de la faille, 100 tests sont pris. La moyenne et l'écart-

type de la distribution du glissement sont calculés à partir des modèles préférés dans ces 100 tests, avec la même rugosité du modèle. Les résultats sont montrés dans la figure 7.18.

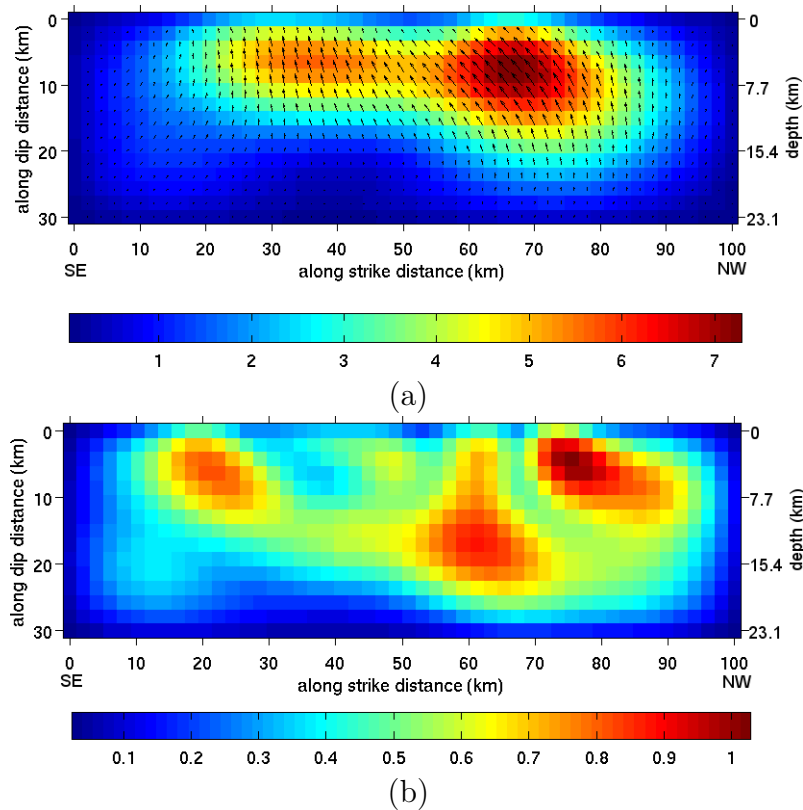


Figure 7.18. (a) Moyenne (b) écart-type en mètre de la distribution du glissement sur la faille. La profondeur est calculée avec un pendage (dip) moyen (39.52°).

La figure 7.18 (a) montre que la distribution moyenne du glissement sur le plan de la faille est très cohérente avec les distributions préférées dans les différentes stratégies (Figure 7.12), 2 zones principales de fort glissement sont bien identifiées. Ensemble avec la figure 7.12, nous pouvons conclure que quelque soit la stratégie, le type de mesure utilisée (Cor. ou Cor. + φ , sans bruit ou avec bruit), l'estimation de ces 2 zones est robuste, le changement de stratégie ou de mesures, ne joue qu'un rôle sur la variation légère de la valeur du glissement ou de la position de ces 2 zones. Selon la figure 7.18 (b), globalement l'écart-type de la distribution du glissement est faible, inférieur à 1 m. 3 zones, où se trouvent de relativement fortes valeurs, se trouvent à 20 km, 60 km, et 80 km le long de l'azimut (strike) respectivement. Ces 3 zones correspondent aux 2 aspérités principales (cf. section 3.4.4). Ceci est bien cohérent au fait que le changement léger de la géométrie de la faille conduit à une variation faible soit au niveau de la valeur du glissement, soit au niveau de la position de ces 2 aspérités principales.

7.4 Comparaison du déplacement calculé par inversion linéaire et par modèle de rupture de faille

A priori, les déplacements 3D estimés par l'inversion linéaire basée sur les données (cf. chapitre 6) et par l'inversion non linéaire basée sur le modèle doivent être cohérents, puisqu'ils correspondent

exactement à la même quantité du déplacement. Cependant, la méthode et le processus d'estimation dans ces 2 cas sont complètement différents. Dans le cas linéaire, les pixels sont indépendants les uns des autres, la déformation locale, ponctuelle est bien préservée. De ce fait, le déplacement est très sensible au bruit. Au contraire, dans le cas non linéaire, tous les pixels contribuent d'une manière conjointe dans l'inversion. En plus, le modèle est plus ou moins simplifié, idéalisé et reflète la déformation globale. Le déplacement obtenu dans ce cas est alors beaucoup plus régularisé. Il est donc important de ne pas sur-interpréter les résultats d'une telle modélisation. En conséquence, la comparaison entre ces 2 cas permet de valider chacun des résultats et de mettre en évidence les défauts de chaque méthode.

Dans la section 7.2.3, dans chaque stratégie, 1000 tests sont réalisés avec du bruit synthétique, 1000 ensembles de paramètres de la géométrie de la faille (pour la stratégie pré-fusion, il y en a moins à cause de l'échec de l'inversion) sont donc obtenus. A travers le modèle direct (Okada, 1985), les déplacements 3D sont calculés à partir de ces paramètres dans chaque stratégie. Afin de contourner le problème de l'explosion du volume de données à traiter, ces déplacements 3D sont calculés sur une grille 5 fois moins dense que celle dans le cas linéaire, soit tous les 600 m. De ce fait, sur chaque pixel, ~ 1000 valeurs sont obtenues pour chaque composante, à partir desquelles la moyenne et l'écart-type sont estimés. A partir de ces 2 derniers, la distribution triangulaire symétrique (la distribution de possibilité) est construite de la même manière que dans le chapitre 6. Par la suite, la valeur modale est considérée comme valeur du déplacement et la largeur à mi-hauteur du triangle est considérée comme paramètre d'incertitude floue associée au déplacement. L'incertitude floue est prise comme incertitude associée au déplacement dans ce cas, parce qu'il manque des connaissances précises sur le modèle, ainsi que sur le bruit qui existe réellement dans les mesures, l'incertitude floue est alors pertinente dans ce cas. La valeur du déplacement et l'incertitude associée dans ce cas sont comparées avec la valeur du déplacement, l'incertitude classique et l'incertitude floue obtenues dans le cas linéaire. De même, pour réduire le volume de données à manipuler, nous nous focalisons sur un profil qui traverse la faille (Figure 7.19). Ensuite, la comparaison est réalisée sur ce profil.

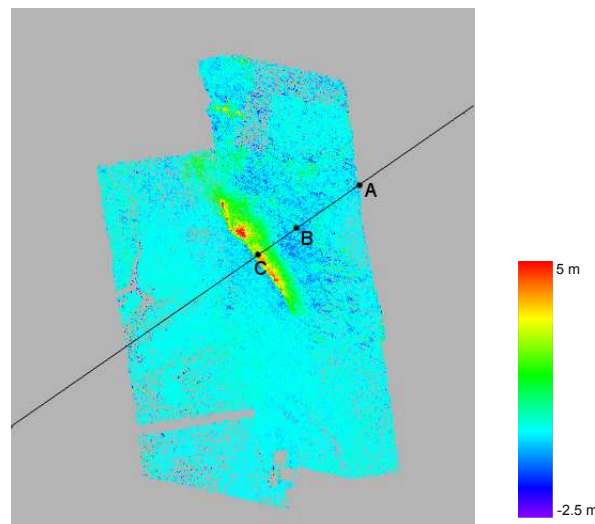


Figure 7.19. Localisation du profil. Le Point A représente le point de référence, tous les autres points sont localisés en fonction de la distance de ce point. Les points B et C sont utilisés, par la suite, pour la comparaison des distributions de possibilité.

Les comparaisons entre les valeurs du déplacement avec les incertitudes classiques et floues dans

le cas linéaire et les valeurs du déplacement avec les incertitudes floues dans le cas non linéaire dans les différentes stratégies sont montrés dans les figures 7.20 - 7.23. Dans ces figures, l'incertitude est exprimée sous forme de barre d'erreur.

Selon les figures 7.20 - 7.23, il y a un bon accord entre les résultats obtenu dans le cas linéaire et le cas non linéaire, malgré la manière complètement différente de déduire ces déplacements. En champ lointain par rapport à la faille, il y a une très bonne superposition entre les 2 cas, bien que la fluctuation de la valeur du déplacement dans le cas linéaire soit importante. De plus, les incertitudes dans le cas non linéaire sont plus petites que celles dans le cas linéaire. Ceci est dû au fait que dans le cas linéaire, en champ lointain, les mesures issues de la corrélation d'amplitude sont bruitées, et l'inversion linéaire est plus sensible au bruit par rapport à l'inversion non linéaire. En champ proche par rapport à la faille, pour certains pixels, il y a des décalages entre les 2 cas, ceci est essentiellement dû au défaut du modèle global utilisé dans le cas non linéaire, le déplacement maximal sur la faille est sous-estimé, et ceci crée un grand décalage entre les 2 déplacements. A certains endroits, les incertitudes dans le cas non linéaire sont grandes, mais ceci ne compense pas le grand décalage des valeurs du déplacement. Notons également que les incertitudes dans le cas non linéaire dépendent de la position par rapport à la faille. En champ proche par rapport à la faille où le modèle n'explique pas bien le champ du déplacement à cause de sa globalité, les incertitudes sont grandes. Ceci montre que les incertitudes reflètent d'une certaine manière les incertitudes liées à la modélisation, bien qu'elles soient obtenues par le bruitage sur les mesures.

Les incertitudes dans le cas non linéaire sont plus grandes en pré-fusion par rapport à celles en inversion jointe, surtout en champ proche par rapport à la faille. De plus, les incertitudes les plus petites sont obtenues par l'inversion jointe (Cor. φ) (Figure 7.21) grâce à la fois à l'apport des mesures issues de l'interférométrie différentielle et à un grand nombre de mesures mises dans l'inversion. Ceci est cohérent avec la conclusion obtenue sur la sensibilité au bruit des paramètres de la géométrie de la faille. Avec les mesures issues de l'interférométrie différentielle, les incertitudes dans le cas non linéaire sont diminuées à la fois en pré-fusion et en inversion jointe. En ce qui concerne le degré de superposition entre les 2 cas, la pré-fusion (Cor.) donne le meilleur résultat. Ceci s'explique principalement par les grandes incertitudes présentes dans cette stratégie.

La richesse de la distribution de possibilité est illustrée sur certains pixels. Pour l'approche classique dans le cas linéaire, la distribution de possibilité Gaussienne équivalente est construite. La figure 7.24 montre un exemple en inversion jointe (Cor. φ) de la composante U_p sur 2 points B et C localisés dans la figure 7.19. Dans la figure 7.24 (a), il y a une bonne intersection entre les distributions de possibilité dans le cas linéaire et celle dans le cas non linéaire. En particulier, avec la distribution de possibilité issue de l'approche floue dans le cas linéaire, l'intersection est encore plus importante. Ceci montre que dans cette comparaison, l'incertitude floue dans le cas linéaire semble plus pertinente. La figure 7.24 (b) renforce cette conclusion. Dans ce cas, il y a très peu d'intersection avec la distribution de possibilité Gaussienne équivalente issue de l'approche classique, mais il y a encore une intersection assez importante avec la distribution de possibilité issue de l'approche floue.

En résumé, le bon accord entre le déplacement 3D obtenu à partir des mesures directes et celui obtenu via le modèle dans chaque stratégie permet de valider les résultats obtenus dans les 2 cas. En champ proche par rapport à la faille, le déplacement 3D obtenu sur la base des mesures directes est fiable, alors qu'en champ lointain, le déplacement obtenu sur la base du modèle semble meilleur. L'incertitude floue dans le cas linéaire semble pertinente dans cette comparaison, bien qu'elle soit pessimiste au niveau de la gestion de l'incertitude.

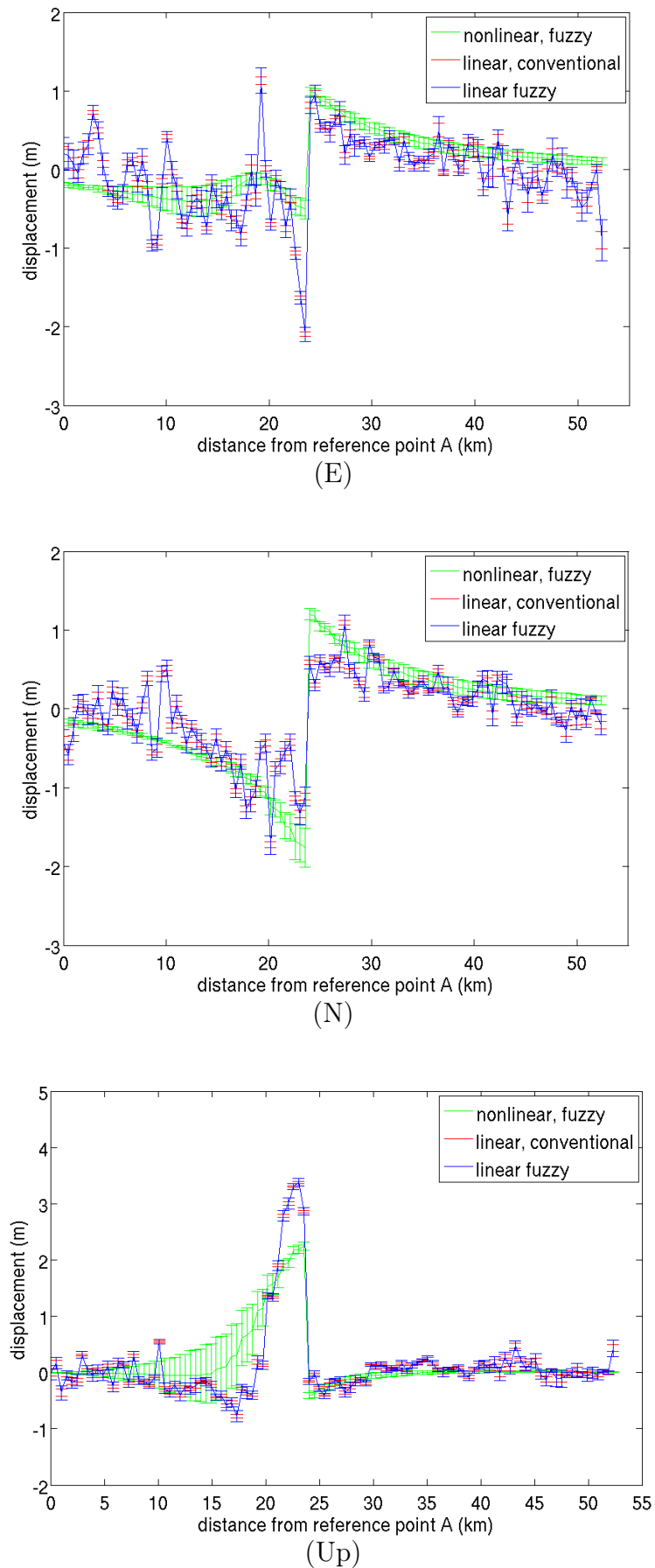


Figure 7.20. Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en inversion jointe (Cor.)

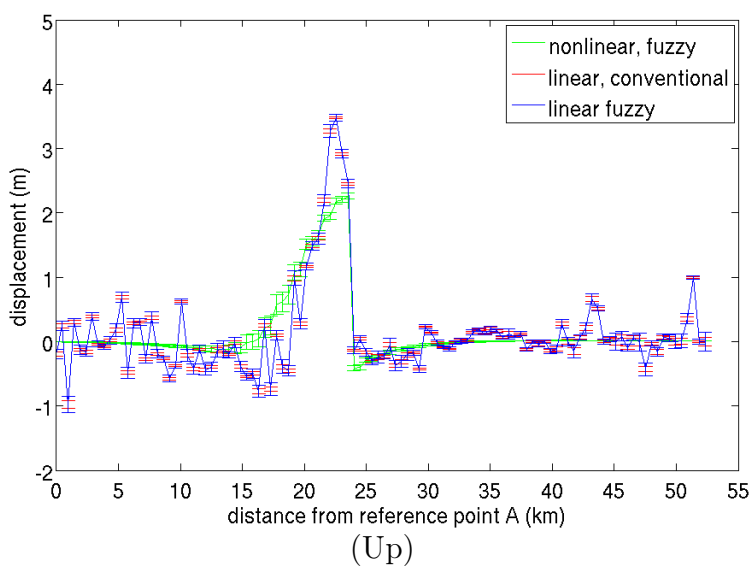
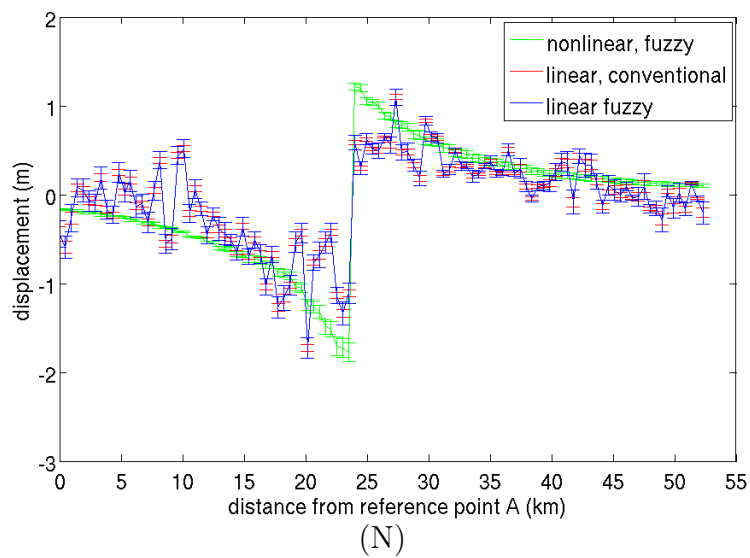
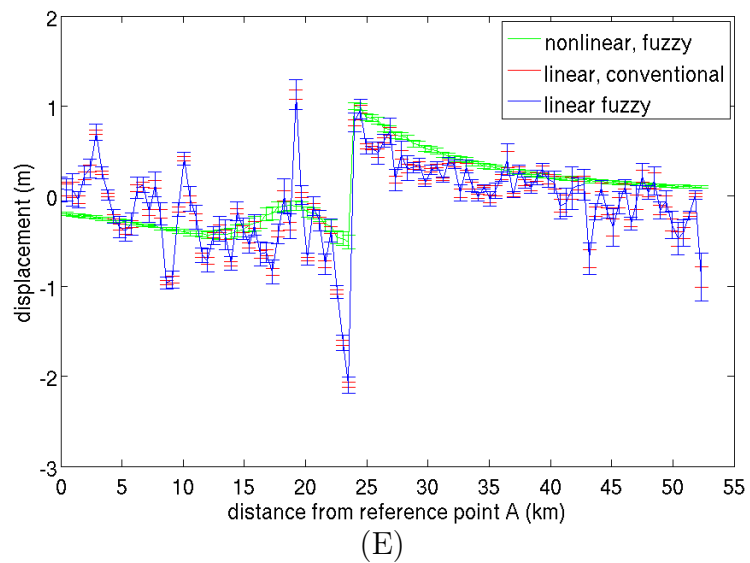


Figure 7.21. Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en inversion jointe ($Cor.$, φ)

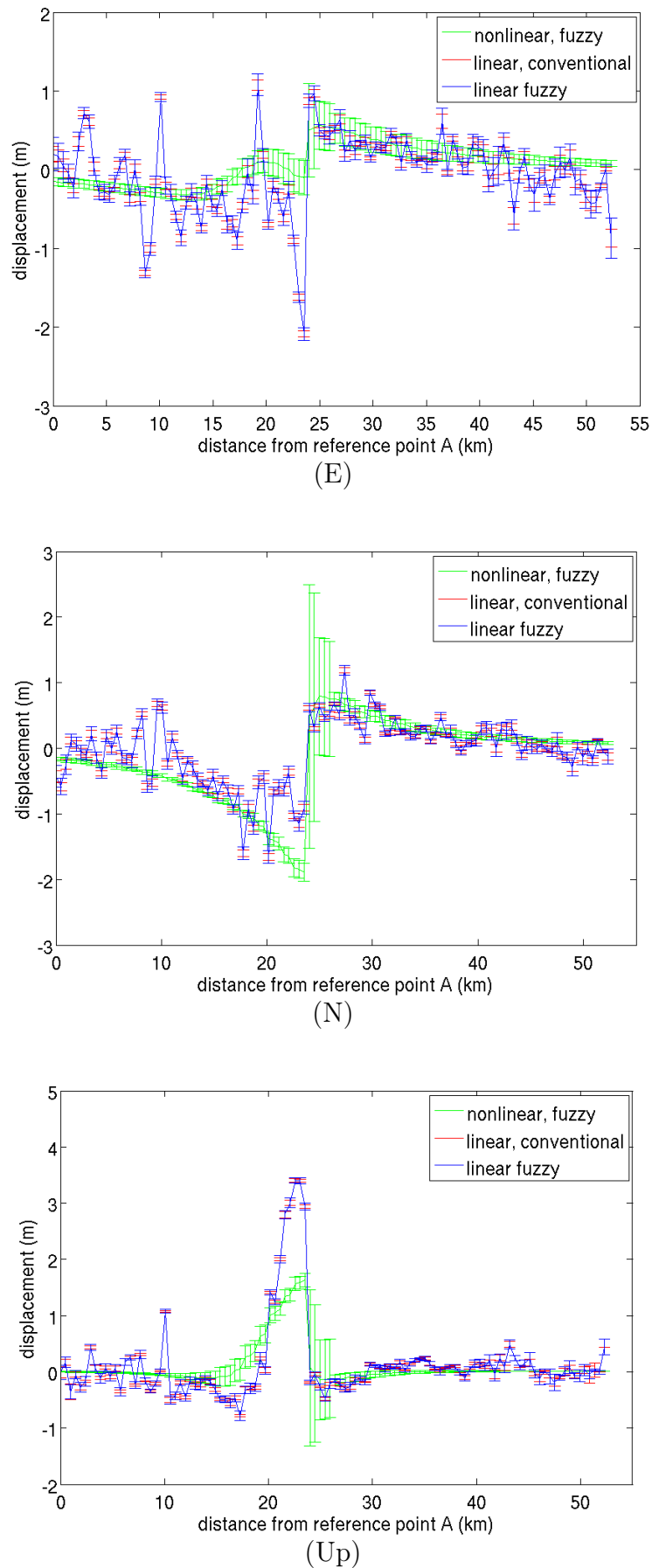


Figure 7.22. Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en pré-fusion (Cor.)

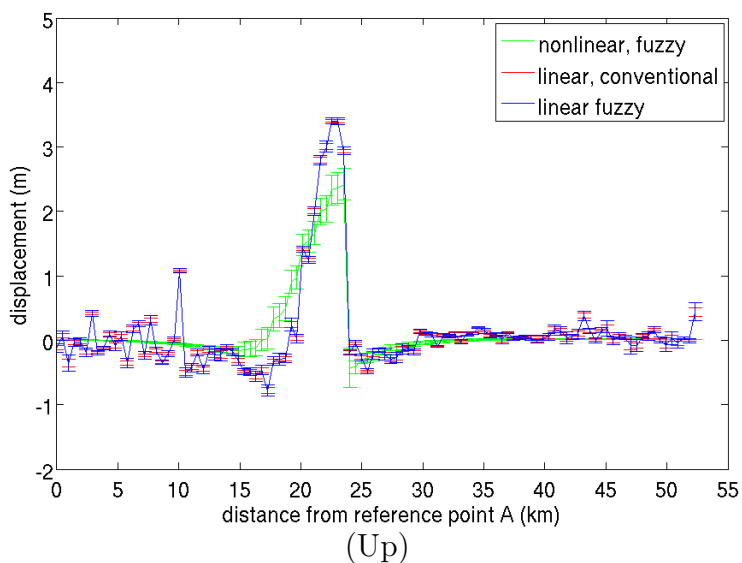
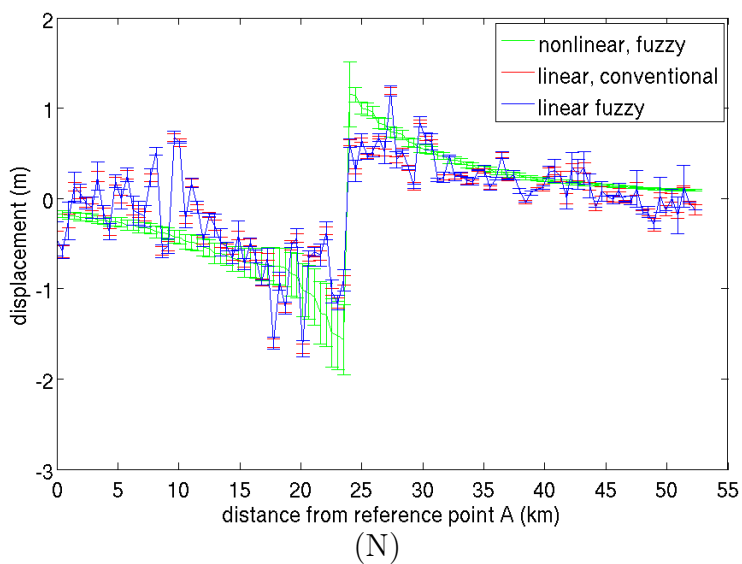
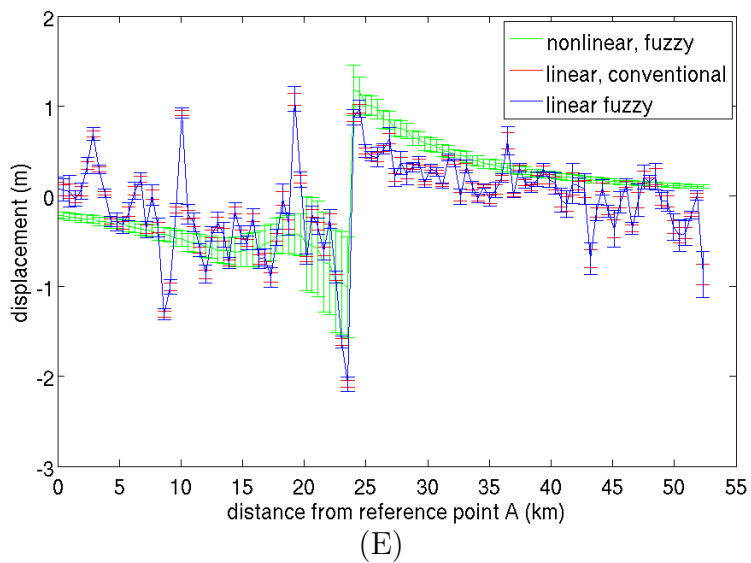


Figure 7.23. Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en pré-fusion (Cor., φ).

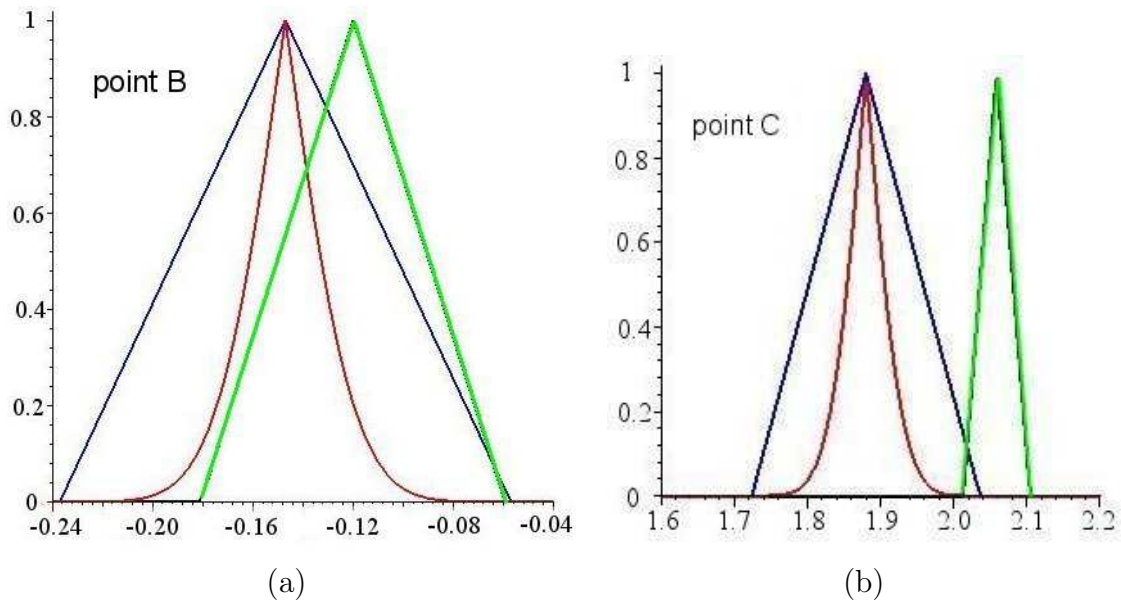


Figure 7.24. Un exemple de comparaison des distributions de possibilité sur la composante U_p en inversion jointe (Cor. φ). (a) point B (champ lointain) (b) point C (champ proche). rouge : l'approche classique en inversion linéaire. bleu : l'approche floue en inversion linéaire. vert : inversion non linéaire.

7.5 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons réalisé une modélisation de la rupture de la faille due au séisme du Cachemire. Les paramètres de la géométrie de la faille et la distribution du glissement sur le plan de la faille sont estimés avec les différentes stratégies. Les sensibilités au bruit de ces paramètres et de la distribution du glissement sur le plan de la faille sont analysées avec l'ajout de bruit synthétique dans le cadre des différentes stratégies. Les résultats obtenus dans cette étude sur la géométrie de la faille et la distribution du glissement associée, sont comparés à ceux publiés précédemment en utilisant des mesures radar, optiques et télésismiques (Pathier et al., 2006; Avouac et al., 2006; Parsons et al., 2006; Wang et al., 2007). Cette étude présente plusieurs originalités par rapport aux travaux antérieurs. Tout d'abord, différentes stratégies de fusion sont mises en œuvre et leurs performances sont étudiées, en particulier la robustesse des différentes stratégies vis à vis du bruit. De plus, la simulation du bruit synthétique pour tester la sensibilité des paramètres géométriques et de la distribution du glissement sur le plan de la faille est réalisée en fonction du type de bruit dominant dans les mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. En outre, l'interférométrie différentielle a été appliquée à la modélisation de la rupture de la faille due à ce séisme pour la première fois dans cette étude. Par ailleurs, la détection du déplacement sur le replat dans les mesures cosismiques, permet de confirmer la conclusion suite à l'analyse post-sismique. Enfin, les déplacements 3D à la surface de la Terre déduits de la modélisation et ceux obtenus à partir des mesures directes sont comparés, ce qui permet de valider chacun des résultats, et de mettre en évidence la performance de la gestion de l'incertitude par l'approche floue proposée dans cette thèse.

Les résultats de l'estimation des paramètres géométriques de la faille et de la distribution du glissement sur le plan de la faille, ainsi que leurs sensibilités au bruit dans le cadre de différente

stratégie, ont été présentés à la conférence Fringe 2011. Ils font également l'objet d'un article (Yan et al.) qui sera soumis prochainement dans *Journal of Geophysical Research* avec les résultats de la détection du mouvement post-sismique sur le plat. Les résultats de la comparaison entre les déplacements 3D issus du modèle et ceux issus des mesures directes ont été publiés dans (Yan et al., 2012a).

Conclusions

Dans cette partie, nous avons exposé les méthodes proposées et développées au cours de cette thèse pour l'extraction de déplacements à partir des données SAR brutes, pour la fusion des mesures de déplacement afin d'estimer le déplacement 3D à la surface de la Terre et de modéliser la rupture de la faille en profondeur. Nous avons également montré et analysé les principaux résultats obtenus à chaque étape de traitement.

L'extraction de mesure de déplacements à partir des données SAR en utilisant la corrélation d'amplitude a été appliquée au séisme du Cachemire d'octobre 2005 et à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Nous avons mis en évidence les caractéristiques des incertitudes associées aux mesures pour le séisme du Cachemire. Les incertitudes aléatoires sont dominantes et les incertitudes épistémiques existent potentiellement dans ces mesures. A l'aide des mesures pré-sismiques, nous avons également montré que la pseudo-variance utilisée comme paramètre d'incertitude dans cette thèse, ainsi que dans d'autres travaux, est capable de représenter l'incertitude associée à la mesure de corrélation.

L'extraction de mesure de déplacements à partir des données SAR en utilisant l'interférométrie différentielle a été appliquée pour la première fois pour l'étude du séisme du Cachemire grâce à la prise en compte de l'information a priori de la déformation. Par ailleurs, des mesures de déplacement de l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 issues de cette technique ont été également obtenues.

La fusion d'informations est abordée dans le contexte d'une inversion linéaire et celui d'une inversion non linéaire. 3 stratégies de fusion, l'inversion jointe, la pré-fusion et la post-fusion, sont proposées. L'inversion jointe et la pré-fusion sont essentiellement exploitées au cours de ces inversions.

En inversion linéaire, le déplacement 3D à la surface de la Terre dû au séisme du Cachemire a été estimé à partir des mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle. Les valeurs du déplacement obtenues dans chaque stratégie sont évaluées en terme de RMS dans l'approche classique et en terme d'intersection des distributions de possibilité dans l'approche floue. En ce qui concerne les incertitudes associées aux valeurs du déplacement, l'incertitude classique fournit une borne optimiste alors que l'incertitude floue fournit une borne pessimiste. L'incertitude réelle devrait se situer entre l'incertitude classique et l'incertitude floue. Selon les comparaisons sur les valeurs du déplacement, ainsi que sur celles de l'incertitude, l'approche classique favorise l'inversion jointe et l'approche floue favorise la pré-fusion. De plus, les mesures issues de l'interférométrie différentielle diminuent les incertitudes, quelque soit la stratégie de fusion ou l'approche de gestion de l'incertitude appliquée.

Les comparaisons du déplacement 3D entre le radar, l'optique et les mesures de terrain révèlent

toute la difficulté de comparer les différentes sources de mesure de nature très variable. Les erreurs présentes dans les mesures radar ont été quantifiées en utilisant les mesures pré-sismiques, elles sont inférieures à 0.2 m selon les analyses. Cependant, à cause du problème de la disponibilité des données, les erreurs présentes dans les mesures optiques n'ont pas pu être analysées de la même façon.

Il est intéressant d'estimer le déplacement 3D à la surface de la Terre dû à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004, car il apporte un champ d'application différent du séisme du Cachemire. Cependant, à cause d'un problème d'alignement des différentes mesures après le géoréférencement, ce déplacement 3D à la surface de la Terre n'a pas pu être estimé. En effet, l'outil utilisé pour le géoréférencement dans cette thèse est robuste pour les grandes scènes à cause de la simplification de l'orbite. Dans le cas du Piton de la Fournaise, l'incertitude du géoréférencement est relativement importante à cause de l'utilisation des scènes localisées, ce qui entraîne des décalages entre les différentes scènes géoréférencées.

En inversion non linéaire, les paramètres géométriques de la faille et la distribution du glissement sur la faille du séisme du Cachemire ont été estimés. A cause de la complexité de l'algorithme, nous avons dû attribuer un poids uniforme pour toutes les mesures utilisées dans l'inversion. De ce fait, la fiabilité plus ou moins importante de différentes mesures n'a pas été prise en compte. Les résultats obtenus montrent que la variation des valeurs des paramètres géométriques de la faille d'une stratégie à l'autre est légère. Ils montrent également que les sensibilités de ces paramètres au bruit varient d'une manière importante d'une stratégie à l'autre. Selon les analyses effectuées, l'inversion jointe (Cor., φ) est la plus robuste face au bruit. En ce qui concerne la distribution du glissement sur la faille, les résultats obtenus dépendent essentiellement du facteur de lissage. En le modifiant, nous pouvons obtenir les mêmes résultats dans les différentes stratégies. Toutefois, l'inversion jointe est beaucoup plus coûteuse en temps de calcul par rapport à la pré-fusion. Pour la sensibilité de la distribution du glissement au bruit, à cause de la limitation du temps de calcul, elle a été étudiée seulement en pré-fusion (Cor., φ). Avec cette stratégie, nous avons montré que la variation de la distribution à cause de l'ajout du bruit est faible, et les plus fortes variations se trouvent aux endroits où la quantité de glissement est importante.

Grâce aux mesures issues de l'interférométrie différentielle qui apportent une information précise en champ lointain par rapport à la position de la faille, l'impact du glissement post-sismique sur la distribution du glissement cosismique a été détecté. Nous avons prouvé qu'il n'y a pas de glissement cosismique détectable sur le replat où se produisent probablement les glissements post-sismiques. Nous avons prouvé également que les champs du déplacement et les distributions du glissement cosismiques ne sont pas influencés par les glissements post-sismiques, bien que les mesures cosismiques couvrent la période des mouvements post-sismiques.

Enfin, le déplacement 3D en surface issu du modèle est comparé avec le déplacement 3D issu des mesures directes dans chaque stratégie en prenant en compte l'incertitude classique et l'incertitude floue. Nous avons montré que l'incertitude associée au déplacement issu du modèle dépend de la position par rapport à la faille. Elle est plus importante près de la faille. Parmi toutes les stratégies de fusion appliquées, la plus petite différence entre le déplacement issu du modèle et celui issu des mesures directes est obtenue en inversion jointe (Cor., φ). En outre, la pertinence de l'incertitude floue et de la distribution des possibilités dans le contexte de cette application a été mise en évidence.

Chapitre 8

Conclusions et perspectives

Sommaire

8.1	Principaux résultats	178
8.1.1	Extraction de déplacements par imagerie SAR	178
8.1.2	Estimation de déplacement 3D à la surface de la Terre	178
8.1.3	Modélisation de la rupture de faille	179
8.2	Contributions	179
8.2.1	Traitement de l'information	180
8.2.2	Géophysique	181
8.3	Perspectives	182

Dans la première partie, nous avons exposé la problématique de l'extraction des mesures de déplacement en télédétection, les principes et les caractéristiques des méthodes employées, la motivation et l'objectif de la fusion d'informations, ainsi que 2 théories mathématiques pour modéliser et gérer l'incertitude. Nous avons également exposé dans le contexte général les objectifs des recherches de la géophysique interne, ainsi que la démarche de la modélisation et de l'inversion en géophysique. Dans la deuxième partie, nous avons proposé et développé des méthodes en traitement d'images SAR pour la mesure de champ de déplacement à la surface de la Terre et la modélisation de la source en profondeur de ce déplacement pour répondre aux besoins des différents domaines. Nous avons présenté les principaux résultats obtenus au cours de cette thèse selon les thématiques des traitements effectués : l'extraction du déplacement, l'estimation du déplacement 3D en surface, la modélisation de la rupture de la faille en profondeur. Nous concluons ces travaux dans ce chapitre en résumant les principaux résultats obtenus et en évaluant nos contributions face aux problèmes spécifiques dans chaque domaine. Enfin, nous discutons des perspectives suite à ces travaux.

8.1 Principaux résultats

Cette section s'attache à exposer d'une manière synthétique les principaux résultats obtenus au cours de cette thèse. Ils sont présentés en fonction des thématiques des traitements effectués.

8.1.1 Extraction de déplacements par imagerie SAR

1. L'obtention de 27 mesures de déplacements pour le séisme du Cachemire d'octobre 2005 et 6 mesures de déplacements pour l'éruption du Piton de la Fournaise de Janvier 2004 issus de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle.
2. L'analyse et la mise en évidence des incertitudes aléatoires et épistémiques présentes dans les mesures dédiées au séisme du Cachemire (2005).
3. L'analyse de la pseudo-variance associée à la valeur du déplacement estimée par la corrélation d'amplitude sous ROIPAC en utilisant des mesures pré-sismiques.
4. Le développement et la mise en œuvre d'une chaîne de post-traitement de la corrélation d'amplitude et d'une chaîne de traitement du déroulement de phase en prenant en compte l'information a priori et en utilisant les fréquences locales multi-échelles. Ces 2 chaînes de traitements sont intégrées au package MDIFF¹ dans l'ensemble des "EFIDIR Tools", logiciel libre développé par le projet ANR EFIDIR qui a financé cette thèse.

8.1.2 Estimation de déplacement 3D à la surface de la Terre

1. L'application de l'approche classique basée sur la théorie des probabilités pour la gestion des incertitudes aléatoires et de l'approche floue basée sur la théorie des possibilités pour la gestion des incertitudes aléatoires et épistémiques.
2. L'application de 2 stratégies de fusion : la pré-fusion et l'inversion jointe à l'estimation du déplacement 3D à partir des 27 mesures obtenues précédemment.

1. Methods of Displacement Information Fuzzy Fusion

3. La mise en évidence des bons cadres d'application de chaque stratégie de fusion et chaque approche de la gestion de l'incertitude à travers les comparaisons des résultats à 3 niveaux : la valeur de déplacement, la valeur d'incertitude et la distribution de possibilité.
4. La mise en évidence de l'apport des mesures issues de l'interférométrie différentielle sur la réduction de l'incertitude aléatoire.
5. La comparaison du déplacement 3D obtenu par le radar, l'optique et les mesures sur le terrain et l'analyse d'erreur dans les mesures radar.
6. Le développement et la mise en œuvre des programmes pour l'estimation du déplacement 3D et la propagation d'incertitude dans l'approche classique et l'approche floue, avec la pré-fusion et l'inversion jointe. Ils sont disponibles dans le package MDIFF des "EFIDIR Tools".

8.1.3 Modélisation de la rupture de faille

1. Les paramètres géométriques de la faille obtenus dans le cadre de différentes stratégies de fusion.
2. La sensibilité au bruit des paramètres géométriques dans le contexte de différentes stratégies de fusion.
3. La mise en évidence de l'apport des mesures issues de l'interférométrie différentielle sur la sensibilité des paramètres géométriques de la faille, ainsi que sur le RMS du modèle.
4. Le test de la présence d'un mouvement post-sismique dans les mesures cosismiques et la confirmation des hypothèses faites sur la cause des mouvements post-sismiques en général.
5. Les distributions du glissement sur la faille obtenues dans le cadre de différentes stratégies de fusion.
6. La sensibilité de la distribution du glissement au bruit dans la stratégie de la pré-fusion (Cor. φ).
7. La comparaison du déplacement 3D issu du modèle avec le déplacement 3D issu de l'inversion linéaire dans chaque stratégie en tenant compte de l'incertitude classique et l'incertitude floue, et la mise en évidence de la pertinence de l'incertitude floue dans ce contexte.
8. Le développement et la mise en œuvre des programmes concernant les pré-traitements et les post-traitements de la modélisation. De même, ils sont disponibles dans le package MDIFF des "EFIDIR Tools".

8.2 Contributions

Dans cette section, nous montrons les contributions essentielles de nos travaux selon deux axes : le traitement de l'information et la géophysique. En ce qui concerne le traitement de l'information, il s'agit principalement de la méthodologie sur la gestion des incertitudes et les méthodes ou stratégies de fusion. En ce qui concerne l'aspect géophysique, il s'agit de l'apport des nouvelles méthodes ou nouveaux résultats qui permettent d'élargir et approfondir la connaissance actuelle du phénomène étudié.

8.2.1 Traitement de l'information

Premièrement, l'application de l'interférométrie différentielle à la mesure du déplacement dû au séisme du Cachemire (2005) a été réussie pour la première fois grâce à la prise en compte de l'information a priori et à l'adoption d'une stratégie de multi-échelles en déroulement de phase. Dans les travaux effectués précédemment sur ce séisme, l'application de l'interférométrie différentielle n'avait pas abouti soit à cause du manque de données, soit à cause du fort gradient du déplacement qui rend le déroulement extrêmement difficile en ne se basant que sur les interférogrammes eux-mêmes. Dans ces travaux, pour contourner ces difficultés, un modèle a priori de la déformation a été pris en compte et utilisé pour guider le déroulement de phase. Cette réussite souligne l'importance de la prise en compte de l'information a priori qui constitue un élément essentiel dans l'ensemble d'informations dont on dispose.

Deuxièmement, les 2 types d'incertitude, l'incertitude aléatoire et l'incertitude épistémique présentes dans les mesures sont pris en compte. Notamment la prise en compte de l'incertitude épistémique dans les mesures du déplacement constitue une première contribution dans la communauté de la géophysique. D'habitude, l'incertitude est considérée comme aléatoire et distribuée selon une loi Gaussienne pour raison de simplicité. De ce fait, l'approche traditionnellement utilisée pour gérer ces incertitudes est toujours basée sur la théorie des probabilités qui traite les variables aléatoires et les processus stochastiques d'une manière efficace. L'utilisation de cette approche entraîne une évaluation plus ou moins optimiste de l'incertitude dans la plupart des cas que l'on rencontre dans la pratique. L'identification de différents types d'incertitude en fonction de leurs caractéristiques nécessite d'appliquer les différentes approches appropriées pour les gérer par la suite. Pour ceci, nous avons proposé l'approche floue basée sur la théorie des possibilités pour gérer à la fois l'incertitude aléatoire et l'incertitude épistémique. Selon notre analyse, l'incertitude réelle devrait se trouver entre l'incertitude classique et l'incertitude floue. Plus les hypothèses (aléatoire et indépendante) faites sur les incertitudes des mesures en entrée sont justifiées, plus l'incertitude de sortie est proche de l'incertitude classique, sinon, elle se rapproche de l'incertitude floue. Ceci complète la vision sur l'incertitude que l'on a eu avant et nous permet de mieux évaluer la fiabilité des résultats obtenus.

Trois stratégies de fusion sont proposées en fonction de la nature des mesures à fusionner et du type d'incertitude à réduire. Les 2 stratégies proposées en plus de l'inversion jointe, la pré-fusion et la post-fusion, permettent de contourner les limitations des hypothèses d'aléatoire et d'indépendance faites sur les incertitudes en inversion jointe. De plus, ces 2 stratégies peuvent être appliquées à la fusion d'informations issues de diverses sources de nature complètement différente, qui ne peuvent pas être combinées de façon simple par l'inversion jointe. Pour ces raisons, la proposition de ces 2 stratégies complémentaires à l'inversion jointe, est intéressante pour certaines applications. De plus, la mise en évidence des bons cadres d'application de la pré-fusion et de l'inversion jointe dans le contexte de 2 approches de la gestion de l'incertitude est importante. Puisque l'objectif de la fusion d'informations en mesure de déplacement est de réduire les incertitudes associées aux résultats finaux, les stratégies de fusion devraient être analysées et étudiées ensemble avec les approches de la gestion de l'incertitude. A travers nos travaux, dans le cas linéaire, l'approche classique favorise l'inversion jointe avec laquelle les incertitudes aléatoires sont réduites au maximum. Tandis que l'approche floue favorise la pré-fusion au cas où les incertitudes épistémiques sont présentes, et/ou les incertitudes aléatoires ne sont pas indépendantes et/ou les incertitudes aléatoires ne suivent pas une loi Gaussienne. Ces conclusions permettent de mieux appliquer ces stratégies de fusion et ces approches de la gestion de l'incertitude en fonction du contexte d'application étudiée et de l'attente

des utilisateurs dans les autres travaux.

8.2.2 Géophysique

D'un point de vue géophysique, le premier apport important de ces travaux se trouve sur l'application réussie de l'interférométrie différentielle à la mesure de champ de déplacement cosismique et à la modélisation de la faille du séisme du Cachemire (2005). Les mesures issues de l'interférométrie différentielle fournissent une nouvelle information précise et importante en champ lointain par rapport à la faille, ce qui permet de mieux contraindre la modélisation et de tester la présence des mouvements post-sismiques dans les mesures cosismiques. Ceci n'avait pas pu être réalisé avec les mesures issues de la corrélation d'images SAR et optiques, les mesures télésismiques et les mesures sur le terrain utilisées dans les autres travaux. Les travaux avec ces mesures effectués dans cette thèse complètent donc les études effectuées précédemment.

En ce qui concerne le deuxième apport géophysique, il s'agit du test du déplacement post-sismique qui existe potentiellement dans les mesures cosismiques utilisées qui couvrent la période du mouvement post-sismique. Premièrement, ce test nous a permis de détecter l'influence du glissement post-sismique sur le champ de déplacement et la distribution du glissement cosismique obtenu. Deuxièmement, il nous a permis de mieux comprendre le mécanisme du choc principal et les répliques. Nous avons conclu que les glissements cosismiques ont eu lieu sur la rampe principale alors que les glissements post-sismiques se sont produits probablement sur un replat connecté à la rampe principale au Nord-Est. Bien que le glissement post-sismique soit présent probablement dans les mesures cosismiques, il n'y a pas d'influence détectable sur le champ de déplacement et la distribution du glissement cosismique obtenu. Ces conclusions confirment d'une part les conclusions sur le mouvement post-sismique obtenues par Jouanne et al. (2011). D'autre part, elles montrent que les comportements du mouvement post-sismique sont cohérents avec les comportements du mouvement post-sismique du séisme de ChiChi (Taiwan), ce qui est important pour justifier les hypothèses faites sur le mécanisme du mouvement sismique et faire avancer les études sur ce sujet.

La démarche d'analyser la sensibilité de la distribution du glissement sur la faille constitue le troisième apport. L'originalité de cette démarche se trouve sur l'utilisation des mesures bruitées et des géométries de la faille variables estimées avec ces mesures. Dans la littérature, la sensibilité de la distribution du glissement est analysée en utilisant des mesures bruitées et une géométrie de la faille fixée. L'estimation de la distribution du glissement s'effectue en 2 étapes, dont la première consiste à chercher les paramètres de la géométrie de la faille optimaux en supposant un glissement uniforme sur le plan de la faille avec les mesures utilisées. La deuxième étape consiste à estimer le glissement sur le plan de la faille en utilisant la géométrie de la faille obtenue à l'étape précédente avec les mêmes mesures. De ce fait, les différentes mesures bruitées résultent de paramètres géométriques variables. Il est plus cohérent d'utiliser les mesures bruitées et les paramètres géométriques correspondants pour tester la sensibilité au bruit de la distribution du glissement sur la faille.

Le dernier apport correspond à une contribution méthodologique. Il s'agit de proposer et développer des stratégies de fusion, des approches pour gérer les incertitudes de différents types et de mettre en évidence les atouts et les limites de ces stratégies ou approches. Cet apport répond d'une certaine manière aux questions que l'on se pose sur comment réduire l'incertitude de mesure par la fusion d'informations dans le contexte des données géodésiques en plein essor. Dans ces travaux, 2 principales problématiques en géophysique ont été étudiées : l'inversion linéaire et l'inversion non

linéaire. Les traitements ont été effectués dans le cadre de différentes stratégies de fusion, les résultats obtenus dans les différentes stratégies sont comparés afin de mettre en lumière les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies en fonction du contexte d'application étudiée. Dans l'inversion linéaire, la pré-fusion est préférée soit quand l'incertitude épistémique est présente, soit quand l'incertitude épistémique n'est pas présente et l'incertitude aléatoire est petite, c'est à dire que la qualité des mesures est très bonne. Dans l'inversion non linéaire, en ce qui concerne les paramètres géométriques de la faille, la différence entre les résultats obtenus en inversion jointe et en pré-fusion n'est pas très significative. Cependant, les comportements de ces résultats sont très différents face au bruit. L'inversion jointe est connue comme robuste vis à vis du bruit, et ceci conforte l'application de l'inversion jointe dans la plupart des travaux en géophysique. Notons également qu'avec des mesures de bonne qualité, la pré-fusion peut fournir des résultats compatibles avec les résultats obtenus en inversion jointe, mais la pré-fusion consomme beaucoup moins de temps de calcul par rapport à l'inversion jointe. En ce qui concerne la distribution du glissement sur la faille, le facteur de lissage joue un rôle très important sur les résultats obtenus, nous pouvons obtenir le même résultat avec les différentes stratégies en changeant le facteur de lissage. Toutefois, de même, la pré-fusion consomme beaucoup moins de temps de calcul.

8.3 Perspectives

Ces travaux ouvrent des pistes d'amélioration à court terme et des pistes dirigées vers des recherches plus approfondies.

La pondération de différentes mesures plus ou moins fiables dans l'inversion est très importante. Dans cette étude, la fiabilité variable d'une mesure à l'autre a bien été prise en compte dans l'inversion linéaire. L'importance de la pondération a été prouvée de nouveau selon les résultats obtenus. Cependant, dans l'inversion non linéaire, à cause de la difficulté technique, les différentes fiabilités des mesures ne sont pas prises en compte dans l'inversion. Une amélioration sur les résultats obtenus sera possible avec la mise en place de la pondération en fonction de la fiabilité de chaque mesure dans l'inversion. Donc des efforts sur l'étude de l'influence de la pondération dans le contexte de différentes stratégies de fusion dans l'inversion non linéaire sont nécessaires dans le futur.

De plus, la stratégie de la post-fusion n'a pas été réellement appliquée et étudiée dans ces travaux à cause de la limitation des données. Des travaux réalisés avec cette stratégie et les comparaisons avec les autres stratégies peuvent fournir des résultats intéressants qui permettront une application encore plus pertinente des 3 stratégies de fusion proposées dans cette thèse.

Par ailleurs, l'analyse de la sensibilité de la distribution du glissement sur la faille dans cette étude n'est réalisée qu'en pré-fusion (Cor. φ) à cause de la limite du temps de calcul. Cependant, il nous semble intéressant d'effectuer une comparaison des sensibilités de la distribution entre les différentes stratégies pour mettre en évidence les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies dans ce contexte d'application.

Enfin, l'incertitude est modélisée, dans cette étude, par la distribution de possibilité choisie sous forme de triangle symétrique grâce à sa simplicité et sa capacité de représenter les incertitudes présentes dans les mesures dans ce cadre d'étude. Etant donné que la distribution de possibilité sous forme de trapèze est adéquate pour représenter l'incertitude épistémique, l'utilisation de cette distribution pour modéliser les incertitudes présentes dans les mesures dans cette étude apparaît intéressante.

Liste des figures

2.1	Illustration de l'acquisition SAR. θ représente l'angle d'incidence.	12
3.1	Paramètres géométriques conventionnels utilisés pour caractériser les dislocations liées à une faille (glissement) ou à un dyke (ouverture).	26
3.2	Localisation du séisme du Cachemire d'octobre 2005.	28
3.3	Carte tectonique régionale de la partie occidentale de l'Himalaya (Kaneda et al., 2008).	29
3.4	Déplacement 3D à la surface de la Terre estimé par Pathier et al. (2006). Les flèches représentent le déplacement horizontal (composantes E et N). Les couleurs représentent le déplacement vertical (composante Up).	31
3.5	Distribution du glissement sur le plan de la faille obtenue par (a) Pathier et al. (2006) (b) Parsons et al. (2006). (c) Distribution du glissement le long de la faille en surface (Kaneda et al., 2008).	34
3.6	Carte topographique de la zone sommitale du Piton de la Fournaise montrant les grandes structures géologiques. UTM 40S. Bo : cratère Bory, CF : Château Fort, Do : cratère Dolomieu, EF : Enclos Fouqué, GB : Grand Brûlé, GP : Grandes Pentes, NCR : Nez Coupé de Ste Rose, PK : Piton Kapor, PO : Plaine des Osmondes, PS : Plaine des Sables, RB : Rempart de Bellecombe, RBB : Rempart de Bois Blanc, RE : Rivière de l'Est, RL : Rivière Langevin, RR : Rivière des Remparts, RS : Rempart des Sables, RT : Rempart du Tremblet, TS : Trou de sable. (Tinard, 2007)	35
4.1	Illustration de la relation entre l'erreur, l'incertitude et la précision de mesure.	44
4.2	Exemple de la distribution de possibilité.	48
4.3	Illustration de la propagation de distribution par les méthodes de Monte Carlo.	52
II - 1	Stratégie "inversion jointe".	60
II - 2	Stratégie "pré-fusion".	61
II - 3	Stratégie "post-fusion".	61

- 5.1 Localisation des données cosismiques du séisme du Cachemire (2005). La ligne rouge représente la trace de la faille Balakot-Bagh activée lors du séisme. Les Tracks 191, 234, 463 sont en mode descendant (bleu). Les Tracks 270 et 499 sont en mode ascendant (vert). Pour les Tracks 270, 463, 499, il y a plusieurs scènes disponibles correspondant aux différentes frames. 65
- 5.2 Localisation des données pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Track ascendante : 313 (IS2), 356 (IS3). Track descendante : 005 (IS7), 277 (IS6), 320 (IS4). Ces 5 Tracks ont été traités par Tinard et al. (2007). 66
- 5.3 Chaîne de post-traitement en corrélation d'amplitude développée dans cette thèse. Les blocs gris représentent les traitements. Les blocs blancs représentent les résultats. "Cst" signifie constante. 68
- 5.4 (a) (b) Déplacement et (c) (d) pseudo-variance en range et en azimuth dû au séisme du Cachemire extraits par la corrélation d'amplitude. Track 463 (20041106 – 20051126). En range, positif vers le sol et en azimuth, positif dans le sens de la trajectoire du satellite. Les 2 profils dans (a) sont utilisés pour l'analyse d'incertitude par la suite. 71
- 5.5 (a) (b) Déplacement et (c) (d) pseudo-variance en range et en azimuth de l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 extraits par la corrélation d'amplitude. Track 005 (20031230 – 20040309). En range, positif vers le sol et en azimuth, positif dans le sens de la trajectoire du satellite. 72
- 5.6 (a) Modèle de déformation en LOS dans la géométrie radar de la Track 463 (20041106 – 20051126) pour le séisme du Cachemire (Pathier et al., 2006). (b) Image d'échelles pour l'estimation de fréquence locale déduite à partir du modèle de déformation (a). 76
- 5.7 (a) Phase originale (b) phase filtrée (c) phase déroulée (d) résidu dans la géométrie radar de la Track 463 (20041106 – 20051126), à l'échelle E2, pour le séisme du Cachemire. 78
- 5.8 Ratio du délai atmosphérique sur l'altitude (a) dérivé de l'interférogramme (b) dérivée du modèle atmosphérique. Track 191 (20041018 – 20051107) pour le séisme du Cachemire. 79
- 5.9 (a) Déplacement (LOS) (positif vers le sol) estimé par l'interférométrie différentielle (b) incertitude associée, Track 463 (20041106 – 20051126) pour le séisme du Cachemire. 80
- 5.10 (a) Phase originale (b) phase filtrée (c) phase déroulée (d) résidu dans la géométrie radar de la Track 320 (20031217 – 20040225), à l'échelle E1 pour l'éruption de janvier 2004 du Piton de la Fournaise 81
- 5.11 (a) Déplacement (LOS) (positif vers le sol) (b) incertitude associée estimés par l'interférométrie différentielle. Track 320 (20031217 – 20040225) pour l'éruption de janvier 2004 du Piton de la Fournaise 82
- 5.12 Disponibilité des différents types de mesures cosismiques pour le séisme du Cachemire. 84
- 5.13 Distribution spatiale du déplacement cosismique induit par le séisme du Cachemire obtenue dans cette étude. 85

5.14	Erreur du déplacement (a) en range et (b) en azimuth. Track270 (20050730 - 20050903). Les 2 rectangles représentent les 2 zones analysées par la suite. (c) Image d'intensité utilisée pour localiser (a) et (b).	86
5.15	Histogramme des erreurs du déplacement. Track270 (20050730 - 20050903).	87
5.16	Histogramme des erreurs du déplacement (a) sans ajustement des axes (b) avec ajustement des axes. Track270 (20050730 - 20050903).	88
5.17	Histogramme des erreurs du déplacement. Track463 (20040306 - 20041106).	89
5.18	Histogramme des erreurs du déplacement. Track463 (20040306 - 20041106).	90
5.19	Histogramme des erreurs du déplacement. Track499 (20050502 - 20050919).	91
5.20	Pseudo-variance versus erreur du déplacement. Track270 (20050730 - 20050903). Les différentes couleurs représentent la densité des points.	92
5.21	Pseudo-variance versus écart-type de l'erreur du déplacement. Track270 (20050730 - 20050903). Les différentes couleurs représentent la densité des points.	93
5.22	(a) Erreur du déplacement issue de l'interférogramme présismique, Track 270 (20050730 - 20050903). (b) Auto-corrélation en fonction de la distance.	95
5.23	Illustration d'incertitude présente dans les mesures issues de la corrélation d'amplitude (rouge) et de l'interférométrie différentielle (vert). Track 463 (20041106 - 20051126). (a) Profil (1) et (b) Profil (2) sur la figure 5.9 (a) et la figure 5.4 (a).	97
5.24	Déplacement en LOS issu de l'interférométrie différentielle (a) Track 313 (20031216 - 20040120) (b) Track 356 (20031219 - 20040123). Le trait noir représente la position de la fissure éruptive.	98
6.1	Déplacement 3D (E, N, Up) et géométrie d'acquisition SAR ascendante (range/azimut). θ est l'angle d'incidence et φ est le "heading".	103
6.2	Inversibilité pour la construction du déplacement 3D en surface en fonction de la disponibilité de différents types de projections. Cor. : mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ : mesures issues de l'interférométrie différentielle.	105
6.3	Test de l'effet de la redondance avec des projections d'incertitudes uniformes.	107
6.4	Test de l'effet de la redondance avec des projections d'incertitudes variables.	109
6.5	Test de l'effet d'augmenter l'incertitude d'une des projections de base.	110
6.6	Test de l'effet de l'ajout d'une projection avec une grande incertitude.	111
6.7	Test de l'effet de différents angles d'incidence avec des projections d'incertitudes uniformes.	113
6.8	Test de l'effet de différents angles d'incidence avec des projections d'incertitudes variables.	114
6.9	Test de l'effet de la distance proximale (near range) et de la portée distale (far range).	115

- 6.10 Illustration de la hauteur du triangle d'intersection (h) entre 2 distributions triangulaires symétriques. 117
- 6.11 Déplacement 3D à la surface de la Terre estimé en inversion jointe (Cor. φ). Le point B est utilisé pour l'analyse des distributions de possibilité. 118
- 6.12 Incertitude associée aux déplacements dans l'approche classique (a) pré-fusion (Cor.) (b) inversion jointe (Cor.) (c) pré-fusion (Cor. φ) (d) inversion jointe (Cor. φ). 121
- 6.13 Incertitude associée aux déplacements dans l'approche floue (a) pré-fusion (Cor.) (b) inversion jointe (Cor.) (c) pré-fusion (Cor. φ) (d) inversion jointe (Cor. φ). 122
- 6.14 Ratio de l'incertitude classique sur l'incertitude floue. (a) inversion jointe (Cor.) (b) inversion jointe (Cor. φ) (c) pré-fusion (Cor.) (d) pré-fusion (Cor. φ) 124
- 6.15 Distribution du nombre de mesures disponibles pour l'estimation du déplacement 3D à la surface de la Terre. 125
- 6.16 Comparaison des distributions de possibilité. La ligne noire représente la largeur à mi-hauteur, paramètre d'incertitude utilisé dans l'approche floue. 125
- 6.17 Illustration de l'estimation du déplacement moyen le long de la faille par l'imagerie optique. Profil (1) et (2) correspondant aux rectangles (1) et (2). Le décrochement au niveau de la faille est indiqué par la flèche verticale. 127
- 6.18 Méthode de détermination des escarpements à partir des mesures de terrain. Les lignes de meilleur ajustement avec $\pm\sigma$ sont utilisées pour déterminer les valeurs extrêmes (maximales et minimales) qui sont ensuite converties en une valeur d'incertitude souhaitée (Kaneda et al., 2008). 127
- 6.19 Trace de la faille issue de la combinaison de 3 types de mesures (radar, optique, terrain). 128
- 6.20 Distribution du déplacement horizontal le long de la faille, les mesures du radar en rouge et celles de l'optique en bleu. Les incertitudes sont représentées par les ellipses. 129
- 6.21 (a) Amplitude et (b) azimuth du déplacement horizontal le long de la faille. 130
- 6.22 Localisation des zones le long de la faille. Fond : erreur de la composante Up estimée à partir des mesures pré-sismiques. 130
- 6.23 Composante (a) E et (b) N du déplacement horizontal le long de la faille. (c) Variation du relief le long de la faille. L'erreur de la composante (d) E (e) N dans les mesures du radar estimé à partir des données présismiques. Chaque point dans (d) et (e) correspond à une zone identifiée dans la figure 6.22 (zone 2 - zone 10). Les parties grisées correspondent aux zones où la différence entre le radar et l'optique est importante (compte tenu de l'incertitude associée, il y a encore un décalage entre les 2 types de mesure). 131
- 6.24 (a) Déplacement vertical (b) erreur du déplacement vertical dans les mesures du radar. Chaque point dans (b) correspond à une zone identifiée dans la Figure 6.22. Les parties grisées correspondent aux zones où la différence entre le radar et les mesures de terrain est importante (compte tenu de l'incertitude associée, il y a encore un décalage entre les 2 types de mesure). 132

7.1	Exemple de sous-échantillonnage du déplacement dans la direction LOS issu de l'interférométrie différentielle. Track 191 (20041018 – 20051107). Taille originale : 2564×1364 pixels. 2976 points sont retenus après le sous-échantillonnage. Le seuil de variance de déplacement est 0.0003 m^2	138
7.2	RMS des paramètres de la géométrie de la faille estimés dans les différents cas.	141
7.3	Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en pre-fusion (Cor.). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.	143
7.4	Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en pré-fusion (Cor. φ). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.	144
7.5	Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en inversion jointe (Cor.). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.	145
7.6	Distribution et dépendance des paramètres géométriques de la faille en inversion jointe (Cor. φ). Les histogrammes en bleu montrent les distributions des paramètres géométriques de la faille indiqués en dessous des histogrammes. Les diagrammes de dispersion en rouge montrent les degrés de dépendance entre 2 paramètres indiqués à gauche et en dessous respectivement.	146
7.7	Géométrie de la rampe principale et du replat dans les différentes configurations. Orientation N320.	149
7.8	Illustration du moyennage des profils (151 pixels). La partie AB est utilisée pour la comparaison. Le trait continu est le profil effectué sur le déplacement 3D issu du modèle. Les traits pointillés représentent la bande de moyennage sur le déplacement 3D issu des mesures directes. La couleur correspond à l'amplitude du déplacement vertical.	150
7.9	Profil de la composante Up, configuration d1 avec un glissement (slip) de 65.3 cm sur le replat.	153
7.10	Illustration de la géométrie du plongement (rake). Dans la technique du plongement (rake) variable, le plongement (rake) peut varier dans la zone grise contrainte par les 2 références plongement 1 (rake 1) et plongement 2 (rake 2).	155
7.11	Distribution du glissement sur la faille estimée avec les différentes valeurs du facteur de lissage, κ , en pré-fusion (Cor. φ).	157

7.12	Distribution du glissement sur la faille préférée dans les différentes stratégies. (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ).	158
7.13	RMS en fonction de rugosité du modèle (r), Moment sismique (M_0) en fonction de facteur de lissage (κ) (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ).	159
7.14	Facteur de lissage (κ) en fonction de rugosité du modèle (r). (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ)	161
7.15	Distribution du glissement sur la faille en inversion jointe ((a) Cor. (b) Cor. φ) dont la rugosité est la même que celle en pré-fusion (Cor. φ).	162
7.16	Couverture spatiale des mesures utilisées dans les différentes stratégies (a) pré-fusion (Cor.) (b) pré-fusion (Cor. φ) (c) inversion jointe (Cor.) (d) inversion jointe (Cor. φ). Le trait rouge représente la trace de la faille en surface. Les points de différentes couleurs représentent les différentes mesures.	163
7.17	Distribution du glissement sur la faille. (a) Référence (toutes les mesures disponibles issues de la corrélation d'amplitude, même que figure 7.12 (c)) (b) Les mesures complémentaires sont enlevées. (c) Les mesures redondantes sont enlevées. (d) Les mesures complémentaires et quelques mesures redondantes sont enlevées.	164
7.18	(a) Moyenne (b) écart-type en mètre de la distribution du glissement sur la faille. La profondeur est calculée avec un pendage (dip) moyen (39.52°).	166
7.19	Localisation du profil. Le Point A représente le point de référence, tous les autres points sont localisés en fonction de la distance de ce point. Les points B et C sont utilisés, par la suite, pour la comparaison des distributions de possibilité.	167
7.20	Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en inversion jointe (Cor.)	169
7.21	Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en inversion jointe (Cor., φ)	170
7.22	Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en pré-fusion (Cor.) . .	171
7.23	Comparaison des déplacements 3D à la surface de la Terre obtenus par l'inversion linéaire et non linéaire sur le profil illustré dans la figure 7.19 en pré-fusion (Cor., φ).	172
7.24	Un exemple de comparaison des distributions de possibilité sur la composante U_p en inversion jointe (Cor. φ). (a) point B (champ lointain) (b) point C (champ proche). rouge : l'approche classique en inversion linéaire. bleu : l'approche floue en inversion linéaire. vert : inversion non linéaire.	173

Liste des tableaux

5.1	Liste des mesures cosismiques dédiées au séisme du Cachemire. Cor. représente les mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ représente les mesures issues de l'interférométrie différentielle. Les données en gras correspondent aux données utilisées dans (Pathier et al., 2006).	83
5.2	Liste des mesures présismiques dédiées au séisme du Cachemire. Cor. représente les mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ représente les mesures issues de l'interférométrie différentielle.	83
5.3	Valeur modale de l'erreur et pseudo-variance moyenne en range et en azimuth pour chaque zone étudiée de la Track 270. Il y a deux valeurs modales en range pour la zone 1, car la distribution est légèrement bi-modale (Figure 5.16 (a))	87
5.4	Valeur modale de l'erreur et pseudo-variance moyenne en range et en azimuth pour chaque zone étudiée de la Track 463.	89
5.5	Liste des mesures pour l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004. Cor. représente les mesures issues de la corrélation d'amplitude. φ représente les mesures issues de l'interférométrie différentielle.	99
6.1	Différences (cm) de la composante U_p entre les 4 cas en GLS dans cette étude et le résultat obtenu dans (Pathier et al., 2006). PF dénote pré-fusion. IJ dénote Inversion jointe.	118
6.2	RMS avec les différentes stratégies en utilisant les différents types de mesures en OLS.	119
6.3	RMS avec les différentes stratégies en utilisant les différents types de mesures en GLS.	120
6.4	Hauteur du triangle d'intersection (h) dans les différents cas en GLS.	120
7.1	Valeur et écart-type a priori pour chaque paramètre géométrique de la faille à estimer. "az" signifie azimuth. "pdg" signifie pendage. "plg" signifie plongement. "gls" signifie glissement. "lg" signifie longueur. "prof" signifie profondeur.	140
7.2	Paramètres de la géométrie de la faille estimés dans différent cas étudié.	140

7.3	Moyenne (moy) et écart-type (é-type) des paramètres de la géométrie de la faille estimés avec du bruit synthétique dans chaque stratégie. "az" signifie azimuth. "pdg" signifie pendage. "plg" signifie plongement. "gls" signifie glissement. "lg" signifie longueur. "prof" signifie profondeur.	147
7.4	Paramètres géométriques de la rampe et du replat utilisés dans le modèle pour le test du replat.	149
7.5	Coefficients c_1 , c_2 et RMS pour chaque composante du déplacement 3D dans les différentes configurations.	152
7.6	Coefficients c_1 , c_2 , RMS et AIC pour l'ensemble de 3 composantes du déplacement 3D pour les différentes configurations.	152
7.7	RMS, facteur de lissage (κ), moment sismique (M_0) et rugosité du modèle (r) dans les différentes stratégies. En gras : modèle préféré.	160

Liste de publications

Revue internationale

– Publié ou Accepté

1. Yan Y., Mauris G., Trouvé E., Pinel V. Fuzzy uncertainty representations of co-seismic displacement measurements issued from SAR imagery. IEEE Transactions on Instrumentation & Measurement, accepté en août, 2011.
2. Yan Y., Trouvé E., Pinel V., Mauris G., Pathier E., Galichet S. (2011) Fusion of D-InSAR and sub-pixel image correlation measurements for coseismic displacement field estimation : Application to the Kashmir earthquake (2005). International Journal of Image and Data Fusion, Vol. 3, No. 1, pp. 71-92, 2012, DOI :10.1080/19479832.2011.577563.
3. Pétillet I., Trouvé E., Bolon Ph., Julea A., Yan Y., Gay M., Vanpé J.-M. Radar-Coding and Geocoding Lookup Tables for the Fusion of GIS and SAR Data in Mountain Areas. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, Vol. 7, No. 2, pp. 309-313, 2010.
4. Vernier, F., Fallourd R., Friedt J.M., Yan Y., Trouvé E., Nicolas J.M., Moreau L. Fast Correlation Technique for Glacier Flow Monitoring by Digital Camera and Space-borne SAR Images. EURASIP Journal on Image and Video Processing, 2011 :11, DOI :10.1186/1687-5281-2011-11.

– Soumis et en révision

1. Yan Y., Doin M.P., Lopez-Quiroz P., Tupin F., Fruneau B., Pinel V., Trouvé E. Mexico City subsidence measured by InSAR time series : Joint analysis using PS and SBAS approaches. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observation and Remote Sensing, en révision.
2. Yan Y., Pinel V., Trouvé E., Pathier E., Perrain J., Bascou P., Jouanne F. Coseismic slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR amplitude image correlation and differential interferometry. Soumis à Journal of Geophysical Research.

Conférence internationale avec acte

1. Yan Y., Trouvé E., Mauris G., Pinel V. Fuzzy vs probability uncertainty analysis of seismic displacement measurements issued from D-InSAR and SAR image correlation measurement : Application to the Kashmir earthquake (2005), I2MTC2011, HangZhou, China. May 2011. pp. 114-118.

2. Yan Y., Trouvé E., Pinel V., Pathier E., Bissierier A., Mauris G., Galichet S., Assimilation of D-InSAR and sub-pixel image correlation displacement measurements for coseismic fault parameter estimation, IGARSS 2010, Honolulu, USA, pp. 3664-3667.
3. Yan Y., Pinel V., Trouvé E., Pathier E., Galichet S., Mauris G., Bissierier A. Combination of sub-pixel image correlation and differential interferometry in measurement of the 2005 Kashmir earthquake displacement field. Fringe 2009. Frascati, Italie, November, 2009. CD-ROM SP-677, 8 pages.
4. Yan Y., Doin M.P., Lopez-Quiroz P., Tupin F., Fruneau B., Trouvé E., Pinel V. Comparison of two methods in multi-temporal differential SAR interferometry : Application to the measurement of Mexico City subsidence. Fringe 2009. Frascati, Italie, November, 2009. CD-ROM SP-677, 8 pages.
5. Yan Y., Lopez-Quiroz P., Doin M.P., Tupin F., Fruneau B. Comparison of two methods in multi-temporal differential SAR interferometry : Application to the measurement of Mexico City subsidence. MULTITEMP 2009, Groton, Connecticut, USA, July, 2009. pp. 131-139.
6. Fallourd R., Vernier F., Yan Y., Trouvé E., Bolon P., Nicolas J.M., Tupin F., Harant O., Gay M., Vasile G., Moreau L., Walpersdorf A., Cotte N., Mugnier J.L., Alpine glacier 3D displacement derived from ascending and descending TerraSAR-X images on Mont-Blanc test site. EUSAR 2010, Aachen, Germany, pp. 556-559.

Conférence internationale sans acte

1. Yan Y., Pinel V., Trouvé, E., Pathier E. Investigation of different strategies for fault parameters and slip distribution retrieval of the 2005 Kashmir earthquake using SAR imagery. Fringe 2011, Frascati, Italie, September, 2011.
2. Yan Y., Pinel V., Trouvé, E., Pathier E., Assimilation of D-InSAR and sub-pixel image correlation displacement measurements for coseismic fault parameters estimation : Application to the 2005 Kashmir earthquake, EGU2010, Vienna. May 2010.
3. Vernier F., Fallourd R., Yan Y., Rosu D., Trouvé E., Nicolas J.M., Friedt J.M., Moreau L, Combining space-borne SAR data and digital camera images to monitor glacier flow by remote sensing and proximal sensing. Igarss 2011, Vancouver, Canada. July 2011.
4. Doin M.P, Lopez-Quiroz P., Yan Y., Bascou P., Pinel V. Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry, EGU2010, Vienna. May 2010.

Conférence nationale sans acte

1. Yan Y., Trouvé E., Pinel V., Pathier E., Mauris G., Galichet S. Assimilation des mesures issues de la corrélation d'amplitude et de l'interférométrie différentielle (D-InSAR) pour l'estimation des paramètres de la faille cosismique : Application au séisme du Pakitan (2005). Colloque Nationale sur l'Assimilation de Données, 2010, Grenoble, France.
2. Yan Y., Pinel V., Trouvé, E, Mauris G., Pathier E., Galichet S. Combinaison de l'interférométrie différentielle et la corrélation d'amplitude SAR pour la mesure de champs de déplacement : Application au séisme du Pakistan (2005), CNFGG, Le Mans, 2010, France.

3. Doin M.-P., Lopez-Quiroz P., Yan Y., Tupin F., Fruneau B., Besoins-Comparaison des méthodes SBAS et PS en interferométrie radar multi-temporelle, appliquées au suivi de l'affaissement de la ville de Mexico, Journée CNES CCT-TSI, Toulouse, 2009.

Bibliographie

- Akaike, H. 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6) :716–723.
- Amelung, F., Jónsson, S., Zebker, H., and Segall, P. 2000. Widespread uplift and 'trapdoor' faulting on Galàpagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, (407) :993–996.
- Árnadóttir, T., Geirsson, H., and Einarsson, P. 2004. Coseismic stress changes and crustal deformation on the Reykjanes Peninsula due to triggered earthquakes on 17 June 2000. *Geophysical Research Letters*, 109(B09307) :1–12.
- Atzori, S., Hunstad, I., Chini, M., Salvi, S., Tolomei, C., Bignami, C., Stramondo, S., Trasatti, E., Antonioli, A., and Boschi, E. 2009. Finite fault inversion of DInSAR coseismic displacement of the 2009 L'Aquila earthquake (central Italy). *Geophysical Research Letters*, 36(L15305) :1–6.
- Avouac, J., Ayoub, F., Leprince, S., Konca, O., and Helmberger, D. V. 2006. The 2005, M_w 7.6 Kashmir earthquake : Sub-pixel correlation of ASTER images and seismic waveforms analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4) :514–528.
- Berardino, P., Fornaro, G., R.Lanari, and Santosti, E. 2002. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential sar interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(11) :2375 – 2383.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., and Remy, F. 2004. Recent rapid thinning of the 'Mer de Glace' glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letters*, 31(17) :2–5.
- Berthier, E., Raup, B., and Scambos, T. 2003. New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. *Journal of Glaciology*, 49(167) :503–511.
- Berthier, E., Vadon, H., Arnaud, Y., Baratoux, D., Vincent, C., Feigl, K., Remy, F., and Legrésy, B. 2005. Mountain glacier surface motion derived from satellite optical imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95(1) :14–28.
- Binet, R. and Bollinger, L. 2005. Horizontal coseismic deformation of the 2003 Bam (Iran) earthquake measured from SPOT-5 THR satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 32(2) :1–9.
- BIPM, IEC, IFCC, ILAC, ISO, IUPAC, IUPAP, and OIML 2008. *Evaluation of measurement data - Guide to the expression of uncertainty in measurement*. JCGM 2008 edition.

- Bloch, I. and Maître, H. 2002. Fusion d'informations en traitement d'images : spécificités, modélisation et combinaison par des méthodes numériques. *Techniques de l'Ingénieur*, TE 5(230) :1–26.
- Carnec, C. and Raucoules, D. 2000. Assesment of SAR interferometry within operational application : Mapping and modelling of peri-urban subsidence. In *ESA-ENVISAT Symposium*, number SP-461.532, pages 1–5.
- Carnec, C., Raucoules, D., Ledoux, E., Huré, A., and Rivera, A. 2000. Mapping and modelling of major urban subsidence on Mexico City from radar interferometry. In *International Conference THE FRAGILE TERRITORY*, pages 25–28.
- Casu, F., Manconi, A., Pepe, A., and Lanari, R. 2011. Deformation Time-Series Generation in Areas Characterized by Large Displacement Dynamics : The SAR Amplitude Pixel-Offset SBAS Technique. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, (99) :1–12.
- Cavalié, O., Doin, M., Lasserre, C., and Briole, P. 2007. Ground motion measurement in the lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research*, 112(B03403).
- Cavalié, O., Lasserre, C., Doin, M.-P., Peltzer, G., Sun, J., Xu, X., and Shen, Z.-K. 2008. Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. *Journal of Geophysical Research*, 275(3-4) :246 – 257.
- Cayol, V. and Cornet, F. 1997. 3d mixed boundary elements for elastostatic deformation fields analysis. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 34(2) :275–287.
- Chaabane, F. 2004. *Suivi multi-temporel en interférométrie radar et prise en compte des effets atmosphériques*. PhD thesis, Université de Paris XI.
- Chen, C. and Zebker, H. 2000. Network approaches to two-dimensional phase unwrapping : intractability and two new algorithmes. *Journal of the Optical Society of America A*, 17 :401–414.
- Chen, C. and Zebker, H. 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms : Statistical segmentation and generalized network models. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8) :1709–1719.
- Clarke, P. 1996. *Tectonic Motions and Earthquake Deformation in Greece from GPS Measurements*. PhD thesis, University of Oxford.
- Clarke, P., Paradissis, D., Briole, P., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Veis, G., and Ruegg, J. 1998. Geodetic investigation of the 13 May 1995 Kozani - Grevena (Greece) earthquake. *Geophysical Research Letters*, 24(6) :707–710.
- Cornillon, P. and Matzner-Lober, E. 2007. *Régression, Théorie et applications*. Springer Paris.
- Cox, M. G. and Harris, P. M. 2006. Software Support for Metrology Best Practice Guide No. 6 : Uncertainty Evaluation. Technical report, NPL Report DEM-ES-011.
- Davidson, Russell, Mackinnon, and G., J. 1993. *Estimation and inference in econometrics*. Oxford University Press, isbn 978-0-19-506011-9 edition.

- Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., and Vadon, H. 2004. Velocity field of the 'La Clapière' landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. *Geophysical Research Letters*, 31(15).
- Delouis, D., Giardini, D., Lundgren, P., and Salichon, J. 2002. Joint inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and strong-motion data for the spatial and temporal distribution of earthquake slip : application to the 1999 Izmit mainshock. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1) :278–299.
- Doin, M., Lasserre, C., Peltzer, G., Cavalié, O., and Doubre, C. 2009. Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1) :35–50.
- Dubois, D., Foulloy, L., Mauris, G., and Prade, H. 2004. Probability-possibility transformations, triangular fuzzy sets and probabilistic inequalities. *International Journal on Reliable Computing*, 10(4) :273–297.
- Dubois, D. and Prade, H. 1988. *Possibility theory : An Approach to Computerized Processing of Uncertainty*. Plenum Press.
- Duquenne, F., Botton, S., and Willis, P. 2005. *GPS : Localisation et navigation par satellites*. HERMES Science Publication.
- Efron, B. and Tibshirani, R. 1994. *An Introduction to the Bootstrap*. Monographs on Statistics and Applied Probability. Chapman & Hall/CRC, 1 edition.
- Fallourd, R., Harant, O., Trouvé, E., Nicolas, J.-M., Gay, M., Walpersdorf, A., Mugnier, J.-L., Serafini, J., Rosu, D., Bombrun, L., Vasile, G., Cotte, N., Vernier, F., Tupin, F., Moreau, L., and Bolon, P. 2011. Monitoring Temperate Glacier Displacement by Multi-Temporal TerraSAR-X Images and Continuous GPS Measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2) :372–386.
- Farr, T. G. and Kobrick, M. 2000. Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. *American Geophysical Union EOS*, 81 :583–585.
- Feigl, K. L. and Thurber, C. H. 2009. A method for modelling radar interferograms without phase unwrapping : application to the M 5 Fawnskin, California earthquake of 1992 December 4. *Geophysical Journal International*, (176) :491–504.
- Ferretti, A., Prati, C., and Rocca, F. 2000. Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5) :2202–2212.
- Ferretti, A., Prati, C., and Rocca, F. 2001. Permanent scatterer in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1) :8–20.
- Ferretti, A., Savio, G., Barzaghi, R., Borghi, A., Musazzi, S., Novali, F., Prati, C., and Rocca, F. 2007. Submillimeter Accuracy of InSAR Time Series : Experimental Validation. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 45(5) :1142–1153.

- Fournier, T., Freymueller, J., and Cervelli, P. 2009. Tracking magma volume recovery at Okmok volcano using GPS and an unscented Kalman filter. *Journal of Geophysical Research*, 114(B02405) :1–18.
- Froger, J., Augier, A., Cayol, V., and Souriot, T. 2010. Some considerations about the April 2007 eruption at Piton de la Fournaise suggested by InSAR data. In *IAVCEI Third Workshop on Collapse Calderas*, pages 28–30.
- Froger, J. L., Fukushima, Y., Briole, P., Staudacher, T., Souriot, T., and Villeneuve, N. 2004. The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de la Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry. *Geophysical research letters*, 31(L14601).
- Fujiwara, S., Tobita, M., Sato, H., Ozawa, S., Une, H., Koarai, M., Nakai, H., Fujiwara, M., Yagai, H., Nishimura, T., and Hayashi, F. 2006. Satellite Data Give Snapshot of the 2005 Pakistan Earthquake. *EOS, TRANSACTIONS AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 87(7) :73–77.
- Fukushima, Y. 2005. *Transferts de magma au volcan du Piton de la Fournaise déterminés par la modélisation 3D de données d'interférométrie radar entre 1998 et 2000*. PhD thesis, Université Blaise Pascal.
- Fukushima, Y., Cayol, V., and Durand, P. 2005. Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data : The February 2000 eruption at Piton de la Fournaise. *Journal of Geophysical Research*, 110(B03206).
- Fukushima, Y., Cayol, V., Durand, P., and Massonnet, D. 2010. Evolution of magma conduits during the 1998-2000 eruptions of Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island. *Journal of Geophysical Research*, 115(B10204) :1 – 21.
- Funning, G., Parsons, B., and Wright, T. 2007. Fault slip in the 1997 Manyi, Tibet earthquake from linear elastic modelling of InSAR displacements. *Geophysical Journal International*, 169(3) :988–1008.
- Funning, G. J., Parsons, B., and Wright, T. J. 2005. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research*, 110(B09406) :1–23.
- Gabriel, A. K., Goldstein, R. M., and Zebker, H. A. 1989. Mapping small elevation changes over large areas : Differential Radar Interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 94(B7) :9183 – 9191.
- Gahalaut, V. 2006. 2005 Kashmir earthquake : not a Kashmir Himalaya seismic gap event. *Current Science*, 90(4) :507–508.
- Gamache, M. 2004. Free and Low cost datasets for international mountain cartography. In *4th ICA Mountain Cartography Workshop*.
- Ghaffar, A. and Abbas, S. 2010. An OVERVIEW OF PAST HISTORY BASED ON SEISMICITY PATTERN OF KASHMIR REGION, AN INTERPRETATION FROM 2005 EARTHQUAKE. *The Journal of Animal and Plant Sciences*, 20(4) :297–304.

- Ghiglia, D. and Romero, L. 1994. Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods. *Journal of the Optical Society of America A*, 11(1) :107–117.
- Goldstein, R. and Werner, C. 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophys. Res. Lett.*, 25(21) :4035–4038.
- Goldstein, R., Zebker, H., and Werner, C. 1988. Satellite radar interferometry : Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, 23 :713–720.
- Grandin, R., Socquet, A., Binet, R., Klinger, Y., Jacques, E., de Chabalier, J., King, G., Lasserre, C., Tait, S., Tapponnier, P., Delorme, A., and Pinzuti, P. 2009. September 2005 Manda Hararo-Dabbahu rifting event, Afar (Ethiopia) : Constraints provided by geodetic data. *Journal of Geophysical Research*, 114(B08404) :1 – 20.
- Hanssen, R. 2001. *Radar Interferometry : Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers, isbn 0-7923-6945-9 edition.
- Harant, O., Bombrun, L., Vasile, G., Ferro-Famil, L., and Gay, M. 2011. Displacement Estimation by Maximum Likelihood Texture Tracking. *IEEE Journal of Selected Topics in Signal Processing*, 5(3) :398–407.
- Hooper, A. 2006. *Persistent scatterer radar interferometry for crustal deformation studies and modelling of volcanic deformation*. PhD thesis, Stanford University.
- Hooper, A., Segall, P., and Zebker, H. 2007. Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis with application to Volcan Alcedo, Galapagos. *Journal of Geophysical Research*, 112(B07407).
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., and Kampes, B. 2004. A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers. *Geophysical Research Letters*, 31(L23611) :1–5.
- Hou, C., Hu, J., Shen, L., Wang, J., Chen, C., Lai, T., Huang, C., Yang, Y., Chen, R., Chen, Y., and Angelier, J. 2005. Estimation of subsidence using GPS measurements, and related hazard : the Pingtung Plain, southwestern Taiwan. *C. R. Geoscience*, 337 :1184–1193.
- Hsu, Y., Bechor, N., Segall, P., Yu, S., and Kuo, L. 2002. Rapid afterslip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 29(16) :1754.
- Hussain, A., Yeats, R., and MonaLisa 2009. Geological setting of the 8 October 2005 Kashmir earthquake. *Journal of Seismology*, 13(3) :315–325.
- Jacquin, A. 2010. Possibilistic uncertainty analysis of a conceptual model of snowmelt runoff. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14 :1681–1695.
- Janssen, V., Ge, L., and Rizosa, C. 2004. Tropospheric corrections to SAR interferometry from GPS observations. *GPS Solutions*, 8 :140–151.
- Jónsson, S., Zebker, H., Cervelli, P., Segall, P., H. Garbeil, P. M.-M., and Rowland, S. 1999. A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at fernandina volcano ; galàpagos, observed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26(8) :1077–1080.

- Jónsson, S., Zebker, H., Segall, P., and Amelung, F. 2002. Fault Slip Distribution of the 1999 M_w 7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4) :1377–1389.
- Jouanne, F., Awan, A., Madji, A., Pêcher, A., Latif, M., Kausar, A., Mugnier, J., Khan, I., and Khan, N. 2011. Post-seismic deformation in Pakistan after the October 8, 2005 earthquake : evidence of afterslip along a flat north of the Balakot-Bagh trust. *Journal of Geophysical Research*, 116(B07401).
- Kampes, B. M. 2006. *Radar interferometry : persistent scatterer technique*. Springer.
- Kaneda, H., Nakata, T., Tsutsumi, H., Kondo, H., Sugito, N., Awata, Y., Akhtar, S. S., Majid, A., Khattak, W., Awan, A. A., Yeats, R. S., Hussain, A., Ashraf, M., Wesnousky, S. G., and Kausar, A. B. 2008. Surface Rupture of the 2005 Kashmir, Pakistan, Earthquake and Its Active Tectonic Implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2) :521–557.
- Khan, P., Mohanty, S., and Mohanty, M. 2010. Geodynamic Implications for the 8 October 2005 North Pakistan Earthquake. *Surveys in Geophysics*, 31(1) :85–106.
- Kositsky, A. and Avouac, J. 2010. Inverting geodetic times series with a principal component analysis-based inversion method. *Journal of Geophysical Research*, 115(B03401) :1–19.
- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorqui, J., Berardino, P., and Sansosti, E. 2004. A Small-Baseline Approach for Investigating Deformations on Full-Resolution Differential SAR Interferograms. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 42(7) :1377–1386.
- Lasserre, C., Peltzer, G., Crampé, G., Klinger, F., Woerd, Y., J.V.D., and Tapponnier, P. 2005. Coseismic deformation of the 2001 $m_w = 7.8$ Kokoxili earthquake in Tibet, measured by synthetic aperture radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 110(B12408) :1 – 22.
- Leprince, S., Ayoub, F., Klinger, Y., and Avouac, J. 2007a. Co-Registration of Optically Sensed Image and Correlation (COSI-Corr) : an Operational Methodology for Ground Deformation Measurements. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 1943–1946.
- Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., and Avouac, J. 2007b. Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(6) :1529–1558.
- Li, F. and Goldstein, R. 1990. Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28 :88–97.
- Li, Z., Cross, P., Albert, P., Fischer, J., and Bennartz, R. 2006. Assessment of the potential of MERIS near-infrared water vapour products to correct ASAR interferometric measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 33.
- Li, Z., Muller, J., Cross, P., and Fielding, E. 2005. Interferometric synthetic aperture radar (InSAR) atmospheric correction : GPS and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and InSAR integration. *Journal of Geophysical Research*, 110(4651).
- Linhart, H. and Zucchini, W. 1986. *Model Selection*. John Wiley and Sons.

- Lohman, R. B. and Simons, M. 2005. Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation : Noise structure and data downsampling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(1) :Q01007.1–Q01007.12.
- López-Quiroz, P. 2008. *Série temporelle de la subsidence de la ville de Mexico obtenues par interférométrie radar*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications.
- López-Quiroz, P., Doin, M., Tupin, F., Briole, P., and Nicolas, J. 2009. Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. *Journal of Applied Geophysics*, 69(1) :1–15.
- Lu, Z., Masterlark, T., Dzuris, D., Rykhus, R., and Jr, C. W. 2003. Magma supply dynamics at Westdahl volcano, Alaska, modeled from satellite radar interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 108(B7).
- Lyons, S. and Sandwell, D. 2003. Fault creep along the southern san andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1).
- Massonnet, D. 1997. Satellite radar interferometry.
- Massonnet, D. and Feigl, K. 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4) :441–500.
- Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M., and Adragna, F. 1994. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. *Nature*, 369(6477) :227–230.
- Massonnet, D., Rogron, B., and Carmona, C. 1993. Evolution des changements de phase de surface sur de grandes zones. pages 473–481.
- Massonnet, D. and Souyris, J. 2008. *Imaging with synthetic aperture radar*. EPFL Press.
- Matsuda, H. and Shimizu, N. 2006. Assessment of rock slope stability based on the three-dimensional continuous displacement monitoring by Global Positioning System. *International Journal of the JCRM*, 2(1) :17–20.
- Mauris, G., Lasserre, V., and Foulloy, L. 2001. A fuzzy approach for the expression of uncertainty in measurement. *Int. Journal of Measurement*, 29(3) :165–177.
- Maître, H. 2001. *Traitement des images de RSO*. HERMES Science Publication.
- Michel, R., Avouac, J., and Taboury, J. 1999a. Measuring ground displacements from sar amplitude images : application to the landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26(7) :875–878.
- Michel, R., Avouac, J., and Taboury, J. 1999b. Measuring near field coseismic displacements from sar images : application to the landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26(19) :3017–3020.
- Michon, L., Cayol, V., Letourneur, L., Peltier, A., Villeneuve, N., and Staudacher, T. 2009. Edifice growth, deformation and rift zone development in basaltic setting : Insights from Piton de la Fournaise shield volcano (Réunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2) :14–30.

- Michon, L., Saint-Ange, F., Bachèlery, P., Villeneuve, N., and Staudacher, T. 2007a. Role of the structural inheritance of the oceanic lithosphere in the magmato-tectonic evolution of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *Journal of Geophysical Research*, 112(B04205) :1–21.
- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., and Marti, J. 2007b. April 2007 collapse of Piton de la Fournaise : A new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters*, 34(L21301) :1–6.
- Mogi, K. 1958. Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36 :99–134.
- MonaLisa, Khwaja, A., and Jan, M. Q. 2008. The 8 October 2005 Muzaffarabad earthquake : Preliminary seismological investigations and probabilistic estimation of peak ground accelerations. *CURRENT SCIENCE*, 94(9) :1158–1166.
- MonaLisa, Khwaja, A., Jan, M. Q., Yeats, R., Hussian, A., and Khan, S. 2009. New data sets on the Indus Kohistan seismic zone and its extension into the Hazara-Kashmir Syntaxis, NW Himalaya of Pakistan. *Journal of Seismology*, 13(3) :339–361.
- Mujumdar, P. and Ghosh, S. 2008. Modeling GCM and scenario uncertainty using a possibilistic approach : Application to the Mahanadi River, India. *WATER RESOURCES RESEARCH*, 44(W06407) :1–14.
- Newman, A., Dixon, T., and Gourmelen, N. 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation model for long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3) :244–269.
- Ninnis, R., Emery, W., and Collins, M. 1986. Automated extraction of pack ice motion from advanced very high resolution radiometer imagery. *Journal of Geophysical Research*, 91(9) :10725–10734.
- Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4) :1135–1154.
- Omm, F. and Zebker, H. 2006. Correction for interferometric synthetic aperture radar atmospheric phase artifacts using time series of zenith wet delay observations from a gps network. *Journal of Geophysical Research*, 111(B09102) :1–16.
- Parcharidis, I., Fomelis, M., Kourkouli, P., and Wegmuller, U. 2009. Persistent Scatterers InSAR to detect ground deformation over Rio-Antirio area (Western Greece) for the period 1992-2000. *Journal of Applied Geophysics*, 68 :348–355.
- Parsons, T., Yeats, R., Yagi, Y., and Hussain, A. 2006. Static stress change from the 8 October, 2005 $M = 7.6$ Kashmir earthquake. *Geophysical Research Letters*, 33(L06304).
- Parul, P. and Madhav, K. 2008. Preliminary Results of GPS Studies for Monitoring Land Subsidence Over the Shallow Gas Reservoir in India. *Survey Review*, 40(310) :356–365.
- Pathier, E., Fielding, E. J., Wright, T. J., Walker, R., Parsons, B. E., and Hensley, S. 2006. Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery. *Geophysical Research Letters*, 33(L20310) :1–5.

- Pedersen, R., Jónsson, S., Arnadóttir, T., Sigmundsson, F., and Feigl, K. L. 2003. Fault slip distribution of two June 2000 M_w 6.5 earthquake in South Iceland estimated from joint inversion of InSAR and GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3-4) :487–502.
- Pétillot, I., Trouvé, E., Bolon, P., Julea, A., Yan, Y., Gay, M., and Vanpé, J. 2010. Radar-Coding and Geocoding Lookup Tables for the Fusion of GIS and Sar Data in Mountain Areas. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 7(2) :309–313.
- Pétillot, I. 2008. *Combinaison d'informations hétérogènes : Intégration d'images RSO pour la surveillance des glaciers alpins*. PhD thesis, Université de Savoie.
- Rao, C. 1973. *Linear statistical inference and its applications*. John Wiley & Sons, 2nd edition.
- Raucoules, D., Bourguine, B., de Michele, M., Cozannet, G. L., Closset, L., Bremmer, C., Veldkamp, H., Tragheim, D., Bateson, L., Crosetto, M., Agudo, M., and Engdahl, M. 2009. Validation and intercomparison of Persistent Scatterers Interferometry : PSIC4 project results. *Journal of Applied Geophysics*, 68 :335–347.
- Raucoules, D., Bourguine, B., Michele, M. D., Crosetto, G. L., Agudo, M., and Engdahl, M. 2007. Psic4_d98_final_report. http://earth.esa.int/psic4/PSIC4_D98_final_report.pdf.
- Raucoules, D., Ristori, B., Michele, M. D., and Briole, P. 2010. Surface displacement of the m_w 7 Machaze earthquake (Mozambique) : Complementary use of multiband InSAR and radar amplitude image correlation with elastic modeling. *Remote Sensing of Environment*, 114 :2211 – 2218.
- Rodriguez, E. and Martin, J. 1992. Theory and design of interferometric synthetic aperture radars. In *IEE PROCEEDINGS-F*, volume 139, pages 147 – 159.
- Rosen, P., Hensley, S., Peltzer, G., and Simons, M. 2004. Updated Repeat Orbit Interferometry Package released. *Transactions, American Geophysical Union*, 85 :47.
- Ross, J., Ozbek, M., and Pinder, G. 2009. Aleatoric and epistemic uncertainty in groundwater flow and transport simulation. *WATER RESOURCES RESEARCH*, 45(W00B15) :1–10.
- Rymer, H. and Williams-Jones, G. 2000. Volcanic eruption prediction : Magma chamber physics from gravity and deformation measurements. *Geophysical Research Letters*, 27(16) :2389–2392.
- Scharroo, R., Visser, P., and Mets, G. 1998. Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. *Journal of Geophysical Research*, 103(C4) :8113–8127.
- Scherler, D., Leprince, S., and Stercker, M. 2008. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery-Accuracy improvement and quality assessment. *Remote Sensing of Environment*, 112(10) :3806–3819.
- Schmidt, D. A. and Bürgmann, R. 2003. Time-dependent land uplift and subsidence in the santa clara valley, california, from a large interferometric synthetic aperture radar data set. *Journal of Geophysical Research*, 108(B9) :ETG4.1–ETG4.13.
- Schmidt, D. A., Bürgmann, R., Nadeau, R. M., and d'Alessio, M. 2005. Distribution of aseismic slip rate on the Hayward fault inferred from seismic and geodetic data. *Journal of Geophysical Research*, 110(B08406) :1–15.

- Shafer, G. 1976. *A mathematical theory of evidence*. Princeton University Press.
- Sigmundsson, F., Durand, P., and Massonnet, D. 1999. Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de la Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26(5) :533–536.
- Simons, M., Fialko, Y., and Rivera, L. 2002. Coseismic deformation from the 1999 m_w 7.1 Hector Mine, California, Earthquake as Inferred from InSAR and GPS observations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4) :1390–1402.
- Skourtsos, E. and Lekkas, E. 2007. The tectonic setting of the october 8th 2005 earthquake in kashmir, north pakistan. In *Proceedings of the 11th International Congress*.
- Sudhaus, H. and Jónsson, S. 2009. Improved source modelling through combined use of InSAR and GPS under consideration of correlated data errors : application to the June 2000 Kleifarvatn earthquake, Iceland. *Geophysical Journal International*, 176(2) :389–404.
- Sun, J., Johnson, K., Cao, Z., Shen, Z., Bürgmann, R., and Xu, X. 2011. Mechanical constraints on inversion of coseismic geodetic data for fault slip and geometry : Example from InSAR observation of the 6 October 2008, m_W 6.3 Dangxiong-Yangyi (Tibet) earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 116(B01406).
- Tarantola, A. 2005. *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Tarantola, A. and Valette, B. 1982. Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion. *Review of Geophysics and Space Physics*, 20(2) :219–232.
- Thibert, E., Faure, J., and Vincent, C. 2005. Bilans de masse du Glacier Blanc entre 1952, 1981 et 2002 obtenus par modèle numérique de terrain. pages 72–78.
- 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*. PhD thesis, Université Blaise Pascal.
- Tobita, M., Murakami, M., Nakagawa, H., and Yarai, H. 2001. 3-D surface deformation of the 2000 Usu eruption measured by matching of SAR images. *Geophysical Research Letters*, 28(22) :4291–4294.
- Toutin, T. 2001. Dem generation from new VIR Sensors : Ikonos, ASTER and Landsat 7. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, volume 3, pages 973 – 975.
- Trouvé, E. 1996. *Imagerie interférentielle en radar à ouverture synthétique*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Télécommunications.
- Trouvé, E., Nicolas, J., and Maitre, H. 1998. Improving Phase Unwrapping Techniques by the Use of Local Frequency Estimates. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 36(6) :1963 – 1972.
- Usai, S. 2003. A least squares database approach for sar interferometric data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(4) :753–760.

- Vadon, H. and Massonnet, D. 2000. Earthquake displacement fields mapped by very precise correlation. Complementarity with radar interferometry. volume 6, pages 2700–2702.
- Verhoest, N., Baets, B. D., Mattia, F., Satalino, G., Lucau, C., and Defourny, P. 2007a. A possibilistic approach to soil moisture retrieval from ERS synthetic aperture radar backscattering under soil roughness uncertainty. *WATER RESOURCES RESEARCH*, 43(W07435) :1–13.
- Verhoest, N., Baets, B. D., and Vernieuwe, H. 2007b. A Takagi-Sugeno Fuzzy Rule-Based Model for Soil Moisture Retrieval From SAR Under Soil Roughness Uncertainty. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 45(5) :1351–1360.
- Vernier, F., Fallourd, R., Friedt, J. M., Yan, Y., Trouvé, E., Nicolas, J., and Moreau, L. 2011. Fast Correlation Technique for Glacier Flow Monitoring by Digital Camera and Space-borne SAR Images. *EURASIP Journal on Image and Video Processing*.
- Wald, L. 1999. Some terms of reference in data fusion. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 37(3) :1190–1193.
- Wang, H., Ge, L., Xu, C., and Du, Z. 2007. 3-d coseismic displacement field of the 2005 Kashmir earthquake inferred from satellite radar imagery. *Earth Planets Space*, 59(5) :343 – 349.
- Wegmuller, U., Strozzi, T., and Tosi, L. 2000. ESA and ENVISAT differential SAR interferometry for subsidence monitoring. In *ESA-ENVISAT Symposium*, pages 1–8.
- Werner, C., Wegmuller, U., Strozzi, T., and A.Wiesmann 2003. Interferometric point target analysis for deformation mapping. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, volume 7, pages 4362–4364.
- Werner, C., Wegmüller, U., Strozzi, T., and Wiesmann, A. 2005. Precision estimation of local offsets between pairs of SAR SLCs and detected SAR images. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 4803 – 4805.
- Wright, T. 2000. *Crustal deformation in Turkey from Synthetic Aperture Radar interferometry*. PhD thesis, University of Oxford.
- Wright, T., Parsons, B., and Fielding, E. 2001. Measurement of interseismic strain accumulation across the north anatolian fault by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 28(10) :2117–2120.
- Wright, T. J., Ebinger, C., Biggs, J., Ayele, A., Yirgu, G., Keir, D., and Stork, A. 2006. Magma-maintained rift segmentation at continental rupture in the 2005 Afar dyking episode. *Nature*, 442(291 - 294).
- Wright, T. J., Lu, Z., and Wicks, C. 2003. Source model for the m_w 6.7, 23 October 2002, Nenana Mountain Earthquake (Alaska) from InSAR. *Geophysical Research Letters*, 30(18) :SDE.12.1–SDE.12.4.
- Wright, T. J., Parsons, B. E., and Lu, Z. 2004. Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR. *Geophysical Research Letters*, 31(L01607) :1–5.

- Yan, Y., López-Quiroz, P., Doin, M., Tupin, F., and Fruneau, B. 2009a. Comparison of two methods in multi-temporal differential SAR interferometry : Application to the measurement of Mexico City subsidence. pages 131–139.
- Yan, Y., Mauris, G., Trouvé, E., and Pinel, V. 2012a. Fuzzy uncertainty representations of co-seismic displacement measurements issued from SAR imagery. *IEEE Transactions on Instrumentation & Measurement*.
- Yan, Y., Pinel, V., Trouvé, E., Pathier, E., Galichet, S., Mauris, G., and Bissierier, A. 2009b. Combination of sub-pixel image correlation and differential interferometry in measurement of the 2005 Kashmir earthquake displacement field. pages S6_4.1–S6_4.9.
- Yan, Y., Pinel, V., Trouvé, E., Pathier, E., Perrain, J., Bascou, P., and Jouanne, F. Coseismic slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR amplitude image correlation and differential interferometry.
- Yan, Y., Trouvé, E., Mauris, G., and Pinel, V. 2011. Fuzzy vs probability uncertainty analysis of seismic displacement measurements issued from D-InSAR and SAR image correlation measurement : Application to the Kashmir earthquake (2005). pages 114–118.
- Yan, Y., Trouvé, E., Pinel, V., Mauris, G., Pathier, E., and Galichet, S. 2012b. Fusion of D-InSAR and sub-pixel image correlation measurements for coseismic displacement field estimation : Application to the Kashmir earthquake (2005). *International Journal of Image and Data Fusion*, 3(1) :71–92.
- Yu, S., Hsu, Y., Kuo, L., and Chen, H. 2003. Gps measurement of postseismic deformation following the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 108(B11).
- Zadeh, L. A. 1978. Fuzzy sets as a basis for a theory of possibility. *Fuzzy Sets and Systems*, 1(1) :3–28.
- Zebker, H. and Goldstein, R. 1986. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. *Journal of Geophysical Research*, 91 :4993 – 4999.
- Zebker, H. A., Madsen, S. N., Martin, J., Wheeler, K. B., Muller, T., Lou, Y., Alberti, G., Vetrella, S., and Cucci, A. 1992. The TOPSAR interferometric radar topographic mapping instrument. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 :933–939.
- Zebker, H. A., Werner, C., Rosen, P. A., and Hensley, S. 1994. Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32 :823–836.

Résumé :

Suite aux lancements successifs de satellites pour l'observation de la Terre dotés de capteur SAR, la masse de données SAR disponible est considérable. Dans ce contexte, la fusion des mesures de déplacement issues de l'imagerie SAR est prometteuse à la fois dans la communauté de la télédétection et dans le domaine de la géophysique. Dans cette optique, cette thèse propose d'élargir les approches conventionnelles en combinant les techniques de traitement des images SAR, les méthodes de fusion d'informations et la connaissance géophysique.

Ces travaux explorent plusieurs stratégies de fusion et différentes représentations des incertitudes dans des problèmes d'inversion linéaire et non-linéaire. Les trois stratégies proposées, l'inversion jointe, la pré-fusion et la post-fusion, ont pour objectif de réduire l'incertitude associée d'une part à l'estimation du déplacement en 3 dimensions (3D) à la surface de la Terre, et d'autre part à la modélisation physique qui décrit la source en profondeur du déplacement observé en surface. Les incertitudes sont modélisées par deux approches complémentaires : l'approche classique basée sur la théorie des probabilités et une approche floue basée sur la théorie des possibilités qui permet de prendre en compte les incertitudes épistémiques en plus des incertitudes aléatoires. Nous évaluons les avantages et les inconvénients de chacune des stratégies en fonction de l'approche choisie pour propager les incertitudes et en terme de robustesse vis à vis du bruit.

La première application consiste à estimer les champs du déplacement 3D à la surface de la Terre dus au séisme du Cachemire d'octobre 2005 et à l'éruption du Piton de la Fournaise de janvier 2004 sur l'île de la Réunion. La deuxième application porte sur la modélisation de la rupture de la faille en profondeur liée au séisme du Cachemire. Les principales avancées sont évaluées d'un point de vue méthodologique en traitement de l'information et d'un point de vue géophysique.

Mot-clés :

Imagerie SAR, mesure de déplacement, fusion d'informations, modélisation géophysique

Abstract :

Following the successive launches of satellites for Earth observation with SAR (Synthetic Aperture Radar) sensor, the volume of available radar data is increasing considerably. In this context, fusion of displacement measurements from SAR imagery is promising both in the community of remote sensing and in geophysics. This Ph.D thesis proposes to extend conventional approaches by combining SAR image processing techniques, information fusion methods and the knowledge on geophysics.

This work investigates different fusion strategies and different uncertainty representations for linear and non-linear inversion problems. Three fusion strategies, joint inversion, pre-fusion and post-fusion, are proposed to reduce the uncertainty associated on the one hand to the estimation of the 3-dimensional (3D) displacement at the Earth's surface, and on the other hand to the physical modeling that describes the source in depth of the displacement observed at the Earth's surface. Uncertainties are modeled by two complementary approaches: the conventional approach based on the probability theory and a fuzzy approach based on the possibility theory which allows epistemic uncertainty, as well as random uncertainty, to be taken into account. We evaluate advantages and disadvantages of each fusion strategy versus uncertainty management approaches and in terms of robustness against noise.

The first application consists of estimating the 3D displacement fields at the Earth's surface due to the Kashmir earthquake in October 2005 and the eruption of Piton de la Fournaise in January 2004 on Reunion Island. The second application involves the modeling of the fault rupture in depth related to the Kashmir earthquake. The main achievements and contributions are evaluated from a methodological point of view in information processing and from a geophysical point of view.

Key words :

SAR imagery, displacement measurement, information fusion, geophysical modeling