HAL
open science

Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain

Renaud Fallourd

▶ **To cite this version:**

Renaud Fallourd. Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain. Autre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENA007 . tel-00718596

HAL Id: tel-00718596

https://theses.hal.science/tel-00718596

Submitted on 17 Jul 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.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **STIC Traitement de l'Information**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Renaud FALLOURD

Thèse dirigée par **Emmanuel TROUVE**
codirigée par **Jean-Marie NICOLAS**

préparée au sein des laboratoires **LISTIC** et **LTCI**
dans **l'École Doctorale SISEO**

Suivi des glaciers alpins par combinaison d'informations hétérogènes : images SAR Haute Résolution et mesures terrain

Thèse soutenue publiquement le **4 avril 2012**,
devant le jury composé de :

M. Albert BIJAOUI
Astronome émérite, Observatoire de la Côte d'Azur, Président
M. Grégoire MERCIER
Professeur, Télécom Bretagne, Rapporteur
M. Jean-Paul RUDANT
Professeur, Université de Marne-la-Vallée, Rapporteur
M. Luc MOREAU
Chercheur indépendant en glaciologie, Examinateur
M. Jean-Louis MUGNIER
Directeur de Recherche au CNRS, ISTerre, Examinateur
M. Flavien VERNIER
Maître de Conférence, Université de Savoie, Examinateur
M. Emmanuel TROUVE
Professeur, Université de Savoie, Directeur
M. Jean-Marie NICOLAS
Professeur, Télécom ParisTech, Codirecteur

Université Joseph Fourier / Université Pierre Mendès France /
Université Stendhal / Université de Savoie / Grenoble INP

"L'ascension sur la montagne a quelque chose
d'éthéré, de surnaturel, de lumineux
qui vous enlève à la terre."

Théophile Gautier

Remerciements

Cette thèse a été menée dans le cadre du projet ANR EFIDIR au sein du Laboratoire d'Informatique, Systèmes et Traitement de l'Information et de la Connaissance (LISTIC, Polytech Annecy-Chambéry) et du Laboratoire Traitement de la Connaissance et de l'Information (LTCI, Telecom ParisTech). Mes premiers remerciements vont donc tout naturellement à ces deux institutions qui m'ont accueilli dans leurs locaux.

Je remercie aussi tous les membres du jury et en particulier les rapporteurs, M. Grégoire MERCIER et M. Jean-Paul RUDANT, pour leurs remarques pertinentes qui m'ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Avec ce manuscrit qui représente plus de 3 ans de travail, c'est une période marquante de ma vie qui s'achève. En effet, cette thèse m'a mené vers la région d'Annecy et ses magnifiques montagnes, pour travailler sur un sujet passionnant. Cette aventure n'aurait pas eu lieu sans la rencontre en 2008 avec Jean-Marie NICOLAS qui m'a proposé un stage de Master 2 qui a débouché sur cette thèse. Je tiens donc à le remercier. Je remercie également Emmanuel TROUVE sans qui ces travaux de thèse n'auraient pas existé. Je tiens encore à les remercier tous les deux pour leur encadrement, et leur aide précieuse pour le travail de rédaction (articles et manuscrit de thèse), mais aussi pour la préparation de la soutenance.

Ces travaux applicatifs m'ont mené, à plusieurs reprises, sur le glacier d'Argentière (Chamonix, France) pour des « manip' terrain ». Ces missions ont été l'occasion d'échapper à la routine de la thèse, mais aussi de partager des moments inoubliables avec les « acolytes » du projet EFIDIR : Olivier HARANT, Michel GAY, Laurent OTT, Andrea WALPERSDORF et Jean-Louis MUGNIER. Grâce au glaciologue Luc MOREAU, j'ai également eu la chance d'explorer à plusieurs reprises les galeries sous-glaciaires d'Argentière. Je remercie donc tous ces compagnons de montagne pour les moments de convivialité vécus sur le terrain.

Cette thèse n'aurait sûrement pas été la même sans les diverses collaborations. Dans ce sens, je remercie Flavien VERNIER et Yajing YAN pour leur aide dans le développement sous la plateforme EFIDIRtools. Je remercie Diana ROŞU pour son travail de stage qui a été très utile pour ma thèse. Concernant les vérités terrain, le traitement des données GPS a été possible grâce au travail de Andrea WALPERSDORF, Jonathan SERAFINI et Jean-Louis MUGNIER ; merci à eux. Merci aussi à Charles DELLEDALLE pour les discussions scientifiques que nous avons échangé à Telecom ParisTech. Je n'oublie pas

Ivan PETILLOT dont les travaux de thèse ont été primordiaux pour mener à bien cette thèse. Plus généralement, je remercie aussi tous les membres du projet EFIDIR, notamment Benedicte FRUNEAU, Cécile LASERRE, Erwan PATHIER et Virginie PINEL, qui m'ont prodigué des corrections et des recommandations précieuses lors de ma dernière pré-soutenance.

Les deux premières années de thèse m'ont permis de découvrir l'enseignement supérieur dans le cadre du monitorat. J'adresse mes remerciements à Pascal AYGALINC pour m'avoir accueilli au département GEII de l'IUT d'Annecy afin d'effectuer mes enseignements. Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Thierry SUATON, mon tuteur de monitorat, pour son accompagnement et ses conseils. Je n'oublierai pas son professionnalisme. Ces enseignements m'ont également amené à des collaborations fructueuses avec d'autres membres du département GEII : Olivier CABANES, Bernard CARON, Alain FLEURET, Céline GOLER, Marcel PEYRET et Marcel TETTONI.

Ces études doctorales m'ont également permis de faire la connaissance de nombreux doctorants et stagiaires. Mention très spéciale à mademoiselle Păpusă qui a eu la bonne idée de réaliser son stage de fin d'étude au LISTIC. Le temps passé à tes côtés m'a fait oublié les petits soucis de la thèse. Merci pour ton soutien. Mention spéciale à mes camarades doctorants du "millésime" 2008-2009 avec qui j'ai passé de très bons moments : Cous' Fab, Master Cous' (devenu Papa Cous'), Nabil, Yajing et Zizou. Merci à toi, Olivier H, pour ton initiation au ski de randonnée qui s'est soldée par une magnifique descente dans les champs de poudreuse immaculés de la Combe de Tardevant. Je n'oublie pas tous les autres avec qui j'ai passé de bons moments : Ahmed, Alain, Amory, Andreea, Azadeh, Carmen, Cristina, Fernanda, Florent, Freddy, Greg, Ha Thai, Homada, Iulia, Karim, Liviu, Mădălina, Moheb, Olivier P, Peng, Sébastien et Tiberius. Plus généralement, je dédie cette thèse à tous mes amis et tout spécialement à Samuel et Magalie, mes fidèles compagnons d'aventures montagnardes.

J'exprime toute ma reconnaissance à "Dame Nature" pour les magnifiques événements météorologiques qui ont ponctué ma thèse. Merci à toi, le Vortex Polaire, d'avoir bien voulu te décrocher et apporter une couche historique de plus de 50 cm de neige à Annecy le 1er décembre 2010. Merci à toi, l'orage du 24 août 2011, d'avoir déposé de beaux grêlons de 3 cm de diamètre (heureusement ma voiture était dans la parking couvert de l'Université). Merci à toi, l'anticyclone de Sibérie, pour ce mois de février 2012 glacial. Enfin, merci aux multiples dépressions pluvio-neigeuses qui ont convert les Aravis et les Bauges d'un beau manteau blanc chaque hiver.

Enfin, je remercie affectueusement mes parents pour leur soutien tout au long de mes études et spécialement pendant la thèse, et tout particulièrement ma mère qui a pris le temps de relire cette thèse.

Résumé

Les travaux présentés dans cette thèse concernent l'utilisation de données de télédétection inédites pour le suivi des glaciers du massif du Mont Blanc : les images radar à synthèse d'ouverture Haute Résolution (HR) du satellite TerraSAR-X et les prises de vue HR d'un appareil photo numérique automatique. Cette thèse s'attache à montrer l'apport de ces sources d'informations hétérogènes pour mesurer le déplacement de surface des glaciers alpins. Dans cette optique, un examen des méthodes de mesure de déplacement spécifiques à chacun des deux types d'images est réalisé. Deux approches sont alors explorées : la mesure de déplacement monosource dans la géométrie propre à chaque capteur et la mesure de déplacement multisource via des combinaisons intra-capteur et inter-capteur. Alors que l'approche monosource fournit uniquement des mesures 2D du déplacement, les mesures multisources permettent pour la première fois d'estimer des champs de déplacement 3D de la surface des glaciers du Mont Blanc. Les mesures ont été réalisées sur plusieurs séries temporelles d'images couvrant la période 2008-2009 pour quatre glaciers du massif du Mont Blanc (Argentière, Mer de Glace/Leschaux, Bossons et Taconnaz). Dans le contexte du changement climatique, ces mesures de déplacement de surface fournissent une donnée intéressante en glaciologie pour contraindre les modèles numériques d'écoulement et d'évolution des glaciers.

Mots-clefs : image satellite SAR, photographie numérique, haute résolution, mesure de déplacement, glaciers alpins, GPS.

Abstract

The works presented in this PhD thesis focuses on the use of new remote sensing data for "massif du Mont Blanc" glaciers' monitoring: High Resolution (HR) synthetic aperture radar images of TerraSAR-X satellite and HR shooting of the automatic digital camera. This thesis will show the contribution of this heterogeneous information to the measurement of the surface displacement of alpine glacier. For this purpose, a review of displacement measurement methods specific to each of the two types of image is proposed. Then two approaches are explored: the mono-source displacement measurement in the geometry for each sensor and the multi-source displacement measurement via intra-sensor and inter-sensor combinations. While the mono-source approach provides only 2D displacement measurements, multi-source measurements allow, for the first time, the estimation of 3D surface displacement fields of the Mont Blanc glaciers. The measurements were performed on several image time series covering the period 2008-2009 for four Mont Blanc glaciers (Argentière, Mer de Glace/Leschaux, Bossons et Taconnaz). In the context of global warming, these surface displacement measurements provide interesting data in the glaciology domain in order to constrain flow and evolution digital models.

Keywords: SAR satellite image, digital photography, high resolution, displacement measurement, alpine glaciers, GPS.

Table des matières

Notations & Acronymes **xiii**

Introduction générale **1**

1 Instrumentation - Sources d'informations hétérogènes **7**

1.1 Introduction 8

1.2 Imagerie satellite SAR HR 9

1.2.1 Historique des satellites civils 9

1.2.2 Principe de l'imagerie satellite SAR 11

1.2.3 Géométrie d'une image SAR 15

1.2.4 Caractéristiques du satellite et du capteur TerraSAR-X 18

1.2.5 Les images TerraSAR-X du projet EFIDIR 20

1.3 Appareil photo numérique automatique HR 26

1.3.1 Historique des appareils photo numériques 26

1.3.2 Principe de la prise de vue numérique 27

1.3.3 Modélisation et géométrie 29

1.3.4 Caractéristiques de l'appareil photo numérique automatique 33

1.3.5 Les images numériques HR fournies 34

1.4 Bases de données complémentaires 36

1.4.1 Stations GPS 37

1.4.2 Coins Réflecteurs 38

1.4.3 Cavitomètre 39

1.4.4 Modèle Numérique de Terrain 40

1.5 Conclusions 41

2 Suivi des glaciers alpins : les enjeux **43**

2.1 Introduction 44

2.2 Dynamique des glaciers alpins 44
2.2.1 Définition d'un glacier 44
2.2.2 Description et géomorphologie d'un glacier 45
2.2.3 Effets des fluctuations climatiques 49
2.2.4 Le mouvement des glaciers 53
2.3 Risques glaciaires 54
2.3.1 Les chutes de séracs 56
2.3.2 Les vidanges de lacs glaciaires 57
2.3.3 Les ruptures de poches d'eau glaciaires 60
2.3.4 Aspects socio-économiques 61
2.4 Prévention des risques et suivi des glaciers 63
2.4.1 Infrastructures pour contrôler les risques 63
2.4.2 Quelles mesures pour suivre un glacier ? 66
2.4.3 Techniques de suivi opérationnel 67
2.4.4 Mesure de champ de déplacement 70
2.5 Conclusions 74

3 Méthodes de mesure de déplacement 75
3.1 Introduction 76
3.2 Méthodes spécifiques à l'imagerie SAR 76
3.2.1 Statistiques des images SAR 76
3.2.2 Méthode InSAR 77
3.2.3 Déplacement de cible ponctuelle 85
3.3 Méthodes spécifiques au domaine de la vision par ordinateur 88
3.3.1 Statistique des images optiques numériques 88
3.3.2 Méthodes de flot optique 88
3.4 Méthode du maximum de similarité 92
3.4.1 Formalisme de la mesure 93
3.4.2 Différentes fonctions de similarité 94
3.4.3 Mesure sous-pixelique 97
3.4.4 Confiance sur l'estimation du déplacement 98
3.4.5 Réglages des paramètres de calcul 99
3.5 Maximum de similarité et images TSX HR 100

3.5.1 Préparation des images SAR 100
3.5.2 Comparatif multifonction 101
3.5.3 Choix des paramètres de calcul 103
3.5.4 Choix de la confiance 106
3.5.5 De la nécessité d'utiliser un masque 108
3.6 Maximum de similarité et photographie terrestre HR 109
3.6.1 Préparation des données images 109
3.6.2 Comparatif multifonction 110
3.6.3 Réglage des paramètres de calcul 112
3.6.4 Choix de la confiance 115
3.7 Conclusions 116

4 Mesure de déplacement monosource 119

4.1 Introduction 120
4.2 Champs de déplacement issus des images TSX HR 120
4.2.1 Chaîne de traitement 121
4.2.2 Interprétation des cartes de déplacement monosources 125
4.2.3 Statistique temporelle de la couverture spatiale de la mesure 129
4.2.4 Mesures ponctuelles multitemporelles du déplacement 133
4.2.5 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 136
4.2.6 Conclusion 138
4.3 Suivi de cibles artificielles avec les images TSX HR 138
4.3.1 Chaîne de traitement 138
4.3.2 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 140
4.3.3 Cibles artificielles versus surfaces naturelles 145
4.3.4 Conclusion 145
4.4 Champs de déplacement obtenus par photographie terrestre 145
4.4.1 Chaîne de traitement 146
4.4.2 Interprétation de carte de déplacement monosource 149
4.4.3 Statistique temporelle de la couverture spatiale de la mesure 152
4.4.4 Mesures ponctuelles multitemporelles du déplacement 155
4.4.5 Conclusion 157
4.5 Conclusions 157

5 Mesure de déplacement multisource 159

5.1 Introduction 160

5.2 Champs de déplacement 3D issus des images TSX HR 161

5.2.1 Chaîne de traitement 161

5.2.2 Interprétation des cartes de déplacement 3D 163

5.2.3 Mesures multitemporelles de profils de déplacement 167

5.2.4 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 169

5.2.5 Comparaison avec l'écoulement 3D déduit du MNT 170

5.2.6 Conclusion 172

5.3 Déplacement 3D des CRs avec les images TSX HR 173

5.3.1 Chaîne de traitement 173

5.3.2 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 174

5.3.3 Conclusion 176

5.4 Combinaison SAR TSX et appareil photo terrestre 177

5.4.1 Chaîne de traitement 177

5.4.2 Interprétation des cartes de déplacement 3D 180

5.4.3 Conclusion 184

5.5 Conclusions 184

Conclusions générales et perspectives 187

A Compléments sur la banque d'images TerraSAR-X 195

B Interférométrie et glacier noir 199

C Mesure sous-pixélique 201

Bibliographie 205

Liste de publications 215

Notations & Acronymes

Notations mathématiques

λ : longueur d'onde ($\lambda \in [2.7, 5, 2]$ cm en bande X).

F : fréquence ($F \in [5.75, 10.90]$ Hz en bande X), également désignée papr f dans le domaine du traitement du signal ou ν en physique.

F_e : fréquence d'échantillonnage d'acquisition d'un signal.

$\mathbf{A}$: désigne une matrice

$\mathbf{A}^t$: désigne la transposée de la matrice $\mathbf{A}$

$\mathbf{A}^{-1}$: désigne l'inverse de la matrice $\mathbf{A}$

$\times$: désigne une multiplication matricielle

. : désigne le produit scalaire

Notations spécifiques au domaine de la vision par ordinateur

f : désigne la focale de l'appareil photo [mm]

k_u, k_v : désignent respectivement le facteur d'échelle vertical et horizontal [pixel/mm]

$\mathcal{R}_O$ ou (O, X, Y, Z) : repère relatif à l'objet ou au monde observé par l'appareil photo

$\mathcal{R}_C$ ou (C, x_c, y_c, z_c) : repère centré sur l'appareil photo

$\mathcal{R}_o$ ou (o, u, v) : repère image

$\mathbf{P}\,[X, Y, Z]^t$: coordonnées cartésiennes du point P exprimé dans le repère $\mathcal{R}_O$

$\mathbf{P}\,[X, Y, Z, 1]^t$: coordonnées homogènes du point P exprimé dans le repère $\mathcal{R}_O$

$\mathbf{P_c}\,[x_c, y_c, z_c]^t$: coordonnées cartésiennes du point P exprimé dans le repère $\mathcal{R}_C$

$\mathbf{P_c}\,[x_c, y_c, z_c, 1]^t$: coordonnées homogènes du point P exprimé dans le repère $\mathcal{R}_C$

$\mathbf{I}\,[u, v]^t$: coordonnées cartésiennes du point P exprimé dans le repère $\mathcal{R}_o$

$\mathbf{I}\,[u, v, 1]^t$: coordonnées homogènes du point P exprimé dans le repère $\mathcal{R}_o$

M : désigne la matrice de transformation globale entre le repère monde et le repère image

R : désigne la matrice de rotation

t : désigne la matrice de translation

Acronymes relatifs aux données de Télédétection

BR Basse Résolution (∼décamétrique).

CCD Charge-Coupled Device, ou dispositif à transfert de charge en français.

CR Corner Reflector, ou Coin Réflecteur.

ENVISAT ENVIronnement SATellite, plateforme satellitaire supportant le capteur SAR BR ASAR mais également d'autres capteurs comme MERIS (imageur visible - proche Infra Rouge). Satellite appartenant à l'ESA.

ERS European Remote Sensing, satellites ERS-1 et ERS-2. Satellites SAR BR de l'Agence Spatiale Européenne (ESA).

E-SAR Système SAR aéroporté de l'agence spatiale allemande (DLR).

HR Haute Résolution (∼métrique).

InSAR Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR), ou Interférométrie Radar à Synthèse d'Ouverture (InRSO) en français.

JERS Satellite SAR BR de la Japan Aerospace Exploration Agency (ex NASDA, maintenant appelé JAXA)

LOS Line Of Sight, ou ligne de visée en français.

MNT Modèle Numérique de Terrain. Modèle tridimensionnel représentant sous forme numérique le relief d'une zone de la surface terrestre.

SAR Synthetic Aperture Radar, ou Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) en français.

TDX TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurements). Satellite jumeau de TSX (DLR et EADS Astrium).

TSX TerraSAR-X. Satellite SAR HR issu d'une collaboration entre l'agence spatiale allemande (DLR) et EADS Astrium.

Acronymes relatifs aux organisations

ASI Agenzia Spaziale Italiana. Agence spatiale italienne.

CSA Canadian Space Agency. Agence spatiale canadienne.

EFIDIR Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure de Déplacements par Imagerie Radar. Projet ANR Masses de données et connaissance 2008-2011 : http ://www.efidir.fr

ESA European Space Agency. Agence spatiale européenne.

GLACIOCLIM Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat. Service d'Observation (SO) géré par le Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble : http ://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/

JAXA Japan Aerospace eXploration Agency. Agence spatiale nationale du Japon qui est le résultat de la fusion, en 2003, de l'ISAS (Institute of Space and Aeronautical Science), de la NAL (National Aerospace Laboratory) et de la NASDA (National Aeronautical Space Development Agency).

MEGATOR Mesure de l'Évolution des Glaciers Alpins par Télédétection Optique et Radar. ACI Masse de données 2004-2007 : http ://www.megator.fr

NASA National Aeronautics and Space Administration. Agence gouvernementale en charge de la majeure partie du programme spatial civil des États-Unis.

RGD 73-74 Régie de Gestion de Données des pays de Savoie (Savoie et Haute-Savoie) : http ://www.rgd.fr/

Introduction générale

Dans le contexte d'évolution du climat, la surveillance des calottes polaires et des glaciers tempérés s'est fortement accrue ces 20 dernières années. Cette tendance s'explique par le fait que les glaciers sont un indicateur de l'évolution du climat. En lien avec cette évolution climatique, on observe dernièrement un recul quasiment généralisé de leur front. Ce recul fait d'ailleurs craindre plusieurs problèmes. Le premier concerne la multiplication des catastrophes naturelles liées aux glaciers. Un autre problème est relatif à la gestion des ressources en eau douce qui, dans certains pays, proviennent exclusivement de la fonte des glaciers. Encore plus grave, une fonte généralisée des calottes polaires et des glaciers tempérés pourrait induire une élévation significative des océans, avec, comme conséquence, une immersion de nombreuses zones côtières très peuplées.

Avec l'envoi de satellite d'observation de la Terre à partir de la deuxième moitié du XXème siècle, les techniques de télédétection appliquées à la surveillance de la Terre se sont développées. Parmi toutes ces techniques, l'imagerie satellitaire fait partie des sources d'informations extrêmement intéressantes pour la communauté des géophysiciens. En effet, l'imagerie satellitaire peut fournir une couverture spatio-temporelle conséquente : suivi d'une zone privilégiée de la Terre à intervalle de temps régulier. Dans le contexte du suivi de l'évolution des glaciers, ces séries temporelles d'images satellitaires sont très intéressantes puisqu'elles permettent d'effectuer des mesures systématiques sur de grandes étendues spatiales [1] pouvant renfermer plusieurs glaciers. Cette possibilité de mesure systématique par télédétection est d'autant plus intéressante que le suivi de l'ensemble des glaciers de la Terre par l'intermédiaire de mesures *in situ* est impossible, car leur nombre est très important [2]. Dans le domaine de l'imagerie satellitaire, on dispose principalement de deux types d'images : les images optiques et les images Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO, SAR en anglais pour Synthetic Aperture Radar). Depuis les années 90, ces deux types d'images satellitaires et leurs produits dérivés tels que les Modèles Numériques de Terrain (MNT) ont été régulièrement utilisés pour suivre les glaciers : cartographie, caractérisation de la surface, mesure de l'évolution de l'épaisseur, mesure de déplacement...

Dans le domaine de l'imagerie satellitaire SAR [3], l'année 2007 marque un tournant. En effet, cette année a vu le lancement de plusieurs satellites civils SAR nouvelle génération fournissant des images Haute Résolution (HR) : COSMO-SkyMed, TerraSAR-X (TSX),

1. Par exemple, pour les satellites SPOT-5 et TerraSAR-X, les couvertures spatiales maximales des images sont respectivement de 60×60 km^2 et 100×150 km^2.
2. Au début du XXIème siècle, on comptabilisait 160 000 glaciers [Aren 02].
3. Dans la suite du manuscrit, nous avons adopté l'acronyme anglophone SAR.

Radarsat-2. Alors que l'on disposait de résolutions décamétriques avec les satellites Basse Résolution (BR) existants (les plus connus sont ERS-1/2, Radarsat-1 et ENVISAT), ces nouveaux satellites HR offrent des résolutions métriques. La finesse de ces images SAR HR, dans un passé proche, réservées à des applications militaires, ouvre donc de nouvelles possibilités pour le suivi par télédétection des calottes polaires et des glaciers alpins, jusque-là opéré par des images optiques HR et des images SAR BR. Dans ce cadre applicatif et thématique, des avancées significatives sont donc attendues au niveau de la caractérisation du milieu rétrodiffusant (neige, névé, glace...) et de la mesure de déplacement. Ces avancées sont d'autant plus attendues que les capteurs satellitaires SAR ne sont pas affectés par la présence de nuages ou par l'absence d'illumination extérieure (télédétection active), ce qui n'est pas le cas des capteurs satellitaires optiques (télédétection passive). Néanmoins, les images SAR sont affectées par des distorsions géométriques et un fort bruit [4] qui peuvent rendre leur utilisation moins attractive et plus complexe que celle des images optiques.

En parallèle, on constate un développement rapide de produits de hautes technologies accessibles au grand public que l'on peut utiliser à des fins scientifiques. Dans ce contexte, les appareils photo numériques suscitent un grand intérêt auprès de la communauté des géophysiciens puisqu'ils peuvent rendre possible un suivi de l'évolution de systèmes géophysiques à moindre frais. Cet engouement s'est dernièrement accéléré avec l'accès à la HR pour des prix raisonnables. À la fin des années 2000, c'est tout naturellement que les scientifiques se sont appropriés cet instrument de télédétection proximal pour mettre au point des dispositifs automatiques de prises de vue numériques. Parmi les travaux scientifiques qui utilisent de tels dispositifs, un petit nombre est appliqué au suivi de glacier : caractérisation de la surface et mesure de déplacement des glaciers.

Ces nouvelles sources d'informations permettent une densification spatio-temporelle de la surveillance des glaciers, mais nécessitent cependant des mesures terrain pour valider les mesures réalisées. Il est donc intéressant d'appliquer ces mesures par télédétection sur des sites renfermant des glaciers faisant l'objet d'un suivi de longue date. En ce sens, le site du Mont Blanc représente un site test exceptionnel pour valider l'utilisation de ces sources d'informations, puisqu'il renferme plusieurs glaciers suivis par la Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE, Grenoble) : la Mer de Glace et le glacier d'Argentière. En 2007, dans le cadre du projet MEGATOR [5], un réseau de stations GPS a même été déployé sur le glacier d'Argentière ainsi qu'un Coin Réflecteur (CR). C'est pour cette raison que dans le cadre du projet ANR EFIDIR [6], une base de données exceptionnelle d'images TSX couvrant le massif du Mont Blanc de 2007 à 2009 a été constituée. En plus des dispositifs de mesures *in situ*, le glacier d'Argentière a aussi la particularité d'être suivi, au niveau de la chute de séracs de Lognan, par l'intermédiaire d'un appareil photo numérique automatique HR depuis l'été 2008 (appareil appartenant au glaciologue Luc

4. Pour être plus rigoureux, il ne s'agit pas d'un bruit au sens propre mais plutôt d'un "pseudo bruit" car il découle directement de la rugosité de la zone imagée.

5. Mesure de l'Évolution des Glaciers Alpins par Télédétection Optique et Radar. ACI Masse de données 2004-2007 : http ://www.megator.fr

6. Extraction et Fusion d'Informations pour la mesure de Déplacements par Imagerie Radar. Projet ANR Masses de données et connaissance 2008-2011 : http ://www.efidir.fr

Moreau). On est donc face à un glacier où le potentiel de surveillance s'est accru depuis 2008 avec la multiplication des sources d'informations disponibles, situation inédite pour les Alpes françaises. De nouvelles perspectives pour la surveillance des glaciers s'ouvrent donc puisque très peu de travaux concernent la combinaison d'informations issues de tels capteurs.

Contexte de travail et objectifs

Ces travaux de thèse s'inscrivant dans le cadre du projet EFIDIR ont pour objectif de développer une plateforme ouverte d'archivage et de traitement adaptée, d'une part, aux spécificités des données RSO et, d'autre part, aux grandes séries temporelles exploitées pour les mesures de déplacement.

À gauche, vue d'artiste du satellite TerraSAR-X (©EADS Astrium GmbH). À droite, dispositif automatique de prises de vue numériques du glaciologue Luc Moreau.

La majorité de ces travaux ont contribué au "work-package" 5 (WP5) dédié à la mesure de grands déplacements. Dans ce cadre, l'objectif de cette thèse est d'évaluer, avec l'aide de mesures terrain, le potentiel de mesure du déplacement pour plusieurs glaciers tempérés au travers d'une série temporelle d'images SAR HR du satellite TSX acquises sur le site test du massif du Mont Blanc. Dans cette optique, des chaînes de traitement seront développées. L'utilisation de telles images SAR HR pour mesurer le déplacement des glaciers du Mont Blanc est inédite. En effet, jusqu'à maintenant seulement deux types d'images satellitaires ont été utilisés à cet effet : les images SAR BR des satellites ERS-1/2 [Trou 07] et les images optiques HR du satellite SPOT5 [Bert 05a].

Au cours de cette thèse, un second objectif est venu compléter les travaux réalisés sur les images SAR TSX. Il s'agit de l'utilisation de l'appareil photo numérique terrestre automatique appartenant au glaciologue Luc Moreau rattaché au projet EFIDIR (http ://www.moreauluc.com). Là aussi, l'objectif est d'évaluer le potentiel de mesure de déplacement, mais pour le glacier d'Argentière (massif du Mont Blanc) au travers d'une série temporelle de prises de vue numériques HR. Pour finir, comme on observe un chevauchement spatio-temporel entre ces deux sources de mesure de déplacement, c.a.d. le

satellite SAR TSX et l'appareil photo terrestre, un dernier objectif a été de combiner ces deux sources de mesure.

Pour résumer, l'objectif de ces travaux applicatifs est de combiner ces différentes sources d'informations issues de différents capteurs pour améliorer la surveillance des glaciers tempérés.

Organisation du document

Ce manuscrit s'organise en 5 chapitres de la façon suivante.

Dans un premier chapitre, nous introduirons les deux instruments de mesure utilisés dans ces travaux de thèse : le satellite SAR HR TSX et l'appareil photo automatique numérique HR. Dans cette optique, ces deux instruments qui fournissent tous les deux des images, seront présentés selon le même plan. Pour commencer, un historique de ces deux capteurs sera proposé. Cette première partie fera le point sur les évolutions technologiques de ces deux capteurs. Ensuite, une rapide explication de leur principe de fonctionnement sera entreprise. Dans un troisième volet, on introduira la géométrie spécifique à ces deux types d'images. Pour l'appareil photo numérique, cette partie donnera aussi l'occasion d'introduire les différents modèles de caméra. Après, on présentera les caractéristiques de ces deux instruments, puis nous exposerons les bases de données d'images utilisées dans cette thèse. Pour conclure ce chapitre, un examen des données complémentaires sera réalisé : stations GPS, CRs, MNT...

Dans le deuxième chapitre, nous introduirons les enjeux liés au suivi des glaciers tempérés. Il sera aussi question de se familiariser avec les notions de glaciologie. Ce chapitre commencera donc par une partie concernant la dynamique des glaciers tempérés qui donnera la définition, la description et la géomorphologie de tels glaciers. Les effets des fluctuations climatiques sur l'étendue et le mouvement des glaciers seront également abordés. Ensuite, on décrira les risques liés aux glaciers en examinant aussi l'impact du changement climatique. Dans un dernier temps, on se focalisera sur la prévention des risques d'origine glaciaire et sur les dispositifs de surveillance. Cette dernière partie permettra de faire un état de l'art des dispositifs opérationnels de suivi des glaciers, mais aussi un bilan des travaux réalisés avec des images satellitaires optiques et SAR, et avec les dispositifs terrestres de prises de vue numériques.

Dans un troisième chapitre, à la fois bibliographique et expérimental, nous explorerons, dans les deux premières parties, les différentes techniques de mesure de déplacement utilisées en imagerie SAR et optique. Dans le cas de l'imagerie SAR, on abordera aussi les méthodes de suivi de cibles ponctuelles naturelles et artificielles (CRs). Dans la partie suivante, on introduira la méthode de maximum de similarité, finalement retenue pour les deux types d'images. Pour cela, on exposera les différentes fonctions de similarité existantes, les différents critères de confiance associés, les réglages des paramètres de calcul... Pour clôturer ce chapitre, des expérimentations sur des couples test d'imagettes seront

menées pour chaque type d'images (SAR et optique) afin d'isoler la meilleure fonction de similarité, les meilleurs réglages de paramètres de calcul (taille de fenêtres) et la mesure de confiance la plus adaptée. Pour résumer, l'objectif de ce chapitre sera de trouver la technique de mesure de déplacement qui allie souplesse d'utilisation et efficacité, tout en étant adaptée à la spécificité de chaque type d'image.

Dans un quatrième chapitre, on appliquera la méthode de mesure de déplacement par maximum de similarité sur l'ensemble des couples d'images disponibles pour chaque capteur : les images du satellite TSX et les prises de vue numériques de l'appareil photo terrestre. On ne procédera donc à aucune combinaison inter-capteur et intra-capteur [7] d'où la formulation "mesure de déplacement monosource". Les mesures obtenues ne seront pas directement exploitables par les glaciologues, car le déplacement obtenu est la projection du déplacement réel trois dimensions (3D) que l'on cherche à estimer, dans la géométrie propre à chaque capteur. Cependant, comme on dispose de séries temporelles intéressantes sur l'année 2008-2009, l'analyse des déplacements monosources permettra de mettre en valeur les variations temporelles du déplacement (mesure absolue). On procédera également à l'interprétation des cartes de déplacement, à l'étude statistique de la couverture de la mesure de déplacement et à la comparaison avec des mesures terrain (stations GPS). Dans le cas de l'imagerie SAR, la mesure de déplacement sera appliquée sur un échantillon de glaciers du site test du Mont Blanc : Argentière, Mer de Glace/Leschaux, Bossons et Taconnaz. Une partie sera aussi dédiée à la mesure de déplacement des CRs installés sur le glacier d'Argentière.

Dans un cinquième et dernier chapitre, on s'intéressera à la combinaison des différents champs de déplacement obtenus dans le *chapitre 4* avec les différentes sources d'informations, d'où la formulation "mesure de déplacement multisource". L'idée est de remonter à l'information de déplacement réel 3D en mettant en place des combinaisons intra-capteur et inter-capteur. Dans le cadre de la combinaison intra-capteur, il s'agit d'utiliser les champs de déplacement descendant et ascendant issus des images SAR HR TSX. Une autre possibilité sera de combiner les déplacements monosources descendant et ascendant des CRs dans les images SAR HR TSX, pour estimer leur déplacement 3D. Dans le cadre de la combinaison inter-capteur, il s'agit d'utiliser les champs de déplacement issus des images SAR HR TSX et des prises de vue numériques de l'appareil photo terrestre. Les mesures de déplacement sont ensuite comparées avec les vérités terrain.

7. Parmi la base de données d'images SAR TSX, on dispose d'images descendantes et ascendantes fournissant des géométries différentes.

Chapitre 1

Instrumentation - Sources d'informations hétérogènes

Sommaire

1.1 Introduction **8**
1.2 Imagerie satellite SAR HR **9**
1.2.1 Historique des satellites civils 9
1.2.2 Principe de l'imagerie satellite SAR 11
1.2.3 Géométrie d'une image SAR 15
1.2.4 Caractéristiques du satellite et du capteur TerraSAR-X 18
1.2.5 Les images TerraSAR-X du projet EFIDIR 20
1.3 Appareil photo numérique automatique HR **26**
1.3.1 Historique des appareils photo numériques 26
1.3.2 Principe de la prise de vue numérique 27
1.3.3 Modélisation et géométrie 29
1.3.4 Caractéristiques de l'appareil photo numérique automatique . . . 33
1.3.5 Les images numériques HR fournies 34
1.4 Bases de données complémentaires **36**
1.4.1 Stations GPS 37
1.4.2 Coins Réflecteurs 38
1.4.3 Cavitomètre 39
1.4.4 Modèle Numérique de Terrain 40
1.5 Conclusions **41**

1.1 Introduction

Depuis la fin du XXème siècle, on assiste à la multiplication des instruments de mesure dédiés à l'observation de la Terre. Les instruments de télédétection spatiale telle que l'imagerie satellitaire suscitent un grand intérêt auprès de la communauté des géophysiciens puisqu'ils permettent une répétitivité des mesures sur un même site. Un intérêt qui se montre d'autant plus important avec l'avènement de l'imagerie HR optique et radar. Depuis 2007, plusieurs satellites SAR HR ont été lancés, tels que TerraSAR-X, COSMO-SkyMed et Radarsat-2. Le domaine de l'imagerie optique n'est pas en reste avec, par exemple, le lancement du satellite HR Pléiade-1 en décembre 2011 (prochainement suivi du satellite Pléiade-2) du programme ORFEO (Optical and Radar Federated Earth Observation). La principale limitation de l'imagerie satellite optique vient de la présence de nuages, qui n'affecte pratiquement pas l'imagerie SAR. L'aspect tout temps de l'imagerie SAR et la richesse de l'information qu'elle fournit, combinés à la HR, ouvrent de nouvelles possibilités pour la mesure géophysique : détection de changement, classification de couverts végétaux, mesure de déformation et de déplacement...

En parallèle, on assiste au développement rapide des produits de hautes technologies destinés au grand public, au point que l'utilisation de certains de ces produits peut être détournée pour réaliser des mesures à des fins scientifiques. Dans ce contexte, les appareils photo numériques suscitent un grand intérêt auprès de la communauté des géophysiciens puisque de nos jours, il est possible d'accéder à des appareils HR à des prix raisonnables. D'un point de vue géophysique, la prise de vue numérique peut apporter beaucoup dans le cadre de dispositif de surveillance opérationnel : détection de changement, caractérisation d'un couvert neigeux, mesure de déplacement...

Dans ce chapitre, on se propose de réaliser un inventaire des différentes sources d'informations disponibles sur le site sélectionné pour ces travaux de thèse, c.a.d. le site test du Mont Blanc. Ces sources d'informations peuvent être classées en deux catégories. La première catégorie est constituée d'images : les images satellitaires SAR HR TSX et des photo numériques issues d'un dispositif de prise de vue automatique. Ces deux premières sources d'informations font l'objet d'une description détaillée : historique, principe, géométrie et caractéristiques des données. Ces données sont au cœur des développements méthodologiques et applicatifs réalisés dans ces travaux de thèse. La deuxième catégorie regroupe des sources d'informations et du matériel complémentaire qui apportent une vérité terrain aux mesures réalisées avec les images (les stations GPS), ou participent au développement méthodologique et à la mise en forme des données résultats (Coins Réflecteurs et Modèle Numérique de Terrain).

1.2 Imagerie satellite SAR HR

1.2.1 Historique des satellites civils

L'imagerie SAR s'appuie sur le principe du RADAR (RAdio Detection And Ranging) qui signifie détection et télémétrie par radioélectricité. Cette technique basée sur l'émission et la réception d'ondes électromagnétiques par une antenne a été introduite pour la première fois en 1871 par l'américain Hugo Gernsback. L'application de cette technique voit véritablement le jour pendant la seconde guerre mondiale où elle permit aux militaires de détecter et localiser les cibles ennemies. Profitant de ces progrès considérables de la technique RADAR, le premier capteur SAR apparaît en 1951.

Le premier satellite civil d'observation de la Terre avec capteur SAR fut SEASAT (1978) de la NASA. Comme son nom l'indique, il était destiné à l'étude des océans mais aussi à l'étude de la glace polaire. Malheureusement, SEASAT fonctionnera seulement 108 jours avant d'être victime d'un court-circuit massif de son système électrique [1]. Il faudra attendre 13 ans avant le lancement de nouveaux satellites civils SAR : ERS-1 (1991) et JERS-1 (1992). La fin des émissions de ces deux satellites eurent lieu respectivement en 2000 et en 1998. En 1995, le satellite ERS-2 a été lancé pour prendre la suite d'ERS-1. La durée nominale de vie d'ERS-1 ayant été dépassée [2], une évolution en configuration *"tandem"* (mission TANDEM ESR-1/2) fut possible permettant d'acquérir une image de la même zone à 1 jour d'intervalle. La fin de la mission ERS-2 eut lieu en mars 2011. L'année 1995 voit aussi le lancement du satellite Radarsat-1 de l'agence spatiale canadienne. Pendant les années 2000, d'autres satellites sont envoyés : ENVISAT (2002) et ALOS (2006).

Tableau 1.1 – *Tableau des principaux satellites SAR civils classés selon la date de leur lancement. Pour obtenir des précisions sur la signification des bandes, on peut se référer à la sous-partie 1.2.2 et au tableau 1.2.*

Satellite	Dates	Appartenance	Bande
SEASAT†	1978	NASA	L
ERS-1†	1991-2000	ESA	C
JERS-1†	1992-1998	NASDA	L
ERS-2†	1995-2011	ESA	C
Radarsat-1	1995-présent	CSA	C
ENVISAT	2002-présent	ESA	C
ALOS†	2006-2011	JAXA	L
COSMO-SkyMed	2007-présent	ASI	X
TerraSAR-X	2007-présent	DLR / EADS Astrium	X
Radarsat-2	2007-présent	CSA	C
TanDEM-X	2010-présent	DLR / EADS Astrium	X

Tous les satellites d'observation de la Terre évoqués précédemment fournissent des images SAR BR puisque leur résolution ne descend guère en-dessous de 20 mètres. A

1. Généralement la "mort" d'un satellite d'observation de la Terre coïncide avec le moment où il n'a plus de carburant pour permettre le fonctionnement des moteurs d'ajustement de la trajectoire.
2. La durée de vie prévisionnelle d'un satellite d'observation de la Terre est généralement de 5-6 ans.

partir de l'année 2007, une nouvelle génération de satellites SAR apparaît proposant des images HR : TerraSAR-X, la constellation COSMO-SkyMed (4 satellites) et Radarsat-2. Ces trois satellites proposent une résolution inférieure à 5 m ("ultra fine mode" pour Radarsat-2 en simple polarisation). TerraSAR-X, fruit d'une collaboration entre le DLR et EADS Astrium, est à ce jour le satellite civil ayant la meilleure résolution au point qu'il permet de concurrencer les satellites optiques pour les applications de cartographie agricole et urbaine. Une étape supplémentaire est franchie en juin 2010, lorsqu'il est rejoint par son satellite jumeau TanDEM-X (TDX). Les deux satellites naviguent en formation *"helix"* à quelques centaines de mètres l'un de l'autre. L'objectif est de générer un MNT mondial d'une finesse jamais atteinte.

Enfin, de nombreux projets sont en cours de développement. On citera le projet Sentinelle dont le but est de doter l'Europe de successeurs à ENVISAT et aux ERS. Il s'agit d'une constellation de 5 satellites (radar et optique), dont les lancements devraient s'échelonner dans le temps ; le placement sur orbite de Sentinelle-1 étant normalement prévu pour fin 2011. Pendant un moment, il était également question d'une mission TerraSAR-L, suivie d'une mission Tandem-L à l'image de la mission TSX/TDX, mais il semblerait que le projet soit au point mort.

Pour compléter ce tour d'horizon des satellites SAR civils, on n'oubliera pas les missions spatiales alternatives, telles que SIR-A, SIR-B, SIR-C/X-SAR (NASA/DLR/ASI) et SRTM (NASA/DLR), et aussi les capteurs aéroportés, donc non spatiaux, tels que E-SAR (DLR), RAMSES (ONERA) et SETHI (ONERA). Les missions spatiales SIR-A, SIR-B, SIR-C/X-SAR et SRTM ont utilisé la navette spatiale américaine pour embarquer des capteurs imageurs SAR respectivement en 1982, 1984, 1994 et 2000. Les missions SIR et X-SAR ont permis d'expérimenter la technique d'imagerie SAR avec des capteurs multibandes (X, C et L [3]) et multipolarisations. L'objectif de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) fut la construction d'un MNT mondial par interférométrie SAR (InSAR) en bande C à l'aide d'un second capteur à l'extrémité d'un mât. Le MNT final couvre 80% des terres émergées de la planète Terre à cause de l'inclinaison à 57° de l'orbite qui limite l'exploration des latitudes supérieures à ∼60° Nord et Sud. La principale limitation des expériences utilisant la navette spatiale est la durée de la mission. Contrairement aux satellites SAR traditionnels, l'acquisition de séries temporelles sur plusieurs années n'est pas possible. Les systèmes aéroportés tels que E-SAR sont des capteurs SAR embarqués sur des avions. A l'instar des missions SIR et X-SAR, ils représentent un bon outil d'expérimentation. Ainsi, E-SAR a largement contribué à la conception du capteur TSX. La principale limitation des capteurs aéroportés est la possible instabilité de l'avion pendant l'acquisition d'une image. La reproduction des trajectoires est alors difficile. Cependant l'aéroporté a permis d'explorer l'apport de l'imagerie SAR HR avant de démocratiser cette technique sur les satellites.

Mais les précurseurs de l'imagerie SAR HR sont les militaires. On peut citer le capteur aéroporté SAR RAMSES (ONERA, France) qui fournit des images SAR HR, une

3. Par convention les fréquences sont associées à des lettres (voir *tableau 1.2*).

grande palette de fréquences (de la bande P à la bande K_a) et la multipolarisation. Plus récemment, il y a la mission militaire allemande SAR-Lupe qui est composée de 5 satellites SAR HR travaillant en bande X. Leur lancement s'est échelonné entre 2006 et 2008. Généralement, l'accès aux données militaires est difficile, mais pas impossible pour certaines plateformes avec la mise en place de collaborations entre militaires et scientifiques. C'est le cas de RAMSES et de CARABAS (plateforme aéroportée des militaires suédois) dont l'utilisation conjointe a permis l'étude de forêts lors de la campagne RAMCAR98 en 1998. On peut également citer le satellite militaire russe Almaz (1991-1992).

1.2.2 Principe de l'imagerie satellite SAR

Les capteurs SAR satellitaires sont des instruments de télédétection. Dans son sens le plus large, la télédétection désigne la mesure ou l'acquisition d'informations sur un objet ou un phénomène par l'intermédiaire d'un instrument de mesure n'ayant pas de contact avec l'objet étudié. Dans le contexte de l'observation de la Terre par des capteurs imageurs spatiaux, elle se base sur la propagation d'ondes électromagnétiques et sur son interaction avec l'objet ou le phénomène observé. On distingue deux types de télédétection : la télédétection passive et la télédétection active. Le schéma de la *figure 1.1* en propose une illustration :

- La télédétection passive compte sur la présence d'un émetteur naturel et se contente de recevoir le rayonnement. C'est, par exemple, le cas du satellite SPOT qui construit une image à partir du rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre et ce pour les bandes spectrales visible et proche infrarouge.

- Les instruments de télédétection active remplissent à la fois le rôle d'émetteur et de récepteur des ondes électromagnétiques. C'est le cas de l'imagerie satellitaire SAR : une image est construite à partir des ondes émises par une antenne et qui sont réfléchies par la surface terrestre dans la direction de visée du satellite, c.a.d en direction de l'antenne [4]. On parle de rétrodiffusion.

L'imagerie satellite optique est très proche de ce que peut voir l'œil humain alors que l'imagerie satellite SAR s'en éloigne. Mais, on va voir que les images SAR ne sont pas si illisibles que l'on veut le croire surtout avec l'apparition de la HR. Les capteurs SAR s'appuient sur l'émission et la réception d'ondes électromagnétiques dont la plage de fréquence varie de 0.22 GHZ à 36 GHZ [Mait 01]. Cet intervalle a été découpé en sept bandes par la communauté des radaristes (voir *tableau 1.2*). Ces bandes spectrales ne sont pas visibles par l'œil humain. La radiométrie d'un pixel d'une image SAR, c.a.d. sa valeur, est en fait proportionnelle à la puissance de l'onde rétrodiffusée par la surface en direction de l'antenne. On obtient alors une image en niveaux de gris où les pixels de couleur noire correspondent à des zones de rétrodiffusion minimale et les pixels de couleur blanche correspondent à des zones de rétrodiffusion maximale. Cette proportion d'ondes retrodiffusées dépend de plusieurs facteurs : la nature de la matière constituant les objets et les surfaces,

4. La même antenne est utilisée en émission et en réception.

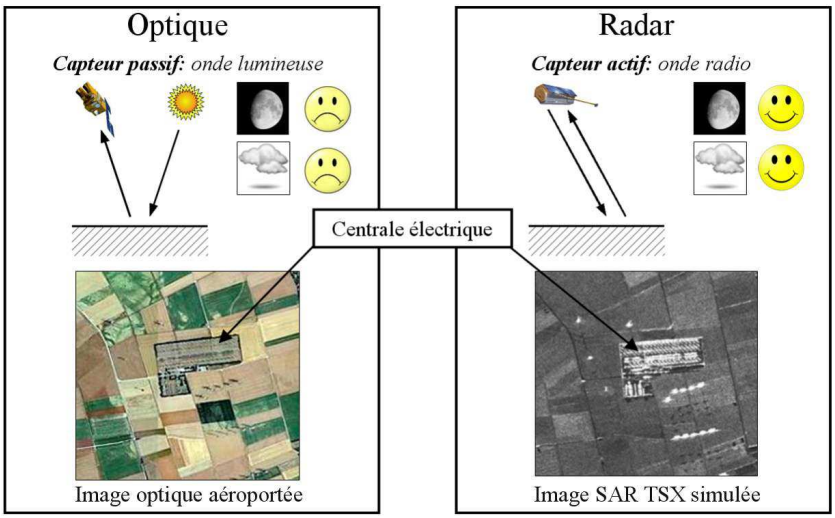


FIGURE 1.1 – *Principes de la télédétection passive et active illustrés par une image optique aéroportée HR et une image SAR simulée HR d'une centrale électrique (source des images : http ://www.spotimage.com).*

leur orientation, leur forme, leurs dimensions caractéristiques vis-à-vis de la fréquence utilisée par le capteur SAR, la rugosité de la surface, etc.

En prenant l'exemple des images optiques HR et SAR HR de la *figure 1.1* représentant la même centrale électrique au milieu de champs agricoles, on peut observer qu'une image SAR est très sensible aux objets métalliques tels que les pylônes électriques. Ils apparaissent comme des pixels blancs, témoignage d'une forte rétrodiffusion. De manière générale, la valeur des pixels est pilotée par deux types de cible :

- Si les cibles sont très nombreuses et très petites vis-à-vis de la longueur d'onde, le phénomène de chatoiement apparaît. Ce phénomène, aussi appelé *speckle*, se traduit par des pixels de valeur fortement dispersée. Cette dispersion donne à l'image une apparence granuleuse extrêmement bruitée. C'est, par exemple, le cas des champs agricoles sur l'image SAR de la *figure 1.1*. On reviendra sur la notion de *speckle* dans le *chapitre 3*.

- Si une cible est constituée d'une surface plane de dimension supérieure à 10 fois la longueur d'onde, on observe le phénomène de réflexion spéculaire. Si cette surface est normale à la ligne de visée du capteur, on aura une forte rétrodiffusion et les pixels associés auront une forte intensité. S'il n'y a pas d'orthogonalité, on aura une faible rétrodiffusion et les pixels auront une faible intensité. C'est, par exemple, le cas des routes qui apparaissent foncées sur l'image SAR de la *figure 1.1*. On observe le même phénomène sur des étendues d'eau en l'absence de vent.

Globalement, la comparaison entre les deux images montre que l'imagerie SAR permet une bonne discrimination des différents champs agricoles via le changement de rugosité de la surface et les différents types de plantation. On conclut que le choix de la fréquence va dicter ce que l'on peut voir dans l'image SAR. La plage de fréquence du *tableau 1.2*,

Tableau 1.2 – *Les diverses bandes utilisées en imagerie SAR classées selon leur intervalle fréquentiel et leur équivalent en longueur d'onde. D'après Maître et al. [Mait 01].*

Bande	Plage fréquentielle	Plage de longueur d'onde
P	0.22 - 0.39 GHz	133.00 - 76.90 cm
L	0.39 - 1.55 GHz	76.90 - 19.30 cm
S	1.55 - 4.20 GHz	19.30 - 7.10 cm
C	4.20 - 5.75 GHz	7.10 - 5.20 cm
X	5.75 - 10.90 GHz	5.20 - 2.70 cm
$\mathbf{K}_u$	10.90 - 22.00 GHz	2.70 - 1.36 cm
$\mathbf{K}_a$	22.00 - 36.00 GHZ	1.36 - 0.83 cm

de 0.22 GHZ à 36 GHZ, est dictée à la fois par les contraintes techniques et la capacité de l'onde à traverser l'atmosphère. Les bandes X, C et L sont uniquement utilisées sur les plateformes satellitaires, car elles traversent bien l'atmosphère. Ce n'est pas le cas des bandes P, Ku et Ka qui se cantonnent aux plateformes aéroportées.

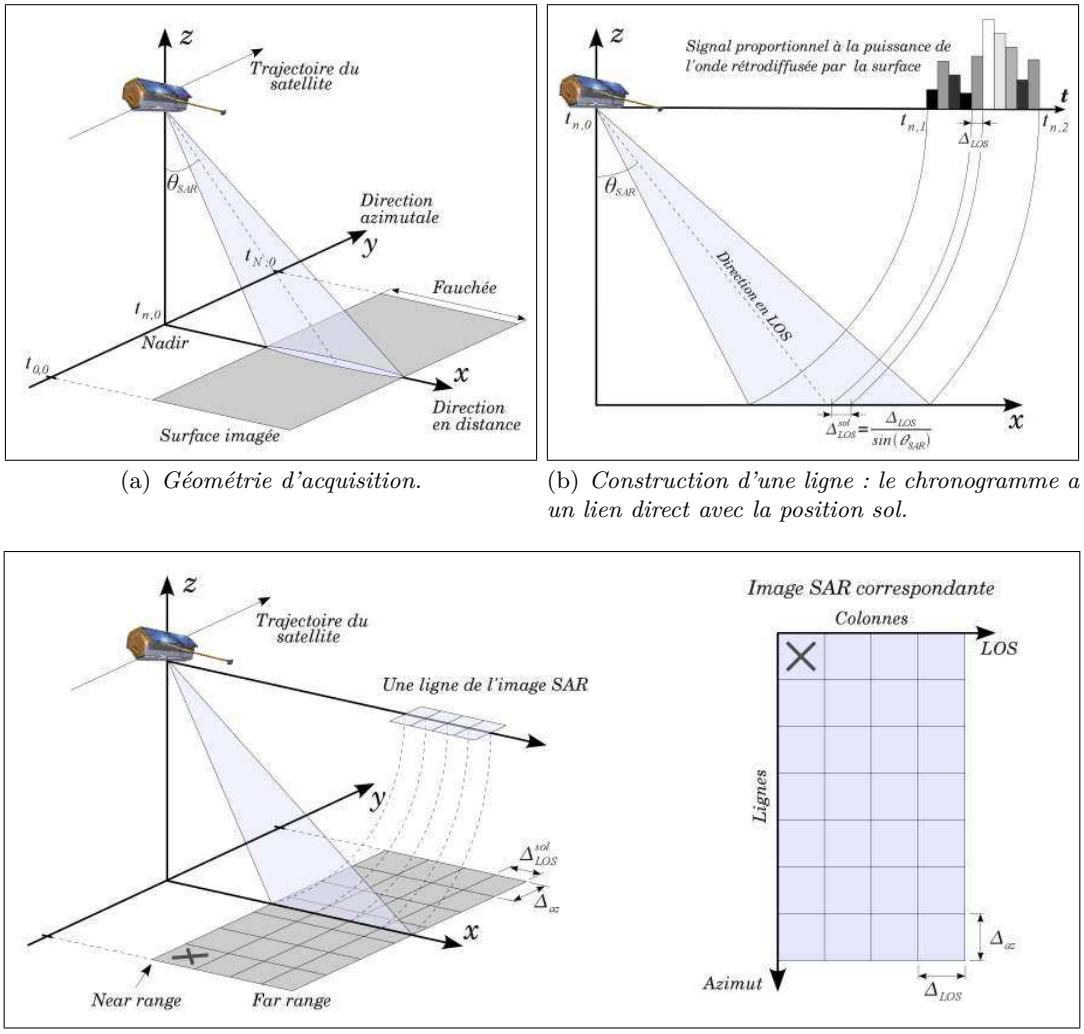
D'un point de vue technique, un capteur imageur SAR utilise le principe d'écholocation qui représente la base du RADAR. L'image est construite à partir du temps de vol aller-retour des ondes émises par l'antenne. La taille des pixels[5] de l'image sera donc liée à la variable temps. Pour construire une ligne n de l'image (*figure 1.2-(a)* et *figure 1.2-(b)*), l'antenne du capteur SAR envoie une onde à l'instant $t_{n,0}$. Une partie de l'onde va être rétrodiffusée par la surface vers l'antenne. La réception de cette onde est réalisée entre les instants $t_{n,1}$ et $t_{n,2}$. Le choix de la valeur de $t_{n,1}$ et $t_{n,2}$ permet de sélectionner la dimension et la position de la fauchée par rapport au nadir. Le nombre de colonnes de l'image est dicté par la fréquence d'échantillonnage F_e d'acquisition de l'onde rétrodiffusée. Plus F_e sera petit, plus le nombre de colonnes sera élevé et plus la finesse du pixel sera grande dans la direction des colonnes. La première colonne correspond à la parcelle de surface la plus proche du capteur ("near range") et la dernière colonne à la parcelle la plus éloignée ("far range"). On se rend alors compte que le principe d'écholocation exige une émission des ondes selon un angle d'incidence θ_{SAR} différent de zéro. En effet, si $\theta_{SAR} = 0°$, toutes les parcelles se trouveraient confondues dans un même pixel, car elles se situeraient à la même distance de l'antenne. La taille du pixel SAR dans la direction des colonnes Δ_{LOS}, aussi appelée direction en LOS (line of sight) ou en distance, est proportionnelle à la relation suivante :

$$\Delta_{LOS} \propto \frac{c}{2.F_e} \tag{1.1}$$

où c est la vitesse de la lumière et le facteur 2 représente l'aller-retour de l'onde. La construction de la ligne suivante $n+1$ commence à $t_{n+1,0}$ profitant du déplacement du satellite dans la direction azimutale. La taille du pixel dans la direction des lignes Δ_{az}, aussi appelée direction azimutale, dépend de plusieurs grandeurs telles que la vitesse déplacement du capteur, la taille de l'antenne, etc. Elle dépend également d'un traitement

5. A ne pas confondre avec la résolution spatiale d'une image. Dans le domaine de l'imagerie SAR, la résolution spatiale correspond à la distance minimale requise entre deux cibles pour qu'elles soient discriminées. Pour vérifier le théorème de Shannon, la taille du pixel est toujours plus petite que la résolution.

postérieur à l'acquisition de l'image qui permet d'améliorer la finesse du pixel. Il s'agit de la synthèse d'ouverture, d'où le nom imagerie SAR (Synthetic Aperture Radar, soit Radar à Synthèse d'Ouverture en français). La taille du pixel en LOS Δ_{LOS}, dépend également d'un traitement que l'on appelle compression d'impulsion. Le principe de ces deux traitements ne sera pas détaillé ici. Pour en savoir plus, on peut se référer à l'ouvrage de Didier Massonnet et al. [Mass 08].



(a) *Géométrie d'acquisition.*

(b) *Construction d'une ligne : le chronogramme a un lien direct avec la position sol.*

(c) *Correspondance entre les pixels SAR et les parcelles de terrain au sol.*

FIGURE 1.2 – *Principe d'acquisition des images SAR.*

La taille des pixels et/ou la taille de la fauchée sont aussi influencées par le nombre de bande polarimétrique du capteur SAR. Par défaut, un capteur SAR fournit une seule bande polarimétrique, c.a.d. émettre et recevoir des ondes électromagnétiques de même polarisation. Ces ondes peuvent être polarisées horizontalement (H) ou verticalement (V). On parle alors de polarisation HH pour l'émission/réception d'ondes polarisées H et de polarisation VV pour l'émission/réception d'ondes polarisées V. Par exemple, ERS-1 proposait uniquement la polarisation VV. Il existe aussi des capteurs SAR capables de fournir deux

ou même quatre bandes polarimétriques en quasi-simultané. C'est le cas de Radarsat-2 qui peut fournir soit :

- une bande polarimétrique, au choix HH ou VV, appelée simple polarisation,
- deux bandes polarimétriques, au choix HH/VV ou VV/VH ou HH/HV, appelées double polarisation, où les termes VH et HV sont appelés polarisation croisée,
- quatre bandes polarimétriques, HH/VV/HV/VH, appelées pleine polarimétrie.

Lorsque le capteur SAR est en mode double ou pleine polarimétrie, l'antenne doit gérer consécutivement l'émission et la réception des ondes H et V. En théorie, cela se traduit principalement par une taille de pixel dégradée en azimut. Cependant, la taille du pixel peut être conservée en réduisant la dimension de la fauchée.

1.2.3 Géométrie d'une image SAR

Le principe d'écholocation utilisé pour construire les images SAR, notion introduite dans la *sous-partie 1.2.2*, provoque des déformations géométriques dans la direction en LOS. Le cas le plus simple est l'acquisition d'une image SAR sur une surface plane horizontale. La taille Δ_{LOS}^{sol} de la parcelle sol imagée dans la direction en LOS est alors de :

$$\Delta_{LOS}^{sol} = \frac{\Delta_{LOS}}{sin(\theta_{SAR})}. \tag{1.2}$$

On assiste donc à une compression selon la direction en LOS de la parcelle sol lorsque l'on passe dans la géométrie SAR ($\Delta_{LOS}^{sol} > \Delta_{LOS}$), comme on peut le constater sur la *figure 1.3*.

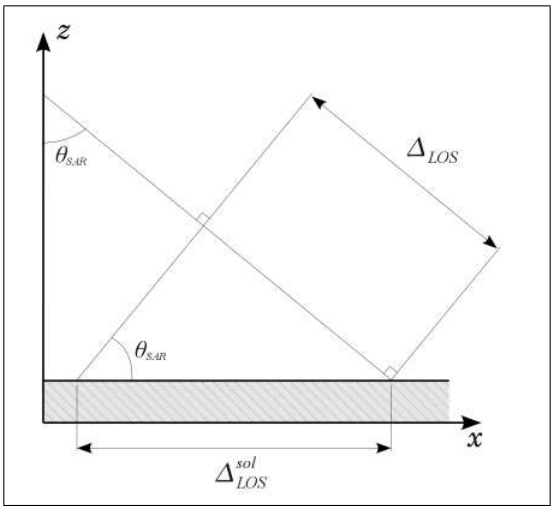


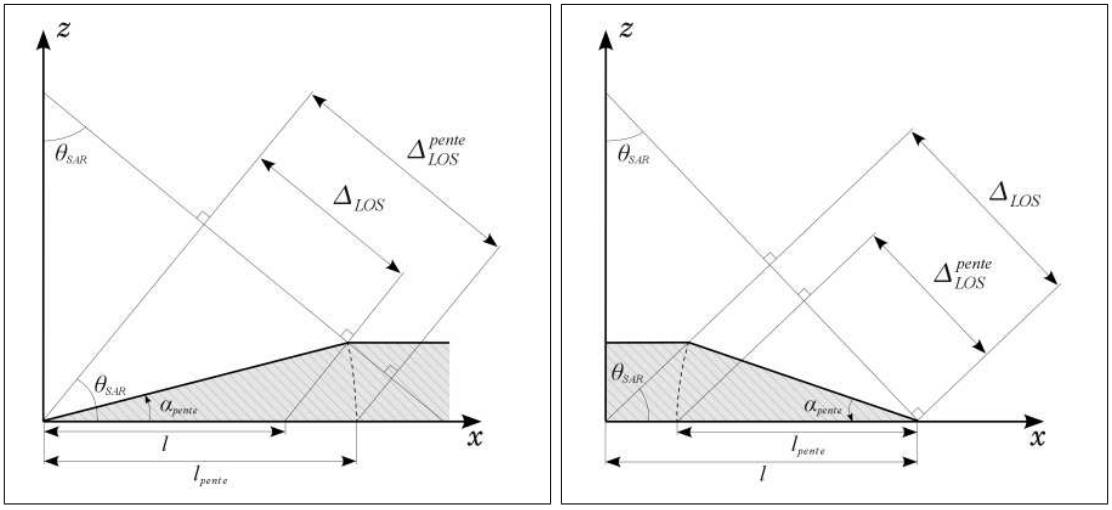
Figure 1.3 – *Projection dans le plan image SAR, selon la direction en LOS, d'une parcelle de sol plate de longueur* Δ_{LOS}^{sol}.

Dans le cas où la surface imagée renferme une pente, voir *figure 1.4*, la longueur en LOS de la parcelle imagée l_{pente} sera différente de la la longueur l correspondant à

une parcelle horizontale. Pour des pentes face à la visée du capteur SAR, la longueur $l_{penteglacierd'argnetiere}$ sera plus grande que la longueur l (*figure 1.4-(a)*). La taille du pixel en LOS Δ_{LOS}^{pente} équivalente à la longueur l_{pente} sera donc plus grande que Δ_{LOS} (*figure 1.4-(b)*). Ce sera le phénomène inverse pour les pentes opposées à la visée radar. La relation permettant de déterminer Δ_{LOS}^{pente}, qui n'est rien d'autre que la taille du pixel en LOS qui prend en compte les distorsions créées par la pente, s'écrit :

$$\Delta_{LOS}^{pente} = \frac{\sin(\theta_{SAR})}{\sin(\theta_{SAR} - \alpha_{pente})}.\Delta_{LOS} \tag{1.3}$$

où α_{pente} est l'angle de la pente locale, considéré comme positif lorsque la pente est face à la visée radar et négatif lorsque la pente est opposée à la visée radar. Cette relation est valable si et seulement si $-\theta_{SAR} < \alpha_{pente} < \theta_{SAR}$.



(a) *Face à la visée SAR :* $0 < \alpha_{pente} < \theta_{SAR}$. (b) *Opposée à la visée SAR :* $-\theta_{SAR} < \alpha_{pente} < 0$.

FIGURE 1.4 – *Effet de la pente sur la taille du pixel en LOS* Δ_{LOS}.

Pour résumer, en présence de forts reliefs, on observe plusieurs types de déformations (*figure 1.5*). Ces déformations peuvent être classées dans deux groupes selon que la pente est :

- face à la visée radar,
- opposée à la visée radar.

Pour les pentes faces à la visée radar, on observe les zones de *compression (1)*, de *recouvrement (2)* et de *repliement (3)*. Lorsque la pente n'est pas trop prononcée, c.a.d. $0° < \alpha_{pente} < \theta_{SAR}$, on observe le phénomène de compression (*zone 1*). Si la pente devient perpendiculaire au vecteur visée, c.a.d. $\alpha_{pente} = \theta_{SAR}$, tous les échos rétrodiffusés sont concentrés en un seul point. C'est le phénomène de recouvrement (*zone 2*). Enfin, si la pente augmente au point d'intervertir l'ordre des projections de deux points sur le plan image, $\theta_{SAR} < \alpha_{pente} < 90°$, il s'agit du phénomène de repliement (*zone 3*). Le phénomène

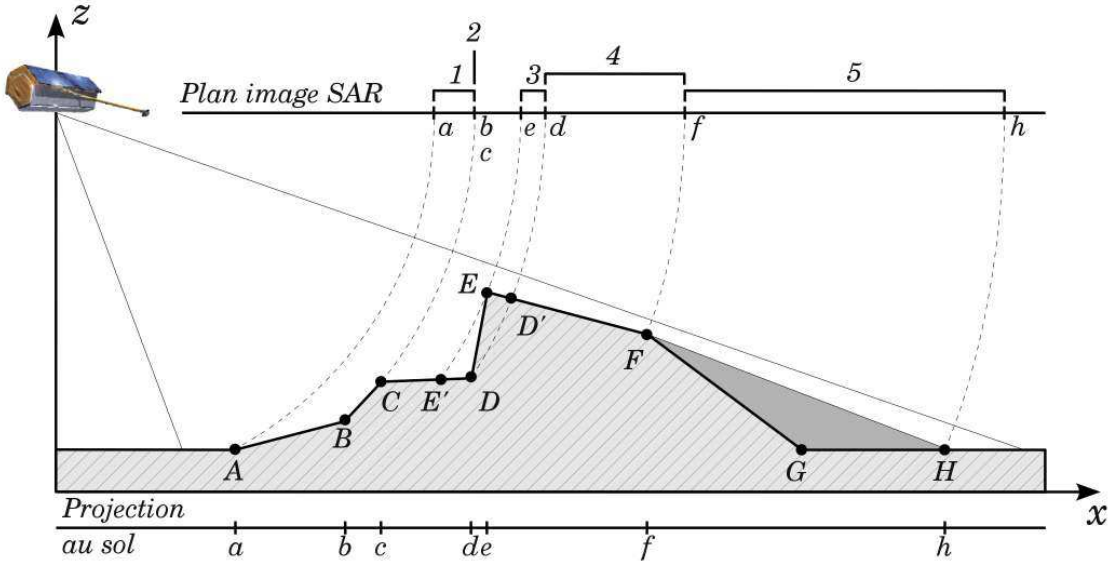


Figure 1.5 – *Schéma illustrant les déformations géométriques dans la direction en LOS induites par l'imagerie SAR : (1) zone de compression, (2) zone de recouvrement, (3) zone de repliement, (4) zone de dilatation et (5) zone d'ombre portée.*

de repliement peut être décomposé en deux catégories : le repliement actif et repliement passif [Peti 10]. Le repliement actif, qui correspond à une portion de sol imagée "à l'envers", a lieu entre E et D. Le repliement passif a lieu avant et après le repliement actif, soit respectivement entre E' et D, et entre E et D'. Ces trois zones se superposent dans l'image radar avec une rétrodiffusion relativement forte, car elle concernent les pentes face à la visée. Cette orientation favorise le rebond des ondes en direction du capteur SAR. On obtient alors des pixels de forte intensité sur les images. Au niveau des zones de recouvrement, on obtient des intensités encore plus fortes, car la rétrodiffusion des pentes entre E' et D, entre D et E, et entre E et D' s'additionne.

Pour les pentes opposées à la visée radar, on observe les zones de *dilatation (4)* et d'*ombre (5)*. On observe une dilatation des distances dans le plan de l'image SAR lorsque la pente est douce, c.a.d. $-\theta_{SAR} < \alpha_{pente} < 0°$. Si cette dernière dépasse l'angle de visée le versant est masqué, c.a.d. $90° < \alpha_{pente} < -\theta_{SAR}$, on se trouve dans une zone d'ombre portée. Contrairement aux pentes face à la visée, ces deux zones donnent naissance à des pixels d'intensité moindre dans l'image SAR. Dans le cas des zones de dilatation, la surface utile à la rétrodiffussion est plus petite que pour les zones de compression (voir *figure 1.4*), d'où la présence de pixel d'intensité moins forte. Les pixels des zones d'ombre portée sont d'intensité quasiment nulle avec des variations correspondant au bruit du capteur. Ce sont les parties les plus sombres des images.

1.2.4 Caractéristiques du satellite et du capteur TerraSAR-X

La conception, la fabrication et le lancement de TSX sont le fruit d'une collaboration entre le DLR et EADS Astrium. Dans le cadre de ce partenariat, le DLR se charge des aspects scientifiques et EADS Astrium de l'aspect commercial via sa filiale Infoterra. Ce satellite SAR HR a été lancé le 15 juin 2007. La trajectoire du satellite TSX suit une orbite quasi-circulaire, quasi polaire et héliosynchrone. Comme la plupart des satellites dédiés à l'observation de la Terre, sa trajectoire se trouve à une altitude inférieure à 1 000 km au-dessus de la surface terrestre. Ainsi, il orbite à une altitude de $\sim$ 505 km, donc avec une vitesse de 7.6 km/s, ce qui correspond, comme le montre la *figure 1.6*, à $\sim$15 révolutions par jour autour de la Terre. Il faut attendre 11 jours pour qu'il survole le même point avec exactement les mêmes conditions d'acquisition, c.a.d. position au nadir, angle d'incidence, altitude, etc. On parle de temps de cycle. Le capteur TerraSAR-X est un imageur SAR qui travaille dans la bande X (voir *tableau 1.2*). Trois types d'acquisition sont possibles, dans un ordre de résolution décroissante, on a le mode :

- Spotlight (SL) permettant de couvrir une surface au sol de 10 km $\times$ 10 km,
- Stripmap (SM) permettant de couvrir une surface au sol de 30 km $\times$ 50 km,
- ScanSAR (SC) permettant de couvrir une surface au sol de 100 km $\times$ 150 km.

Pour obtenir des détails sur ces trois modes d'acquisition, on peut se référer à l'article de Buckreuss et al. [Buck 10] et au rapport technique du DLR [Terr 10]. Différents produits polarimétriques sont accessibles. La simple polarisation, VV ou HH, est disponible pour les trois modes d'acquisition. La double polarisation, HH/VV, est disponible pour les modes SL et SM ; les doubles polarisations, HH/HV et VV/VH, sont uniquement disponibles en

TABLEAU 1.3 – *Caractéristiques du satellite et du capteur TerraSAR-X.*

Paramètres d'orbite	
Altitude	514 km
Orbite/jour	$15\ ^{2}/_{11}$
Cycle	11 jours
Angle d'inclinaison	97.44°
Angle de squint	0°
Paramètres du capteur	
Dimensions antenne	$h = 0.7$ m - $l = 4.8$ m Antenne rectangulaire
Bande **Fréquence et longueur d'onde**	X 9.65 GHz - 3.1 cm
PRF	2.0 kHz à 6.5 kHz
Bande passante	150 MHz au max.
Fréquence d'échantillonnage F_e	110 MHz à 164 MHz
Angle d'incidence θ_{SAR}	15° à 60°

mode SM. Quant à la pleine polarimétrie, HH/VV/HV/VH, elle est exclusivement disponible en mode expérimental, c.a.d. pendant certaines périodes temporelles choisies par le DLR et Infoterra.

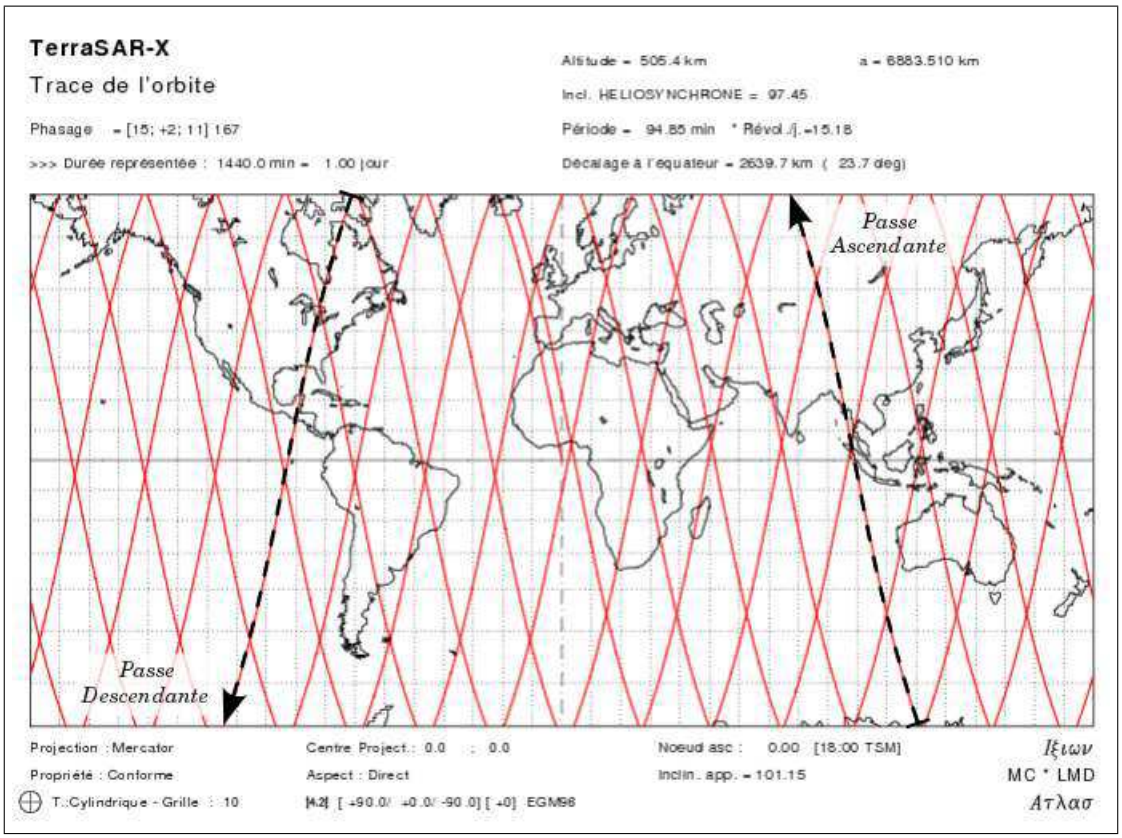


Figure 1.6 – *Trace de l'orbite du satellite TSX pour une durée de 1 journée. Illustration issue du logiciel d'orbitographie IXION (Michel Capderou) accessible en ligne sur le site internet du service de données et de calcul ClimServ de l'IPSL (http ://climserv.ipsl.polytechnique.fr/ixion.html).*

Lors de la livraison, toutes les catégories d'images TSX ont subi les prétraitements SAR ; la synthèse d'ouverture et la compression d'impulsion sont effectuées par la chaîne de traitement TMSP (TerraSAR-X Multi Mode SAR Process) du DLR. Elles sont au format "radar brightness β_0" [6]. Selon la projection géométrique et la représentation des données, quatre catégories d'images TSX sont disponibles :

- les images Single look Slant range Complex (SSC),
- les images Multi look Ground range Detected (MGD),
- les images Geocoded Ellispoid Corrected (GEC),
- les images Enhanced Ellipsoid Corrected (EEC).

6. Ce format est comparable aux productions "ground detected range" de ERS-1/2, ENVISAT et Radarsat-1/2

Les images SSC sont des données codées sous forme de nombre complexe. Elles sont destinées aux applications scientifiques telles que la polarimétrie et l'InSAR, car ces applications ont besoin d'une image complexe sans traitement supplémentaire. A l'inverse des images SSC, la taille du pixel des images MGD est équivalente selon les deux directions de l'image. Cette équivalence est à la fois obtenue par la réduction spatiale et par la projection selon la direction en LOS des images sur le sol à l'aide de l'ellipsoïde WSG-84 et de l'altitude moyenne de la scène imagée. La réduction spatiale est obtenue par un moyennage sur une fenêtre. Son rôle est aussi de gommer le bruit des images (speckle et bruit thermique) et d'améliorer la résolution radiométrique. Les images MGD sont comparables aux images PRI de ERS-1/2. L'orientation des colonnes des images SSC/MGD est parallèle à la trajectoire du satellite, l'ordre des colonnes est selon l'instant d'acquisition, c.a.d. du *near range* au *far range*. Les images GEC possèdent les mêmes caractéristiques que les images MGD, avec un traitement supplémentaire. Elles sont géocodées, autrement dit, les colonnes sont orientées selon le Nord et l'ordre des colonnes va de l'Ouest vers l'Est. Pour cela un rééchantillonnage est nécessaire. Les images EEC sont également géocodées mais, lors de la projection au sol, un MNT est utilisé pour tenir compte des variations de relief. Il en résulte une géolocalisation beaucoup plus précise, surtout sur les zones montagneuses.

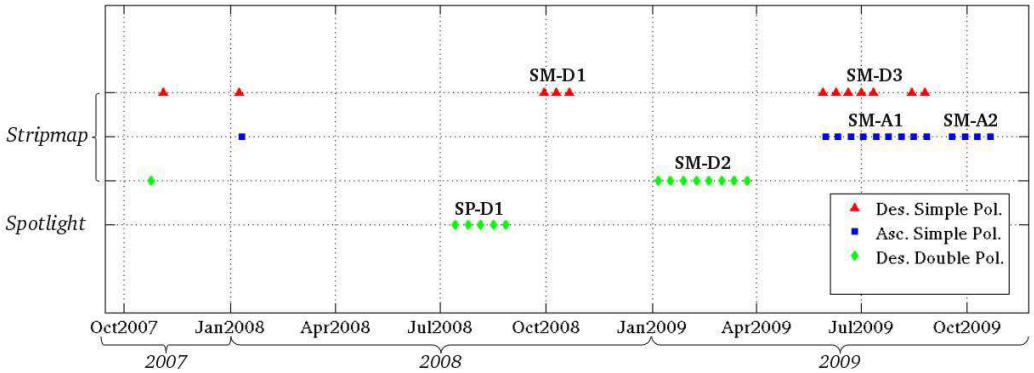
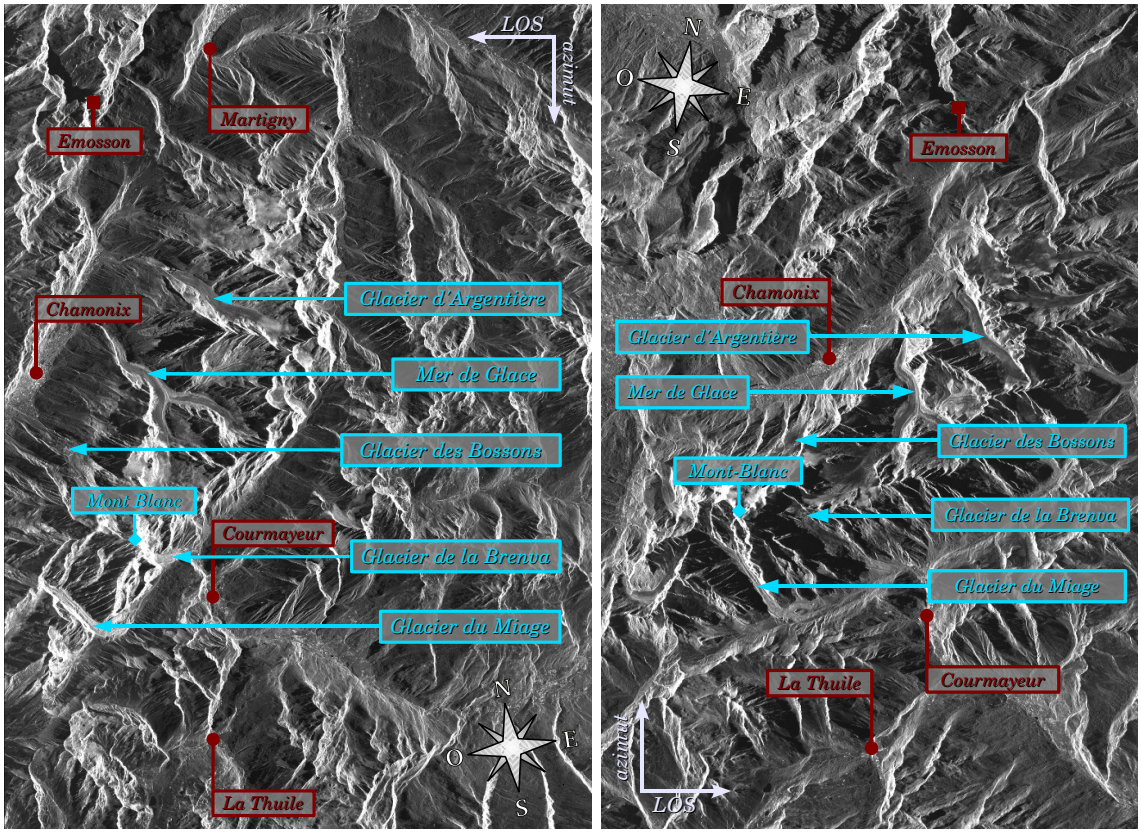


Figure 1.7 – *Banque d'images TSX commandées dans le cadre du projet EFIDIR. Les images sont classées selon le type d'acquisition, la trajectoire et le nombre de bande polarimétrique.*

1.2.5 Les images TerraSAR-X du projet EFIDIR

Dans le cadre du projet EFIDIR, 40 images TerraSAR-X couvrant le massif du Mont Blanc ont été commandées entre le 24/10/2007 et le 21/10/2009 (voir *figure 1.7*). Ce massif est à cheval entre trois pays : la France, l'Italie et la Suisse. Il renferme le plus haut sommet de l'Europe occidentale, le sommet du Mont Blanc (∼4810 m), et de nombreux glaciers, dont le troisième plus important des Alpes en terme de taille, la Mer de Glace. Dans sa partie Est, le massif du Mont Blanc est bordé par la vallée de Chamonix qui possède une orientation Sud-Ouest (cap de quasiment 255° par rapport au Nord). La distance à vol d'oiseau séparant le glacier le plus au Nord du massif, le glacier du Trient (Suisse), du glacier le plus au Sud, le glacier de Tré la Tête (France), est de quasiment 35 km.

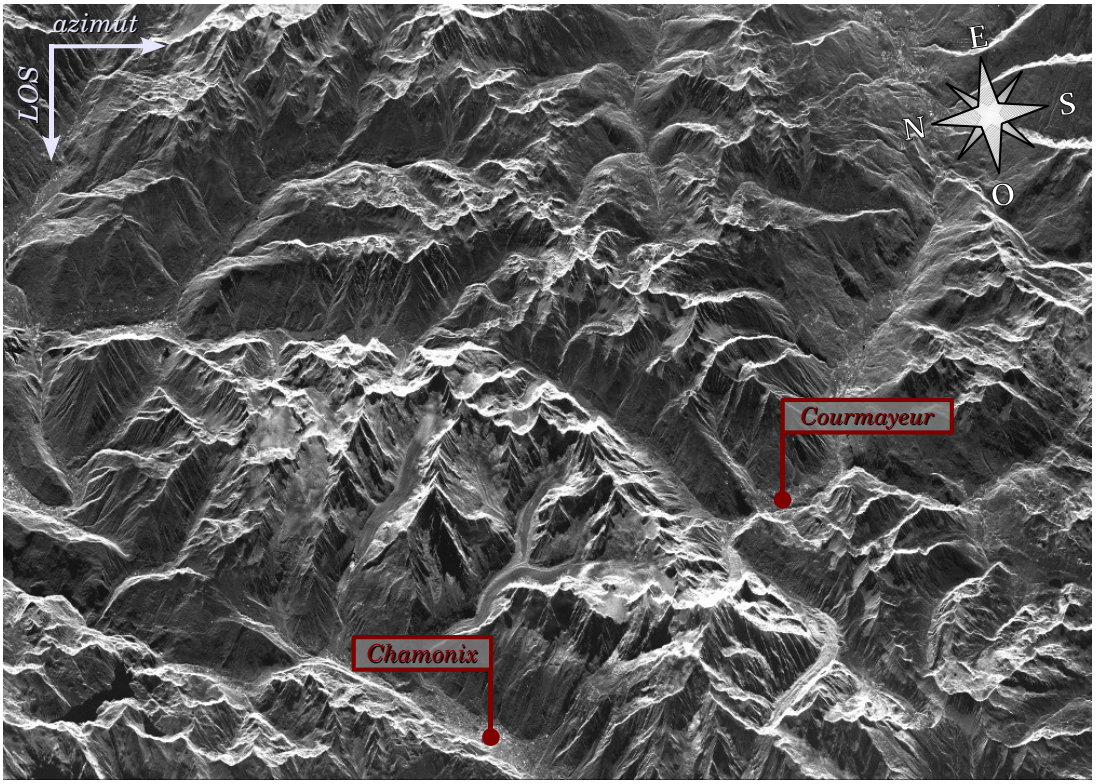


(a) (b)

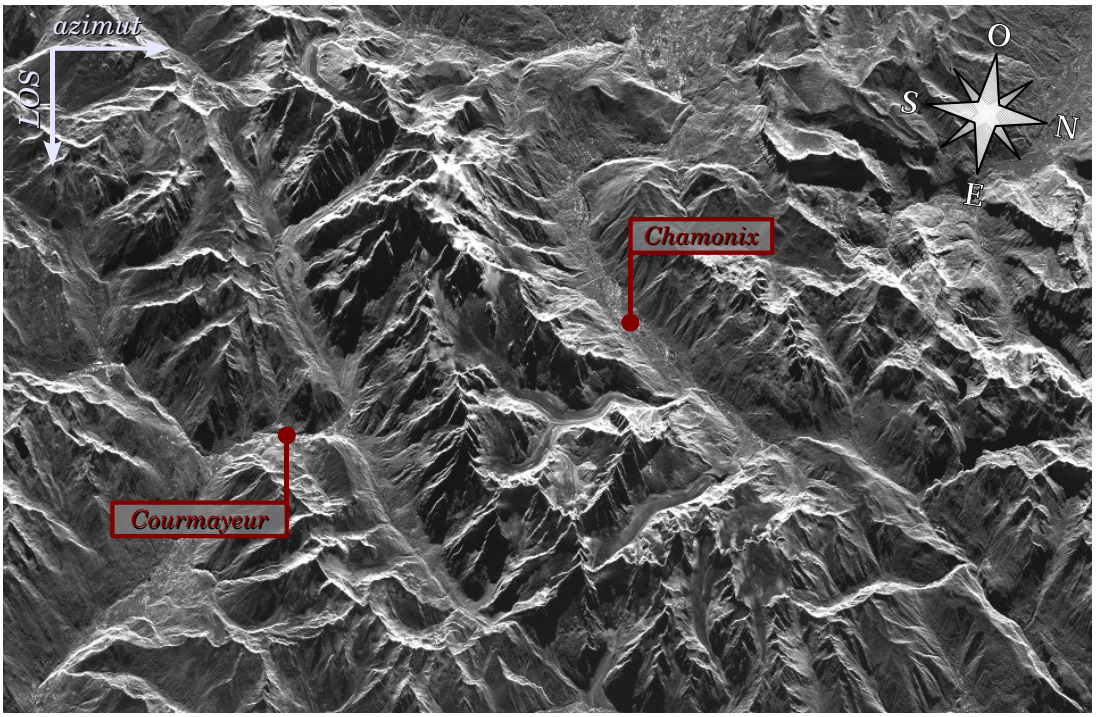
Figure 1.8 – *Positions des principaux glaciers du massif du Mont Blanc dans les images TSX SM simple polarisation : (a) trajectoire descendante (image "preview" de la série SM-D1 datant du 29/09/2008) et (b) trajectoire ascendante (image "preview" de la série SM-A2 datant du 20/09/2009).*

Parmi ces 40 images, 35 sont des SM et 5 sont des SL. Toutes les images SL ont été acquises en passe descendante. Parmi les images SM, on compte 21 acquisitions descendantes et 14 acquisitions ascendantes. L'inclinaison de l'orbite étant de 97.44°, la passe ascendante correspond à une trajectoire du satellite allant à peu près du Pôle Sud vers le Pôle Nord et c'est l'inverse pour la passe descendante (*figure 1.6*).

Le mode d'acquisition SM a été privilégié, car il permet une grande couverture spatiale, au mieux 30 km × 50 km respectivement selon les directions en LOS et azimut, tout en conservant une bonne résolution (voir la taille du pixel dans le *tableau 1.4*). Le mode d'acquisition SL donne une meilleure résolution, mais couvre une surface moindre avec, au mieux, 10 km × 10 km. L'expression "au mieux" correspond aux acquisitions simple polarisation. Comme l'explicite la *sous-partie 1.2.2*, une acquisition double polarisation peut diminuer la fauchée, donc la couverture spatiale selon la direction en LOS ce qui est le cas de TSX. Avec la double polarisation, les couvertures spatiales des modes SM et SL deviennent respectivement de 15 km × 50 km et 5 km × 10 km. Les *figures 1.8-(a) et 1.8-(b)* donnent une idée de la zone couverte respectivement par les images



(a) *Trajectoire descendante (image "preview" de la série SM-D1 datant du 29/09/2008).*



(b) *Trajectoire ascendante (image "preview" de la série SM-A2 datant du 29/09/2009).*

Figure 1.9 – *Orientation des images SAR HR TerraSAR-X permettant de percevoir l'effet de relief.*

SM "preview[7]" descendantes et ascendantes. On remarque que, selon la trajectoire, les images ne proposent pas exactement la même couverture. Ainsi, les images ascendantes couvrent tous les glaciers du massif du Mont Blanc alors que, sur les images descendantes, les glaciers de la partie Sud du massif sont coupés, notamment les glaciers de Bionnasay et de Tré la Tête. Les *figures 1.9-(a) et 1.9-(b)* permettent de mettre en évidence l'effet de relief des images SAR. Cet effet est possible lorsque l'on met les colonnes en lignes (direction en LOS) et les lignes en colonnes (direction en azimut). Ces permutations placent la source d'illumination, c.a.d. le capteur SAR, "au-dessus" de l'image. Il en résulte un effet de psychovision appelé "effet d'horizon" qui donne l'impression de relief. On remarquera la différence de géométrie entre les images descendantes et ascendantes.

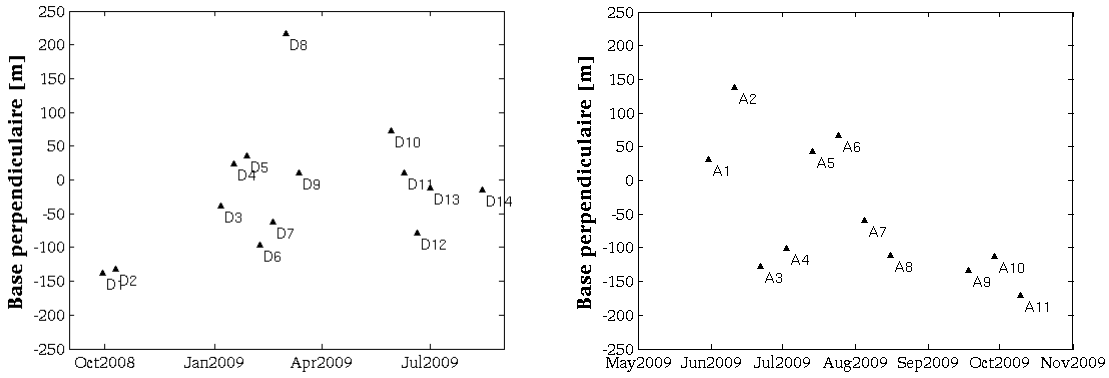
Sur le graphique de la *figure 1.7*, on compte 6 séries temporelles. Par l'expression série temporelle, on entend tous les groupes d'images où les images sont séparées d'une distance temporelle de 11 jours correspondant au cycle minimum du satellite TSX. Parmi ces séries temporelles, on compte :

- 1 série d'images SP Descendantes : SP-D1 (5 images),
- 3 séries d'images SM Descendantes : SM-D1 (3 images), SM-D2 (8 images) et SM-D3 (7 images),
- 2 séries d'images SM Ascendantes : SM-A1 (9 images) et SM-A2 (4 images).

Les 5 acquisitions de la série SP-D1 commandées durant l'été 2008 ne couvrent pas les mêmes zones. Elles forment une mosaïque d'images acquises à intervalle de 11 jours, qui une fois arrangées couvrent le massif du Mont Blanc. Il est donc impossible de constituer des couples d'images pour réaliser des mesures. Ce n'est pas le cas des autres séries temporelles SM-Dx et SM-Ax où les groupes d'images respectifs couvrent toujours la même zone du massif du Mont Blanc avec le même angle d'incidence θ_{SAR} de $\sim 37°$ pour les passes descendantes et de $\sim 45°$ pour les passes ascendantes. Dans le *tableau 1.4* on constate que l'écart minimum entre une acquisition descendante et une acquisition ascendante est 2 jours 13 heures 09 minutes, ce qui est le cas entre les images des séries SM-D3 et SM-A1. Pour obtenir les dates et les caractéristiques des images TSX commandées ainsi que les valeurs des bases perpendiculaires des couples à 11 jours des *figures 1.10-(a)* et *1.10-(b)*, on peut se référer aux tableaux de l'*annexe A* (le schéma de la *figure 3.1* du *chapitre 3* permet d'illustrer la notion de base perpendiculaire $B_{\perp}$). Pour finir, on notera que toutes les séries temporelles SM-Dx et SM-Ax correspondent à des images simple polarisation à l'exception de la série temporelle SM-D2 qui correspond à des images en double polarisation (une image "preview" est présentée en *annexe A*).

Dans le *tableau 1.4*, on voit que la taille du pixel TSX est de 1.36 m $\times$ 2.05 m pour les images SM simple polarisation. Avec une telle précision, il est possible de voir plus de détails morphologiques par rapport aux anciens capteurs SAR satellitaires tels que

7. Il s'agit du moyennage d'un facteur ~ 10 de l'image réelle. Cette image, fournie au format TIF par le DLR lors du transfert des données, permet une pré-visualisation rapide de l'image SAR commandée.



(a) Passe descendante (b) Passe ascendante

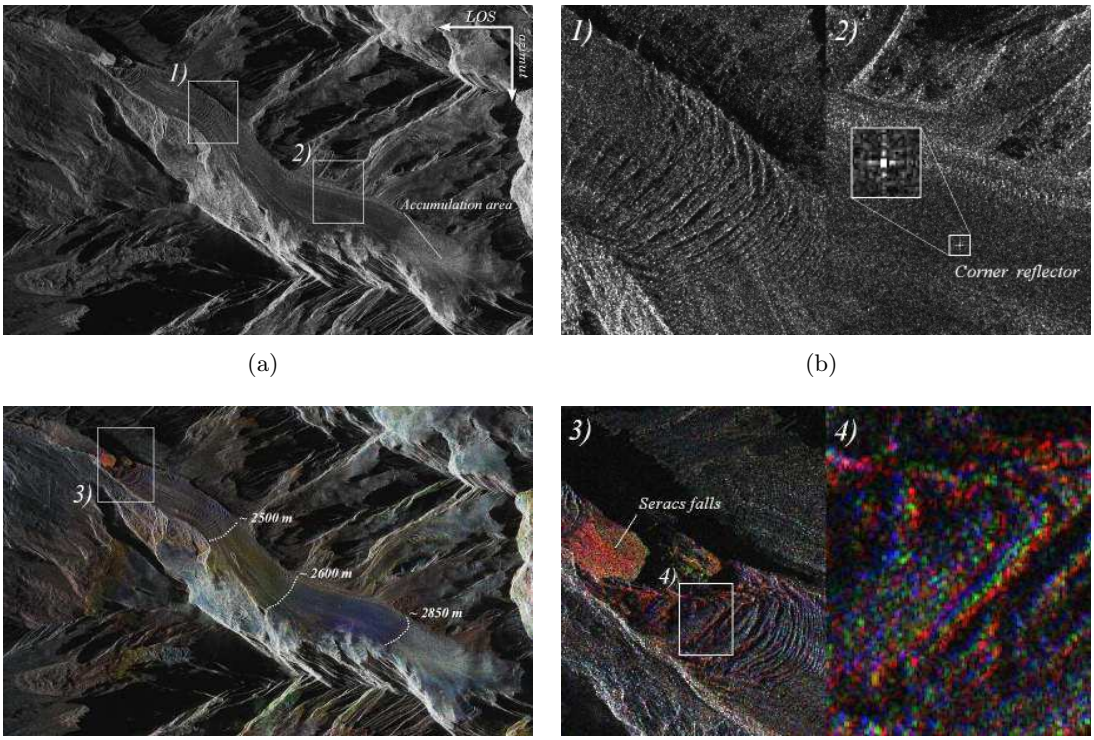
FIGURE 1.10 – *Base perpendiculaire $B_\perp$ des couples TSX à $\Delta t = 11$ jours. L'abscisse des points correspond à la date de l'image maître du couple considéré.*

TABLEAU 1.4 – *Caractéristiques des images TSX commandées dans le cadre du projet EFIDIR. Les dimensions de pixels correspondent aux valeurs données dans les fichiers xml accompagnant les images.*

Trajectoires	Descendante (Des.) Ascendante (Asc.)	
Heure d'acquisition	Des. : 5 h 44 UTC Asc. : 17 h 25 UTC	
Écart temporel minimum entre passe Des./Asc.	2 jours 12 heures 9 minutes Des. avant Asc.	
Type d'acquisition	Spotlight et Stripmap	
Polarisations (Pol.)	Simple pol. : HH Double pol. : HH/HV, HH/VV	
Catégorie d'image	SSC	
Angle d'incidence $\theta_{\mathbf{SAR}}$	Des. : ∼37° Asc. : ∼45°	
Taille du pixel $\mathbf{\Delta_{LOS} \times \Delta_{az}}$	**Spotlight (SP)**	
	Simple pol.	**Double pol.**
	Des. : - Asc. : -	Des. : 0.91 m × 2.61 m Asc. : -
	Stripmap (SM)	
	Simple pol.	**Double pol.**
	Des. : 1.36 m × 2.05 m Asc. : 1.36 m × 1.95 m	Des. : 0.91 m × 2.44 m Asc. : -

ERS-1/2. Comme l'illustre la *figure 1.11*, il est visuellement facile de détecter les parties du glacier d'Argentière sans crevasses et avec crevasses, ainsi que les zones d'ablation et d'accumulation. Dans les images d'amplitude, les zones avec des crevasses apparaissent comme une succession d'ombres et de lignes claires. Ces lignes claires correspondent aux crêtes des crevasses dont l'orientation permet un bonne rétrodiffusion des ondes radar en direction du capteur.

Les évolutions temporelles peuvent être observées en formant une composition colorée Rouge-Vert-Bleu (RVB) avec trois images d'amplitude acquises à différentes dates. Les compositions colorées révèlent les caractéristiques spécifiques à la dynamique des glaciers comme les chutes de séracs, le mouvement rapide des crevasses et aussi les importantes variations radiométriques causées par les changements de surface. Ces changements peuvent être provoqués par les chutes de neige, les périodes de redoux/refroidissement...



(a) (b)

(c) (d)

Figure 1.11 – *Image d'amplitude TerraSAR-X descendante du glacier d'Argentière : (a) image du 29/09/2008, et (b) zoom sur des crevasses (1) et sur le coin réflecteur (2) ; (c) composition colorée Rouge(29/09/2008)-Vert(10/10/2008)-Bleu(21-10/2008) et (d) zoom sur la chute de séracs de Lognan (3) et pseudo franges rouge-verte-bleue causées par le déplacement du glacier (4).*

La composition RVB du glacier d'Argentière créée à partir de la série temporelle de l'automne 2008 est présentée sur la *figure 1.11-(c)*. Sur la *figure 1.11-(d)*, juste en-dessous de la "chute de séracs de Lognan", on peut observer une zone typique de chute de séracs.

Les chutes de séracs génèrent des zones avec des morceaux de glace qui augmentent significativement la rugosité de la surface et donc la puissance du signal de rétrodiffusion des ondes radar. La zone en-dessous de la "chute de séracs de Lognan" apparaît en rouge, car une chute de séracs majeure a eu lieu peu avant l'acquisition du 29/09/2009. Ensuite, pour les deux acquisitions suivantes, 11 et 22 jours plus tard, la rétrodiffusion décroît, car les blocs de glace ont subi une fonte et un tassement qui a pour conséquence de diminuer la rugosité. Les parties du glacier crevassées avec un déplacement rapide sont également mises en évidence par la composition colorée des images HR. Elles créent des pseudo franges Rouge-Vert-Bleu que l'on peut voir sur la *figure 1.11-(d)*. La composition RVB met également en évidence les changements de surface du glacier d'Argentière qui sont suggérés par les lignes d'iso-altitude de la *figure 1.11-(c)*. On pourra trouver une interprétation de ces changements basée sur l'analyse des conditions météorologiques et l'évolution du couvert neigeux dans l'article de Fallourd et al. [Fall 11]. Il en ressort que la bande X est relativement sensible aux changements des caractéristiques du couvert neigeux : teneur en eau liquide, croûte de regel, chute de neige fraîche, etc. Ces observations sont cohérentes avec celles rapportées par Floricioiu et al. [Flor 01].

1.3 Appareil photo numérique automatique HR

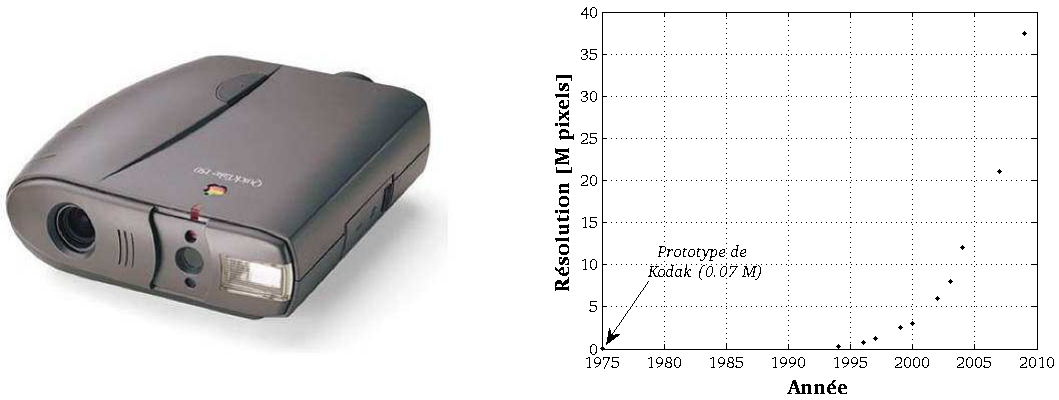
1.3.1 Historique des appareils photo numériques

La plupart des appareils photo numériques grand public s'appuie sur la technologie CCD [8] (Charge-Coupled Device). Les premiers détecteurs CCD furent créés en 1969 dans les laboratoires Bell par les deux américains Boyle et Smith . C'est cinq ans plus tard que le premier prototype d'appareil photo numérique avec capteur CCD fut mis au point par Steven J. Sasson, ingénieur en électrotechnique américain employé par Kodak. Cet appareil pouvait fournir une image de 320×240 pixels, soit 0.07 M pixels. Dans un premier temps, la technologie CCD est utilisée pour des applications de pointe telle que l'imagerie astronomique.

Il faudra attendre 1994 pour que le premier appareil photo numérique grand public soit commercialisé : il s'agit du QuickTake 100 de Apple qui possédait une résolution [9] de 640×480 pixels, soit 0.3 M pixels. Sa mémoire Flash EPROM de 1 M octet permettait de stocker au maximum 10 photos au format 320×240. Le succès commercial n'est pas au rendez-vous, car le QuickTake subit rapidement l'arrivée de la concurrence dès 1996. On peut citer le Canon Powershot 600 et de l'Olympus D-300L possédant respectivement une résolution de 0.5 M pixels et de 0.8 M pixels. L'explosion du marché se produit vers 1997-1998. Dès lors, la résolution des appareils photo s'améliore très rapidement. La barre des 1 M pixels est dépassée en 1997. En 2002, il s'agit d'une date charnière en France, car il se vend plus de numériques que d'argentiques. Les 5 M pixels et 10 M pixels sont atteints respectivement en 2003 et 2005. La barre des 20 M pixels est quant à elle dépassée en 2007.

8. A partir de 2009 la technologie CMOS apparaît sur les appareils grand public. Elle est majoritairement utilisée pour les appareils photo numériques reflex.

9. Ici le terme résolution correspond au nombre de pixels que contient la photo numérique.



(a) (b)

Figure 1.12 – *(a) Premier appareil photo numérique grand public (QuickTake 100 de Apple, résolution de 0.3 M pixels, 1994). (b) Évolution de la résolution des appareils photo numériques grand public de 1975 à nos jours.*

En parallèle, la capacité des cartes mémoires croît pour pouvoir stocker des photos de plus en plus volumineuses. Pour donner un idée de l'évolution, en 1997, une carte mémoire de 8 Mo était le summum. Aujourd'hui on trouve des cartes mémoires grand public de 32 Go. En bref, la photo numérique HR est aujourd'hui accessible au grand public à des prix abordables.

1.3.2 Principe de la prise de vue numérique

Un appareil photo numérique peut être perçu comme un instrument de télédétection *in-situ* ou proximal. Il rentre dans la catégorie des capteurs passifs, car, généralement, il a besoin d'un émetteur de lumière extérieure pour réaliser une prise de vue [10]. On trouve deux blocs distincts dans le processus de prise de vue numérique : le bloc de mise en forme des ondes lumineuses et le bloc de traitement/numérisation.

Le bloc de mise en forme des ondes lumineuses est identique à celui des appareils photo argentiques. Il est composé de l'objectif, du diaphragme et de l'obturateur. L'objectif est le système optique qui se situe à l'avant de l'appareil photo (voir *figure 1.13*). Il est composé d'un système de plusieurs lentilles qui permettent de focaliser la lumière. Il est caractérisé par la longueur focale f qui s'exprime en millimètre. Généralement, les objectifs ont une distance focale variable, c'est le zoom. Plus la focale est faible, plus le grossissement est faible et plus le champ de vision est large. On parle alors de réglage "grand angle". A l'inverse, plus la focale est longue, plus on a un fort grossissement de la scène observée. C'est le cas des téléobjectifs. Les deux autres éléments du bloc, le diaphragme et l'obturateur, représentent le cœur de la technique de prise de vue. Ils interviennent dans "l'exposition" qui fait que la photo soit réussie ou non. Une bonne "exposition" signifie que l'on fait entrer une

10. Il peut aussi rentrer dans la catégorie des capteurs actifs lorsque le flash est utilisé.

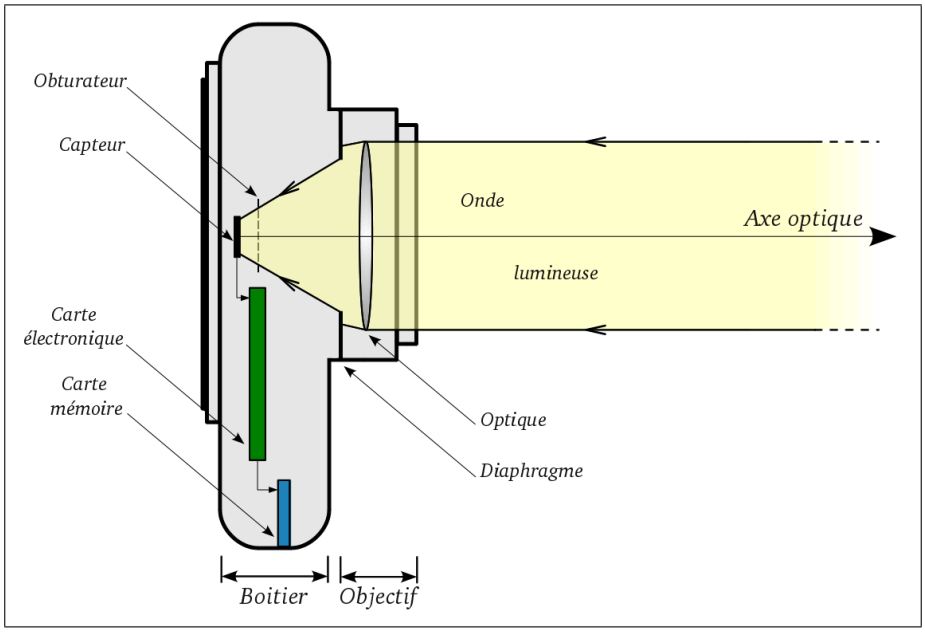


FIGURE 1.13 – *Schéma simplifié d'un appareil photo numérique.*

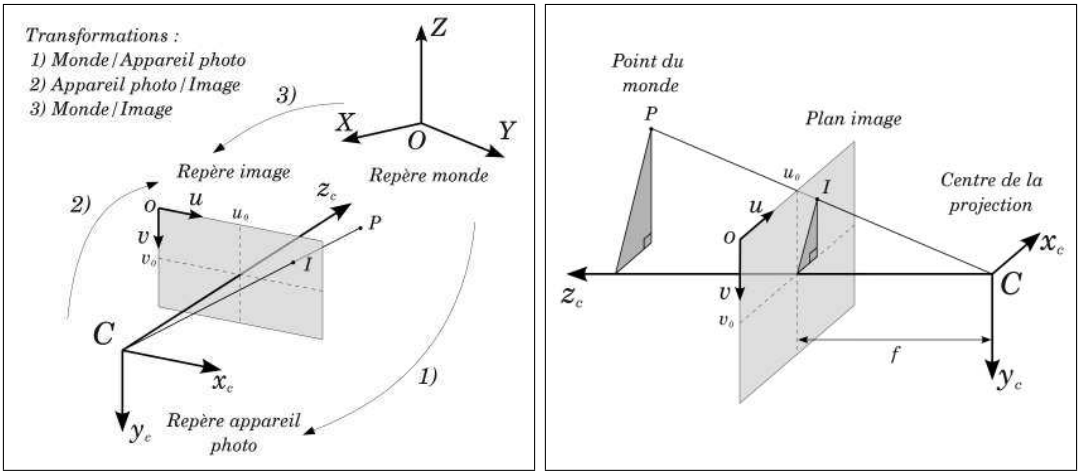
certaine quantité de lumière garantissant une photo ni trop sombre, c.a.d. "sous-exposée", ni trop claire, c.a.d. "sur-exposée". A l'instar de la pupille de l'œil, le diaphragme contrôle la quantité de lumière qui va atteindre le capteur. Dans le domaine de la photographie, on parle d'ouverture ou de fermeture du diaphragme. L'ouverture s'exprime sous forme de f/x où x est un nombre qui appartient $\mathbb{R}^{+*}$. Plus le nombre x est grand, plus l'ouverture est petite et moins le diaphragme laisse passer de lumière vers l'obturateur puis le capteur. Si l'on joue sur l'ouverture, on joue aussi sur la profondeur de champ. L'obturateur est un élément mécanique qui s'ouvre pour laisser passer la lumière pendant une certaine durée. Dans le domaine de la photographie, on parle de vitesse d'obturation. La plupart du temps, la durée d'ouverture est très courte, elle s'exprime en fraction de secondes, par exemple : 1/125 s , 1/250 s, 1/500 s, etc. La durée d'ouverture de l'obturateur dépend des mouvements présents dans la scène. Si la durée d'ouverture est trop longue par rapport au mouvement, la partie de la scène en mouvement apparaîtra floue sur la photo.

Une fois la mise en forme des ondes lumineuses réalisée, il s'agit de capter la prise de vue via le bloc de traitement/numérisation. Pour simplifier, ce bloc est constitué d'un capteur, d'une carte électronique et d'une carte mémoire. Généralement, dans le cas des appareils photo numériques grand public, le capteur est un détecteur CCD. Il est constitué de photo-éléments disposés sous forme de matrice. Le nombre de photo-éléments donne le nombre de pixels de l'image numérique, autrement dit la résolution. Ces photo-éléments accumulent la lumière et la convertissent en charges électriques, c.a.d. en signaux analogiques. Ces signaux sont traités par la carte électronique qui est constituée d'un convertisseur analogique/numérique et d'un processeur d'image. Le convertisseur analogique/numérique réalise une numérisation des signaux analogiques. Ensuite, ces signaux numérisés sont mis en forme par le processeur d'image : modes de prise de vue, choix du format (4:3 ou 3:2

ou 16:9), etc. La dernière étape consiste à enregistrer l'image numérique ainsi obtenue sur une carte mémoire qui est généralement externe à l'appareil photo.

1.3.3 Modélisation et géométrie

La projection d'un point de l'espace sur une image dépend de sa position dans l'espace par rapport à l'appareil photo. Elle dépend aussi des caractéristiques physiques du canal d'acquisition, c.a.d. la focale f de l'objectif de l'appareil photo, la dimension du capteur, etc.



(a) *Passage d'un repère à l'autre.* (b) *Projection d'un point sur le plan image.*

Figure 1.14 – *Le modèle sténopé d'un appareil photo.*

En adoptant la représentation en coordonnées homogènes [11], la projection d'un point quelconque $\mathbf{P}\,[X, Y, Z, 1]^t$ de l'espace (repère monde) sur le plan image (repère image) est réalisée par la relation suivante :

$$\lambda_c.\mathbf{I} = \mathbf{M} \times \mathbf{P} \tag{1.4}$$

où la variable $\lambda_\mathbf{c}$ est un facteur d'échelle scalaire et le point $\mathbf{I}\,[u, v, 1]^t$ représente le pixel image associé au point P. La matrice $\mathbf{M}$ renferme tous les paramètres nécessaires pour le passage du repère monde (O, X, Y, Z) au repère image (o, u, v). En développant l'*équation (1.4)*, on obtient :

$$\lambda_c \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} m_{11} & m_{12} & m_{13} & m_{14} \\ m_{21} & m_{22} & m_{23} & m_{24} \\ m_{31} & m_{32} & m_{33} & m_{34} \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \\ 1 \end{bmatrix} \tag{1.5}$$

Cette relation correspond à la transformation *3)* monde/image de la *figure 1.14-(a)*.

11. Les coordonnées homogènes reposent sur une notation dans laquelle les vecteurs en n dimensions sont représentés par un vecteur en $n+1$ dimensions. En utilisant ces coordonnées une représentation matricielle de la transformation monde/image est possible.

La matrice de transformation globale **M** se décompose en deux matrices **K** et **G**. La matrice **K** est une matrice de projection perspective, elle représente le modèle interne de l'appareil photo. De son côté, la matrice homogène **G** représente le modèle externe. On peut alors réécrire l'*équation (1.4)* :

$$\lambda_c.\mathbf{I} = \mathbf{K} \times \mathbf{G} \times \mathbf{P} \tag{1.6}$$

Le modèle externe : Il correspond à la transformation *1)* monde/appareil photo de la *figure 1.14-(a)* via la transformation homogène **G**. Si on note $\mathbf{P_c}\,[x_c, y_c, z_c, 1]^t$ les coordonnées du point P exprimées dans le repère centré sur l'appareil photo, on obtient l'expression matricielle suivante :

$$\mathbf{P_c} = \mathbf{G} \times \mathbf{P} \tag{1.7}$$

En développant cette expression, on a :

$$\begin{bmatrix} x_c \\ y_c \\ z_c \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{R} & \mathbf{t} \\ \mathbf{0}^t & 1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \\ 1 \end{bmatrix} \tag{1.8}$$

$$\text{avec } \mathbf{R} = \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{t} = \begin{bmatrix} t_x \\ t_y \\ t_z \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \mathbf{0}^t = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

où **R** et **t** sont respectivement la matrice de rotation et de translation.

Le modèle interne : Il correspond à la transformation *2)* appareil photo/image de la *figure 1.14-(a)* via la transformation **K**. Elle permet de transformer le point $\mathbf{P_c}\,[x_c, y_c, z_c, 1]^t$ en un pixel $\mathbf{I}\,[u, v, 1]^t$ sur l'image. D'un point de vue matriciel, cela se traduit par l'expression :

$$\mathbf{I} = \mathbf{K} \times \mathbf{P_c} \tag{1.9}$$

La matrice **K** permet de choisir le type de modèle. Dans la littérature, il existe trois principaux modèles : perspective, perspective faible et para-perspective. Dans le cadre de ces travaux de thèse, le modèle perspectif sera utilisé, car il est un bon compromis entre facilité d'exploitation mathématique et adéquation avec la réalité [Cler 01]. Le modèle perspectif stipule qu'un faisceau lumineux qui projette un point de l'espace sur le plan image est une droite comme on peut le voir sur le schéma de la *figure 1.14-(b)*. Pour avoir plus de précision sur les autres modèles, on peut se référer au rapport technique INRIA de D. Lingrand [Ling 99]. Dans le cas du modèle perspectif, on a :

$$\lambda_c \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \alpha_u & 0 & u_0 & 0 \\ 0 & \alpha_v & v_0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} x_c \\ y_c \\ z_c \\ 1 \end{bmatrix} \tag{1.10}$$

$$\text{avec } \alpha_u = f.k_u \text{ et } \alpha_v = f.k_v$$

où α_u, α_v, u_0 et v_0 sont appelés les paramètres intrinsèques de l'appareil photo et f est la longueur focale de l'appareil photo. Les paramètres intrinsèques u_0 et v_0 correspondent

respectivement aux coordonnées en colonne et ligne du point principal dans le repère image (o, u, v). Si on pose $\lambda_c = z_c$, à partir de l'*équation (1.10)*, on déduit la transformation affine donnant les coordonnées en pixels :

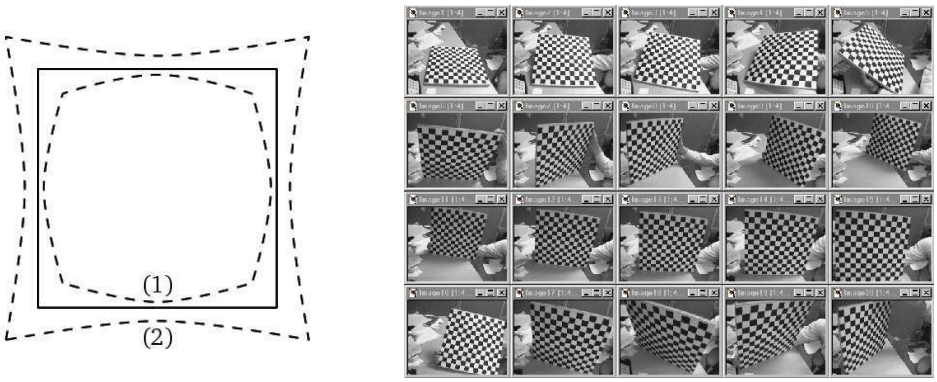
$$\begin{cases} u = \alpha_u . \frac{x_c}{z_c} + u_0 \\ \\ v = \alpha_v . \frac{y_c}{z_c} + v_0 \end{cases} \tag{1.11}$$

Dans le monde réel, le faisceau lumineux qui projette un point de l'espace sur le plan image n'est pas exactement une droite. Ce phénomène est provoqué par le bloc optique des appareils photo. Il en découle des distorsions dans les prises de vue. Elles se traduisent généralement par des effets de barillet et de coussinet comme l'illustre la *figure 1.15-(a)*. Pour prendre en compte ces distorsions, la modélisation perspective peut être affinée par une correction radiale :

$$\begin{cases} u = \alpha_u . \frac{x_c}{z_c} + u_0 + \Delta_u \\ \\ v = \alpha_v . \frac{y_c}{z_c} + v_0 + \Delta_v \end{cases} \tag{1.12}$$

où Δ_u et Δ_v sont les termes de correction respectivement selon les directions en colonne et en ligne. Ces termes de correction sont déterminés lors de l'étape de calibration de l'appareil photo. Cette étape permet également de déterminer les paramètres intrinsèques. Il existe de nombreuses méthodes de calibration qui ont toutes en commun de s'appuyer sur des points de contrôle dont les coordonnées dans l'espace sont connues. Typiquement, ces points de contrôle peuvent être des points, des coins, des intersections de droites, etc. Dans le monde de la vision par ordinateur, on utilise des mires de calibration contenant ce type de points caractéristiques. Généralement, les mires de calibration sont des clichés de grille ou de damier pris sous différents angles de vue comme l'illustre la *figure 1.15-(b)*. Parmi les méthodes de calibration, on peut citer la méthode de Zhengyou Zhang [Zhan 00]. Zhengyou Zhang est chercheur au département recherche de Microsoft. Sur sa page internet (http ://research.microsoft.com/en-us/um/people/zhang/Calib/), il met à disposition un logiciel de calibration "Microsoft Easy Camera Calibration Tool". Sur internet, on trouve également le logiciel libre de Jean-Yves Bouguet, chercheur chez Intel Corporation et au Californian Institute of Technologie (CIT). Ce logiciel qui tourne sous la plateforme de calcul scientifique Matlab s'intitule "Camera Calibration Toolbox for Matlab". Les sources sont disponibles sur la page internet de Jean-Yves Bouguet (http ://www.vision.caltech.edu/bouguetj/). Ce site très pédagogique synthétise les différents travaux d'autres chercheurs dont ceux de Zhengyou Zhang. Il propose des tutoriels pour procéder à la calibration d'un appareil photo. Il existe beaucoup d'autres logiciels libre sur internet, on peut, par exemple, citer les outils de calibration disponibles dans la bibliothèque graphique libre OpenCV écrite en C++ et Python.

La taille d'un pixel Δ_{pixel}^{CCD} au niveau du capteur, qui s'exprime en m/pixel, dépend de la dimension du capteur CCD (hauteur h et largeur l), de la taille de l'image en pixel (lignes et colonnes), du format de l'image (4:3 ou 3:2 ou 16:9). Généralement, la taille d'un



(a) (b)

FIGURE 1.15 – *(a) Projection idéale sur le plan image d'un carré centré sur l'axe optique de l'appareil photo (trait continu), image obtenue dans le cas d'une distorsion de type barillet (1) et de type coussinet (2). (b) Exemple de mire utilisée pour l'étape de calibration de l'appareil photo.*

pixel Δ_{pixel}^{CCD} est égale dans les deux directions de l'image, soit :

$$\Delta_{pixel}^{CCD} = \frac{l}{(nombre\ colonnes)} = \frac{h'}{(nombre\ lignes)} \tag{1.13}$$

où $h' = l/\,(format\ image)$.

La taille du pixel terrain $\Delta_{pixel}^{terrain}$ dépend de l'angle d'ouverture α_a d'un pixel Δ_{pixel}^{CCD} au niveau du capteur et de la distance d entre l'appareil photo et la scène ou l'objet imagé :

$$\Delta_{pixel}^{terrain} = \alpha_a.d \tag{1.14}$$

La relation permettant de retrouver α_a, qui s'exprime en rad/pixel est :

$$\tan(\alpha_a) = \frac{\Delta_{pixel}^{CCD}}{f} \tag{1.15}$$

Comme α_a est très petit, on peut faire l'approximation suivante :

$$\alpha_a \approx \frac{\Delta_{pixel}^{CCD}}{f} \tag{1.16}$$

Finalement, la relation donnant $\Delta_{pixel}^{terrain}$ dépend de Δ_{pixel}^{CCD}, de la longueur focale f et de la distance d entre l'appareil photo et la scène ou l'objet imagé :

$$\Delta_{pixel}^{terrain} = \frac{\Delta_{pixel}^{CCD}}{f}.d \tag{1.17}$$

1.3.4 Caractéristiques de l'appareil photo numérique automatique

L'appareil photo numérique automatique présenté sur la *figure 1.16* est dédié à l'observation de la chute de séracs de Lognan. Il se situe sur la rive droite du glacier d'Argentière à 2304 m. Il a été installé dans le cadre du projet de recherche ANR Hydro-Sensor-FLOWS, projet dirigé par M. Griselin (thema, Besançon, France) et C. Marlin (IDES, Orsay, France). L'installation a été faite en été 2008 (en fonction depuis le 3/08/2008) par le glaciologue L. Moreau (associé EDYTEM, Chambéry, France) et J.-M. Friedt (FEMTO, Besançon, France) membre du projet ANR Hydro-Sensor-FLOW. Le but de ce dispositif est de fournir un outil d'observation opérationnel du glacier pour L. Moreau qui travaille comme consultant glaciologue auprès de la société franco-suisse "Electricité d'Emosson SA". Cette société spécialisée dans la production d'électricité par énergie hydraulique capte les eaux de fonte sous-glaciaires du glacier d'Argentière (ainsi que d'autres glaciers du massif) pour remplir le barrage d'Emosson se trouvant à 11 km en Suisse.

(a) *Photo d'août 2010.* (b) *Photo de juillet 2009.*

Figure 1.16 – *Appareil photo numérique automatique HR positionné en rive droite du glacier d'Argentière au niveau de la chute de séracs de Lognan. (a) Position par rapport au glacier et (b) photo de l'appareil photo accompagné du Coin Réflecteur EFIDIR CR-D4.*

Ce dispositif entièrement automatisé est basé sur l'appareil photo numérique D-LUX 3 de marque Leica. Il s'agit d'un appareil compact possédant 10.4 millions de pixels. Dans le *tableau 1.5*, on peut trouver ses caractéristiques. L'automatisation des prises de vue numériques est obtenue par l'intermédiaire d'un carte électronique extérieure à l'appareil photo. Ce dispositif électronique, composé d'un microcontrôleur et d'un oscillateur, permet de fixer les réglages de l'appareil photo et d'effectuer des prises de vue à intervalle de temps régulier. Dans le cas présent, il prend 6 photos par jour de 8 h à 18 h par intervalle de 2 h (voir *figure 1.17* pour un exemple). Les photos sont stockées dans une carte mémoire SD que L. Moreau vient changer régulièrement. L'emplacement de la carte mémoire est au niveau de la carte électronique extérieure afin d'éviter un déplacement de l'appareil photo lors de son échange. Lorsqu'une manipulation de la carte mémoire a lieu, l'appareil photo se réinitialise et arrête la prise de photos pour la journée. La prise de photos reprend le lendemain. Le duo appareil photo/carte électronique est disposé dans un boitier étanche.

Le boitier est placé au bout d'un trépied solidement fixé à un rocher comme on peut le voir sur la *figure 1.16*. Nous verrons plus tard que, malgré ce trépied, l'appareil photo est animé de petits mouvements résiduels.

Tableau 1.5 – *Caractéristiques et réglages de l'appareil photo numérique automatique HR installé au niveau de la chute de séracs de Lognan. *Mesure réalisée en laboratoire par J.-M. Friedt.*

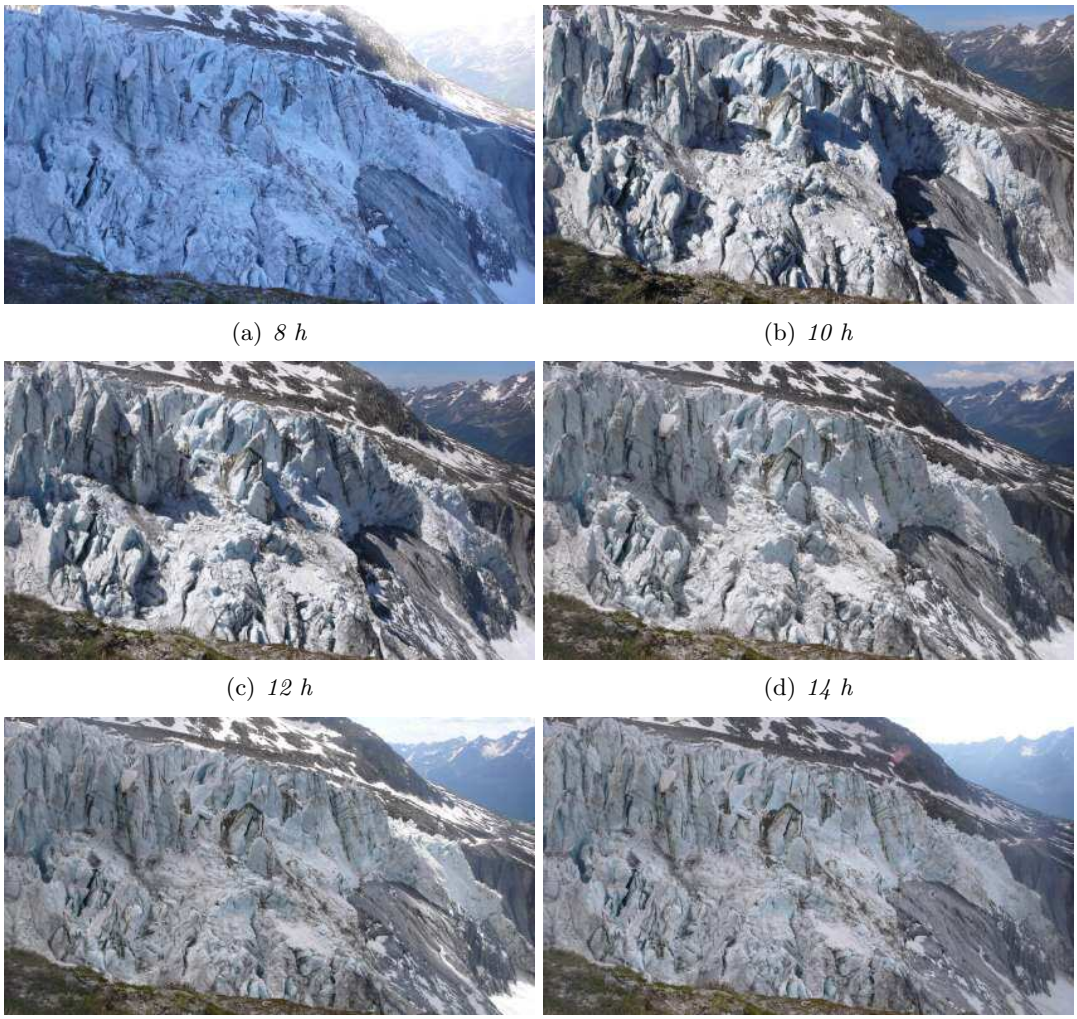
Modèle	Leica D-LUX 3
Capteur	CCD de dimension 1:1.65" Largeur : ∼8 mm Hauteur : ∼6 mm
Sensibilité	100 ISO
Format d'enregistrement	JPEG
Format utilisé	16:9
Taille de l'image (colonnes×lignes)	4224×2376
Nombre de pixels (format 16:9)	10.0 M
Focale utilisée	6.3 mm
Focale éq. sur film 35 mm	28.0 mm
Angle d'ouverture $\alpha_{\mathbf{a}}$	Théorique : 3.0×10^{-4} rad./pixel Mesuré* : 2.7×10^{-4} rad./pixel

Le choix des réglages a été dicté par le cahier des charges suivant : réaliser une prise de vue avec un angle de champ le plus grand possible avec un grossissement le plus faible possible. Cet objectif est atteint par un réglage "grand angle" au format 16:9. En pratique, cela se traduit par une petite longueur focale. Elle a été fixée à la valeur de 6.3 mm, soit 28 mm par équivalence avec un film 35 mm. Ces choix impliquent une taille d'image de 4224 colonnes par 2376 lignes et un angle d'ouverture théorique de $3\times10^{-4} rad./pixel$ calculé à partir de la l'*équation (1.16)*. En se référant à l'*équation (1.14)*, cela correspond à une taille de pixel de terrain $\Delta_{pixel}^{terrain}$ de 1.5 cm à d = 50 m et à 15.0 cm à d = 500 m. Le positionnement a été fait de façon intuitive. L'orientation du dispositif a été mesurée en octobre 2010, soit un peu plus de 2 ans après sa mise en place.

1.3.5 Les images numériques HR fournies

Les images numériques fournies par Luc Moreau concernent la période du printemps/été 2009. La base de données ainsi formée couvre plus précisément une période allant du 6 avril 2009 au 31 juillet 2009 avec une coupure entre le 11 juin 2009 et le 21 juin 2009 inclus. Cela correspond à une couverture de 107 jours. Comme on dispose des six photos par jour, cela fait un total de 636 photos. Si on sélectionne une image par jour, il est alors possible de former 105 couples à 1 jour.

Un exemple des six photos journalières est proposé sur la *figure 1.17*. Cet exemple

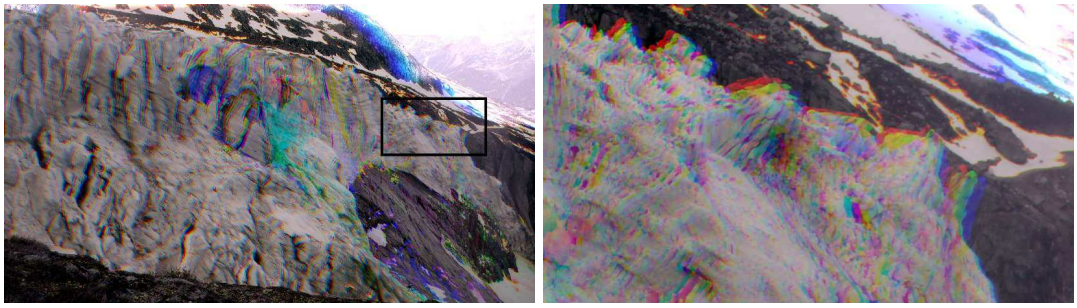


(a) *8 h* (b) *10 h*

(c) *12 h* (d) *14 h*

(e) *16 h* (f) *18 h*

Figure 1.17 – *Exemple des 6 photos prises lors d'une journée par l'appareil photo numérique automatique (journée du 03/06/2009).*



(a) (b)

Figure 1.18 – *Composition RVB synthétisée à partir de trois images prises à 8 h avec un intervalle de 2 jours : 29/05/2009 (Rouge), 31/05/2009 (Vert) et 02/06/2009 (Bleu). Vue d'ensemble (a) et zoom sur les séracs (b).*

met en évidence l'apparition de zones d'ombre sur le glacier lorsque celui-ci est atteint par le soleil. Ces ombres peuvent constituer un obstacle lors du traitement des données. A contrario, lorsqu'il y a une couverture nuageuse (photo de 18 h) ou que le glacier se trouve dans l'ombre de la montagne (photo de 8 h), ce n'est plus le cas.

A l'instar des images SAR TSX, les évolutions temporelles peuvent être mises en évidence à l'aide d'une composition colorée Rouge-Vert-Bleu (RVB). On peut retrouver sur la *figure 1.18*, une composition formée avec les images de 8 h avec un pas temporel de deux jours. Elle met clairement en évidence les chutes de séracs (vue d'ensemble) et le fort déplacement du glacier d'Argentière (zoom). Par exemple, sur la vue d'ensemble, la zone de couleur bleue caractérise la chute d'un sérac ayant eu lieu entre le 31/05/2009 et le 02/06/2009 ; de son côté, la couleur bleue turquoise correspond au décrochement d'un sérac entre le 29/05/2009 et le 31/05/2009. Quant au déplacement du glacier, il se traduit par des pseudo-franges rouges-vertes-bleues sur le zoom de la *figure 1.18-(b)*. Le dernier enseignement apporté par la composition est que l'éclairement reste relativement constant lorsque l'on sélectionne les prises de vue numériques de 8h, car le glacier est toujours dans l'ombre de la montagne.

1.4 Bases de données complémentaires

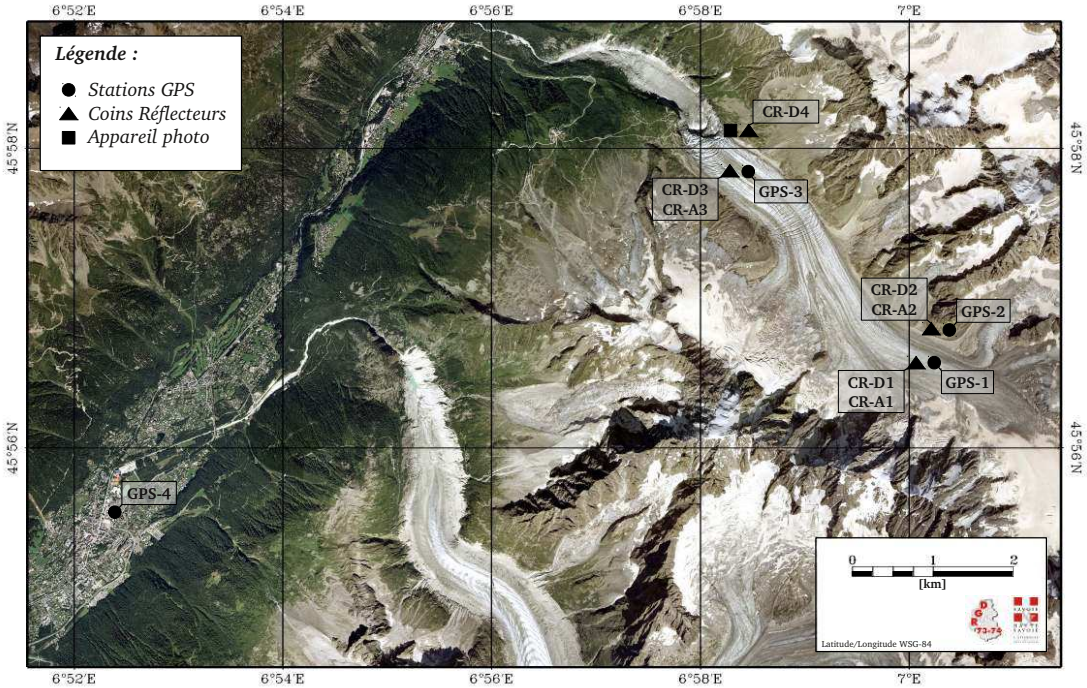


Figure 1.19 – *Position des stations GPS, des coins réflecteurs et de l'appareil photo numérique automatique sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

1.4.1 Stations GPS

Tableau 1.6 – *Coordonnées géographiques des stations GPS.*

Stations	Latitude	Longitude	Altitude
GPS-1	45.9414235°	7.0053777°	2767 m
GPS-2	45.9465028°	7.0048382°	2837 m
GPS-3	45.9640611°	6.9723000°	2404 m
GPS-4	45.9261552°	6.8730002°	1120 m

En février 2007, dans le cadre du projet MEGATOR (2004-2007), un réseau de 3 stations GPS (GPS-1, GPS-2 et GPS-4) a été déployé sur le massif du Mont Blanc. A partir de 2008, ce réseau a été maintenu grâce au projet EFIDIR. En juillet 2009, une quatrième station GPS (GPS-3) a été déployée en collaboration avec Jean-Louis Mugnier (ISTerre, Université de Grenoble). Sur la *figure 1.19* on peut voir la position des stations GPS :

- la station GPS-1 au niveau la partie haute du glacier d'Argentière,
- la station GPS-2 à proximité du refuge d'Argentière,
- la station GPS-3 juste avant la chute de séracs de Lognan,
- la station GPS-4 dans la ville de Chamonix près de L'ENSA (École Nationale de Ski et d'Alpinisme).

On trouvera leurs coordonnées géographiques latitude/longitude dans le *tableau 1.6*.

(a) (b)

Figure 1.20 – *Réseau d'observation mis en place sur le glacier d'Argentière dans le cadre des projets MEGATOR et EFIDIR : (a) station GPS-1, Coin Réflecteur du DLR (CR-D1) et Coin Réflecteur EFIDIR (CR-A1), placé sur la partie haute du glacier et (b) focus sur le Coin Reflecteur du DLR (CR-D1).*

Ces 4 stations GPS font partie du parc mobile GNNSS de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). Ce parc mobile est un ensemble de récepteurs, d'antennes et

d'accessoires utiles lors de campagnes de mesure. Ils sont mis à la disposition de la communauté scientifique dont les projets sont soutenus par l'INSU. Les données GPS de ces 4 stations ont été combinées avec les 42 stations GPS continues des réseaux RENAG, RGP et EUREF. Le traitement a été réalisé par A. Walpersdorf et J.-L. Mugnier du laboratoire ISTerre (Université de Grenoble). Pour obtenir plus de précisions sur le traitement des données GPS, on peut se référer à l'article de Fallourd et al. [Fall 11].

1.4.2 Coins Réflecteurs

Un Coin Réflecteur (CR) est un objet constitué de trois plans. Ces trois plans, généralement métalliques, sont des triangles rectangles équilatéraux perpendiculaires entre eux (voir *figure 1.20-(b)*). Si le CR est correctement orienté vers la ligne de visée du capteur SAR, sa géométrie particulière permet une rétrodiffusion des ondes électromagnétiques exactement selon cette ligne de visée. C'est pourquoi sur les images SAR, un CR apparaît comme un point très brillant en forme de sinus cardinal bi-dimensionnel selon les directions en LOS et en azimut. Ce sinus cardinal s'explique par la théorie de la diffraction des ondes qui stipule qu'une onde passant à travers une ouverture rectangulaire forme un sinus cardinal. Dans la direction en LOS, le sinus cardinal vient du filtrage adapté et en azimut de l'antenne synthétique obtenue lors du traitement de synthèse d'ouverture. On pourra consulter les *figures 1.11-(b)* et *1.21* pour avoir une idée de l'aspect d'un CR dans une image d'amplitude TSX.

Tableau 1.7 – *Caractéristiques des Coins Réflecteurs.*

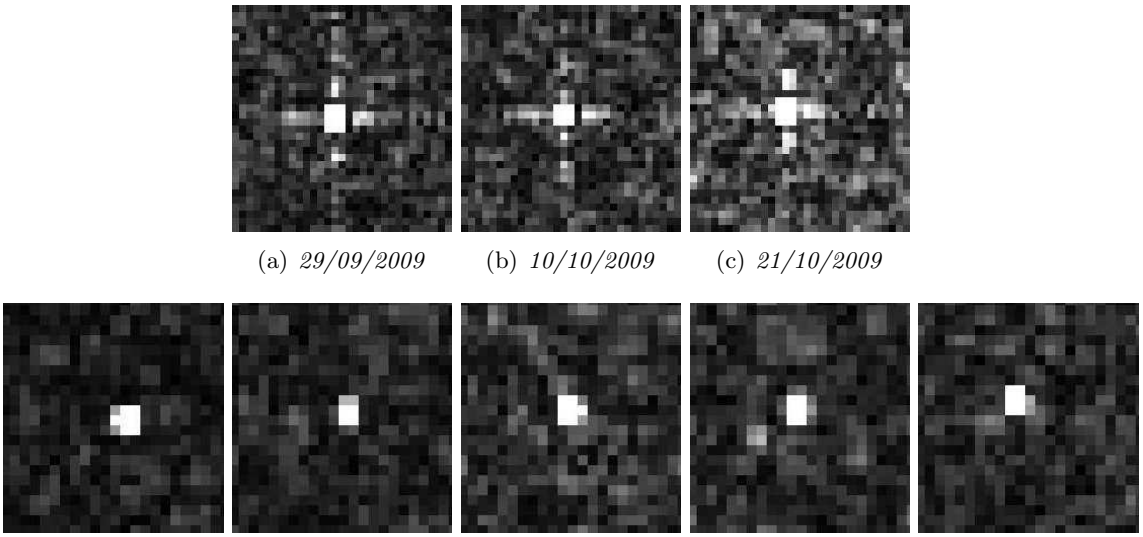
Nom	Matériau	Origine	Taille	Configuration
CR-D1	Métal	DLR	1.5 m	Descendant
CR-D2	Métal	EFIDIR	1.0 m	Descendant
CR-D3	Bois et vénillia métallisé	EFIDIR	0.4 m	Descendant
CR-D4	Bois et vénillia métallisé	EFIDIR	0.4 m	Descendant
CR-A1	Métal	EFIDIR	0.3 m	Ascendant
CR-A2	Métal	EFIDIR	1.0 m	Ascendant
CR-A3	Bois et vénillia métallisé	EFIDIR	0.4 m	Ascendant

Sept CRs ont été placés sur le site du glacier d'Argentière : quatre en configuration descendante et trois en configuration ascendante. Le premier a été installé en février 2007 lors de la campagne de mesure E-SAR MEGATOR [Land 07], c'est le CR du DLR (CR-D1). Par ordre chronologique, les autres CRs ont été installés le 28 mai 2009 (CR-A1), le 19 juin 2009 (CR-A2 et CR-D2) et le 12 juillet 2009 (CR-D3, CR-A3 et le CR-D4). Sur la *figure 1.19* on peut voir la position des CRs :

- CR-D1 et CR-A1 au niveau la partie haute du glacier d'Argentière à proximité de la station GPS-1, CR-D1 est posé sur la glace à une distance de 5 m du GPS et CR-A1 est fixé sur le mât du GPS,

- CR-D2 et CR-A2 à proximité du refuge d'Argentière et de la station GPS-2, fixés sur des rochers,
- CR-D3 et CR-A3 juste avant la chute de séracs de Lognan, à proximité de la station GPS-3, posés sur un bloc rocheux dérivant sur le glacier,
- CR-D4 sur la rive droite du glacier d'Argentière, juste à coté de l'appareil photo numérique.

La mise en place de ces CRs a été possible grâce à une étroite collaboration avec des partenaires du projet EFIDIR issus du laboratoire Gipsa-lab : Michel Gay (Ingénieur de Recherche CNRS), Laurent Ott (Technicien) et Olivier Harant (Doctorant).



(a) *29/09/2009* (b) *10/10/2009* (c) *21/10/2009*

(d) *31/05/2009* (e) *11/06/2009* (f) *22/06/2009* (g) *03/07/2009* (h) *14/07/2009*

Figure 1.21 – *Imagettes d'amplitude TSX de deux CRs placés sur le glacier d'Argentière : de (a) à (b) CR-D1 (série SM-D1) et de (d) à (f) CR-A1 (série SM-A1).*

1.4.3 Cavitomètre

Le cavitomètre est un instrument original qui permet de mesurer le déplacement basal du glacier d'Argentière au niveau de la chute de séracs de Lognan. Son existence est à mettre à l'actif de l' IGA (Institut de Géographie Alpine) et de la Direction technique générale d'EDF qui l'installèrent en 1970. Le cavitomètre est constitué d'une roue de bicyclette au bout d'un bras de 3 mètres de longueur lesté de 70 kg de contre-poids afin de plaquer la roue sur le plafond de glace. Deux potentiomètres ont été montés, un pour mesurer la rotation de la roue et l'autre pour mesurer la position du bras. Cet instrument se trouve au niveau de la chute de séracs de Lognan où une forte rupture de pente provoque un décollement de la base du glacier et crée des cavités sous-glaciaires. L'accès à la cavité a été rendu possible par le creusement de galeries dans le lit rocheux du glacier par la société "Electricité Emosson SA" pour le captage des eaux de fonte sous-glaciaires.

1.4.4 Modèle Numérique de Terrain

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation numérisée de la topographie d'une partie de la surface de la planète Terre ou d'une planète tellurique dans le cas général.

Le MNT utilisé dans ces travaux de thèse couvre la partie française des Alpes (Haute-Savoie et Savoie). Il a été réalisé par l'IGN lors de l'été 2008 avec un dispositif d'imagerie optique aéroportée. L'accès à ce MNT HR a été possible par l'intermédiaire de la RGD 73-74 qui l'a fourni au laboratoire EDYTEM sous forme de coordonnées (x, y, z) exprimées en Lambert zone II. La transformation en une grille régulière, type raster, avec un pas de 4 mètres en x (Est) et y (Nord) a été réalisée par Estelle Ployon, Ingénieure au laboratoire EDYTEM, à l'aide du logiciel ArcGis. EDYTEM a transmis le MNT sous forme d'une mosaïque de dalles couvrant la partie française du massif du Mont Blanc. Dans le cadre de cette thèse, les traitements suivants ont été réalisés :

- la fusion des dalles par programmation en C de la zone d'intérêt, c.a.d. du glacier d'Argentière au glacier de Taconnaz,
- le passage des coordonnées Lambert zone II aux latitude/longitude WSG-84 avec le logiciel ENVI.

Le MNT géoréférencé alors obtenu est au format ENVI (voir *figure 1.22*).

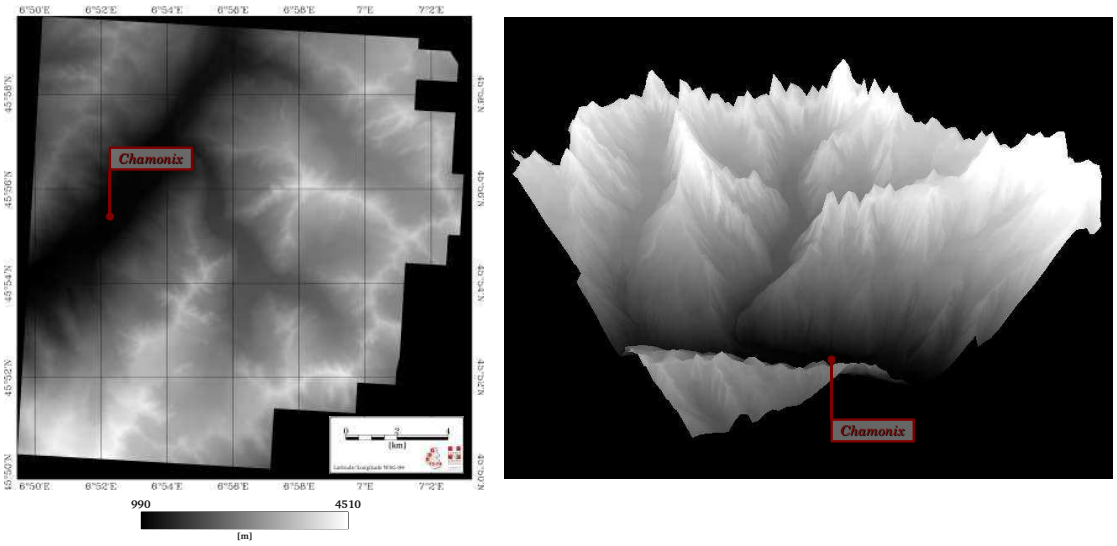


Figure 1.22 – *MNT d'un pas de 4 m en x (Est) et y (Nord) de la RGD 73-74 datant de 2008. Il s'agit de la zone d'intérêt utilisée dans ces travaux de thèse. Vue dans le plan Nord-Est (à gauche) et vue en trois dimensions (à droite).*

1.5 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différentes sources d'informations disponibles sur le site test du Mont Blanc. Ces sources d'informations peuvent être classées en deux catégories. D'une part, les sources d'informations dont l'accès était possible et/ou prévu dès le début de la thèse, à savoir les images satellitaires TSX, les mesures GPS et les CRs. D'autre part, les sources d'informations dont l'utilisation n'était pas envisagée au début de la thèse, à savoir les images de l'appareil photo numérique automatique de Luc Moreau, le MNT 2008 de la RGD 73-74 et le cavitomètre. L'accès à ces données a été possible au cours des deux dernières années de thèse. Ainsi, les premières images de l'appareil photo automatique ont été fournies en février 2010 : une dizaine d'images pour explorer les possibilités de mesure. Les deux bases de données plus conséquentes, représentées sur le chronogramme de la *figure 1.23*, ont été données début avril 2010. Quant au MNT 2008 de la RGD 73-74, il nous a été fourni début décembre 2010. Jusqu'alors nous disposions du MNT 2004 de la RGD 73-74 dont la BR, c.a.d. un pas de 10 m, n'était pas adaptée aux images SAR HR TSX.

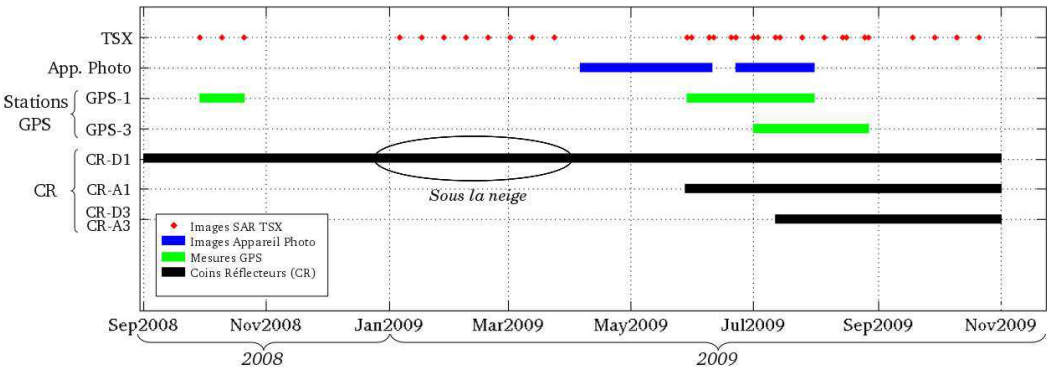


Figure 1.23 – *Disponibilité des données image, des mesures GPS et des CRs sur le site test du massif du Mont Blanc. Les CRs qui ne sont pas indiqués sur le graphique n'ont pas été utilisés.*

Le chronogramme représentant la disponibilité temporelle des différentes sources d'informations (*figure 1.23*) laisse entrevoir des possibilités de mesure multicapteurs inédites avec la présence de vérités terrain que sont les stations GPS. En effet, on constate une convergence spatiale et temporelle des images TSX et de l'appareil photo automatique sur le glacier d'Argentière. Les compositions colorées RVB des ces deux types d'images ont mis en évidence la possibilité de réaliser une mesure du déplacement des glaciers. Cependant, alors que les paramètres d'acquisition des images du satellite TSX sont très bien maîtrisés, ceux des images de l'appareil photo sont au départ mal maîtrisés, voir inconnus. Il s'agit donc d'une utilisation opportuniste du dispositif de prise de vue automatique. Pour compléter ce panel d'instrumentation, la mise en place de CRs sur le glacier d'Argentière donne la possibilité de réaliser des mesures de déplacement par suivi de cibles artificielles dans les images SAR.

Chapitre 2

Suivi des glaciers alpins : les enjeux

Sommaire

2.1 Introduction **44**
2.2 Dynamique des glaciers alpins **44**
2.2.1 Définition d'un glacier 44
2.2.2 Description et géomorphologie d'un glacier 45
2.2.3 Effets des fluctuations climatiques 49
2.2.4 Le mouvement des glaciers 53
2.3 Risques glaciaires **54**
2.3.1 Les chutes de séracs 56
2.3.2 Les vidanges de lacs glaciaires 57
2.3.3 Les ruptures de poches d'eau glaciaires 60
2.3.4 Aspects socio-économiques 61
2.4 Prévention des risques et suivi des glaciers **63**
2.4.1 Infrastructures pour contrôler les risques 63
2.4.2 Quelles mesures pour suivre un glacier ? 66
2.4.3 Techniques de suivi opérationnel 67
2.4.4 Mesure de champ de déplacement 70
2.5 Conclusions **74**

2.1 Introduction

Au cours du XIXème siècle, la menace que faisait peser les glaciers sur les habitants des vallées des Alpes, a poussé les hommes à les étudier. Rapidement, on comprit que les glaciers étaient un indicateur des fluctuations climatiques. Ainsi, de nos jours, les glaciers et les calottes polaires sont au cœur des préoccupations puisque leur recul quasiment généralisé est un indice concret du réchauffement climatique contemporain. Cette tendance au réchauffement alliée à une croissance démographique est, par ailleurs, à l'origine d'une augmentation des risques associés aux catastrophes glaciaires. Tous ces faits ont motivé les scientifiques à mieux comprendre le fonctionnement des glaciers et des calottes polaires au travers de réseaux de surveillance, mais aussi par le biais de modèles physiques.

L'objectif de ce chapitre est de familiariser le lecteur avec les notions élémentaires de glaciologie. Comme les sources d'informations disponibles pour ces travaux de thèse couvrent le site test du Mont Blanc dans les Alpes françaises, cette introduction à la glaciologie sera dirigée vers les glaciers alpins qui rentrent à la fois dans la catégorie des glaciers de montagne et des glaciers tempérés [1]. Après avoir introduit la dynamique des glaciers tempérés (géomorphologie glaciaire, interactions avec le climat et mise en évidence du mouvement des glaciers), un tour d'horizon des différents risques glaciaires sera entrepris. En conclusion de ce chapitre, un aperçu des moyens mis en œuvre pour la prévention des risques glaciaires et le suivi des glaciers sera proposé. Il sera également question de définir quelles grandeurs physiques sont intéressantes pour l'étude et la surveillance des glaciers.

Certaines illustrations photographiques proposées dans ce chapitre seront accompagnées d'imagettes d'amplitude SAR HR TSX non orthorectifiées. L'objectif de cette initiative est double : montrer au lecteur à quoi ressemble l'environnement glaciaire dans une image SAR HR et mettre en avant le potentiel de l'imagerie SAR HR pour la surveillance des glaciers.

2.2 Dynamique des glaciers alpins

2.2.1 Définition d'un glacier

Il existe plusieurs définitions pour décrire un glacier :

"Un glacier est essentiellement une accumulation naturelle d'eau solide, résultant de la transformation de la neige en glace. On y trouve également en proportions moindres, de l'air, de l'eau liquide, des sédiments, des rochers. La durée de vie d'une telle accumulation varie de quelques dizaines d'années à quelques millions d'années. La quantité de glace y est, en général, suffisamment importante pour s'écouler vers des zones de plus basse altitude, à des vitesses allant d'une dizaine de mètres par an à un millier de mètres par an.

1. Les glaciers tempérés ne se trouvent pas uniquement dans les zones où le climat est tempéré. La désignation "tempéré" fait référence au type de glace qui les constitue. Ce point sera détaillé dans ce chapitre.

L'accumulation de glace peut couvrir un continent entier, comme c'est le cas de la calotte glaciaire Antarctique au pôle sud, ou bien, occuper une petite vallée de haute montagne, comme le glacier de Sarennes, dans le massif des Grandes Rousses. Et entre ces deux extrêmes, de nombreuses situations intermédiaires existent."

Extrait du site internet du LGGE, rubrique Science pour tous.

"Un glacier est une masse d'un seul tenant, issue des précipitations neigeuses et affectée de mouvements générés par la double action de son poids et de la pente.[...]
La glace de glacier est essentiellement issue de la neige qui, avec le temps et sous l'effet de son propre poids, se tasse, se densifie et, par métamorphose des cristaux de neige se transforme en névé, puis en glace."

Extrait du livre *Dans le secret des glaciers du Mont-Blanc* de Luc Moreau [More 00], docteur en géographie alpine.

"Un glacier est un système ouvert, pérenne, formé essentiellement de glace naturelle et présentant des signes de mouvement."

Citation de Amédée Zryd, physicien docteur en glaciologie.

Que la définition soit la plus précise possible, donc longue, ou la plus synthétique possible, donc courte, il n'existe, en fait, aucune définition idéale d'un glacier, car comme l'affirme S. Coutterand (Docteur en géographie alpine, associé EDYTEM) sur son site internet (www.glaciers-climat.com), *"la réalité est plus complexe, chaque glacier possède son propre microclimat : orientation, température, précipitations, vents, son environnement géographique spécifique, sa topographie, type de roche formant l'auge glaciaire"*.

2.2.2 Description et géomorphologie d'un glacier

La formation de glace se déroule dans la zone d'accumulation (voir *figure 2.1*). C'est une zone toujours couverte par un manteau neigeux, c.a.d que la neige tombée durant la saison la plus froide [2] persiste toute l'année. Cette couche de neige persistante est appelée névé. D'année en année, l'accumulation de cette neige persistante forme de la glace sous l'effet de la pression. La glace ainsi formée glisse vers la vallée et se retrouve dans la zone d'ablation. Cette zone correspond à la partie du glacier où le manteau neigeux ne persiste pas toute l'année. Le glacier y subit une fonte durant la saison chaude. La limite entre les zones d'accumulation et d'ablation est appelée ligne d'équilibre. Dans les Alpes françaises, la ligne d'équilibre se situe aux alentours de 2900 m pour l'ubac [3] et 3200 m pour l'adret [4]. Ces altitudes, variant d'un été à l'autre selon les conditions climatiques, tendent à augmenter avec le changement climatique contemporain. On comprend alors que le climat joue un rôle clef dans l'existence des glaciers. En effet, l'extension d'un glacier dépend à la fois de la quantité de neige cumulée pendant la période froide, mais aussi des températures durant

2. Hiver pour l'hémisphère Nord et été pour l'hémisphère Sud.
3. Versant de montagne qui bénéficie de la plus courte exposition au soleil, c.a.d. versant orienté au Nord dans les Alpes.
4. Versant de montagne qui bénéficie de la plus longue exposition au soleil, c.a.d. versant orienté au Sud dans les Alpes.

la période chaude. L'extension d'un glacier évolue donc dans le temps. On reviendra sur l'influence des fluctuations climatiques dans la *sous-partie 2.2.3*.

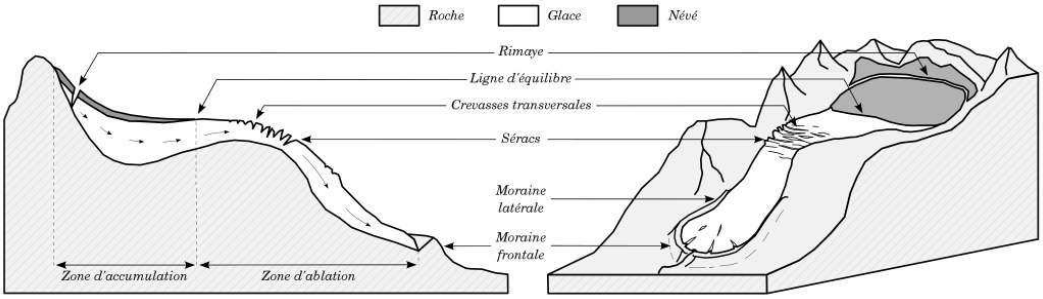


FIGURE 2.1 – *Schéma d'un glacier inspiré des schémas proposés dans les thèses de E. Berthier [Bert 05a] et de M. Schäfer [Scha 07]. Ce schéma correspond à la situation d'un glacier des Alpes à la fin de l'été.*

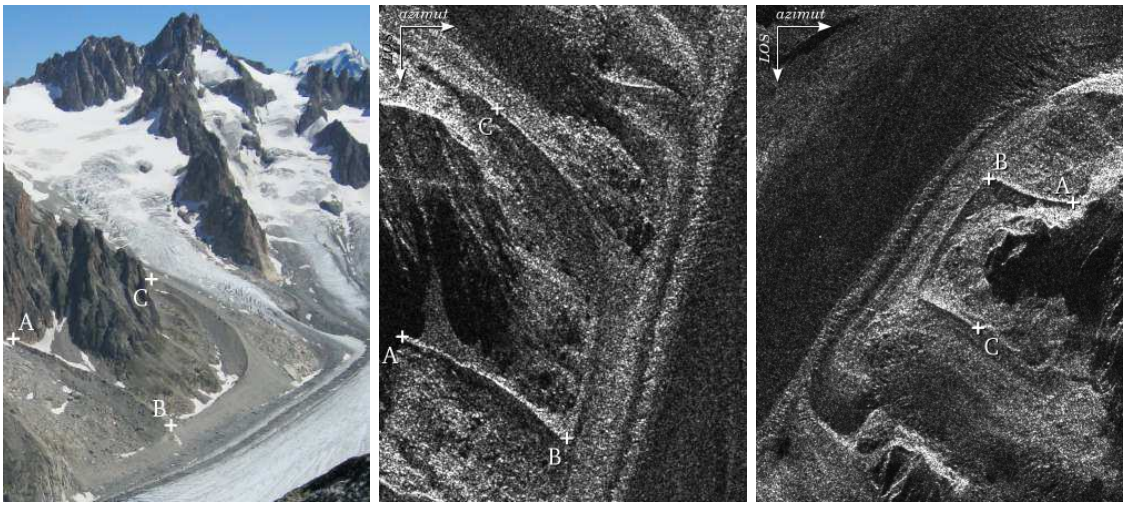
Dans la littérature, on trouve plusieurs façons pour classer les différents types de glacier. Par exemple, on peut faire un classement par rapport aux particularités de forme des glaciers : glacier de vallée, glacier suspendu, dôme glaciaire, etc. On peut également faire un classement par rapport à leur position géographique puisque cette dernière détermine les conditions climatiques et donc la dynamique du glacier. Au niveau des tropiques, là où les glaciers tropicaux se forment, c.a.d. en très haute montage, l'année météorologique n'est pas découpée en périodes froide et chaude comme c'est le cas dans les zones tempérées. En fait, dans la même journée, on peut passer de conditions favorables à l'accumulation de neige à des conditions favorables à la fonte du glacier. Dans les zones tempérées, comme les Alpes françaises, ce cycle d'accumulation et de fonte est saisonnier. On pourra retrouver une description détaillée de tous les types de glacier existant sur la Terre dans la thèse de Martina Schäfer [Scha 07]. Dans ces travaux de thèse, on étudie les glaciers du massif du Mont Blanc qui se situent dans le nord des Alpes françaises. Ces glaciers de montagne peuvent être classés selon deux catégories :

- les glaciers froids,
- les glaciers tempérés.

Les glaciers froids se situent dans les zones où le climat est dit froid, c.a.d. avec quasiment aucune température au-dessus de 0°C tout au long de l'année. Ils ne subissent pas de fonte et la température de la glace qui les compose est toujours largement négative. Il n'y a donc pas d'eau de fonte qui s'introduit au niveau de l'interface entre la base du glacier et le lit rocheux. Le glacier est "collé" sur son lit rocheux. On n'observe pas de véritable glissement du glacier, mais une déformation de la partie supérieure. D'un point de vue géographique, on retrouve ces glaciers dans les zones polaires (par exemple, les calottes glaciaires d'Antarctique et Groenland), mais aussi dans toutes les chaînes de montagne où à partir d'une certaine altitude le climat est froid.

Les glaciers tempérés se situent dans les zones où le climat est susceptible d'offrir des périodes chaudes capables de faire fondre la neige et la glace. On retrouve donc de l'eau liquide, issue de la fonte, au niveau de l'interface "base du glacier/lit rocheux" qui facilite le glissement du glacier vers l'aval. Plus il y aura d'eau de fonte à la base du glacier, plus le glissement sera important. La période chaude correspond donc au moment où le glacier se déplace le plus. Mais les glaciers tempérés continuent à glisser même pendant les périodes froides de l'année, car la température de la glace qui les constitue est toujours proche de 0°C. D'un point de vue géographique, on retrouve ces glaciers dans les massifs montagneux où les conditions climatiques permettent la formation de glacier, par exemple, dans le massif des Alpes.

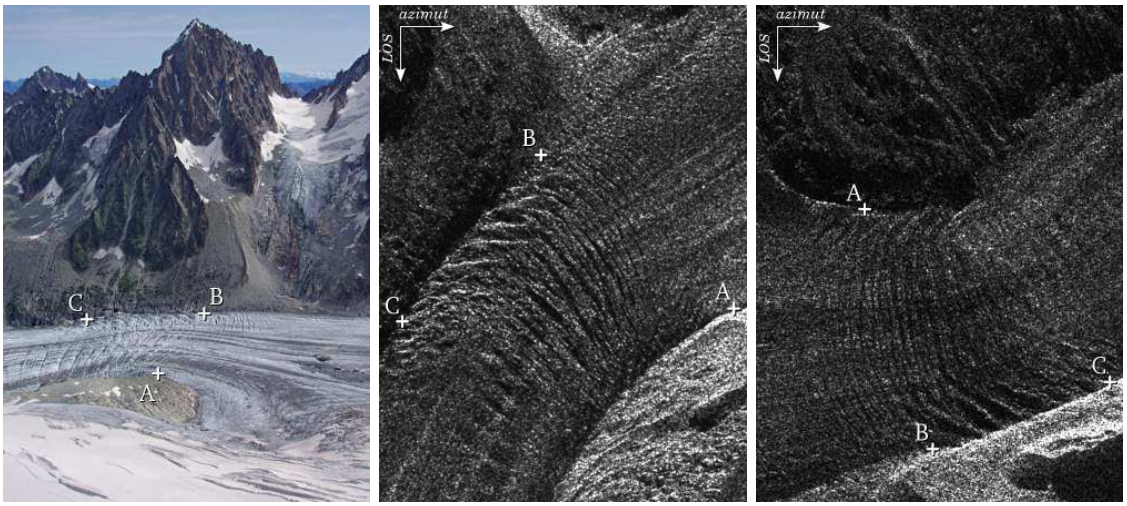
Cependant, comme dans tout classement, il existe des cas qui appartiennent à plusieurs catégories en même temps. Ainsi, il existe des glaciers dont la partie haute remplit les critères d'un glacier froid tandis que la partie basse a toutes les caractéristiques d'un glacier tempéré. Dans le massif du Mont Blanc, c'est le cas du glacier des Bossons qui prend "naissance" au sommet du Mont Blanc à 4810 m et "meurt" pratiquement au fond de la vallée de Chamonix à ∼1350 m. Dans les Alpes françaises, la limite entre glacier froid et glacier tempéré se situe aux alentours de 3400 m en versant Nord et 3700 m en versant Sud. Par exemple, dans le massif du Mont Blanc, au sommet du Mont Blanc (4810 m), la glace est à -18°C. Ces altitudes ont tendance à augmenter avec le changement climatique contemporain.



(a) *Photo d'août 2010.* (b) *Image TSX Descendante.* (c) *Image TSX Ascendante.*

Figure 2.2 – *Moraines latérales au niveau du refuge d'Argentière. La moraine située entre les points A et B correspond à l'ancienne moraine latérale du glacier du Milieu. La moraine située entre les points B et C correspond dans sa partie haute à la moraine latérale du glacier des Améthystes et dans sa partie basse au glacier d'Argentière. Les images TSX descendante et ascendante datent respectivement du 14/08/2009 et du 16/08/2009 (imagettes de 500×700 pixels).*

Tout au long de son parcours, du haut de la zone d'accumulation jusqu'à son front final, le glacier de montagne transporte une grande quantité de débris rocheux. La taille de ces débris d'origine érosive va de la poussière microscopique au bloc gros comme une maison. La poussière de roche provient du frottement du glacier sur le lit rocheux alors que les blocs rocheux viennent généralement de l'érosion des parois qui entourent le glacier. Le rythme du gel et dégel et les avalanches de neige précipitent ces blocs [5] sur le glacier. Ces blocs alors transportés se trouvent, soit à l'intérieur du glacier, soit à la surface du glacier comme on peut l'observer sur les *figures 2.2-(a)* et *2.3-(a)*. Parfois, il arrive même que la surface du glacier soit entièrement recouverte par une couche de rochers au point que la glace soit invisible. On parle alors de glacier noir. C'est le cas du glacier du Miage sur le versant italien du massif du Mont Blanc. *In fine*, tous ces débris rocheux participent à la formation des moraines latérales et frontales qui entourent généralement la partie basse des glaciers. Les moraines intéressent beaucoup les scientifiques, car elles peuvent les renseigner sur l'extension passée des glaciers. On retrouve un exemple de moraines latérales sur la *figure 2.2*.



(a) *Photo à l'été 2008.* (b) *Image TSX Descendante.* (c) *Image TSX Ascendante.*

FIGURE 2.3 – *Zone de crevasses sur le glacier d'Argentière au niveau de la moraine des Rognons. Les images TSX descendante et ascendante datent respectivement du 14/08/2009 et du 16/08/2009 (imagettes de 500×700 pixels).*

Les propriétés de viscosité de la glace permettent au glacier d'épouser au plus près le relief lors de son écoulement vers la vallée. Sous certaines contraintes mécaniques, la viscosité de la glace montre ses limites. Ainsi, lorsque le glacier est soumis à une rupture de pente, il subit une accélération. Cette accélération a pour effet d'étirer la glace qui fait alors l'objet d'une contrainte de cisaillement. Si la rupture de pente est suffisamment importante, la glace finit par casser pour former une zone de crevasses. Dans le massif du Mont Blanc, le glacier d'Argentière offre un bon exemple de zone de crevasses au niveau

5. Dans le domaine de la glaciologie/géomorphologie, un bloc rocheux de taille relativement importante est appelé bloc erratique.

de la moraine des Rognons (*figure 2.3*). Si la rupture de pente est très raide, les crevasses peuvent laisser place aux séracs. On assiste alors à une véritable fragmentation du glacier sous forme d'un amoncellement de blocs de glace très instables. Dans le massif du Mont Blanc, les zones de séracs les plus connues sont les séracs de Lognan au glacier d'Argentière, les séracs du Géant qui marquent la limite entre les glaciers du Géant et du Tacul, et la barre de séracs de Taconnaz. Il arrive que des glaciers ne soient quasiment recouverts que de crevasses et de séracs puisque leur écoulement se déroule de haut en bas sur une forte pente, comme c'est le cas pour le glacier des Bossons.

2.2.3 Effets des fluctuations climatiques

Comme nous l'avons évoqué dans la sous-partie précédente, l'extension des glaciers est pilotée par les fluctuations climatiques. Ainsi, l'avancée et le recul des glaciers sont le résultat d'un subtil équilibre entre l'apport de neige dans la zone d'accumulation et la fonte du glacier dans la zone d'ablation. Pour simplifier, dans les Alpes françaises, une succession d'hivers avec de fortes accumulations de neige, suivie d'étés frais, va être favorable à l'avancée des glaciers. A contrario, une succession d'hivers avec de faibles accumulations de neige, suivie d'étés chaud, va être favorable au recul des glaciers. Entre ces deux extrêmes, il existe une multitude de configurations possibles aboutissant à telle ou telle tendance. Les effets de ces fluctuations climatiques ne se ressentent pas de façon instantanée sur les glaciers. Cette inertie s'explique par le processus d'écoulement d'un glacier. L'augmentation de la charge de neige et de glace au niveau de la zone d'accumulation produit une accélération de l'écoulement. Cette accélération, qui a pour conséquence de faire avancer la position du front du glacier, est d'autant plus importante que la pente moyenne, sur laquelle s'écoule le glacier, est forte. Pour résumer, la réactivité d'un glacier aux conditions climatiques est généralement de quelques années. Cependant, d'un appareil glaciaire à l'autre, le temps de réactivité n'est pas le même. Dans le massif du Mont Blanc, le glacier des Bossons est le plus réactif, car il s'écoule sur une forte pente (pente moyenne de $\sim$50%) alors que la Mer de Glace est la moins réactive puisqu'elle s'écoule sur une faible pente (pente moyenne de $\sim$20%). Le graphique de la *figure 2.4* illustre parfaitement ces réactivités différentes.

Dans un passé plus ou moins lointain, l'extension des glaciers a fluctué dans des proportions difficilement imaginables de nos jours. Il y a 25 000 ans, au maximum de la période de glaciation de Würm [6], les glaciers des Alpes étaient aux portes de l'actuelle ville de Lyon (*figure 2.5*). Plus au nord de l'Europe, la Scandinavie, l'Angleterre et l'Irlande, pour ne citer que ces pays, étaient recouverts par une gigantesque calotte glaciaire. A cette époque, la température était 6°C inférieure à celle d'aujourd'hui et le niveau de la mer était 120 mètres plus bas. Cette période de glaciation de Würm fut constituée de 5 périodes froides et 4 périodes chaudes, d'où une fluctuation des glaciers. Ainsi, il y a 16 500 ans, les glaciers des Alpes n'atteignaient plus les zones de plaine. Le front des glaciers du Mont Blanc se situait alors au niveau de l'actuelle ville du Fayet (580 m d'altitude). Enfin, il y a 10 000 ans, à la fin de cette période de glaciation (période froide du Dryas III), les glaciers du Mont Blanc recouvraient encore une partie de la vallée Chamonix. Par exemple, l'actuelle

6. Dernière grande glaciation du Quaternaire qui se déroula à peu près entre -80 000 ans et -10 000 ans.

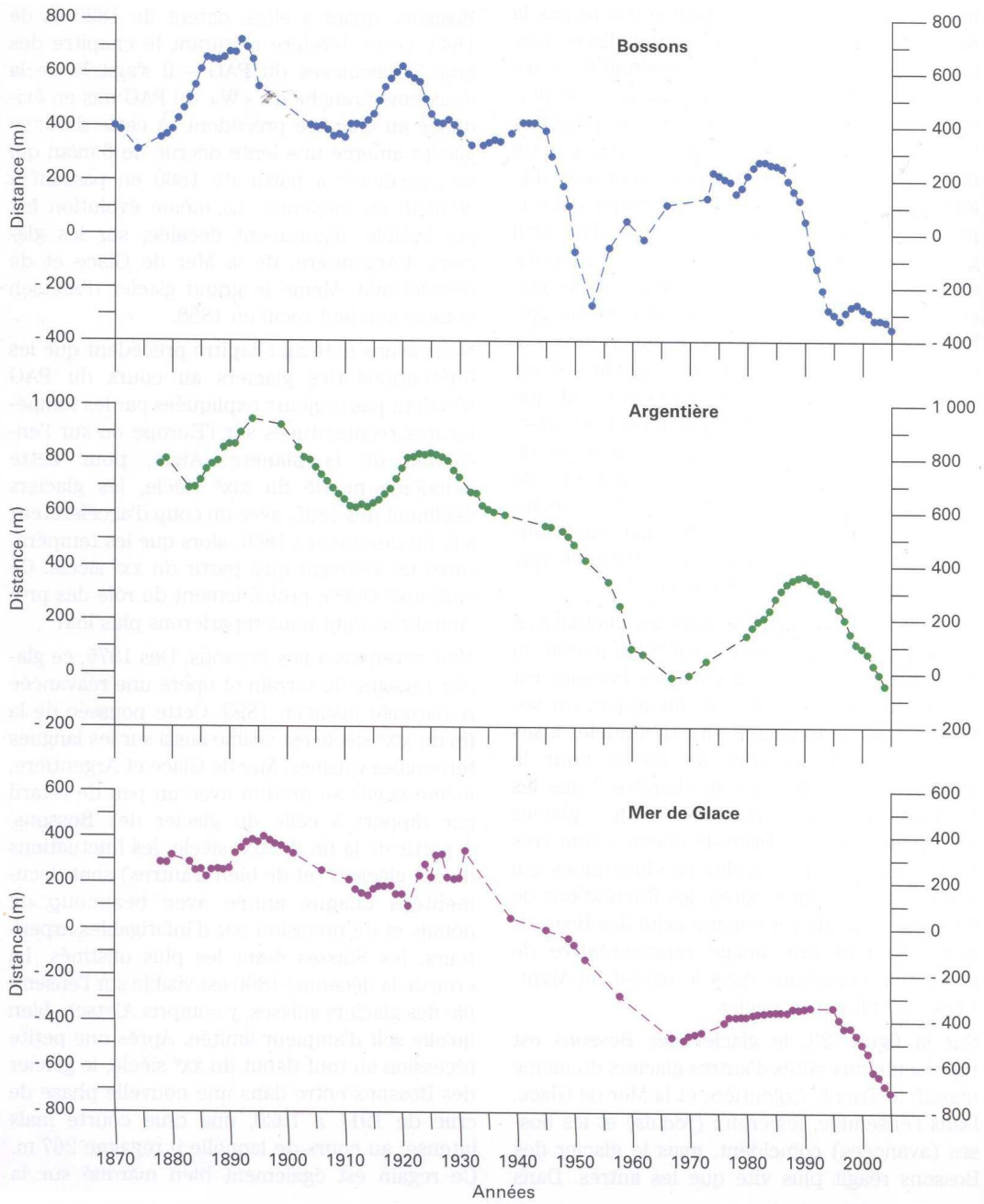


FIGURE 2.4 – *Évolution de la longueur* de trois glaciers de la partie française du massif du Mont Blanc de 1870 à 2005 (*Pour un glacier, la longueur est déduite en mesurant la distance séparant le front du glacier et un point fixe choisi arbitrairement dans sa partie haute). Les variations sont pilotées par les fluctuations climatiques. On remarque la réactivité au climat décroissante du haut (glacier des Bossons) vers le bas (Mer de Glace), le système glaciaire de la Mer de Glace réagit comme un filtre passe-bas. Graphique tiré du livre de Christian Vincent et Bernard Francou [Vinc 07] (Sources des mesures : LGGE, CNRS).*

(a) *Au maximum de la glaciation -25 000 ans.* (b) *Photo de 2005.*

Figure 2.5 – *Illustration de la dernière période glaciaire du Quaternaire, le Würm. (a) Glacier des Alpes aux portes de la ville de Lyon. (b) Lyon de nos jours (source : Alpes Magazine, AREA).*

Mer de Glace bloquait antérieurement la vallée de Chamonix (*figure 2.6-(a)*). Lors de la période du Quaternaire[7], il y eut entre 25 et 30 autres grandes glaciations antérieures à celle du Würm, chacune de ces glaciations étant suivie d'une période plus chaude appelée période interglaciaire. La périodicité, plus ou moins régulière, de ces glaciations est rythmée par les variations de la position de la Terre par rapport au soleil. C'est la théorie des cycles de Milankovitch.

(a) *Fin de la dernière glaciation -10 000 ans.* (b) *Août 1874.*

Figure 2.6 – *Effets des fluctuations climatiques sur la vallée de Chamonix illustrés par les peintures de Eugène-Emmanuel Viollet-Le-Duc (architecte, dessinateur). (a) Tableau imaginant l'aspect de la vallée au sortir de la dernière glaciation de Würm (période froide du Dryas III) avec la Mer de Glace au premier plan. (b) Tableau témoignant de ce que pouvait observer Eugène-Emmanuel Viollet-Le-Duc lors de l'été 1874.*

La période interglaciaire que nous vivons actuellement ne signifie pas que l'extension des glaciers ne fluctue plus, bien au contraire. Depuis 10 000 ans, il y eut un succession de périodes chaudes et froides, l'intensité de ces périodes froides étant beaucoup plus faible que celle des grandes glaciations du Quaternaire. Deux périodes chaudes se sont distinguées : le "maximum de l'holocène" et "l'optimum climatique médiéval". Elles se dé-

7. Période géologique qui débuta il y a 1.6 millions d'années et se poursuit actuellement. Elle caractérise le retour des cycles de glaciation.

roulèrent respectivement entre -9 000 ans et -5 500 ans avant J.C., et entre 1050 ans et 1280 ans après J.C.. Lors de ces deux périodes, la température de la Terre était comparable à celle d'aujourd'hui, voir même plus élevée pour le "maximum de l'holocène". L'extension des glaciers a pu alors être plus faible qu'actuellement. La pulsion froide la plus significative de l'Holocène eut lieu à peu près entre 1550 et 1850, il s'agit du petit âge glaciaire (PAG). Les climatologues associent cette période froide à la diminution de l'activité solaire. Une autre théorie parle d'une recrudescence des éruptions volcaniques violentes causant un rejet massif de cendres dans l'atmosphère qui a eu pour effet de refroidir le climat. Pendant le PAG, les glaciers des Alpes progressèrent à nouveau vers le fond des vallées après la période de recul de "l'optimum climatique médiéval". Dans les Alpes, on ne compte plus les témoignages d'époque évoquant l'avancée des glaciers menaçant les habitations. Ainsi, dans la vallée de Chamonix, l'avancée du front de la Mer de Glace, alors appelé glacier des Bois, car il atteignait la forêt, détruisit le hameau du Chatelard et de Bonnenuit. A partir de 1850, les glaciers commencèrent leur retrait jusqu'à atteindre leur situation actuelle. Les traces du PAG sont aujourd'hui visibles par l'intermédiaire des moraines qui donnent une idée de la dimension des glaciers à cette époque. Par exemple, les moraines visibles sur la photo de la *figure 2.2-(a)* indiquent la position du glacier d'Argentière et des glaciers environnants à l'époque du PAG.

(a) *Photo de 1890.* (b) *Photo de 2008.*

FIGURE 2.7 – *Évolution de la position du front du glacier d'Argentière depuis le village d'Argentière. (a) Photo du Musée alpin de Chamonix et (b) photo de Sylvain Coutterand.*

Depuis la fin du PAG, on constate un recul conséquent des glaciers. Entre 1880 et 2004, le front du glacier des Bossons a reculé de pratiquement 700 m, celui d'Argentière de 800 m et celui de la Mer de Glace de 1 km [Vinc 07]. Ce recul s'accompagne aussi d'un amincissement des langues glaciaires et d'une diminution de la vitesse d'écoulement des glaciers. Les photos de la *figure 2.7* témoignent du recul spectaculaire du glacier d'Argentière. Un recul d'autant plus spectaculaire qu'il se déroula en l'espace d'une vie humaine. La photo de 2008 met également en évidence la rapide emprise de la végétation sur les moraines du PAG. Cependant, ce recul n'a pas été linéaire. Entre la fin des années 1960 et la fin des années 1990, les glaciers du Mont Blanc connurent une petite crue (*figure 2.4*). Par exemple, après avoir perdu 800 m entre 1880 et 1965, le glacier d'Argentière réavança

de près de 400 m. La succession d'hivers avec forte accumulation de neige et d'étés relativement frais dans les années 60 et 70 explique ce regain de santé des glaciers. A l'inverse, la fin du XXème siècle voit une succession d'hivers moins enneigés et des étés chauds. Par exemple, dans les travaux de Corona et al. [Coro 10], il a été montré que la température des étés dans l'arc alpin (Autriche, France, Italie et Suisse) de la décade 1990-1999 est la plus chaude jamais mesurée depuis l'an mille (*figure 2.8*). Ces conditions climatiques sont favorables à un retrait des glaciers. Depuis 1990, on assiste donc à un recul vertigineux des glaciers ; en 15 ans, le glacier d'Argentière a perdu 450 m. A l'échelle de la planète Terre, le recul contemporain des glaciers de montagne est généralisé.

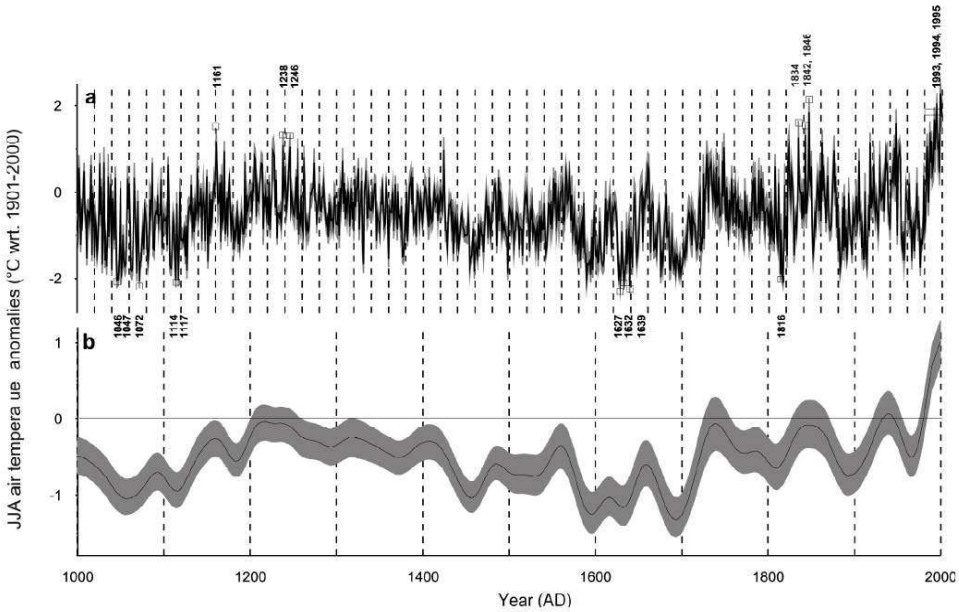


Figure 2.8 – *Évolution de la température des étés dans l'arc alpin depuis l'an 1000 (France, Suisse, Italie et Autriche) proposée par Corona et al. [Coro 10]. La température est exprimée sous forme d'anomalie par rapport à la moyenne 1901-2000. (a) Température des étés reconstruite à partir des anneaux de croissance d'arbres (mélèze et pin). (b) Température reconstruite lissée par un filtre passe-bas sur 20 ans.*

2.2.4 Le mouvement des glaciers

Précédemment, nous avons vu que les glaciers sont affectés d'un mouvement sous l'action conjointe de leur propre poids et de la pente. Dès la fin du XIXème siècle, Joseph Vallot [8] montre par l'expérience que le déplacement des glaciers ne se fait pas d'un seul tenant. Cette expérience, qui s'est échelonnée entre 1891 et 1899, a consisté à mesurer le déplacement de surface de la langue terminale de la Mer de Glace (massif du Mont Blanc) par la méthode dite des pierres peintes. *In fine*, Joseph Vallot observa un gradient de vitesse entre le centre, déplacement maximum, et les bords du glacier, déplacement minimum

8. Joseph Vallot est un astronome, géographe, glaciologue et mécène français, né en 1854 et mort en 1925. Il est le premier à réaliser une mesure de déplacement systématique d'un glacier.

(*figure 2.10*).

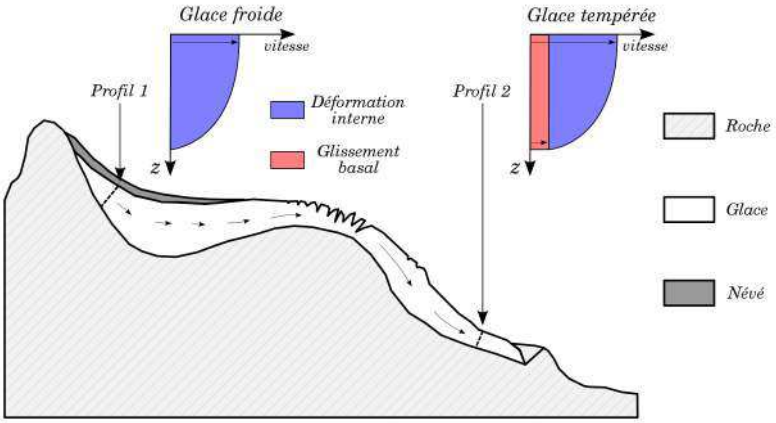


FIGURE 2.9 – *Profils verticaux théoriques des vitesses en cas de glace froide et en cas de glace tempérée pour un glacier de montagne. Profils de vitesses d'après Etienne Bertier [Bert 05a]*

Un gradient de déplacement est aussi observé lorsque l'on s'intéresse au champ de vitesse sur une section transversale d'un glacier. Cette foi-ci, le gradient s'étire de la partie basale du glacier, déplacement minimum, vers la surface, déplacement maximum. On distingue alors deux cas. Dans le cas d'un glacier froid, le déplacement basal est nul, car la glace est collée au lit rocheux alors que, pour un glacier tempéré, le déplacement basal est non nul, car la glace n'est pas collée au rocher. Le glacier glisse sur le socle rocheux, aidé par l'eau de fonte. Les schémas de la *figure 2.11* illustrent le cas d'un glacier tempéré. Il s'agit de mesures réalisées lors d'une étude entreprise entre 1966 et 1968 sur un glacier de montagne au Canada (thèse de Charles Forest Raymond [Raym 69]).

Les mesures de déplacement présentées sur les *figures 2.10* et *2.11* montrent clairement que la glace subit des déformations sous la double contrainte mécanique de son propre poids et de la topographie de l'auge glaciaire. La glace n'est donc pas un corps rigide. Des études glaciologiques ont montré que la loi de comportement de la glace est un intermédiaire entre un corps plastique et un corps visqueux. Les profils verticaux de vitesse de la *figure 2.9* illustrent bien la contribution des déformations internes de la glace dans le mouvement des glaciers. On constate que, pour une glace froide, le mouvement du glacier est uniquement dû aux propriétés visco-plastiques de la glace. Pour un glace tempérée, le déplacement associé au glissement basal vient s'ajouter à celui associé aux déformations internes.

2.3 Risques glaciaires

De part leur dynamique et leur géomorphologie, les glaciers de montagne, comme ceux des Alpes, sont une source de risques pour les activités humaines environnantes. Associés aux fluctuations climatiques, notamment avec le réchauffement climatique contemporain

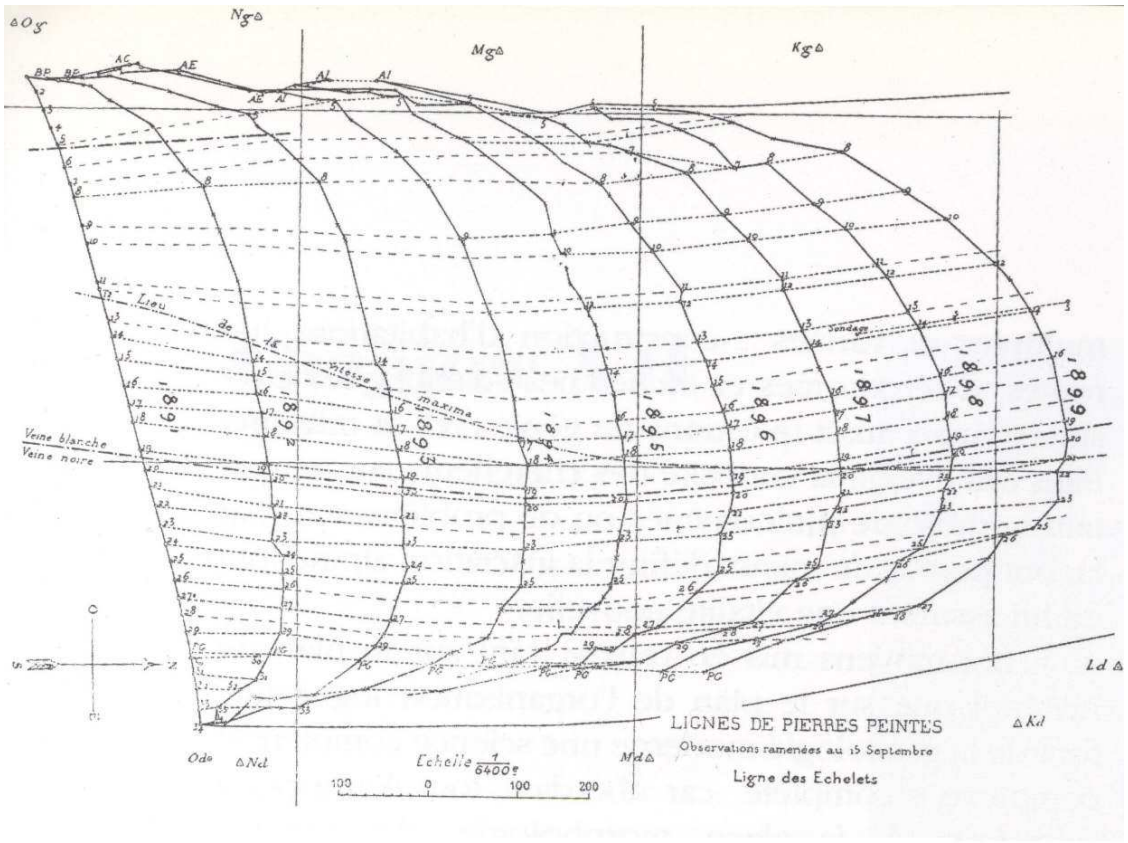


Figure 2.10 – *Mesure du déplacement de la Mer de Glace réalisée par Joseph Vallot entre 1891 et 1899. En 1891, il disposa 34 pierres peintes selon un profil transversal peu après le virage des Echelets et releva leurs positions chaque année jusqu'en 1899. Illustration tirée du livre de R. Vivian [Vivi 01].*

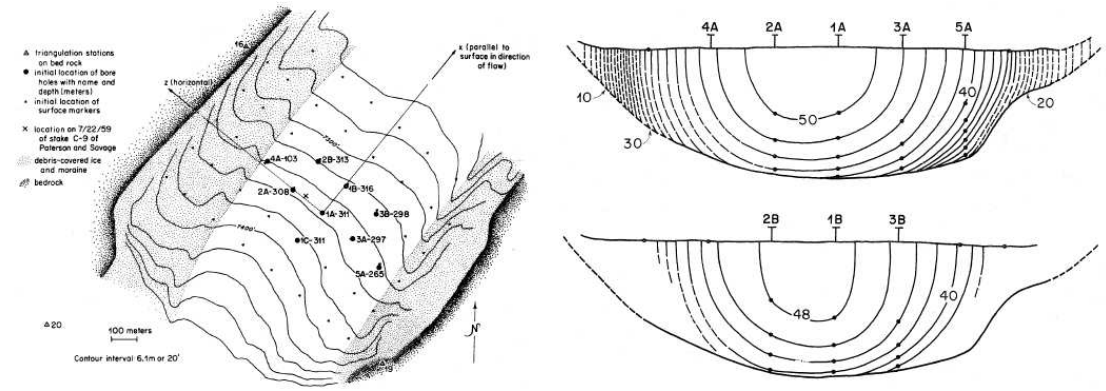


Figure 2.11 – *Distribution de vitesse sur deux sections transversales du glacier Athabasca (Alberta, Canada). A gauche : positions des sections et isolignes d'altitude. A droite : champs de vitesse des sections A (haut) et B (bas) exprimés en m/an. L'intervalle entre deux contours correspond à 2 m/an. Illustrations extraites de la thèse de Charles Forest Raymond [Raym 69].*

TABLEAU 2.1 – *Vitesses d'écoulement de quelques glaciers du massif Mont Blanc [Vivi 01].*

Nom du glacier	**Vitesse d'écoulement [m/an]**
Argentière	200 à 400 (au niveau de Lognan)
Mer de Glace	100 à 150 (amont du Montenvers/Echelets)
Bossons	300 à 400 (partie terminale)
Taconnaz	100 à 150

qui engendre un recul de ces glaciers, ces risques glaciaires tendent à s'accroître. Ici, on se propose de faire un survol des principaux risques glaciaires, illustrés par des exemples du passé et d'actualité. Les principaux risques présents sont :

- les chutes de séracs,
- les vidanges de lacs glaciaires,
- les ruptures de poches d'eau sous-glaciaires,
- les aspects socio-économiques.

Toutefois, cette liste est non exhaustive et le sujet n'est pas traité dans le détail. On pourra consulter la thèse de Martina Schäfer [Scha 07] pour en savoir plus et pour connaître les autres risques associés aux glaciers.

2.3.1 Les chutes de séracs

Comme nous l'avons vu dans la *sous-partie 2.2.2*, lorsqu'un glacier subit une importante rupture de pente, il se fragmente pour former un amoncellement de blocs de glace très instables, appelés séracs. Ces blocs de glace peuvent atteindre des tailles et des volumes impressionnants, parfois comparables à la dimension d'une barre d'immeuble. Vu les dimensions mises en jeu, leurs chutes constituent donc un risque réel. Ces chutes sont généralement plus dangereuses quand elles ont lieu au niveau du front du glacier. Cependant, lorsqu'elles ne menacent pas les activités humaines, les chutes de séracs sont inoffensives. C'est, par exemple, le cas de la chute de séracs du glacier d'Argentière au niveau de Lognan. En effet, les chutes de glace y affectent une zone sauvage sans activité humaine.

Parmi toutes les zones de chutes de séracs de la vallée de Chamonix, la barre de séracs du glacier de Taconnaz (*figure 2.12*) est la plus dangereuse puisqu'elle peut toucher, de façon indirecte, les activités humaines. Cette barre de séracs, haute de 100 m à son maximum [Blan 03], coïncide avec la présence d'une barre rocheuse sur le trajet du glacier de Taconnaz vers la vallée, comme on peut le constater sur la photo de la *figure 2.12-(b)*. L'hiver, lorsqu'une chute de sérac a lieu, cette dernière peut déclencher une avalanche qui risque d'atteindre les habitations du hameau de Taconnaz et la route d'accès à Chamonix et au tunnel du Mont Blanc, mettant en jeu des vies humaines et l'économie de la vallée. Une rapport du CEMAGREF de 2001, répertoriant toutes les avalanches du XXème siècle, conclut qu'une avalanche majeure, c.a.d. représentant un danger pour les habitations, a

(a) *Vue d'ensemble.* (b) *Zoom sur la barre de séracs.*

Figure 2.12 – *Risques associés à la barre de séracs du Glacier de Taconnaz (Photos d'août 2010). Habitations du hameau de Taconnaz 1) et route d'accès à Chamonix et au tunnel du Mont Blanc 2) exposées aux avalanches hivernales déclenchées par la chute de séracs.*

lieu en moyenne tous les 7 ans. Par exemple, une avalanche majeure a eu lieu en février 1988. Elle détruisit plusieurs habitations. La dernière avalanche majeure a eu lieu en février 1999. Pour contenir le danger, une infrastructure de protection a été construite dès les années 1980. Plus de détails sont donnés à ce sujet dans la *sous-partie 2.4.1*.

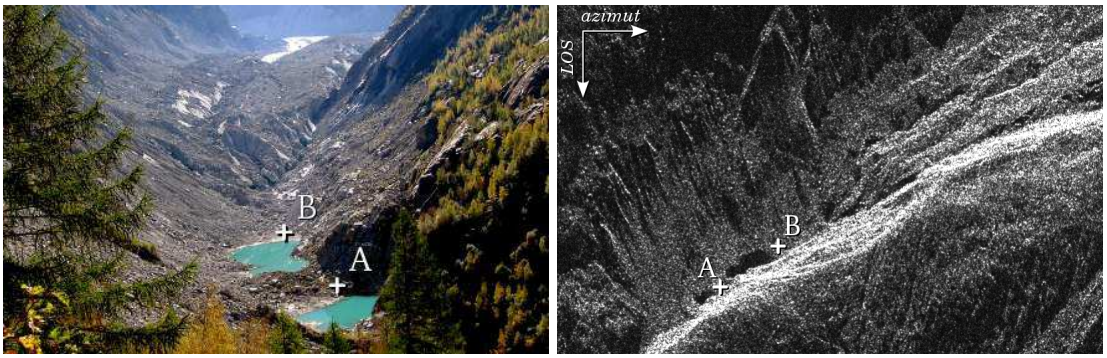
Le réchauffement climatique contemporain laisse craindre une augmentation de la fréquence des chutes de glace au niveau de la barre de séracs du glacier de Taconnaz. En effet, la zone de chute se trouve à une altitude d'à peu près 3300 m. A cette altitude, le glacier de Taconnaz a les caractéristiques d'un glacier froid, c.a.d. glace collée au rocher et écoulement moins rapide que pour un glacier tempéré à pente égale. L'augmentation de la température risque de faire évoluer cette partie en glacier tempéré et, par conséquent, d'accroître la vitesse d'écoulement du glacier et donc d'accroître la fréquence des chutes de séracs. Dans certains cas extrêmes, cette évolution glacier froid vers glacier tempéré pourrait être même à l'origine de la rupture de langues glaciaires comme cela a été le cas dans le passé au glacier d'Allalin (Suisse) en août 1965 et en 2000. Cet événement provoqua la mort de 88 ouvriers travaillant sur la construction d'un barrage en aval du glacier.

2.3.2 Les vidanges de lacs glaciaires

Les vidanges de lacs glaciaires sont à l'origine de crues "éclair" des torrents coulant vers la vallée. Le phénomène peut provoquer la destruction d'infrastructures (routes et ponts) et inonder des zones habitées. Dans les cas extrêmes, une vallée entière peut être détruite. Ces lacs, qui sont généralement alimentés par les eaux de fonte, peuvent se former :

- entre le front du glacier et la moraine frontale, on parle de lac pro-glaciaire,
- entre le glacier et la moraine latérale, on parle de lac de gouttière,

- sur le glacier, on parle de lac supra-glaciaire,
- au niveau de la confluence de deux glaciers, on parle de lac de confluence,
- au niveau du corps du glacier lorsque ce dernier bouche une vallée, on parle de lac périglaciaire.

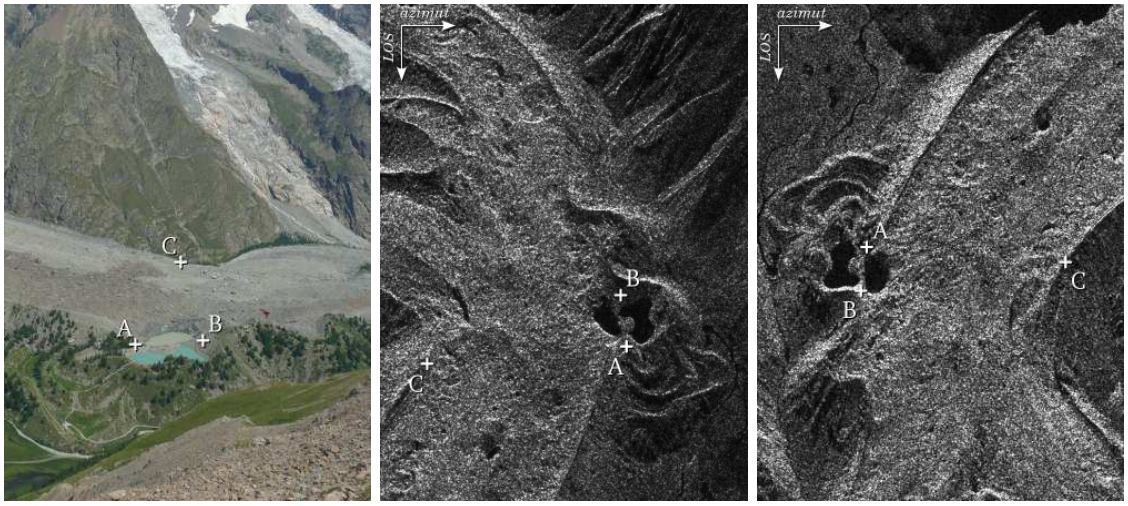


(a) *Photo d'octobre 2009.* (b) *Image TSX Descendante.*

FIGURE 2.13 – *Exemple de lac pro-glaciaire : lacs formés à l'avant de la Mer de Glace. L'image TSX descendante date du 14/08/2009. Les lacs ne sont pas visibles sur les images TSX ascendantes (imagette de 800×550 pixels).*

Les lacs pro-glaciaires se forment lorsque les glaciers sont en phase de recul. Un lac se forme alors entre le glacier et la moraine frontale. L'ancienne moraine frontale forme donc un barrage naturel. Le problème est que ce barrage naturel est généralement instable, car constitué des débris rocheux transportés par le glacier. Dans certains cas, il peut aussi contenir de la glace. Une vidange de tel lac peut, par exemple, se déclarer lorsqu'un bloc de glace du front glaciaire tombe dans le lac (vêlage). Cet évènement peut former une vague capable de submerger la moraine et parfois de la détruire. Il s'en suit une vidange rapide à l'origine d'inondations et de laves torrentielles en aval. Dans le massif du Mont Blanc, le retrait de la Mer de Glace a provoqué la formation de deux lacs pro-glaciaires comme on peut le constater sur la *figure 2.13*. A priori, ces deux lacs ne présentent pas de danger. A l'inverse, dans le massif des Écrins, le lac pro-glaciaire d'Arsine, apparu dans les années 1940 après le recul du glacier d'Arsine, présente un danger de vidange destructrice. Une infrastructure a été mise en place pour prévenir le risque. On y reviendra dans la *sous-partie 2.4.1*.

Les lacs de gouttières se forment généralement lorsque les glaciers sont en phase d'avancée. En effet, pour qu'ils se forment, il est nécessaire que le glacier soit au plus près de la moraine latérale, ce qui n'est pas le cas en phase de retrait du glacier. Le risque associé est le même que pour les lacs pro-glaciaires (crues "éclair" et inondations en aval), mais le processus d'apparition du risque est différent. Généralement, ce type de lac se vidange lorsqu'un passage se créé sous le glacier. Avec le recul contemporain des glaciers, les lacs de gouttières se rencontrent rarement de nos jours. Cependant, sur le versant italien du Mont Blanc, on trouve un bel exemple avec le lac du Miage. (*figure 2.14*). Son existence actuelle s'explique par la présence, sur le glacier, d'un couvert rocheux qui joue le rôle d'isolant en



(a) *Photo de juillet 2009.* (b) *Image TSX Descendante.* (c) *Image TSX Ascendante.*

Figure 2.14 – *Exemple de lac de gouttière : lac du Miage associé au glacier du même nom. Les images TSX descendante et ascendante datent respectivement du 14/08/2009 et du 16/08/2009 (imagettes de 500× 700 pixels).*

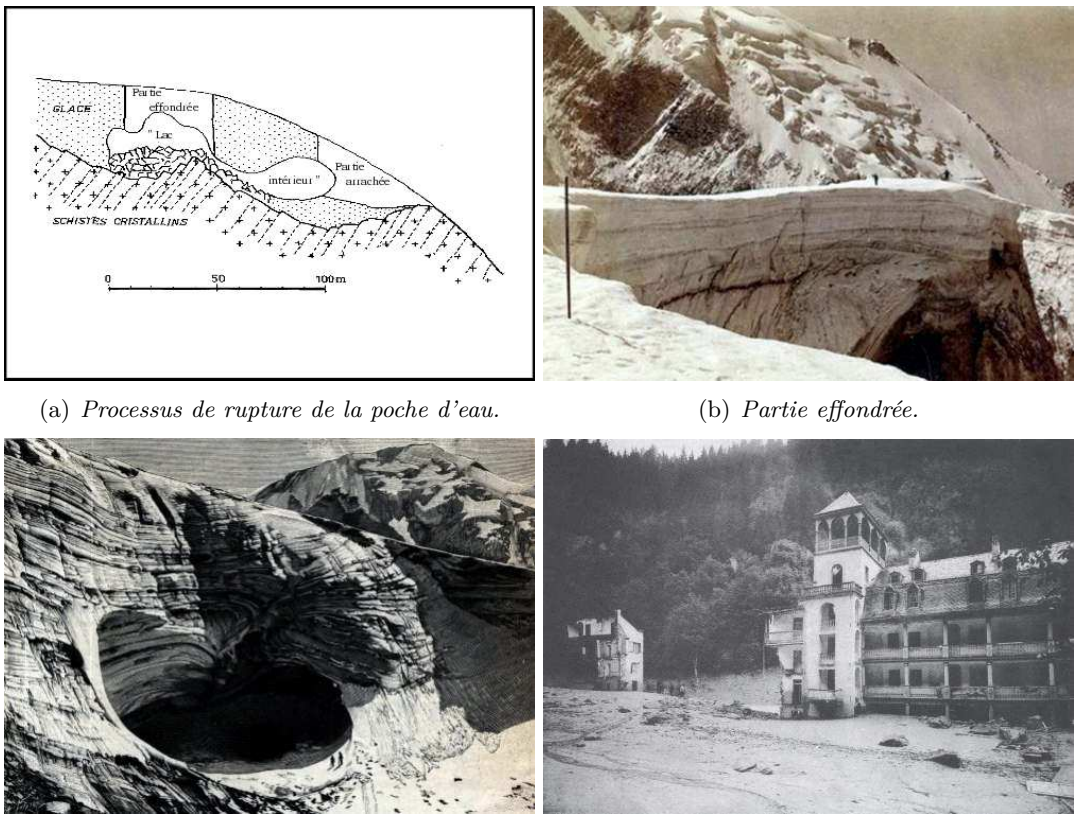
limitant la fonte et donc le recul de la glace. Tout au plus, un léger amincissement a été observé. Du coup, les conditions de formation du lac sont encore possibles.

Les lacs supra-glaciaires se forment à la surface des glaciers, qu'ils soient en recul ou en progression. La plupart du temps, ces lacs ont une petite superficie et présentent peu de risque. Mais le danger est réel si un lac de grande superficie apparaît. Le risque augmente si le lac atteint les bords de la cuvette de glace qui le retient. Si l'eau commence à s'échapper, un chenal naturel se forme dans la glace, au fur et à mesure il s'élargit avec le passage de l'eau jusqu'à rendre possible une vidange rapide, donc dangereuse. En France, le dernier lac supra-glaciaire dangereux recensé se trouvait sur le glacier de Rochemelon dans la vallée de la Maurienne (Savoie) près de la frontière italienne. Il est apparu vers la fin des années 1990. Le volume du lac n'a pas cessé d'augmenter d'année en année, à l'été 2004, il faisait 600 000 m^3. Lors de l'été suivant, le LGGE et les autorités locales sont intervenus pour supprimer le risque (voir *sous-partie 2.4.1*).

Les lacs de confluence et ***périglaciaires*** se forment en phase d'avancée des glaciers. Les rives des lacs de confluence sont composées de glace ou de moraines de confluence. Dans le massif du Mont Blanc, on a recensé ce type de lac dans le passé au niveau du glacier du Tacul avec une vidange de ce dernier en 1819 qui causa des inondations dans la vallée de Chamonix. Quant aux lacs périglaciaires, ils sont encore moins d'actualité puisqu'ils apparaissent lorsqu'un glacier bouche une vallée à l'occasion d'une forte poussée glaciaire. Dans cette configuration, les moraines ne sont pas encore formées et un lac vient se former directement au contact de la glace.

2.3.3 Les ruptures de poches d'eau glaciaires

Les poches d'eau glaciaires sont des volumes d'eau qui se forment sous le glacier ou dans le glacier à partir de l'eau de fonte. Elles sont donc propres aux glaciers tempérés. Lorsque ces poches se situent entre le lit rocheux et le glacier, on parle de poches d'eau sous-glaciaires. Lorsqu'elles sont à l'intérieur du glacier lui-même, on parle de poches d'eau intra-glaciaires. Comme pour les lacs glaciaires, le risque vient si une brusque vidange a lieu provoquant des inondations et des laves torrentielles en aval. A la différence des autres risques glaciaires, les poches d'eau représentent un danger sournois puisqu'il est difficile, voir impossible, de détecter leur présence et de savoir quand la vidange aura lieu. La plupart du temps, on détermine l'existence d'une poche d'eau seulement au moment où la vidange a lieu.



(a) *Processus de rupture de la poche d'eau.* (b) *Partie effondrée.*

(c) *Partie arrachée.* (d) *Bâtiment endommagé par la catastrophe.*

FIGURE 2.15 – *Illustrations de la catastrophe glaciaire de Tête Rousse qui s'est déroulée pendant la nuit du 11 au 12 juillet 1892. (a) schéma de Vallot et al. [Vall 92], (b) photo d'époque, (c) dessin d'après une photo du 7 septembre 1892, (d) photo de l'établissement thermal de Saint Gervais prise par Ch. Kuss le 14 juillet 1892 extrait du livre de R. Vivian [Vivi 01].*

Le processus de vidange a généralement lieu lorsque le plafond de la cavité, renfermant l'eau, s'effondre sous son propre poids. Sous la pression, l'eau s'échappe violemment de la cavité en empruntant le réseau de galeries naturelles formées par les eaux de fonte

sous-glaciaires. L'eau se retrouve finalement dans le torrent émissaire du glacier. Dans le célèbre cas de la rupture de poche d'eau sous-glaciaire du glacier de Tête Rousse (massif du Mont Blanc) pendant la nuit du 11 au 12 juillet 1892 (*figure 2.15*), le processus a été différent. Lors de l'effondrement du plafond (*figure 2.15-(b)*), la pression sur la poche d'eau a carrément provoqué une explosion du glacier en aval (*figure 2.15-(c)*). Le volume du bouchon de glace éjecté a été estimé à 90 000 m^3. L'ouverture béante ainsi formée a permis l'évacuation d'un volume d'eau estimé à 110 000 m^3. Ce volume d'eau a alors provoqué une crue éclair du torrent de Bionnassay, affluent du Bon Nant qui traverse Saint Gervais et le Fayet. Sur le trajet, le flot d'eau se chargea de matériaux (tronc, terre, bloc rocheux...), ce qui créa une lave torrentielle très puissante et destructrice. Cette catastrophe provoqua 175 morts et détruisit plusieurs bâtiments comme, par exemple, le bâtiment des thermes du Fayet littéralement coupé en deux (*figure 2.15-(d)*). Selon les estimations de Vallot, la crue aurait mis une demie-heure pour parcourir les 11 km séparant le glacier de Tête Rousse au Fayet, pour une dénivellation de quasiment 2600 m. Malgré la construction, entre 1899 et 1904, d'une infrastructure évitant la formation de poches d'eau, le glacier de Tête Rousse fait à nouveau parler de lui depuis l'été 2010. En effet, une poche d'eau sous-glaciaire de 60 000 m^3 s'est à nouveau formée. Nous y reviendrons dans la *sous-partie 2.4.1*.

2.3.4 Aspects socio-économiques

Malgré les conséquences tragiques des nombreuses catastrophes glaciaires (destruction d'infrastructures et nombreuses morts humaines), la présence des glaciers de montagne peut finalement s'avérer bénéfique pour les hommes. D'un point de vue sociologique, les glaciers constituent une réserve d'eau douce pour de nombreuses populations, et au niveau économique, ils occupent une place à part entière dans le monde du tourisme montagnard.

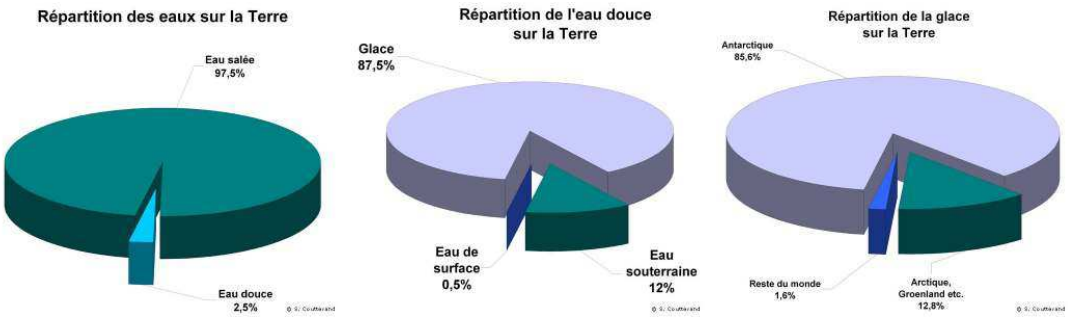


Figure 2.16 – *Répartition des ressources en eau douce sur la planète Terre (Source : www.glaciers-climat.com, site de Sylvain Couterrand).*

Les glaciers, calottes polaires comprises (Antartique, Arctique et Groenland), représentent 87.5% des ressources en eau douce de la planète Terre (*figure 2.16*). Parmi cette réserve d'eau à l'état solide, la proportion de glaciers de montagne est de seulement 1.6% (pour comparaison, elle est de 85.6% pour l'Antarctique). Malgré leur faible proportion, les glaciers de montagne jouent un rôle capital pour certaines parties du monde, en tant que châteaux d'eau. C'est, par exemple, le cas en Inde où les glaciers permettent une régulation

naturelle des réserves en eau douce. Lors de la mousson, les glaciers de la chaîne de l'Himalaya se chargent en neige permettant leur alimentation. Lors de la saison sèche, la fonte de la glace permet d'alimenter les grands fleuves indiens comme le Gange. En fin de compte, les glaciers stockent l'eau de la mousson et la restituent au moment où les populations en ont le plus besoin. Or, si le réchauffement climatique s'accentue, il y a un risque de disparition de ces glaciers. Il y aurait donc un problème de ressources en eau pouvant déboucher sur des tensions géopolitiques. L'autre enjeu sociologique est l'augmentation du niveau des mers et océans, engendrés par la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires. Entre 1880 et 2006, le niveau des mers et océans est monté de quasiment 22 cm d'après John A. Church et al. [Chur 06]. L'étude de John A. Church et al. va même plus loin en démontrant une accélération de la montée du niveau : de 1880-1991 on constate un rythme de 1.7 mm/an alors que, pour 1993-2006, il est de 3.1 mm/an. La part des glaciers dans cette élévation est également en hausse. Mark Dyurgerov a estimé que la contribution des glaces était de 10% pour 1961-1976, 16% pour 1977-1987 et 27% pour 1988-1998 [Dyur 03].

FIGURE 2.17 – *Aspect pitoyable du glacier de la Grande Motte lors de l'été 2011 rendant la pratique du ski d'été délicate. Prise de vue du 24/08/2011 issue de la webcam panoramique de la station de Tignes (Savoie, France). La webcam se situe à 3100 m et pointe vers le sommet de la Grande Motte qui culmine à 3653 m.*

En Europe, les enjeux se situent au niveau du tourisme de montagne. Dans les Alpes, les glaciers font partie intégrante du paysage et de la culture locale. Leur présence attire les touristes et des activités s'organisent autour d'eux. On peut citer la vallée de Chamonix où le train à crémaillères du Montenvers offre l'accès à un magnifique panorama sur la Mer de Glace et à la grotte de glace. Pendant l'été, les glaciers permettent également la pratique du ski d'été. Avec le recul contemporain des glaciers, ces activités sont menacées. Avec le retrait et la perte d'épaisseur de la Mer de Glace, l'accès à la grotte de glace est de plus en plus périlleux : construction d'une remontée mécanique et d'escaliers. Ces escaliers sont rallongés pratiquement chaque année. Quand au ski d'été en France, dans les années quatre-vingt, on comptait six stations de ski proposant cette activité. Durant l'été 2011, on ne compte plus que trois stations de ski : les Deux Alpes, Tignes (*figure 2.17*) et Val d'Isère. Ainsi, plusieurs stations de ski ont stoppé l'activité dans un passé plus ou moins proche : Val Thorens (arrêt en 1992), l'Alpe d'Huez (arrêt en 2003) et La Plagne (arrêt en 2005). Le retrait des glaciers peut avoir également un impact sur la pratique du ski pendant l'hiver. Dans la vallée de Chamonix, sur le domaine skiable des Grands Montets,

le retrait de la glace rend le passage du col des Grand Montets difficile pour les skieurs. Le service des pistes est obligé de ramener de la neige avec les chenillettes. C'est également le cas sur le domaine skiable des Arcs en Savoie au niveau de l'Aiguille Rouge (3227 m). On verra dans la *sous-partie 2.4.1* les dispositifs utilisés par pallier à ce problème. Pour finir, les eaux de fonte des glaciers représentent en enjeux énergétiques puisque elles peuvent être captées pour remplir des barrages afin de fabriquer de l'électricité. Par exemple, dans la vallée de Chamonix, les eaux de fonte des glaciers d'Argentière et du Tour, sont utilisées pour alimenter le lac du barrage d'Emosson en Suisse (société d'Électricité d'Émosson SA et EDF). Une disparition des glaciers rendrait plus difficile ce remplissage.

2.4 Prévention des risques et suivi des glaciers

Dans la partie précédente, nous avons montré que les glaciers de montagne représentent un sujet d'étude capital pour différentes raisons. En premier lieu, leur sensibilité aux conditions climatiques en font un indicateur du climat passé et actuel. De plus, la gestion des risques glaciaires est aussi une raison pour mettre en place un suivi des glaciers. Ces risques associés au réchauffement climatique et la fréquentation croissante du milieu montagnard (touristes, habitants et économie), poussent les hommes à mettre en place des infrastructures pour contrôler les risques.

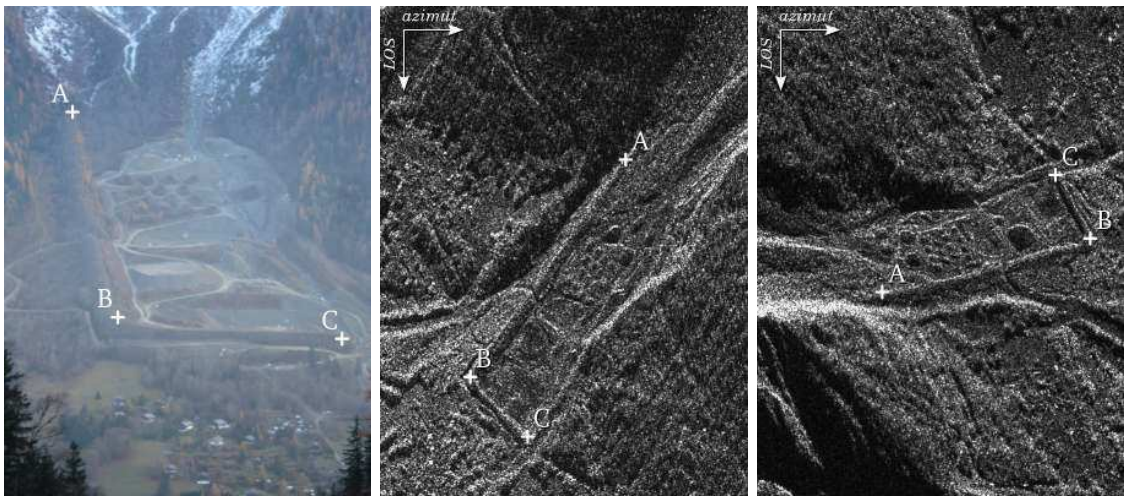
Le premier volet de cette partie est dédié à la description des infrastructures contrôlant les risques : des moyens et des investissements mis en œuvre sont illustrés par des exemples concrets dans les Alpes. Ensuite, il est question de définir les principales mesures pertinentes pour suivre un glacier tout en prenant soin d'expliquer l'utilité de chacune de ces mesures. Dans les deux dernières sous-parties, un tour d'horizon sur les techniques opérationnelles de suivi et sur la mesure de champ de déplacement de surface est effectué.

2.4.1 Infrastructures pour contrôler les risques

En raison des risques glaciaires décrit dans la *partie 2.3*, d'importants moyens sont mis en œuvre pour protéger les activités humaines et préserver l'économie. Les risques glaciaires correspondant à la mise en place de telles infrastructures sont :

- les avalanches causées par les chutes de séracs,
- les vidanges de lacs glaciaires,
- les vidanges de poches d'eau,
- la disparition des activités touristiques liées aux glaciers.

Les avalanches causées par les chutes de séracs peuvent être contenues par un paravalanche. Dans la vallée de Chamonix, le paravalanche de Taconnaz a été construit à cet effet en 1985 (*figure 2.18*). Ce paravalanche est composé d'une digue frontale et d'un digue latérale qui entourent un système de fosses, de talus freineurs et de lames déflectrices. Ces éléments ont pour rôle de contenir et freiner l'avalanche en dissipant son énergie colossale.



(a) *Photo de novembre 2008.* (b) *Image TSX Descendante.* (c) *Image TSX Ascendante.*

FIGURE 2.18 – *Paravalanche de Taconnaz. Les images TSX descendante et ascendante datent respectivement du 29/05/2009 et du 31/05/2009 (imagettes de 600×800 pixels).*

Rapidement, comme on se rendit compte que le paravalanche avait été sous-dimensionné et endommagé par des avalanches, plusieurs améliorations ont été entreprises entre 1986 et 1991. La dernière avalanche majeure de 1999 a également mis à mal le paravalanche (trois talus freineurs et plusieurs lames déflectrices endommagés). Entre 2008 et 2011, il a alors subi des améliorations : rehaussement de la digue frontale existante, création de nouvelles digues, etc, un investissement à hauteur de 10 M€.

Les vidanges de lacs glaciaires subites et destructrices peuvent être évitées en réalisant une vidange artificielle bien maîtrisée. C'est l'intervention décidée par la préfecture au cours de l'été 2005 au niveau du lac supra-glaciaire du glacier de Rochemelon dans la vallée de la Maurienne (Savoie). Les mesures réalisées pendant cette vidange artificielle ont, par ailleurs, permis de mieux comprendre le mécanisme de vidange et de réaliser des simulations à partir d'un modèle numérique [Vinc 11]. Dans un passé plus lointain, le LGGE s'est également occupé du lac pro-glaciaire qui s'était formé à l'avant du glacier d'Arsine dans le massif des Écrins. L'intervention, qui eut lieu entre avril et juin 1986, consista à creuser un chenal artificiel de 250 mètres de longueur dans la moraine afin de réguler le niveau du lac.

Les vidanges de poches d'eau sont des phénomènes très difficiles à prévoir et à localiser. C'est pour cette raison que les poches d'eau font rarement l'objet de vidange artificielle. Dans ce domaine, la poche d'eau sous-glaciaire de Tête Rousse fait figure d'exception. Effectivement, depuis la catastrophe de 1892, la petite taille du glacier de Tête Rousse aidant, la zone où se forme la poche d'eau est bien connue. Dès 1899, une galerie de drainage des eaux sous-glaciaires fut creusée dans le lit rocheux du glacier pour éviter une autre catastrophe. En 1904, une deuxième galerie de drainage fut réalisée puisque qu'une poche d'eau affleurante au niveau d'une crevasse était apparue. Depuis, aucune catastrophe ne fut observée. Mais, en 2009, le LGGE a détecté qu'une poche d'eau s'est à nouveau formée.

Durant l'été 2010, le volume de cette poche d'eau est estimé à 60 000 m^3 et menace 3 000 habitants. Les autorités décident de lancer, en collaboration avec le LGGE, une opération de vidange par pompage des eaux. Il s'agit d'une opération de grande ampleur puisque des pompes, des générateurs électriques et même une pelle araignée sont montés sur le site à plus de 3100 m d'altitude. Le coût des ces travaux à hauteur de 2 M€ est subventionné à 80% par l'Europe et l'État. Mais, dès le printemps 2011, selon des mesures effectuées par le LGGE l'eau aurait à nouveau rempli la cavité malgré la vidange de septembre 2010. On estime un volume de 4 000 m^3 alors que l'été n'a pas encore commencé. A la fin de l'été 2011 le volume a atteint 25 000 m^3 et une nouvelle vidange est entreprise entre le 28 septembre et le 15 octobre 2011.

(a) *Photo d'avril 2007.* (b) *Photo de mai 2011.*

Figure 2.19 – *Dispositifs pour limiter le retrait des glaciers. (a) Pièges à neige modelés par les chenillettes sur le glacier de la Grande Motte de Tignes (Savoie, France) pour favoriser l'accumulation de la neige pendant l'hiver. (b) Bâche de 750 m^2 positionnée au col des Grands Montets près du glacier d'Argentière (Haute-Savoie, France) au printemps 2011 pour limiter l'ablation de la glace.*

La disparition des activités touristiques liées aux glaciers est un risque économique réel pour plusieurs stations touristiques des Alpes. Le principal risque, lié au réchauffement climatique, est la disparition du ski d'été. D'un été à un autre, les conditions sont de plus en plus critiques et les stations essayent de trouver des parades. La station de Val d'Isère, un temps retiré du ski d'été, est revenu dans la course en 2004 en installant des canons à neige à plus de 3000 m sur le glacier des Pisaillas. Au delà du coût de l'investissement élevé, le coût de fabrication d'une couche de 70 cm de neige sur une surface d'un hectare est d'environ 6 000 €. La station de Tignes, quant à elle, a opté pour une solution plus économique et écologique. Elle consiste à améliorer l'accumulation de neige hivernale à l'aide de piège à neige (*figure 2.19-(a)*). Ces pièges à neige modelés à l'aide de chenillettes récupèrent la neige transportée par le vent pendant l'hiver. Le but est que le glacier soit le plus longtemps possible recouvert de névés pendant l'été. Une autre technique consiste à recouvrir le glacier de bâches blanches pour limiter la fonte de la neige ou de la glace. Les précurseurs en la matière ont été des stations autrichiennes et suisses. Dernièrement, deux stations françaises ont utilisé cette technique : les Arcs et les Grands

Montets (*figure 2.19-(b)*) respectivement pendant les étés 2010 et 2011. Le but de ces deux stations françaises n'est pas de pérenniser la pratique du ski d'été, mais de sécuriser une partie du domaine skiable hivernal devenu dangereux avec le début du retrait de la glace.

2.4.2 Quelles mesures pour suivre un glacier ?

Précédemment, nous avons vu que l'homme déploie beaucoup d'énergie pour contrôler les risques d'origine glaciaire au travers de constructions mécaniques et de dispositifs en tout genre. La gestion et la prévention des risques peuvent être affinées en cherchant à comprendre le fonctionnement des glaciers. Cette compréhension passe par des mesures physiques. Dans le cas des glaciers de montagne, un bon suivi passe par la mesure de :

- sa longueur, sa superficie et son épaisseur,
- sa vitesse,
- la topographie sous-glaciaire,
- la température de la glace,
- son bilan de masse.

Les mesures de la ***longueur***, de la ***superficie*** et de l'***épaisseur*** d'un glacier permettent de connaitre son "état de santé" instantané. Sur plusieurs années, ces mesures permettent de déterminer si le glacier est en phase de régression ou d'avancée. Les glaciologues privilégient généralement la mesure de la longueur et de l'épaisseur.

La mesure de la ***vitesse*** d'un glacier permet de connaître le processus d'écoulement de la glace. Réalisée sur plusieurs années, elle peut aussi renseigner si le glacier est en phase de régression ou en phase d'avancée. La phase de régression va coïncider avec une décélération et la phase d'avancée avec une accélération. L'accélération d'un glacier de montagne sur une partie composée de glace froide peut également signifier que cette zone se transforme en glacier tempéré. La mesure de vitesse peut aussi servir à contraindre les modèles d'écoulement de glacier utilisés pour prédire l'extension future des glaciers.

La mesure de la ***topographie sous-glaciaire*** d'un glacier est utile pour mesurer l'épaisseur de glace. Cette mesure permet aussi de connaître la topographie du lit rocheux sur lequel le glacier s'écoule et d'affiner les conditions initiales des modèles d'écoulement glaciaire.

La mesure de la ***température de la glace*** d'un glacier à différentes profondeurs permet de discriminer les glaciers tempérés et froids. Cette mesure est particulièrement intéressante si on cherche à déterminer si une partie du glacier formée de glace froide se transforme en glacier tempéré.

La mesure du ***bilan de masse*** traduit les gains (accumulation) et les pertes (ablation) de masse d'un glacier. Cette mesure permet de déterminer le "bilan de santé" annuel du glacier et de comprendre l'effet des conditions climatiques sur l'évolution du glacier. Elle peut aussi servir de paramètre de forçage des modèles d'écoulement glaciaire. Le bilan de masse b s'exprime comme la différence entre l'accumulation (de neige) et l'ablation (de la glace ou fonte de la glace) :

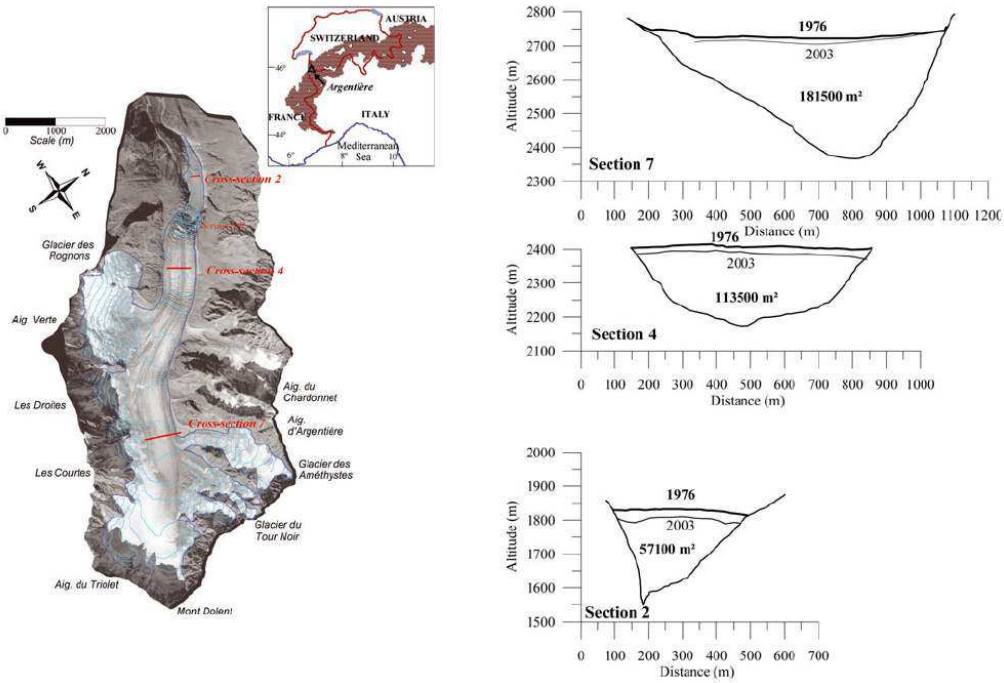
$$b = accumulation - ablation \tag{2.1}$$

où le bilan de masse b est exprimé en mètre équivalent eau par an (m w.e./an). Lorsque le bilan est négatif, cela signifie que le glacier a perdu de la masse et lorsqu'il est positif, cela veut dire qu'il a gagné de la masse. Dans les Alpes, la mesure de l'accumulation et de l'ablation consiste respectivement à mesurer l'épaisseur de la nouvelle couche de névé dans la zone d'accumulation et la hauteur de glace fondue dans la zone d'ablation à la fin du mois de septembre. Comme la mesure est exprimée en équivalent eau, il est nécessaire de faire un sondage pour mesurer la densité de la neige qui compose le névé. Pour discriminer l'effet de l'hiver et de l'été sur l'évolution du glacier, on peut également faire un bilan de masse hivernal. Ce bilan qui se déroule en mai consiste à mesurer l'épaisseur de neige (en m w.e./an) tombée pendant l'hiver dans les zones d'accumulation et d'ablation.

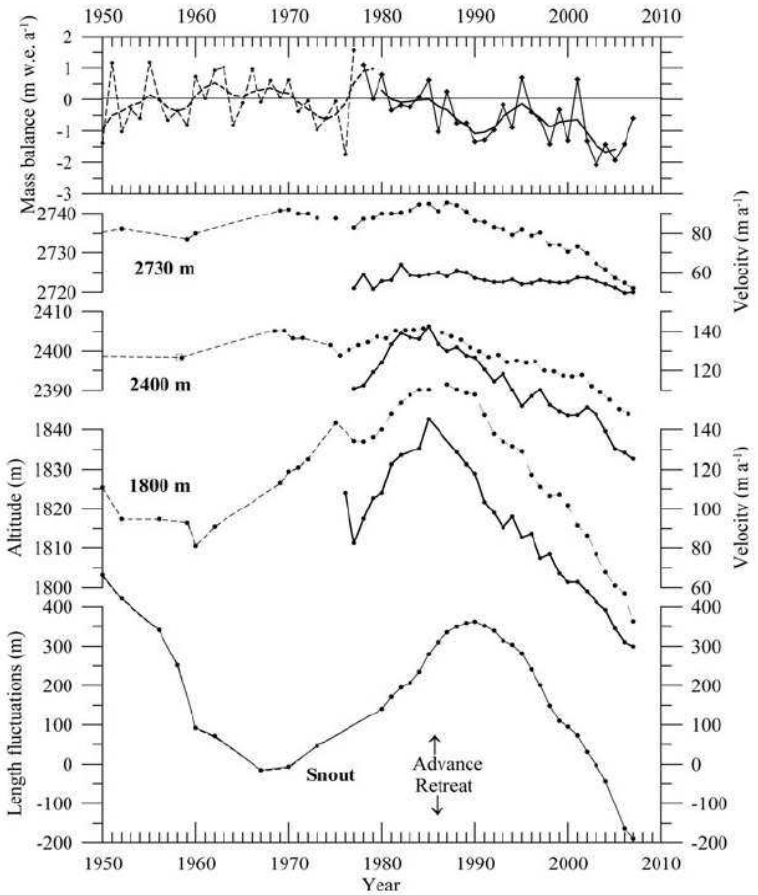
2.4.3 Techniques de suivi opérationnel

L'étude menée sur le glacier d'Argentière par Christian Vincent et al. [Vinc 09] donne un bon exemple des techniques de suivi opérationnel utilisées dans le domaine de la glaciologie. Au niveau de la *figure 2.20*, on pourra retrouver les courbes correspondantes à l'ensemble des mesures réalisées, c.a.d. mesures de la topographie sous-glaciaire, mesures d'épaisseur de glace, des fluctuations de longueur, du bilan de masse et la vitesse d'écoulement. La topographie sous-glaciaire est mesurée en réalisant des sondages sismiques et des forages. Dans le cas du site d'Argentière, ces mesures ont été réalisées selon plusieurs profils (voir plan de la *figure 2.20-(a)*). L'épaisseur est déterminée grâce à la connaissance de la topographie sous-glaciaire et à la mesure de l'altitude par des méthodes géodésiques. Les fluctuations de longueurs sont déduites à partir de cartes géographiques d'époque (pour le début du XXème) et à partir de photographies aériennes depuis les années 1950. Le bilan de masse annuel et la vitesse d'écoulement annuelle sont obtenus à l'aide de balises d'ablation dont le principe de mesure est schématisé sur la *figure 2.21*. Les balises sont positionnées le long des profils transversaux présentés sur la carte de la *figure 2.20-(a)*. Pour compléter les mesures de bilan de masse, des balises sont aussi placées à d'autres positions pour mieux échantillonner le glacier et déduire un bilan de masse de surface. Les vitesses d'écoulement sont déduites du déplacement des balises. Ce déplacement est déterminé par des levés topographiques à l'aide de théodolites avant 2000. Depuis 2000, le positionnement des balises est obtenu par GPS différentiel.

En France, le suivi annuel des glaciers sur plusieurs dizaines d'années, à l'instar du glacier d'Argentière, ne concerne qu'une minorité de glaciers. Ainsi, le service d'observation GLACIOCLIM, piloté par le LGGE, suit 5 glaciers dans les Alpes françaises : Saint-Sorlin (Savoie), Argentière (Haute-Savoie), Gébroulaz (Savoie), Sarennes (Isère) et Mer de Glace

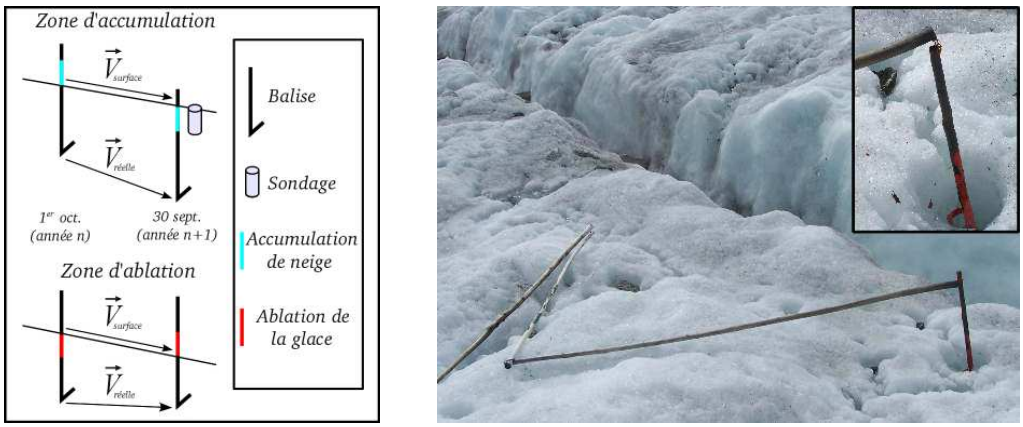


(a) *Positions des trois profils transversaux de mesure sur le glacier (à gauche) et comparaison entre les épaisseurs de glace mesurées en 1976 et 2003 au niveau des ces trois sections (à droite).*



(b) *Évolutions de l'altitude de la surface (ligne pointillée) et la vitesse d'écoulement (ligne continue) pour les trois profils transversaux (graphiques du milieu)). Courbe du bilan de masse (graphique du haut) et courbe de la fluctuation de longeur (graphique du bas).*

FIGURE 2.20 – *Exemple de suivi d'un glacier sur 50 ans (EDF puis le LGGE à partir de 1977) : le glacier d'Argentière. Illustrations tirées de l'article de Vincent et al. [Vinc 09].*



(a) *Principe de la mesure.* (b) *Photo d'une balise sur le glacier d'Argentière.*

Figure 2.21 – *Mesure du bilan de masse annuel (accumulation de neige et ablation de glace) et de la vitesse d'écoulement annuelle d'un glacier avec des balises d'ablation. (a) Schéma d'après Etienne Berthier [Bert 05a]. (b) Photo de juillet 2009.*

(Haute-Savoie). L'objectif ici est de mesurer et comprendre l'évolution des glaciers en lien avec les fluctuations climatiques. Le faible nombre de glaciers suivis se justifie par les lourds moyens humains et financiers qu'exigent un suivi rapproché : déplacements sur le terrain 2 à 4 fois par an, difficultés d'accès, etc. Cependant, lorsqu'un glacier représente un risque, un suivi est mis en place de façon ponctuelle. C'est, par exemple, le cas du glacier de Taconnaz pour lequel le risque d'avalanches causées par les chutes de séracs exige un suivi constant. A partir de 2001, un réseau de mesures a été déployé pour suivre ce glacier : mesure de vitesse mensuelle et du bilan de masse avec des balises, et estimation de la position de la barre de séracs à partir des levés topographiques effectuées avec des théodolites [Meur 06]. L'utilisation d'outils photogrammétriques (clichés photographiques pris depuis un hélicoptère et clichés pris avec un appareil photo grand public) pour estimer le volume des blocs de glace de la barre de séracs a également été entreprise. Ce travail a été réalisé dans le cadre du stage de fin d'étude de Renaud Blanc [Blan 03].

Les données de télédétection, comme, par exemple, les images satellitaires et les MNT, sont de plus en plus utilisées pour suivre des glaciers puisqu'elles permettent de réaliser des mesures sur l'ensemble des glaciers présents dans un massif et non sur quelques glaciers. Au cours des années 1990, période de l'essor de la télédétection satellitaire, on a constaté des développements méthodologiques spécifiques à ce nouveau type de données. Le travaux entrepris ont montré que la télédétection satellitaire fournissait de bons résultats tout en restant un outil complémentaire aux mesures terrain. Ces travaux ont étudié l'utilisation de plusieurs MNT, synthétisés à intervalle de temps différent, pour déduire la perte d'épaisseur des glaciers [Bert 04]. On trouve également des travaux qui proposent d'utiliser des images satellitaires optiques pour déterminer l'altitude de la ligne d'équilibre et le bilan de masse [Raba 05]. Les images satellitaires optiques et radar donnent aussi la possibilité de mesurer des champs de déplacement sur toute la surface du glacier. Ce point sera développé dans la sous-partie suivante. Ce tour d'horizon rapide sur les techniques de

télédétection est bien évidement non exhaustif. On pourra se référer au livre de Andreas Kääb qui résume bien toutes les techniques de télédétection possibles pour suivre les glaciers [Kaab 04].

Plus récemment, au cours des années 2000, la communauté des glaciologues s'est intéressée à l'utilisation des appareils photo numériques grand public pour suivre les glaciers. Un examen de la littérature montre que l'utilisation de cet instrument de télédétection proximal est encore marginale vis-à-vis de la télédétection spatiale. Dans les années 1980, quelques travaux ont débuté avec des appareils photo argentiques dont les prises de vues étaient numérisées. En 2004, l'étude de Javier González Corripio a montré qu'il était possible d'estimer l'albédo [9] des glaciers du Mont Blanc à partir d'un MNT et de clichés argentiques numérisés [Corr 04]. La plupart des autres travaux concernent la mesure du déplacement des glaciers et font l'objet d'un développement dans la sous-partie suivante.

2.4.4 Mesure de champ de déplacement

Précédemment, on a vu que les mesures de déplacement des glaciers réalisées concernent généralement les vitesses de surface. Le plus souvent, ce déplacement de surface est obtenu à partir de la méthode utilisant les balises d'ablation. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle permet d'estimer le déplacement qu'en certains points et non sur l'ensemble de la surface d'un glacier. Dans l'absolu, il serait possible de quadriller finement un glacier avec des balises, puis d'interpoler les mesures pour obtenir un champ de déplacement. Mais au-delà de la lourdeur de la manipulation, il faudrait composer avec les zones de crevasses qui rendent impossibles la pose de balises. L'utilisation de la télédétection spatiale et proximale a déjà permis d'estimer des champs de déplacement de surface y compris sur les zones scabreuses, c.a.d. les champs de crevasses. Les types de données impliquées sont :

- l'imagerie satellitaire optique,
- l'imagerie satellitaire SAR,
- la photographie terrestre.

L'imagerie satellitaire optique a permis, dès le début des années 1990, l'estimation de champ de déplacement de glaciers par la méthode de corrélation d'images. L'étude de Scambos et al. propose, pour la première fois, d'appliquer cette méthode sur des images du satellite LANDSAT pour déterminer le champ de déplacement de surface d'un glacier d'Antarctique [Scam 92]. Dans un premier temps, comme la mesure est pixellique et non sous-pixellique, l'utilisation de la corrélation d'images se limite à des glaciers possédant une vitesse d'écoulement assez importante pour être mesurable sur un couple d'images. L'application de la méthode sur des systèmes géophysiques avec faible déplacement (déformations sismiques et de volcaniques) permet alors de développer la mesure sous-pixellique.

9. L'albédo représente la proportion, exprimée entre 0 et 1, de rayonnement solaire incident renvoyé par une surface. Les valeurs 0 et 1, qui sont des cas idéaux, correspondent respectivement à une surface qui absorberait totalement le rayonnement incident et à une surface qui réfléchirait totalement le rayonnement incident. A titre d'exemple, l'albédo de la neige fraiche est de 0.75 à 0.9.

La majorité des études concerne des appareils glaciaires de grandes dimensions comme, par exemple, les grands glaciers de vallée de l'Himalaya et de l'Alaska mais aussi les calottes polaires. On peut citer les travaux de Copland et al. avec des images du satellite ASTER sur des glaciers du Pakistan [Copl 09]. En ce qui concerne les Alpes françaises, on recense une seule étude, celle d'Etienne Berthier et al. sur les glaciers du massif du Mont Blanc [Bert 05b]. Cette étude a par ailleurs proposé une comparaison avec des mesures de GPS différentiel pour valider les résultats de champ de déplacement de surface obtenus à partir d'images optiques du satellite SPOT-5 (*figure 2.22*).

L'imagerie satellitaire SAR a permis, dès le début des années 1990, l'estimation de champ de déplacement de glaciers par la méthode InSAR. Cette méthode qui utilise un couple d'images SAR, fut en premier lieu utilisée pour mesurer les déformations sismiques par Didier Massonnet et al. [Mass 93]. Le premier résultat sur un glacier a été réalisé par Golstein et al. sur le fleuve de glace de Rutford en Antarctique avec des images du satellite ERS-1 [Gold 93]. La plupart des études a concerné les calottes polaires [Koni 01]. On ne trouve que très peu d'applications sur les glaciers de montagne puisque l'InSAR est sensible aux changements de surface qui interviennent souvent sur ce type de glacier. Cependant, entre 1995 et 2000, l'application de l'INSAR sur les glaciers de montagne a été possible grâce à la mission TANDEM ERS-1/2 qui fournissait des couples d'images SAR à 1 jour. A ce jour, une seule étude utilisant des données TANDEM ERS-1/2 concerne des glaciers des Alpes françaises. Il s'agit des travaux de thèse de Gabriel Vasile [Vasi 07] sur les glaciers du Mont Blanc (Argentière, Mer de Glace et Leschaux). Ces résultats, présentés sur la *figure 2.23*, ont été publiés dans l'article d'Emmanuel Trouvé et al. [Trou 07]. Au début des années 2000, la méthode de corrélation d'images habituellement utilisée avec des images optiques, est appliquée sur des images SAR. Les travaux de Tazio Strozzi et al., sur un glacier de l'ile de Svalbard (Antartique) avec des image ERS-1, montrent que les résultats sont satisfaisants et sont donc complémentaires avec le méthode l'InSAR qui ne marche pas toujours [Stro 02]. Les travaux de Strozzi et al. explorent aussi la méthode du *speckle tracking*. Le principe de cette méthode, aussi nommée *coherence tracking* dans la littérature, se rapproche de la corrélation d'images. Elle est utilisée dans plusieurs travaux. [Gray 01, Joug 02]. Dernièrement, de nouveaux algorithmes de *texture tracking* ont été proposés [Erte 09, Hara 11]. Ces méthodes sont détaillées dans le *chapitre 3*.

La photographie terrestre a permis, dès les années 1980, de mesurer le déplacement de glaciers à partir de photos argentiques scannées. Cependant, les premiers travaux proposés, appliqués sur des glaciers d'Alaska, n'ont présenté que des mesures ponctuelles et non des champs de déplacement [Krim 86, Harr 86, Harr 92]. Il faut attendre le début des années 2000 et les travaux de Adrian N. Evans pour connaître le premier champ de déplacement estimé par la méthode de corrélation d'images à partir de photos papier numérisées [Evan 00]. Malgré l'essor récent des appareils photo numériques, peu de travaux sont entrepris. C'est à la fin des années 2000 que les premiers travaux utilisant des dispositifs numériques automatiques sont réalisés par Yushin Ahn et al. [Ahn 10] et par Mari Svanem dans ses travaux de fin d'études [Svan 10]. Ces travaux ont comme point commun de suivre des glaciers du Groenland et de proposer une comparaison avec des champs de

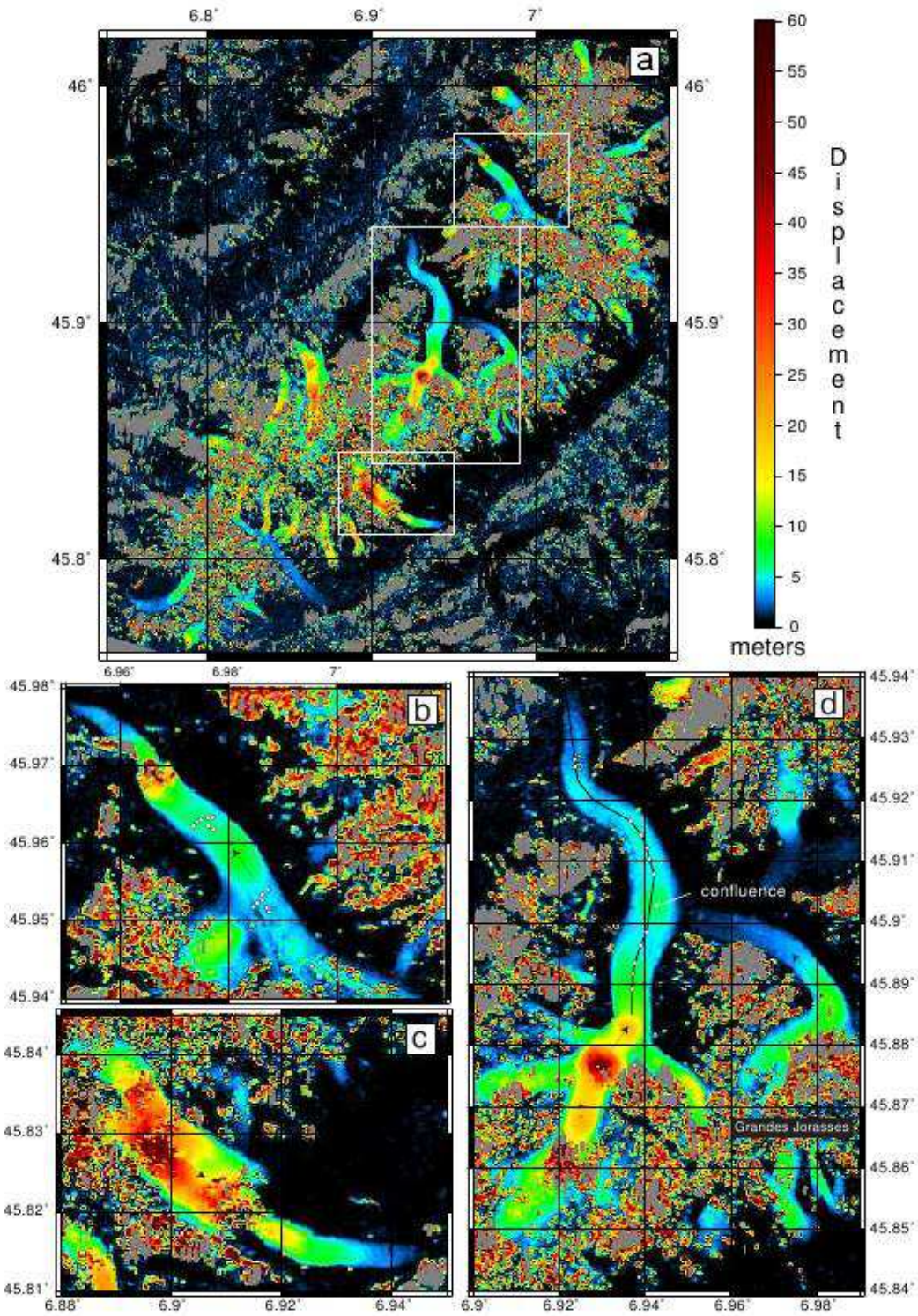


FIGURE 2.22 – *Champs de déplacement obtenus par la méthode de corrélation d'images appliquée à un couple d'images satellitaires optiques SPOT-5 à 26 jours (23/08/2003-18/09/2003). Vue d'ensemble sur le massif du Mont-Blanc (a). Focus sur les glaciers d'Argentière (b), de la Brenva (c) et de la Mer de Glace/Leschaux (d).Illustration tirée de l'article de Étienne Berthier et al. [Bert 05b].*

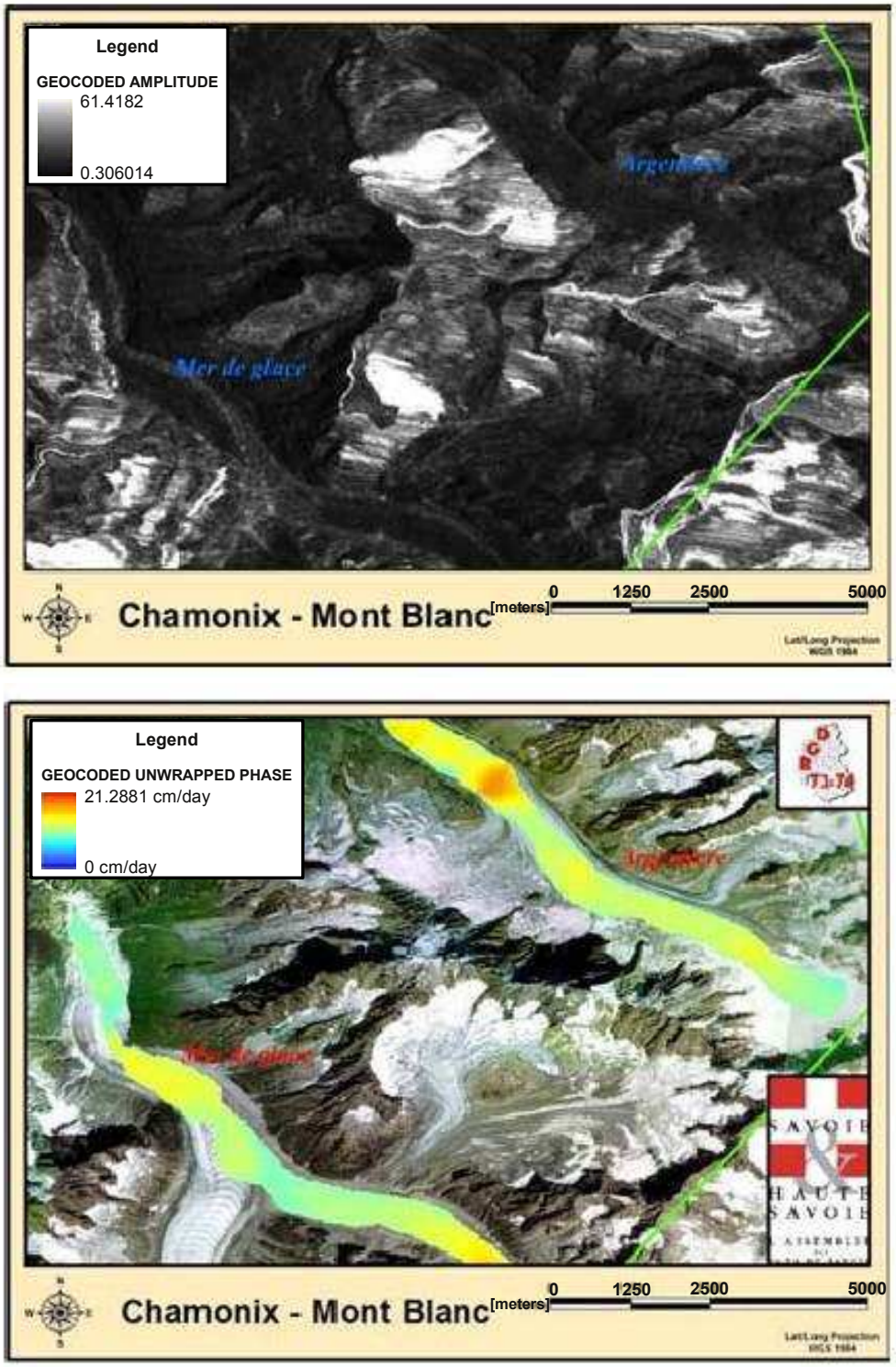


Figure 2.23 – *Champ de déplacement obtenu par la méthode InSAR avec un couple d'images radar de la la mission TANDEM ERS-1/2 à 1 jour d'intervalle (10/11 mars 1996). Image d'amplitude SAR orthorectifiée et géocodée (en haut), et champ de déplacement orthorectifié et géocodé incrusté sur une image optique aéroportée (en bas). Illustration tirée de l'article d'Emmanuel Trouvé et al. [Trou 07].*

déplacement obtenus à partir d'images satellitaires optiques. Yushine et al. proposent une comparaison avec le satellite optique Landsat, mais les images disponibles datent de 2002 alors que les mesures avec l'appareil photo datent de 2007. Quant à l'étude de Mari Svanem, en plus d'une comparaison avec des résultats du satellite optique Formosat possédant un recouvrement temporel avec les résultats par photographie terrestre, une comparaison avec des mesures GPS est aussi proposée.

2.5 Conclusions

Ce chapitre a permis de présenter les glaciers tempérés, les risques glaciaires associés et les moyens de suivi et d'étude mis en œuvre. Initialement réalisée par l'intermédiaire de mesures sur le terrain, depuis les années 1990, la surveillance des glaciers s'est tournée de plus en plus vers les données de télédétection spatiale. L'étude bibliographique a notamment montré, que de nos jours, l'imagerie satellitaire optique et SAR est régulièrement utilisée en complément des mesures terrain. Cette utilisation concerne notamment la mesure de champs de déplacement de surface qui peut être utile pour comprendre le processus d'écoulement des glaciers, mais aussi contraindre les modèles d'écoulement. A contrario, l'utilisation de données de télédétection proximale, comme les dispositifs de photographie terrestre, est beaucoup plus marginale. A ce sujet, l'essentiel des travaux répertoriés concerne la mesure de champs de déplacement.

Pour résumer, l'état de l'art sur la mesure de champs de déplacement de surface des glaciers a montré, qu'à ce jour, peu de travaux ont utilisé des images satellitaires SAR HR et la photographie terrestre numérique et qu'aucun travaux n'a proposé une fusion entre ces deux capteurs. L'objectif scientifique de ces travaux de thèse est donc d'explorer les possibilités de mesure de champs de déplacement qu'offrent l'imagerie satellite SAR HR et le dispositif de photographie terrestre automatique sur le site test du Mont Blanc.

Chapitre 3

Méthodes de mesure de déplacement

Sommaire

3.1 Introduction 76

3.2 Méthodes spécifiques à l'imagerie SAR 76

3.2.1 Statistiques des images SAR 76

3.2.2 Méthode InSAR 77

3.2.3 Déplacement de cible ponctuelle 85

3.3 Méthodes spécifiques au domaine de la vision par ordinateur . 88

3.3.1 Statistique des images optiques numériques 88

3.3.2 Méthodes de flot optique 88

3.4 Méthode du maximum de similarité 92

3.4.1 Formalisme de la mesure 93

3.4.2 Différentes fonctions de similarité 94

3.4.3 Mesure sous-pixelique 97

3.4.4 Confiance sur l'estimation du déplacement 98

3.4.5 Réglages des paramètres de calcul 99

3.5 Maximum de similarité et images TSX HR 100

3.5.1 Préparation des images SAR 100

3.5.2 Comparatif multifonction 101

3.5.3 Choix des paramètres de calcul 103

3.5.4 Choix de la confiance 106

3.5.5 De la nécessité d'utiliser un masque 108

3.6 Maximum de similarité et photographie terrestre HR 109

3.6.1 Préparation des données images 109

3.6.2 Comparatif multifonction 110

3.6.3 Réglage des paramètres de calcul 112

3.6.4 Choix de la confiance 115

3.7 Conclusions 116

3.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de trouver la meilleure approche possible pour estimer le déplacement des glaciers tempérés à partir des deux types d'images utilisées dans cette thèse :

- les images satellitaires SAR,
- les images optiques numériques de l'appareil photo terrestre.

Comme on souhaite traiter une grande masse de données, on cherche une méthode flexible qui nécessite le moins de prétraitements possibles et des paramètres simples à régler. On désire, par ailleurs, un champ de déplacement dense (tous les pixels) et, au regard des déplacements mis en jeux, une mesure sous-pixélique. Un autre objectif sera de présenter les méthodes de suivi de cibles artificielles ou naturelles.

Dans un premier temps, on fera un tour d'horizon des méthodes de déplacement couramment utilisées dans le domaine de l'imagerie satellite SAR et de la vision par ordinateur. Ce premier volet donnera également l'occasion de présenter les statistiques des images SAR et des images optiques numériques. Dans le cas des images SAR, une description des méthodes spécifiques à la mesure de cible ponctuelle sera également entreprise, le but étant de mesurer le déplacement des CRs placés sur le glacier d'Argentière. Comme l'approche par maximum de similarité a été sélectionnée pour ces travaux de thèse, il sera ensuite question de présenter en détail cette méthode. Cette présentation permettra notamment d'introduire les fonctions de similarité existantes. Pour conclure ce chapitre, on propose de sélectionner pour chaque type d'image la fonction de similarité la mieux adaptée et de trouver les meilleurs paramètres de réglage. Dans le cas des images de l'appareil photo numérique, une comparaison avec une méthode de flot optique variationnelle sera entreprise.

Ce chapitre, à dominante bibliographique, présente aussi des résultats, ceci pour étayer les choix réalisés.

3.2 Méthodes spécifiques à l'imagerie SAR

3.2.1 Statistiques des images SAR

Dans le *chapitre 1*, on a vu que les images SAR sont affectées par un bruit appelé speckle (ou chatoiement en français). Il s'agit d'un bruit multiplicatif :

$$I(\mathbf{x}) = I'(\mathbf{x}) \, .b(\mathbf{x}) \tag{3.1}$$

où $\mathbf{x} = (x_{az}, x_{LOS})$, et I' et I sont respectivement l'image d'amplitude idéale non bruitée et l'image d'amplitude réelle bruitée. Le terme b est une variable aléatoire représentant le speckle. Pour déterminer la densité de probabilité du speckle, il s'agit tout d'abord de modéliser le processus de rétrodiffusion des ondes.

Le modèle le plus simple et le plus utilisé est celui qui reprend le formalisme de Goodman [Good 76]. La réponse d'une cellule sol à une onde radar est la somme de N réponses de cibles ponctuelles réparties aléatoirement dans cette cellule. En notant $s_n = a_n \exp(j\phi_n)$ la réponse de la cible n d'amplitude a_n et de phase ϕ_n, la réponse de la cellule sol est :

$$S = \Re(s) + j\Im(s) = \sum_{n=1}^{N} a_n \exp(j\phi_n). \tag{3.2}$$

En faisant l'hypothèse que a_n et ϕ_n sont des variables aléatoires indépendantes, ϕ_n suivant une loi uniforme sur $[0, 2\pi]$, et que N est suffisamment grand ($N \gg 10$), on montre en utilisant le théorème central limite que la densité de probabilité en amplitude du speckle est une loi de Rayleigh [Mait 01] :

$$P(A|\mu_A) = \frac{2A}{\mu_A^2}.\exp\left(-\frac{A^2}{\mu_A^2}\right) \quad \text{avec} \quad A \geq 0 \tag{3.3}$$

où $A = |S|$ et μ_A est le paramètre du chatoiement.

3.2.2 Méthode InSAR

Dans la littérature, il existe deux types d'approche pour mesurer le déplacement par imagerie SAR :

- l'interférométrie SAR (InSAR), utilisant l'information de phase,
- le maximum de similarité, utilisant l'information d'amplitude.

La méthode de mesure de déplacement la plus précise est la mesure par interférométrie radar (InSAR). Cependant, dans certaines conditions, cette technique basée sur l'information de phase peut devenir inopérante. Une solution moins sensible aux changements temporels et d'angle de visée consiste à utiliser la méthode du maximum de similarité basée sur l'information d'amplitude . Cette approche est classiquement utilisée dans le domaine de la télédétection optique et dans le domaine de la vision par ordinateur. Dans cette sous-partie, on se propose de réaliser une description de la méthode InSAR et de sonder le potentiel interférométrique des données TSX sur le site test du Mont Blanc. La méthode du maximum de similarité fait l'objet d'un développement dans la *partie 3.4*.

Le principe de l'InSAR demande l'utilisation conjointe d'au moins deux images radar complexes (SLC) : une image maître (M) et une image esclave (S). Il se base sur le fait qu'entre deux acquisitions d'images radar, la trajectoire du satellite n'est pas exactement la même pour mesurer le relief ou le déplacement de cibles entre les deux acquisitions. Bien que les satellites repassent quasiment sur la même orbite, on observe un écart géométrique entre les deux passes : la base B. La base est généralement exprimée en fonction de ses projections selon l'axe de visée de l'image maître et selon la normale à l'axe de visée. C'est la base perpendiculaire $B_\perp$ qui conditionne la sensibilité au relief.

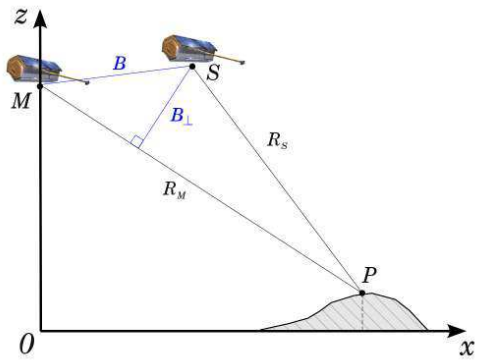


FIGURE 3.1 – *Configuration interférométrique entre deux acquisitions SAR.*

Étant donnée une base, on observe une différence de trajet $\delta R = R_M - R_S$ des ondes électromagnétiques qui va créer des interférences constructives et destructives. Le principe est donc semblable à l'expérience d'optique ondulatoire des trous de Young à l'exception près que l'on ne travaille pas à la même longueur d'onde et à la même échelle géométrique. Physiquement, les interférences en un point P de la scène découlent de la différence de phase des deux signaux maître et esclave :

$$\phi\left(P\right) = \phi_M - \phi_S = \frac{4\pi}{\lambda}\left(R_M - R_S\right) = \frac{4\pi}{\lambda}\delta R \tag{3.4}$$

où $\phi_i = \phi_{propre} + \phi_{géo}$ $(i = \{M, S\})$. Le terme ϕ_{propre} découle de l'interaction entre l'onde et le sol ; il dépend de la nature du sol et de l'angle d'incidence des ondes. Le terme ϕ_{geo} correspond au déphasage dû à l'aller-retour de l'onde. Lorsque l'onde parcourt une distance égale à la longueur d'onde radar λ des ondes, le déphasage augmente de 2π : $\phi_{geo} = (4\pi/\lambda)\,R$. En l'absence de changement et si les images sont acquises sous le même angle de visée (petite base), on considère que ϕ_{propre} est constant dans le temps, donc ϕ_{propre} disparaît lorsque l'on calcule la différence de phase $\phi_M - \phi_S$.

On distingue deux configurations InSAR correspondant à des applications différentes :

- la configuration où les images sont acquises simultanément. On peut citer comme exemple la plateforme aéroportée E-SAR et la mission SRTM sur la navette américaine, ou encore plus récemment la mission TanDem-X. Ici, le but est de réaliser un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la zone imagée.

- la configuration où l'on observe un écart temporel entre les deux images. Cette configuration nous intéresse puisqu'elle est adaptée à la mesure de déplacement. Ici, l'utilisation des plateformes satellitaires est privilégiée, car leur trajectoire est à l'heure actuelle très bien contrôlée.

Théoriquement, si une zone de la scène imagée contenant le point P s'est déplacée entre deux acquisitions radar, cela se traduira par une variation de la différence de phase

$\phi(P)$. Cependant, cette information n'est pas directement accessible en mesurant $\phi(P)$ puisqu'elle contiendra en même temps les différences de phase dues à la base ϕ_{orbi}, la topographie ϕ_{topo}, l'atmosphère ϕ_{atm} et celle du déplacement ϕ_{motion} :

$$\phi(P) = \phi_{orbi} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{motion} \tag{3.5}$$

En pratique, $\phi(P)$ est accessible en formant un interférogramme à partir d'un couple d'images radar complexes recalées. Pour obtenir ce type de produit, on calcule l'argument φ de la corrélation complexe normalisée définie par :

$$C = \rho e^{j\phi} = \frac{E\{z_M z_S^*\}}{\sqrt{E\left\{|z_M|^2\right\} E\left\{|z_S|^2\right\}}} \tag{3.6}$$

Un second produit dérivé du coefficient C est la cohérence γ. Il s'agit d'un indicateur de confiance de la mesure de la phase. La valeur de cet indicateur varie entre 0 et 1, 1 étant la confiance maximale. En pratique, le calcul de ϕ et γ se fait sous l'hypothèse de stationnarité et d'ergocité en remplaçant dans l'*équation 3.6* l'espérance mathématique par un moyennage spatial :

$$\gamma = \frac{\left|\sum_{(i,j)\in\mathcal{F}} z_M(i,j)\, z_S^*(i,j)\right|}{\sqrt{\sum_{(i,j)\in\mathcal{F}} |z_M(i,j)|^2 \sum_{(i,j)\in\mathcal{F}} |z_S(i,j)|^2}}, \quad \phi = \arg\left\{\sum_{(i,j)\in\mathcal{F}} z_M(i,j)\, z_S^*(i,j)\right\} \tag{3.7}$$

où $\mathcal{F}$ correspond au voisinage utilisé pour le calcul. Une zone de cohérence élevée correspond physiquement à une zone renfermant des réflecteurs délivrant une réponse stable vis-à-vis des ondes radar, autrement dit, on a une corrélation de signal radar. Sur l'interférogramme, cela se traduit par un système de franges et sur l'image de cohérence par une valeur de γ typiquement comprise entre 0.5 et 1. On parle alors de préservation de la cohérence ou de la phase.

Pour estimer un déplacement à partir d'un interférogramme, c.a.d. à partir de la différence de phase, plusieurs traitements sont nécessaires puisque cette dernière contient différentes contributions (*équation 3.5*). La phase orbitale ϕ_{orbi} et la phase topographique ϕ_{topo} sont généralement retirées avec l'aide conjointe des paramètres d'orbite du porteur (avion ou satellite) et d'un MNT (Modèle Numérique de Terrain). Quant à la phase atmosphérique ϕ_{atm}, elle peut être éliminée en utilisant un modèle météorologique [Doin 09] ou des mesures GPS [Wadg 02]. Ces deux approches permettent d'estimer le délai atmosphérique respectivement par la connaissance des grandeurs météorologiques (pression, humidité, température, etc) et par l'intermédiaire du signal bi-fréquence du GPS [1]. Une fois les trois contributions ϕ_{orbi}, ϕ_{topo} et ϕ_{atm} retirées, l'interférogramme renferme l'information de déplacement de la surface projetée dans la direction du radar. Si le déplacement varie dans la scène de plus d'une demi-longueur d'onde λ, on observe des franges qui correspondent au champ de déplacement modulo $\lambda/2$. Il est alors nécessaire d'appliquer

1. Le caractère dispersif de l'atmosphère terrestre selon la fréquence des ondes électromagnétiques permet de remonter aux grandeurs météorologiques.

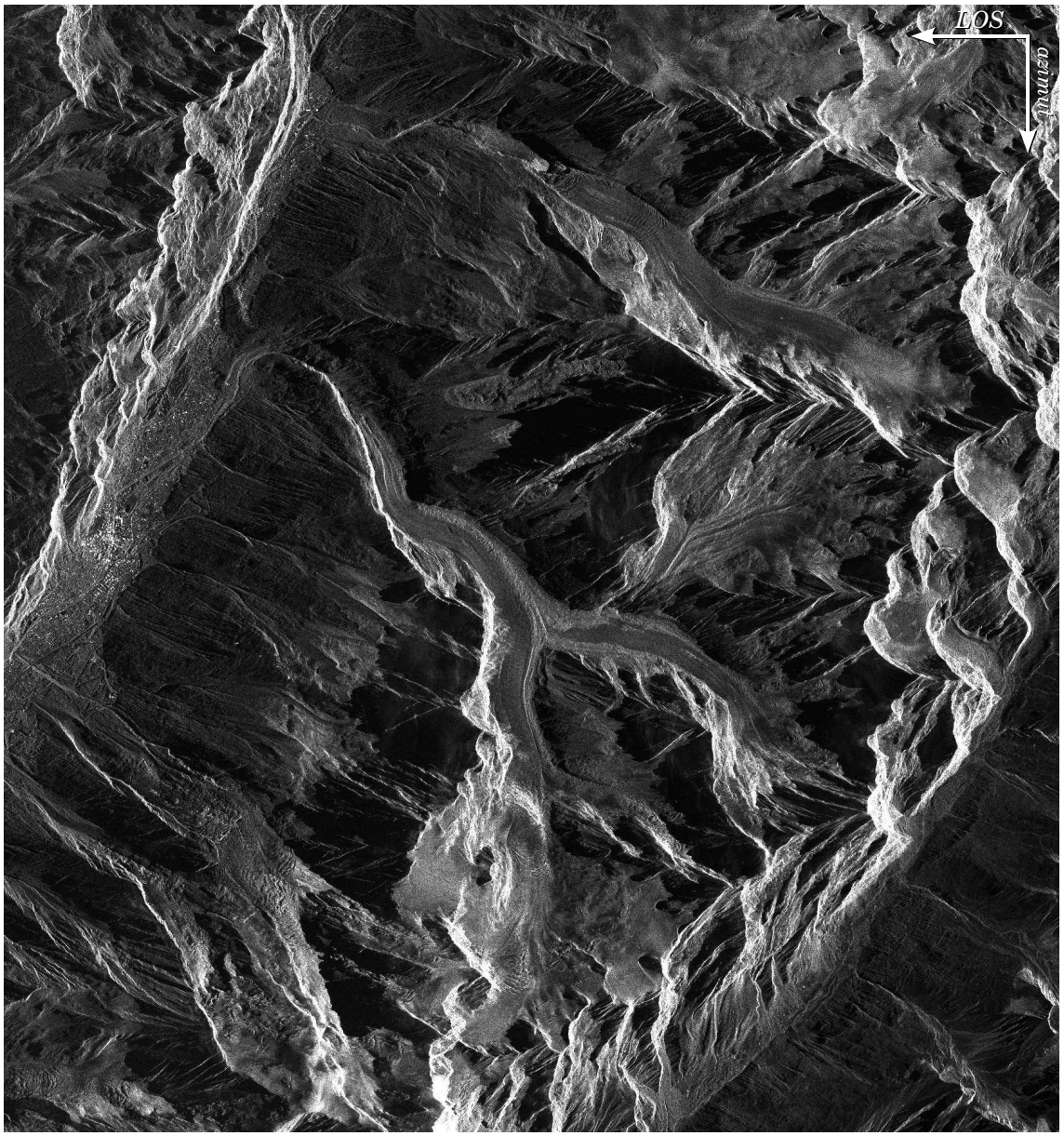


FIGURE 3.2 – *Image d'amplitude maître moyennée 5×5 de 1720×1836 pixels (image de la série SM-D1 datant du 29/09/2008).*

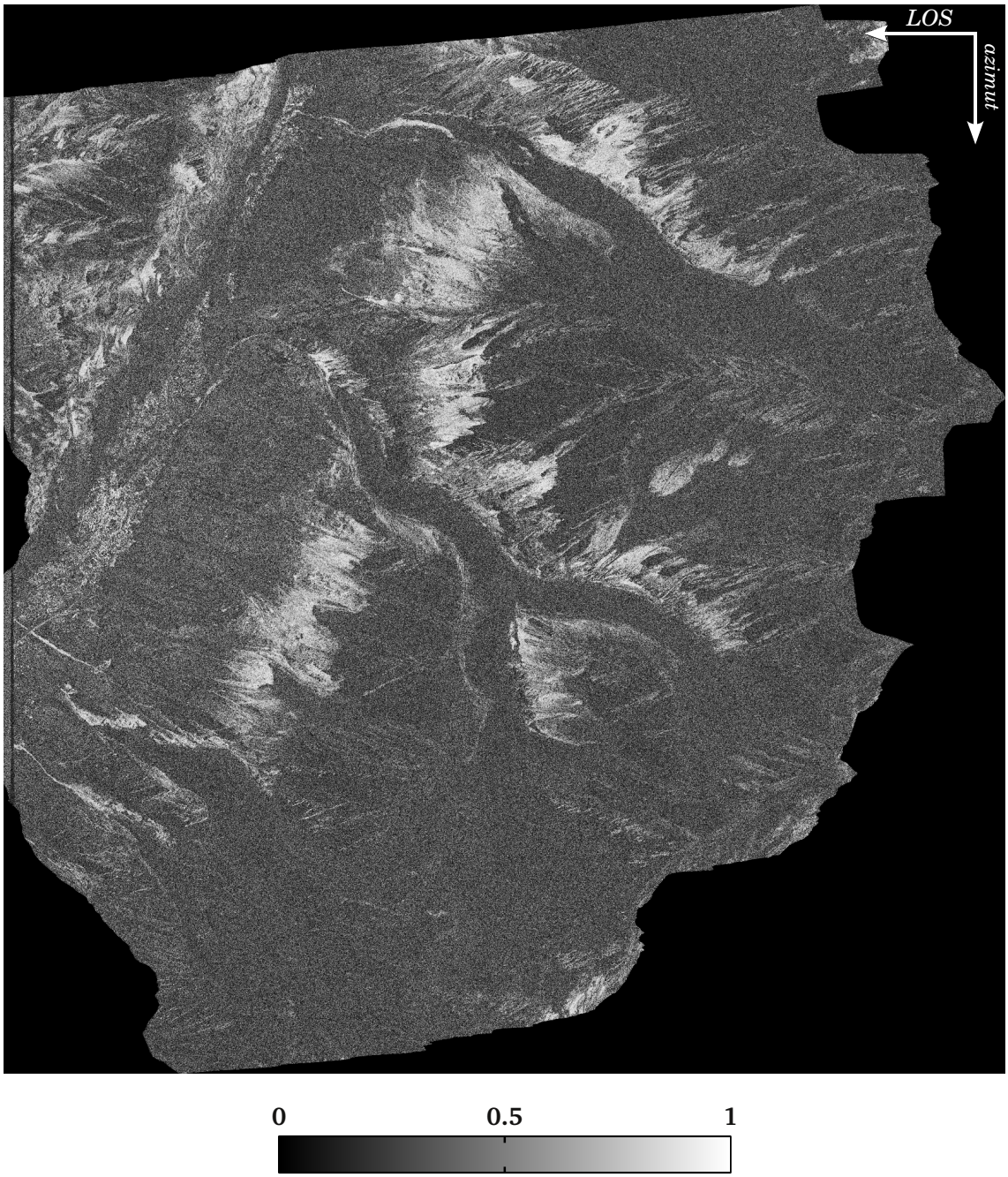


Figure 3.3 – *Image de cohérence γ de 1720×1836 pixels calculée sur un voisinage de 5×5 à partir du couple D1 (29/09/2008-10/10/2008) appartenant à la série SM-D1. La découpe de l'image vient du MNT de 2008 de la RGD 73-74 (disponible uniquement côté français) utilisé pour le recalage de l'image esclave sur l'image maître.*

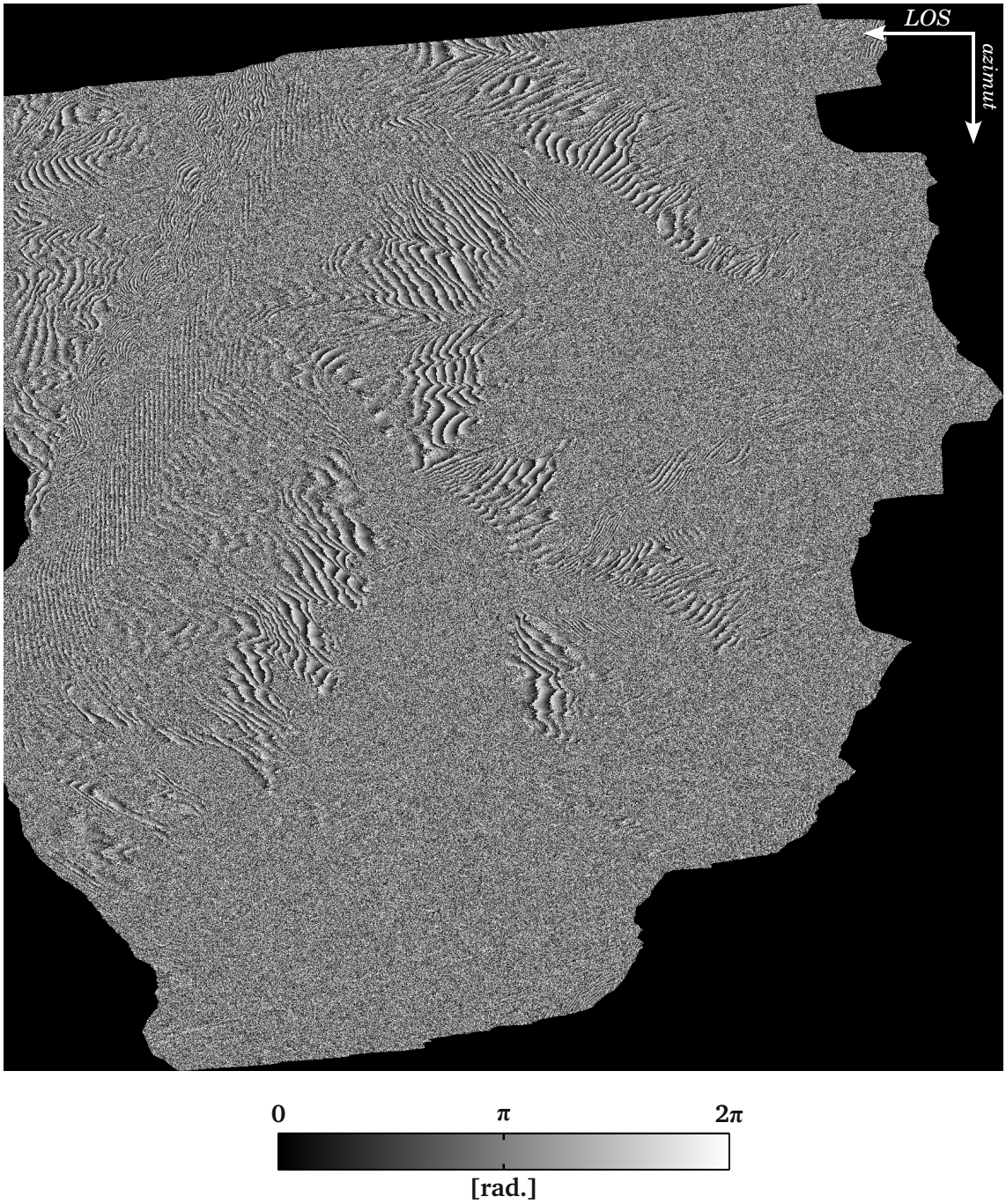


FIGURE 3.4 – *Image de phase ϕ de 1720×1836 pixels calculée sur un voisinage de 5×5 à partir du couple D1 (29/09/2008-10/10/2008) appartenant à la série SM-D1. Il s'agit d'un interférogramme brut puisqu'il renferme toutes les contributions de l'équation 3.5. La découpe de l'image vient du MNT de 2008 de la RGD 73-74 (disponible uniquement côté français) utilisé pour le recalage de l'image esclave sur l'image maître.*

le traitement de déroulement de phase qui peut être délicat, voir impossible, lorsque le mouvement varie trop rapidement à l'intérieur de la scène (non respect du théorème de Shanon).

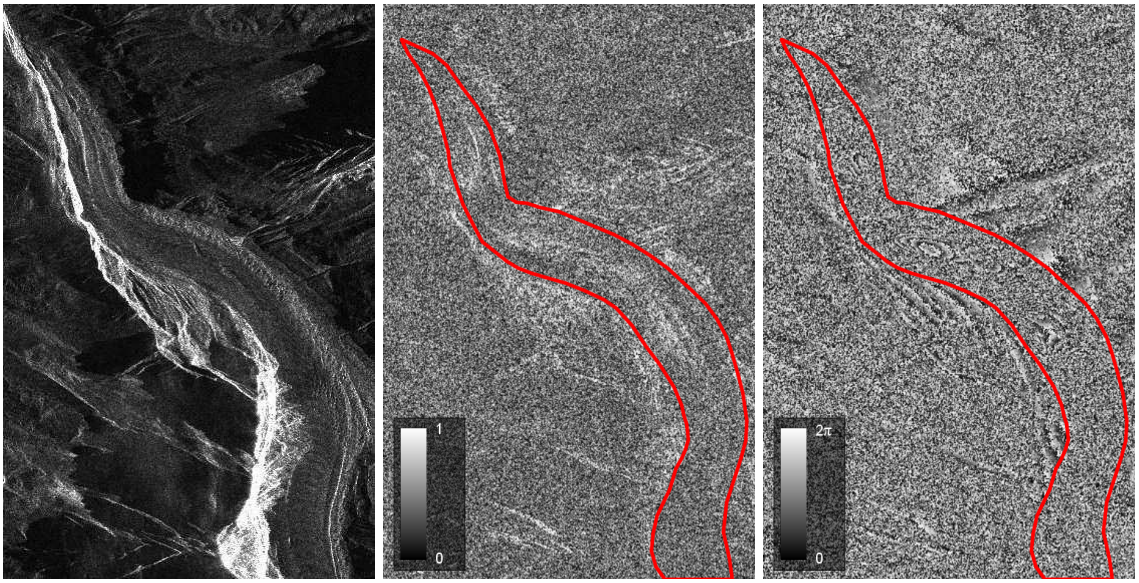
Les deux critères principaux de réussite de la méthode InSAR sont le maintien de la corrélation du signal radar, qui passe par la constance du terme ϕ_{propre}, et la réussite de l'étape de déroulement de phase. Dans le cadre du suivi des glaciers, les paramètres primordiaux permettant de respecter ces deux critères sont :

- Le premier paramètre est la longueur d'onde λ du capteur SAR. En effet, dans le cas des grands déplacements, comme ceux des glaciers, une longueur d'onde λ plus grande est à privilégier puisqu'elle limite la décorrélation du signal et réduit le problème de déroulement de phase [Stro 08]. Par ailleurs, une étude antérieure d'Eric Rignot et al. a montré qu'en bande L, les ondes radar pénètrent mieux dans la neige fraiche et les névés par rapport à la bande C, ce qui réduit la décorrélation temporelle [Rign 01].

- Le deuxième paramètre est la distance temporelle entre les deux acquisitions radar. Plus la distance temporelle sera petite, plus la décorrélation du signal radar sera limitée et inversement. Dans le cas des glaciers tempérés des Alpes françaises, la distance temporelle la plus petite possible est à privilégier puisque la surface de tels glaciers évolue très rapidement (ablation en été et nombreuses chutes de neige l'hiver) d'où une décorrélation du signal radar. C'est pour cette raison que la seule étude InSAR ayant donné des résultats exploitables sur le massif du Mont Blanc concerne des données Tandem ERS-1/2 qui offraient une distance temporelle idéale de 1 jour [2].

Les premières études concernant l'utilisation de l'InSAR avec les images TSX sur des glaciers tempérés montrent une décorrélation du signal radar. Cette décorrélation est induite par les changements de surface qui ont lieu entre deux acquisitions TSX (11 jours) et par la sensibilité de la bande X aux changements de surface [Flor 08, Kuma 09, Fall 11]. A priori, il est donc impossible d'utiliser l'InSAR avec TSX pour estimer le déplacement des glaciers du Mont Blanc comme l'illustre les *figures 3.3* et *3.4*. Sur ces deux figures représentant respectivement l'image de cohérence γ et de phase ϕ d'un couple de la série SM-D1, on constate que la cohérence γ est faible sur les glaciers (de haut en bas : Argentière, Leschaux, Mer de Glace, Bossons et Taconnaz), par conséquent l'information de phase n'est pas exploitable. On remarque également des zones avec une forte cohérence γ qui se traduisent par un réseau de franges sur l'image de phase ϕ. Il s'agit de zones fixes composées d'alpages (absence de forêt), ou de pierriers ou de zones urbaines (vallée de Chamonix), où l'on observe une corrélation du signal radar. En parallèle, on remarque une perte de cohérence sur les parties fixes de haute altitude, phénomène causé par des chutes de neige qui provoquent une décorrélation du signal radar.

2. Cet écart temporel est qualifié d'idéal car en théorie la surface d'un glacier alpin évolue peu en 24 heures, ce qui constitue un facteur de réussite de la méthode InSAR. De plus, le déplacement du glacier n'est ni trop grand ni trop petit pour être détecté.



(a) (b) (c)

FIGURE 3.5 – *Langue terminale de la Mer de Glace : Image d'amplitude maître moyennée 4×7 (a) (image datant du 06/01/2009). Image de cohérence γ (b) et phase ϕ (c) calculée sur un voisinage de 4×7 à partir du couple D3 (06/01/2009-17/01/2009) appartenant à la série SM-D2. Il s'agit d'un interférogramme brut puisqu'il renferme toutes les contributions de l'équation 3.5.*

La décorrélation du signal radar sur les glaciers du Mont Blanc se confirme sur tous les couples TSX à 11 jours. Néanmoins, on note une exception sur le couple D3 (06/01/2009-17/01/2009) de la série SM-D2, où la cohérence est préservée sur quelques glaciers du massif du Mont Blanc (Mer de Glace et glacier d'Argentière). Une période météorologique stable entre les deux acquisitions l'explique : temps anticyclonique et relativement froid. Pour illustrer ces dires, on peut consulter la *figure 3.5*. Sur cette figure, l'interférogramme montre l'apparition de quelques franges sur la langue terminale de la Mer de Glace. Toutefois, l'information de phase n'est pas assez propre pour être exploitée.

Une autre exception a été observée sur des glaciers "noirs" [3] du versant italien du massif du Mont Blanc. En effet, sur les couples de la série SM-D1, la cohérence est préservée ponctuellement sur de petites zones des langues terminales des glaciers du Miage et de la Brenva. Dans le cas du glacier du Miage, la préservation de l'information de phase semble avoir un lien avec l'épaisseur de débris rocheux présents à la surface de ce glacier. Pour plus de détail, on peut se référer à l'*annexe B*. Toutefois, l'information de phase n'est pas assez propre pour être exploitée.

On retiendra que la méthode InSAR n'est pas adaptée à la mesure du déplacement des glaciers avec les images TSX HR acquises sur le site test du

3. Les glaciers "noirs" sont recouverts d'une couche uniforme de débris rocheux qui masque entièrement la glace.

Mont Blanc.

3.2.3 Déplacement de cible ponctuelle

La détection et le suivi de cibles ponctuelles sont des sujets beaucoup traités dans le domaine de l'imagerie SAR puisque sous certaines conditions, l'utilisation de ces cibles ponctuelles permet de réaliser des mesures de déplacement très précises. On distingue deux types de cible :

- les cibles artificielles,
- les cibles naturelles.

Les cibles artificielles sont généralement plus stables dans le temps que les cibles naturelles. Cette stabilité se caractérise par un signal radar stable sur une série d'acquisitions radar. On parle alors de cibles cohérentes (Coherent Scatterer en anglais, CS) ou de cibles permanentes (Permanent Scatterer en anglais, PS), notions introduites par Alessandro Feretti et al. [Ferr 01]. Les cibles cohérentes se trouvent généralement dans les zones urbaines où les bâtiments offrent une rétrodiffusion stable dans le temps. De telles cibles se trouvent rarement dans la nature. Les cibles concernées sont généralement des blocs rocheux se trouvant dans des zones avec peu de végétation. En effet, une abondante végétation peut engendrer une perte de cohérence, d'autant plus importante que la longueur d'onde du capteur SAR est petite. Par exemple, TSX est très sensible à la végétation, car il utilise une petite longueur d'onde ($\lambda = 3.1$ cm). Il est aussi possible de créer des cibles cohérentes artificielles en plaçant des CRs sur la scène couverte par l'image SAR. La flexibilité qu'offrent les CRs est grande puisque leur installation est rapide (voir la *sous-partie 1.4.2*).

Avant d'utiliser les cibles cohérentes pour la mesure de déplacement, un première étape consiste à détecter ces cibles. Ce travail peut être fait manuellement ou de façon automatique. Historiquement, les premières approches automatiques proposées consiste à faire un seuillage sur les images de cohérence γ ou en analysant l'évolution temporelle des images d'amplitude à l'aide d'outils statistiques [Ferr 01]. Plus tard, un autre type d'approche est apparu : il consiste à travailler avec plusieurs sous-vues spectrales de l'image SAR [4]. Dans la littérature, on trouve trois méthodes travaillant sur ces sous-vues :

- la détection des cibles en utilisant la cohérence entre deux sous-vues spectrales (sublook coherence detection) [Schn 06],
- la détection des cibles en utilisant l'entropie entre plusieurs sous-vues spectrales (sublook entropy detection) [Schn 06],
- la détection de cible en seuillant la variance de la phase calculée pour plusieurs sous-vues spectrales (phase variance approach) [Schn 09, Sanj 10].

4. Une image de sous-vue spectrale, pour une direction donnée de l'image (LOS ou azimut), est obtenue en sélectionnant une partie du spectre de l'image. Pour cela, on utilise la transformée de Fourier.

Une fois les cibles cohérentes sélectionnées, il est alors possible de mesurer des déplacements dans une série d'image SAR. Il existe différentes méthodes de mesure qui sont basées :

- soit sur l'information de phase,
- soit sur l'information d'amplitude.

La méthode basée sur l'information de phase découle directement de la méthode InSAR introduite dans la sous-partie précédente. Cette approche, appelée méthode PS dans la littérature, peut détecter des déplacements de cibles avec une précision millimétrique. Cette grande précision vient de la sélection des cibles cohérentes qui possèdent un signal radar très stable dans le temps. Le principal défaut de cette méthode est qu'elle ne peut être appliquée que sur des petits déplacements et sur des cibles artificielles, les cibles naturelles n'étant pas assez stables. Cette méthode n'est donc pas adaptée aux cibles naturelles se trouvant sur les glaciers alpins, car, d'une part, elles ne sont pas assez stables et, d'autre part, le déplacement est généralement trop grand. Elle est aussi inadaptée pour mesurer le déplacement des cibles artificielles (CRs) disposées sur le glaciers d'Argentière car le réglage de leur orientation n'est pas très précis.

Les méthodes basées sur l'information d'amplitude sont relativement rares dans la littérature puisqu'elles fournissent une précision moins importante que la méthode PS. Mais elles représentent une alternative intéressante lorsque la méthode PS n'est pas possible. En 2006, Fransecso Serafino [Sera 06] a proposé une méthode d'estimation du déplacement basée sur le signal d'amplitude de cibles isolées (IPS, Isolated Point Scatterers). Une cible est considérée comme un IPS si elle possède une réponse impulsionnelle en forme de sinus-cardinal. L'idée est d'estimer la position sous-pixelique de la cible en calculant l'intercorrélation entre l'image SAR de cette cible et sa réponse impulsionnelle idéale, c.à.d. le sinus cardinal. En réalisant ce calcul sur une série d'images, on peut alors estimer le déplacement d'une cible isolée. Fransesco Serafino a appliqué cette méthode pour recaler des images SAR.

Dans la littérature, on trouve deux études concernant le suivi de cibles ponctuelles dans un environnement glaciaire :

- les travaux de Sanjuan-Ferrer et al. [Sanj 10],
- les travaux de thèse de Bombrun [Bomb 08].

Les travaux de Sanjuan-Ferrer proposent de détecter des cibles cohérentes sur la surface du glacier de Helheim (Groenland) en utilisant la méthode de variance de la phase précédemment introduite. L'étude s'appuie sur trois images TSX SM acquises entre août 2008 et octobre 2009. Une fois la détection appliquée sur chaque image, les cibles qui disparaissent d'une image à l'autre sont exclues en utilisant l'information de déplacement a priori. Cet a priori est déterminé par maximum de similarité. *In fine*, cette étude permet d'évaluer les possibilités de détection de cibles cohérentes dans un environnement glaciaire et non d'estimer leur déplacement.

Les travaux de Lionel Bombrun s'appuient sur la méthode de Serafino [Sera 06], initialement proposée pour recaler des images, afin de suivre le déplacement d'un CR. L'idée est intéressante puisque les CRs délivrent une réponse impulsionnelle en forme de sinus cardinal dans les images SAR (voir*sous-partie 1.4.2*). L'algorithme de Serafino a donc été appliqué sur le Coin Reflecteur CR-D1 (DLR) placé sur glacier d'Argentière avec un couple d'images ENVISAT entre le 22/02/2007 et le 07/02/2008 (projet MEGATOR). Pour cette période de quasiment un an, un déplacement de 17.45 cm/jour est trouvé alors que le GPS mesure un déplacement de 14.70 cm/jour pour la même période. Soit une erreur de ∼16%, ce qui représente un peu plus d'un pixel. Cet écart peut s'expliquer par la taille relativement grande du pixel ENVISAT (Δ_{LOS}= 7.9 m et Δ_{az}= 4.0 m) et l'instabilité du CR qui altèrent la précision de la méthode.

En collaboration avec Lionel Bombrun et Olivier Harant, l'approche de Serafino [Sera 06] a été appliquée au suivi des CRs dans les images TSX [Fall 11]. On se propose donc de détailler cette méthode. La première étape consiste à sélectionner les cibles isolées, appelées IPS, possédant une réponse impulsionnelle en forme de sinus cardinal. Dans notre cas, comme les cibles sont des CRs dont on connaît précisément la position, cette sélection a été faite manuellement en découpant des imagettes. La position de la cible est estimée en cherchant les coordonnées du maximum de l'intercorrélation entre le signal d'amplitude de la cible et sa réponse impulsionnelle idéale tronquée. Cette réponse idéale est typiquement formée d'un sinus cardinal bidimensionnel dans les directions en LOS et azimut :

$$I_{sinc}(x_{LOS}, y_{az}) = \text{sinc}\left(\frac{x_{LOS}}{\delta_{LOS}}\right) \cdot \text{sinc}\left(\frac{y_{az}}{\delta_{az}}\right) \tag{3.8}$$

où δ_{LOS} et δ_{az} sont respectivement les résolutions en LOS et azimut, et $(x_{LOS}, y_{az}) = (\Delta_{LOS} \cdot j,\ \Delta_{az} \cdot i)$ avec (i, j) les coordonnées locales des pixels et Δ_{LOS}, Δ_{az} les tailles de pixels en LOS et azimuth. Pour obtenir une position sous-pixelique, l'image d'intercorrelation est suréchantillonnée d'un facteur deux par la méthode du "zéro-padding". Au final, le déplacement pour un couple d'images SAR est déterminé en faisant la différence entre les coordonnées sous-pixeliques de la cible dans les imagettes maître et esclave.

Tableau 3.1 – *Résolution et taille du pixel des satellites ENVISAT et TSX.*

Satellite	$\delta_{\mathbf{LOS}}$	$\delta_{\mathbf{az}}$	$\mathbf{\Delta_{LOS}}$	$\mathbf{\Delta_{az}}$
ENVISAT	9.65 m	5.00 m	7.91 m	4.00 m
TSX	1.76 m "	3.30 m "	1.36 m "	2.05 m* 1.95 m**

* *images SM simple polarisation descendantes.*
** *images SM simple polarisation ascendantes.*

Dans la suite de ce manuscrit, cette méthode d'estimation du déplacement de cibles ponctuelles sera appelée **méthode du sinc**.

3.3 Méthodes spécifiques au domaine de la vision par ordinateur

3.3.1 Statistique des images optiques numériques

Le bruit présent dans les images optiques numériques est généralement considéré comme un bruit additif :

$$I(\mathbf{x}) = I'(\mathbf{x}) + b(\mathbf{x}) \tag{3.9}$$

où $\mathbf{x} = (x, y)$ avec x les lignes et y les colonnes, I' et I sont respectivement l'image idéale non bruitée et l'image réelle bruitée. Le bruit b est un champ aléatoire. Dans les images optiques numériques, le bruit prédominant est le bruit thermique lié à l'électronique du capteur. La densité de probabilité d'un tel bruit suit généralement une loi gaussienne :

$$P(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma}.\exp\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) \tag{3.10}$$

où μ est la moyenne et σ est l'écart type.

3.3.2 Méthodes de flot optique

Dans le domaine de la vision par ordinateur, le flot optique est un terme général qui englobe plusieurs types d'approche pour estimer le déplacement :

- ***Les méthodes basées sur l'énergie (ou méthodes fréquentielles)*** regroupent les approches travaillant dans le domaine de Fourier. Il y a, par exemple, les méthodes basées sur les filtres de Gabor [Heeg 88, Webe 95], dont l'avantage est d'obtenir des champs de déplacement régularisés. Toutefois, ce filtrage peut entraîner une perte d'informations dommageable. La fin des années 1990 voit apparaître des approches basées sur les ondelettes [Maga 98, Bern 99]. Ces méthodes sont proches de celles utilisant les filtres. Elles ont donc les mêmes avantages et inconvénients, au détail près qu'elles demandent une paramétrisation a priori du calcul (choix des ondelettes qui forment la base).

- ***Les méthodes par appariement de régions***, également appelées "block matching" en anglais, se basent sur un calcul réalisé entre les deux images au travers d'une fenêtre de taille donnée. Le calcul est réalisé avec une fonction donnée qui rentre généralement dans la famille des fonctions de corrélation. L'avantage de cette approche est qu'elle peut fournir des champs de déplacement denses, ne nécessite pas de prétraitement lourd et peut être facilement adaptée pour obtenir une mesure sous-pixelique. L'inconvénient est qu'elle nécessite une connaissance a priori sur le déplacement, car elle postule un déplacement maximal. Pour résoudre ce problème, Anandan [Anan 89] utilise une implémentation pyramidale (*figure 3.6*) qui consiste à appliquer l'algorithme de "block matching" sur les images sous-échantillonnées avec différents facteurs. L'approche par appariement de régions est beaucoup utilisée dans la domaine de l'imagerie satellitaire, sous la domination de corrélation d'images, car elle est simple d'utilisation et donne des résultats précis. A l'inverse, cette approche

est peu utilisée dans le domaine de la vision par ordinateur puisque elle gère mal le déplacement des petits objets (par exemple bras et jambes d'un humain) et les discontinuités de déplacement.

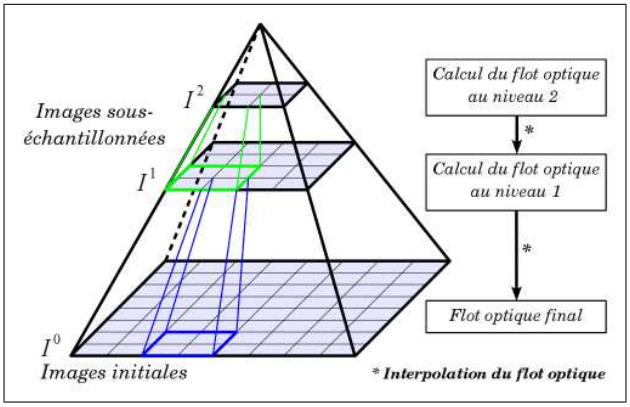


Figure 3.6 – *Principe de l'implémentation pyramidale pour l'estimation de flot optique. En pratique, le nombre de niveaux de la pyramide est 2, 3 ou 4, ici on présente l'exemple à 3 niveaux.*

- ***Les méthodes différentielles (ou méthodes variationnelles)*** regroupent les approches qui consistent à résoudre un problème d'optimisation en minimisant une fonctionnelle. Cette fonctionnelle est généralement issue de l'équation de conservation de l'intensité lumineuse entre le couple d'images. Dans la littérature, cette équation est également appelée équation de contrainte de mouvement apparent (voir *équation 3.14*). La résolution du problème d'optimisation peut être réalisée de façon globale ou locale. Historiquement, c'est la méthode variationnelle globale qui est apparue en premier [Horn 81]. Cette approche détermine le déplacement en minimisant la fonctionnelle sur l'ensemble de l'image avec l'aide d'un terme de lissage additionnel. L'inconvénient majeur des méthodes globales est qu'elles ne détectent pas les déplacements locaux et se montrent très sensibles au bruit. A l'inverse, les méthodes locales sont moins sensibles au bruit et détectent les déplacements locaux grâce à l'utilisation d'un voisinage. Cette dernière approche nécessite toutefois un réglage attentif de la taille de la fenêtre de voisinage sous peine de passer à côté des grands déplacements. Comme l'utilisation de grand voisinage peut être pénalisante pour la gestion des discontinuités dans le champ de déplacement, l'implémentation pyramidale est souvent utilisée. La méthode locale la plus connue est celle de Lucas et Kanade [Luca 81]. Les dernières innovations en matière de méthode variationnelle sont des approches dites hybrides, car elles allient les méthodes globales et locales. On peut citer l'article de Brox et al. qui présente la méthode la plus efficace à l'heure actuelle pour mesurer des grands déplacements [Brox 11].

Cet inventaire est toutefois non exhaustif et ne rentre pas dans le détail des différentes méthodes. Pour en savoir plus, on pourra consulter l'article de Baron et al. qui explore et teste les performances des différentes méthodes existantes au début des années 1990 [Barr 94]. On pourra aussi se référer au rapport de stage d'ingénieur de Julien Marzat qui, en plus

de fournir une description plus pédagogique, introduit les derniers algorithmes et avancées en matière de flot optique [Marz 08]. Quant à l'approche par appariement de régions, elle fait l'objet d'un développement dans la *partie 3.4* de ce chapitre. Elle y est présentée sous le terme général de méthode de maximum de similarité.

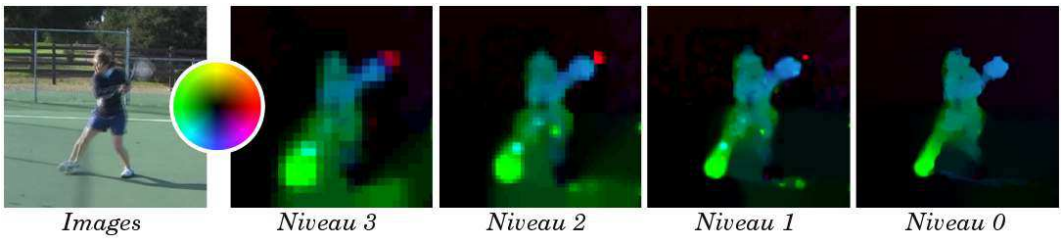


FIGURE 3.7 – *Illustration de l'implémentation pyramidale : évolution des champs de déplacement estimés à chaque niveau pour une pyramide à 4 niveaux. Figure issue de l'article de Brox et al. [Brox 11].*

Dans nos travaux de thèse, nous avons choisi de tester l'approche de Brox et al. [Brox 11], car il s'agit d'une évolution récente dans l'estimation du flot optique de grand déplacement. On propose donc d'en présenter les principes généraux. Comme la plupart des méthodes variationnelles, on part de l'hypothèse que l'intensité lumineuse I (valeur entière entre 0 et 255) se conserve entre deux images consécutives à t et $t+1$. D'un point de vue mathématique, cette hypothèse se traduit par la relation suivante :

$$I\left(\mathbf{x}+\mathbf{w}, t+1\right) - I\left(\mathbf{x}, t\right) = 0 \tag{3.11}$$

où $\mathbf{x} = (x, y)^t$ représente les coordonnées d'un pixel de l'image et $\mathbf{w} = (dx/dt, dy/dt)^t = (v_x, v_y)^t$ est la vitesse dans le plan image. Cette hypothèse peut aussi s'écrire sous forme différentielle :

$$\frac{dI\left(\mathbf{x}, t\right)}{dt} = 0 \quad \Leftrightarrow \quad \frac{\partial I}{\partial x}.\frac{dx}{dt} + \frac{\partial I}{\partial y}.\frac{dy}{dt} + \frac{\partial I}{\partial t} = 0. \tag{3.12}$$

En adoptant une écriture matricielle, cette relation devient :

$$\left[\begin{array}{cc} \frac{\partial I}{\partial x} & \frac{\partial I}{\partial y} \end{array}\right] \times \left[\begin{array}{c} \frac{dx}{dt} \\ \frac{dy}{dt} \end{array}\right] + \frac{\partial I}{\partial t} = 0. \tag{3.13}$$

On en déduit alors l'équation de contrainte de mouvement apparent traduisant la conservation de l'intensité lumineuse :

$$\left(\nabla I\right)^t \mathbf{w} + I_t = 0 \tag{3.14}$$

où ∇ est l'opérateur Nabla permettant de calculer le gradient spatial et $I_t = \partial I/\partial t$. Les méthodes variationnelles (globale et locale) consistent alors à minimiser une fonctionnelle énergétique $E\left(\mathbf{w}\right)$ comportant des termes issus directement de l'*équation 3.14*, mais aussi des termes additionnels ajoutant des contraintes pour particulariser les solutions. Les méthodes globales se basent généralement sur la fonctionnelle suivante :

$$E\left(\mathbf{w}\right) = E_{color} + \gamma E_{gradient} + \alpha E_{smooth} \tag{3.15}$$

où γ et α sont des paramètres qui peuvent être réglés manuellement ou automatiquement à l'aide de vérité terrain. Le terme E_{color} apporte une contrainte sur la valeur de gris et de couleur des pixels à apparier (hypothèse d'intensité lumineuse constante). Ensuite, le terme $E_{gradient}$ apporte une contrainte sur le gradient spatial qui a l'avantage d'être invariant par rapport aux changements d'intensité lumineuse. Enfin, le terme E_{smooth} permet de régulariser le champ de déplacement. Ce modèle peut permettre de mesurer des grands déplacements en adoptant une implémentation pyramidale. Cependant, cette approche pyramidale a tendance à favoriser les grandes structures. La méthode de Brox et al. propose alors d'ajouter deux termes à l'*équation 3.15* pour remédier à ce problème :

$$E(\mathbf{w}) = E_{color} + \gamma E_{gradient} + \alpha E_{smooth} + \beta E_{match} + E_{desc} \tag{3.16}$$

où β est un paramètre qui peut être réglé manuellement ou automatiquement. Les termes E_{match} et E_{desc} apportent des contraintes locales via un voisinage de 9×9 sur lequel on calcule des descripteurs, ce qui permet de détecter le mouvement de structures moins grandes. Un pré-filtrage des images, dont l'intensité est réglé par le paramètre σ, est par ailleurs réalisé. Pour finir, on notera que la méthode de Brox travaille avec des images de couleur (3 bandes RVB) et utilise une implémentation pyramidale à 4 niveaux.

L'exécutable de la méthode de Brox et al. est disponible sur la page internet de Thomas Brox (http ://lmb.informatik.uni-freiburg.de/people/brox/). La méthode a donc été testée sur un couple d'images de l'appareil photo numérique terrestre (*figure 3.8*). Le réglage des paramètres utilisés pour cette application correspond à celui proposé dans l'article de Brox et al. après une série de test sur différent "benchmark" (banc d'essai) d'images. Le résultat présenté sur la *figure 3.8* montre que le champ de déplacement obtenu comporte des trous provenant des erreurs d'estimation. L'élimination de ces erreurs est obtenue en seuillant le déplacement par une valeur à priori : 18 pixels/jour [5]. Les erreurs d'estimation du déplacement correspondent à des zones où il y a de brusques changements d'intensité lumineuse (arrière plan) ou des chutes de séracs. Elles peuvent aussi venir d'un mauvais réglage des paramètres σ, α, β et γ. L'aspect du champ de déplacement obtenu est très proche de ce que l'on peut obtenir avec la méthode du maximum de similarité. On retrouvera donc une analyse de ce champ de déplacement dans la *sous-partie 3.6.3*.

Dernièrement, une approche alternative aux méthodes de flot optique est apparu : le flot SIFT (SIFT flow en anglais). Cette approche, développée par Liu et al. [Liu 08, Liu 11], adopte la structure informatique des méthodes de flot optique dans laquelle un descripteur à base de SIFT est inséré. Ce descripteur découle de l'algorithme SIFT (Scale-Invariant Feature Transform [6]) proposé en 1999 par David Lowe [Lowe 99]. Cet algorithme, qui permet de détecter et d'identifier ponctuellement des éléments similaires entre un couple d'images, est scindé en deux parties : un algorithme de calcul de caractéristiques (descripteurs SIFT) et un algorithme de mise en correspondance des éléments. L'avantage du descripteur SIFT est qu'il est invariant à la résolution de l'image, à l'orientation des structures suivies, et se montre peu sensible aux variations de l'intensité lumineuse. La

5. Cette valeur à priori est déterminée par la méthode maximum de similarité utilisée dans la suite de ce chapitre.

6. En français : transformation de caractéristiques visuelles invariantes à l'échelle

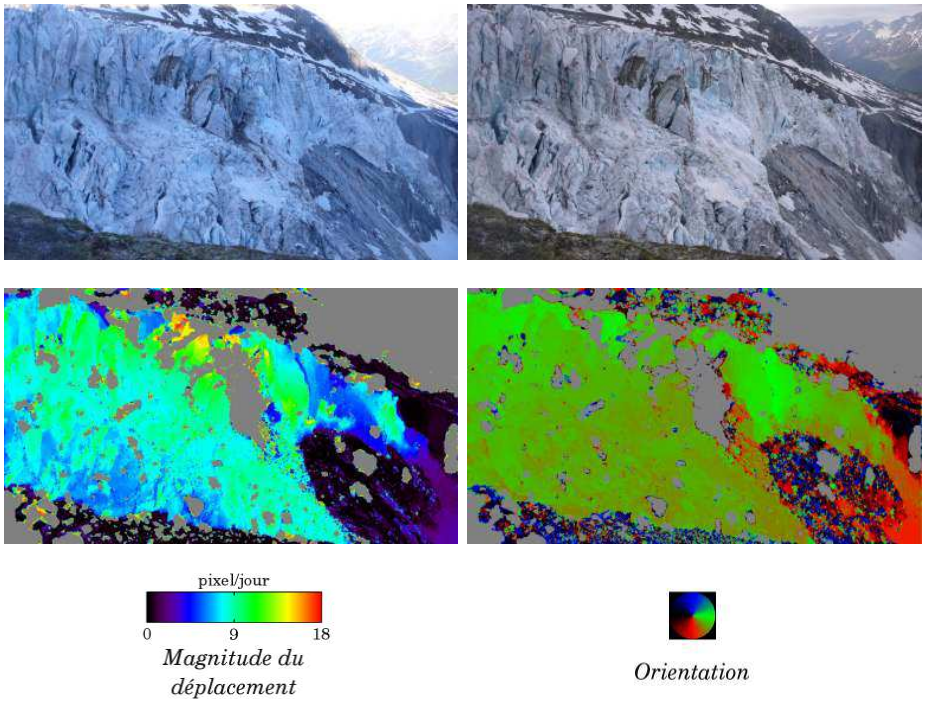


FIGURE 3.8 – *Estimation du déplacement en utilisant la méthode du flot optique de Thomas Brox et al. [Brox 11]. Réglage des paramètres : σ=0.8, α=30, β=300, γ=5. La couleur grise correspond à une mauvaise estimation du déplacement.*

méthode de flot SIFT n'a pas été testée sur les images de l'appareil photo numérique terrestre car, malgré son efficacité sur des mouvements de rotation, cette méthode fournit des champs de déplacement renfermant des artefacts typiques de la discrétisation et de la quantification [Brox 11]. En pratique, cela se traduit pas des amas rectangulaires de pixels.

On retiendra que les méthodes variationnelles et par appariement de régions (maximum de similarité) sont les plus adaptées à notre application. A priori, les méthodes variationnelles, comme celle de Brox et al. [Brox 11], semblent être les plus performantes. Toutefois, elles sont généralement spécifiques aux séquences d'images vidéo (images prises à intervalle temporel très cours) et demande un réglage des paramètres, spécifique à chaque couple d'images. Une comparaison des deux approches est faite dans la *partie 3.6*.

3.4 Méthode du maximum de similarité

Dans les *sous-parties 3.2.2* et *3.3.2*, on a fait un tour d'horizon des méthodes de mesure de champ de déplacement généralement adoptées dans le domaine des images satellitaires SAR et des images optiques numériques. Cet état de l'art a montré que l'approche par maximum de similarité était commune aux deux domaines. Dans le cas particulier des images satellitaires TSX, cette approche est la seule qui soit en mesure de fournir des

champs de déplacement. Pour les images de l'appareil photo terrestre, on a vu que les méthodes de flot optique variationnel et de maximum de similarité étaient adaptées. Cependant pour des raisons pratiques, la méthode du maximum de similarité (appariement de régions) a été retenue. On se propose donc de détailler maintenant la méthode de maximum de similarité en présentant les différentes options possibles.

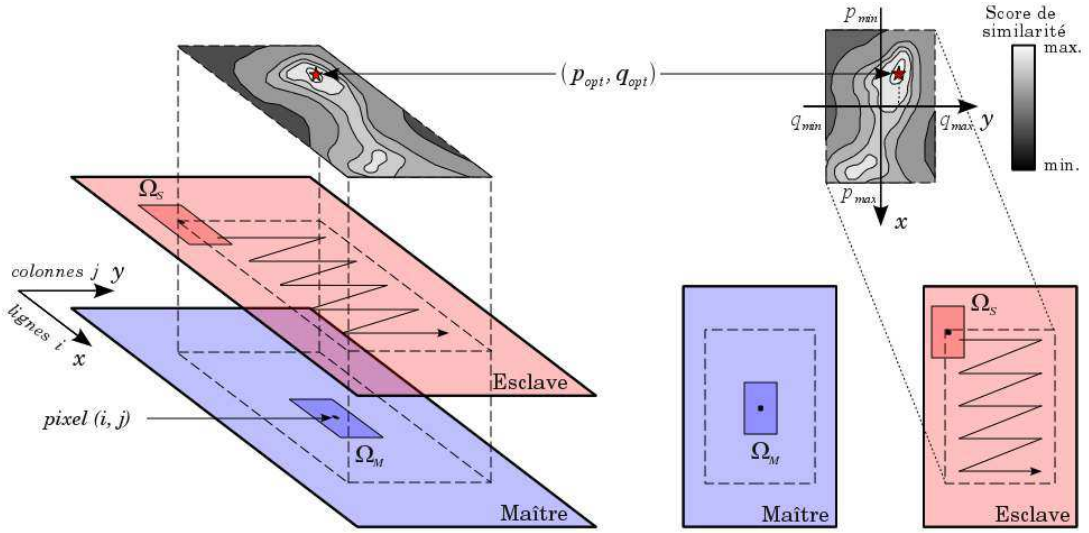


Figure 3.9 – *Principe de mesure de déplacement par la méthode du maximum de similarité.*

3.4.1 Formalisme de la mesure

La méthode de maximum de similarité cherche à estimer un déplacement en appariant les points d'un couple d'images. Pour cela, on définit un voisinage autour du point considéré sur lequel un calcul de "ressemblance" est réalisé à l'aide d'une fonction de similarité. Les fonctions de similarité les plus utilisées sont les fonctions de corrélation, ce qui explique que l'approche par maximum de similarité est souvent appelée méthode de corrélation d'image. Dans le domaine du traitement d'image, cette méthode est généralement utilisée pour recaler des images [Zito 03], mais aussi pour faire de la fusion d'images multi-capteurs [Ingl 04, Albe 09]. Cette méthode peut également être utilisée pour estimer un déplacement parmi une série d'images optiques satellites [Sche 08, Bert 05b, Copl 09], parmi une série d'images optiques terrestres [Evan 00] et parmi une série d'images SAR [Stro 02, Path 06, Naka 07, Erte 09].

Dans ce type d'approche, on cherche à trouver le champ de déplacement entre deux images initialement recalées sur des parties fixes : l'image maître $I_m(i,j)$ et l'image esclave $I_s(i,j)$. Pour un pixel (i,j) de l'image maître, le vecteur déplacement $\vec{V}(i,j)$ est obtenu en calculant les valeurs de la fonction de similarité $sim(p,q)$ entre la fenêtre maître Ω_m centrée sur le pixel (i,j) et la même fenêtre translatée de (p,q) dans l'image esclave.

En partant d'un a priori sur l'information de déplacement, la recherche est faite pour $(p,q) \in \Delta = [p_{min}, p_{max}] \times [q_{min}, q_{max}]$. L'estimation du vecteur déplacement au pixel (i,j) est :

$$\vec{V}^d(i,j) = (p_{opt}, q_{opt}) = \underset{(p,q)\in\Delta}{\arg\max}\ sim(p,q) \tag{3.17}$$

où (p_{opt}, q_{opt}) est la position qui maximise la fonction de similarité $sim(p,q)$. Le résultat fournit deux composantes du déplacement dans le plan image, selon la direction en x (colonnes q) et selon la direction en y (lignes p).

3.4.2 Différentes fonctions de similarité

Fonction de similarité issue de l'imagerie optique

La fonction de similarité la plus couramment utilisée est l'intercorrélation entre deux signaux I_m et I_s (Cross-Correlation en anglais). Cette fonction est définie par :

$$CC(p,q) = \sum_{(k,l)\in\Omega_m} I_m(k,l)\, I_s(k+p, l+q) \tag{3.18}$$

Généralement, on lui préfère l'intercorrélation centrée (Zero-mean Cross-Correlation en anglais), car elle est moins sensible aux variations du niveau moyen du voisinage considéré. Elle est définie par :

$$ZCC(p,q) = \sum_{(k,l)\in\Omega_m} \left(I_m(k,l) - \overline{I}_m\right)\left(I_s(k+p, l+q) - \overline{I}_s\right) \tag{3.19}$$

où $\overline{I}_m$ et $\overline{I}_s$ représentent respectivement la moyenne sur la fenêtre Ω_m et sur Ω_m translatée de $(p,q) \in \Delta = [p_{min}, p_{max}] \times [q_{min}, q_{max}]$. L'inconvénient de cette fonction est qu'elle n'est pas normalisée. Pour borner la mesure de similarité entre 0 et 1, il est possible d'utiliser l'intercorrélation normalisée (Normalized Cross-Correlation) définie par :

$$NCC(p,q) = \frac{\sum_{(k,l)\in\Omega_m} I_m(k,l)\, I_s(k+p, l+q)}{\sqrt{\sum_{(k,l)\in\Omega_m} |I_m(k,l)|^2 \sum_{(k,l)\in\Omega_m} |I_s(k+p, l+q)|^2}} \tag{3.20}$$

La corrélation centrée normée (Zero-mean Normalized Cross-Correlation), qui est une combinaison des fonctions ZCC et NCC, permet quant à elle de borner la mesure entre -1 et 1. Cette fonction de similarité est définie par :

$$ZNCC(p,q) = \frac{\sum_{(k,l)\in\Omega_m} \left(I_m(k,l) - \overline{I}_m\right)\left(I_s(k+p, l+q) - \overline{I}_s\right)}{\sqrt{\sum_{(k,l)\in\Omega_m} \left|I_m(k,l) - \overline{I}_m\right|^2 \sum_{(k,l)\in\Omega_m} \left|I_s(k+p, l+q) - \overline{I}_s\right|^2}} \tag{3.21}$$

Les fonctions NCC et ZNCC sont à prévilégier puisqu'elles sont invariantes aux transformations affines. Cependant, dans le cas où les distributions de gris (histogrammes) des

images sont notoirement différentes, la fonction ZNCC sera la plus efficace [Faug 93].

L'implémentation de ces fonctions de similarité peut être optimisée en passant dans le domaine de Fourier en utilisant la TFD[7] à 2-dimensions. Si l'on considère un nombre d'échantillons N contenu dans les voisinages utilisés pour le calcul de similarité, le nombre d'opérations passe alors de N^2 à $N \log N$. Cette approche qui est appelée corrélation de phase, est utilisée dans quelques logiciels dédiés à la mesure de déplacement dans les images de télédétection :

- le logiciel COSI-Corr développé par le California Institute of Technology (CIT) [Lepr 07],
- le logiciel IMCORR développé par le National Snow and Ice Data Center (NSIDC) [Logib],
- le logiciel ROI_PAC développé par le Jet Propulsion Laboratory (JPL) [Logia].

Le problème de ces fonctions de corrélation est qu'elles ne tiennent pas compte des statistiques des images radar. En effet, les images radar renferment un bruit multiplicatif : le speckle (voir *sous-partie 3.2.1*). Les fonctions de corrélation sont, en théorie, plus adaptées au bruit additif que l'on retrouve dans les images optiques numériques (voir *sous-partie 3.3.1*). Cependant un examen de la littérature montre que la fonction ZNCC est régulièrement utilisée en imagerie satellite SAR lorsque la méthode InSAR est inopérante comme c'est souvent le cas pour le suivi des glaciers tempérés. Les résultats obtenus se montrent par ailleurs robustes par rapport aux mesures terrain (GPS et balise d'ablation).

Par la suite, nous désignerons par **NCC** et **ZNCC** les fonctions de similarité basées sur l'intercorrélation respectivement normalisée et centrée normalisée.

Fonctions de similarité propres à l'imagerie SAR

Les fonctions de similarité propres à l'imagerie radar sont généralement des fonctions qui se basent sur les statistiques particulières des images SAR. Historiquement, c'est l'approche par optimisation de la cohérence [Gray 01, Stro 02] (*coherence optimization procedure*) qui fut développée en premier. L'idée est de détourner la cohérence γ (*équation 3.7*) de son application initiale, c.a.d l'InSAR, pour l'utiliser comme fonction de similarité :

$$COHE\,(p,q) = \frac{\left| \sum\limits_{(k,l)\in\Omega_M} \tilde{I}_m\,(k,l)\,\tilde{I}_s^*\,(k,l) \right|}{\sqrt{\sum\limits_{(k,l)\in\Omega_M} \left|\tilde{I}_m\,(k,l)\right|^2 \sum\limits_{(k,l)\in\Omega_M} \left|\tilde{I}_s\,(k,l)\right|^2}} \tag{3.22}$$

7. La Transformée de Fourier Discrète est l'équivalent discret de la transformée de Fourier, Digital Fourier Transform (DFT) en anglais.

où les notations $\tilde{I}_m$ et $\tilde{I}_s$ indiquent que ce sont les images complexes (SLC) qui sont utilisées. La principale limitation de cette fonction vient du fait que la cohérence présente un fort biais dès que sa valeur s'éloigne de 1.

Il faut attendre la fin des années 2000, pour voir apparaître des travaux proposant des fonctions de similarité se basant sur les statistiques des images d'amplitude SAR qui soient connues. L'idée est de tenir compte de ces lois pour construire une fonction de similarité. Les travaux présentés par Erten et al. [Erte 09] sont dans cet esprit. La première fonction exposée fait l'hypothèse d'un *speckle* décorrélé entre les deux images :

$$UML\left(p,q\right) = \sum_{(k,l)\in\Omega_m} \left(\underline{I}_m\left(k,l\right) - \underline{I}_s\left(k+p,l+q\right) - 2\ln\left(1+e^{\left(\underline{I}_m(k,l)-\underline{I}_s(k+p,l+q)\right)}\right)\right) \tag{3.23}$$

où $\underline{I}_m = \ln\left(I_m\right)$ et $\underline{I}_s = \ln\left(I_s\right)$. Ce critère est aussi utilisé pour filtrer les images radar d'amplitude dans les travaux de Deledalle et al. [Dele 09], mais également pour traiter des images ultrasons dans les travaux de Strintzis et al. [Stri 97].

Une autre fonction de similarité, faisant l'hypothèse d'un speckle corrélé entre les deux images, est proposée par Erten et al. :

$$\begin{aligned} CML\left(p,q\right) = & \sum_{(k,l)\in\Omega_m} \underline{I}_m\left(k,l\right) - \underline{I}_s\left(k+p,l+q\right) - 2\ln\left(1+e^{\left(\underline{I}_m(k,l)-\underline{I}_s(k+p,l+q)\right)}\right) \\ & \ldots - \left(1+\frac{1}{2N}\right)\ln\left(1-\frac{4\,\rho\,e^{\left(\underline{I}_m(k,l)-\underline{I}_s(k+p,l+q)\right)}}{\left(1+e^{\left(\underline{I}_m(k,l)-\underline{I}_s(k+p,l+q)\right)}\right)^2}\right) \end{aligned} \tag{3.24}$$

où N représente le nombre de vues et ρ est le coefficient de corrélation [8]. Selon Chatelain et al. [Chat 07], pour des valeurs de corrélation $\rho < 0.5$ les données sont considérées comme décorrélées, dans ce cas il vaut mieux utiliser la fonction de l'*éq. 3.23*.

Erten et al. ont appliqué la fonction de similarité de l'*équation 3.24* sur le glacier tempéré de Inyltshik (Kirghizistan) à partir d'images BR du satellite ENVISAT-ASAR. Les résultats concordent avec les études glaciologiques entreprises sur ce glacier [Maye 08].

Pour finir, on peut citer les travaux de Olivier Harant et al. qui proposent une fonction de similarité spécifique aux données SAR polarimétriques [Hara 11]. Cette approche propose une estimation dynamique de la texture des images maître et esclave. Autrement dit, pour tout pixel (i,j) des images maître et esclave, et pour chaque position (p,q) de Ω_S dans la fenêtre de recherche Δ, une estimation des paramètres des lois statistiques des sous-images d'amplitude Ω_M et Ω_S est réalisée. Pour résumer, la fonction de similarité s'adapte aux statistiques locales en amplitude du couple d'images SAR. Dans ces travaux, deux fonctions sont proposées, l'une faisant l'hypothèse d'un texture décorrélée entre les images et l'autre faisant l'hypothèse d'un texture corrélée. Avant d'utiliser ces fonctions de similarité, un prétraitement basé sur le modèle SIRV (Spherically Invariant Random Vectors) [Vasi 10] est appliqué sur le couple d'images. Ce prétraitement permet, pour chaque

8. Le coefficient de corrélation ρ est calculé en utilisant la fonction de similarité NCC.

image, d'extraire la texture à partir des différentes bandes polarimétriques disponibles. Au final, l'image résultat contient davantage d'information sur la texture.

Le potentiel de ces nouvelles fonctions de similarité sur les images SAR HR comme TSX semble prometteur. Cependant, comme ces innovations sont relativement récentes, elles n'ont pas encore été adoptées par la communauté des glaciologues et des géophysiciens. Pour l'instant, il manque un travail de validation plus rigoureux des résultats en les comparant avec des mesures terrain.

Par la suite, nous désignerons par **UML** (Uncorrelated Maximum Likelihood) et **CML** (Correlated Maximum Likelihood), les fonctions se basant respectivement sur les fonctions de similarité des *équations 3.23* et *3.24*.

3.4.3 Mesure sous-pixelique

Dans l'approche par maximum de similarité, les deux composantes du déplacement mesuré sont discrètes : (p_{opt}, q_{opt}) sont des nombres entiers. Pour raffiner la mesure $\vec{V}^d$, et donc obtenir une mesure sous-pixelique $\vec{V}^{sous}$, on se base sur les scores de similarité obtenus dans la fenêtre $\Delta = [p_{min}, p_{max}] \times [q_{min}, q_{max}]$ au voisinage du pic de similarité de coordonnées (p_{opt}, q_{opt}). On distingue alors deux types d'approche :

- l'approche par suréchantillonage,
- l'approche par interpolation.

L'approche par suréchantillonnage consiste à densifier la grille des scores de similarité de l'imagette de similarité Δ. La technique généralement utilisée consiste à ajouter des zéros dans le spectre de l'imagette selon les deux directions (méthode du zéro-padding en anglais). Le point faible de cette approche est qu'on a intérêt à travailler sur une fenêtre Δ dont les dimensions en x et y sont une puissance de deux [9]. De plus, la précision obtenue dépend du facteur de suréchantillonnage et l'on reste dans un domaine discret.

L'approche par interpolation consiste à rendre la fonction de similarité $sim\,(i, j)$ continue au voisinage du pic de similarité (p_{opt}, q_{opt}), la position subpixelique $\left(p_{opt}^{sous}, q_{opt}^{sous}\right)$ étant déterminée en dérivant cette fonction analytique. Plusieurs méthodes sont possibles :

- l'interpolation par 2 paraboles du second degré, c.à.d. une parabole selon la direction en x et une parabole selon la direction en y,

9. En effet, l'algorithme numérique utilisé pour calculer la transformée de Fourier, appelé FFT (Fast Fourier Transform), est optimisé pour des signaux dont le nombre d'échantillons N est une puissance de 2 $(N = n^2)$

- l'interpolation par une fonction de deux variables (x, y) de type paraboloïde du second degré définie par l'équation suivante :

$$P(x, y) = ax^2 + by^2 + cxy + dc + ey + f \tag{3.25}$$

Les performances de ces deux méthodes ont été testées sur des images optiques dans les travaux de S. Christy [Chri 98] qui les a également comparées avec d'autres méthodes : la méthode itérative de Blanc [Blan 98] et la méthode de Lan [Lan 97]. L'expérience montre que l'interpolation par un paraboloïde donne le meilleur compromis précision/rapidité de calcul. Dans le domaine de l'imagerie SAR, Stozzi et al. [Stro 02] ont utilisé une stratégie hybride alliant les approches par suréchantillonnage et par interpolation. Dans un premier temps, l'imagette de similarité est suréchantillonnée, puis, dans un second temps, le pic de similarité est interpolé par 2 paraboles sur un voisinage de 5×5. L'avantage de l'approche par interpolation est qu'elle permet de passer dans le domaine continu et donc en théorie d'atteindre une précision accrue.

Dans notre cas, l'interpolation par un paraboloïde du second degré a été choisie pour obtenir une mesure sous-pixelique $\vec{V}^{sous}$. La fonction $sim\,(p, q)$ a été interpolée par un paraboloïde du deuxième degré (voir *annexe C*) au voisinage de (p_{opt}, q_{opt}). Autrement dit, le paraboloïde obtenu se trouve dans un repère cartésien dont l'origine est la position discrète (p_{opt}, q_{opt}). Le déplacement subpixelique (p_{sub}, q_{sub}) est donc obtenu en ajoutant la position du résidu sous-pixelique $(p_{rés}, q_{rés})$ au déplacement entier (p_{opt}, q_{opt}). La position du résidu sous-pixelique $(p_{rés}, q_{rés})$ est obtenue en annulant les dérivées premières de la fonction interpolée dans les directions x et y sur un voisinage 3×3. Cette mesure est dite "acceptable" si :

$$-1 < p_{rés} < 1 \quad \text{et} \quad -1 < q_{rés} < 1.$$

Une explication plus approfondie de l'approche que nous avons utilisée est proposée en *annexe C*.

3.4.4 Confiance sur l'estimation du déplacement

Dans la méthode du maximum de similarité, l'information de confiance est primordiale puisqu'elle donne la possibilité d'éliminer les zones où l'estimation du déplacement est mauvaise. Dans la littérature, il existe plusieurs approches pour déterminer la confiance. Elles ont toutes en commun d'être basées sur les caractéristiques du pic de similarité. Dans la littérature, on trouve généralement les approches suivantes :

- L'approche la plus utilisée consiste à calculer le rapport signal à bruit (SNR en anglais) dans l'imagette de similarité [Stro 02, Lepr 07]. Ce qui permet d'évaluer la hauteur du pic par rapport à son voisinage. Plus la valeur du SNR sera élevée, plus on aura confiance dans la mesure réalisée. Cette technique est adaptée aux fonctions de corrélation.

- Une autre approche consiste à décréter qu'on a confiance en l'estimation si la valeur du pic de similarité S_{max} est supérieure à un certain seuil, S_{max} étant défini par :

$$S_{max} = \max\left(sim\left(p,q\right)\right) = sim\left(p_{opt}, q_{opt}\right) \tag{3.26}$$

  Dans le cas particulier des images SAR, les travaux de Nakamura et al. [Naka 07] ont montré de façon empirique que c'était le cas pour un seuil à 0.2, mais uniquement si on utilise la fonction ZNCC. Cette solution est également utilisée par Étienne Berthier sur des images satellitaires optiques SPOT-5 [Bert 05a].

- Dans le cas où l'on utilise des fonctions de similarité propres aux images SAR, c.a.d. UML et CML, l'approche par seuillage de S_{max} n'est pas possible. En effet, les valeurs de similarité fournies par ces fonctions ne sont pas bornées et sont dépendantes de la taille de la fenêtre Ω_M. Erten et al. [Erte 09] proposent de calculer la confiance à partir de la relation suivante :

$$h_{peak} = \frac{\max\left(sim\left(p,q\right)\right) - \text{moy}\left(sim\left(p,q\right)\right)}{\text{moy}\left(sim\left(p,q\right)\right) - \min\left(sim\left(p,q\right)\right)} \tag{3.27}$$

  où le *maximum*, le *minimum* et la *moyenne* des scores de similarité sont calculés au travers de l'imagette de similarité. Plus la valeur de h_{peak} est élevée, plus on a confiance en l'estimation. On peut envisager d'appliquer un seuil à cette valeur h_{peak} pour discriminer les zones où l'estimation déplacement est correcte.

3.4.5 Réglages des paramètres de calcul

Pour utiliser correctement l'approche par maximum de similarité, un premier travail consiste à trouver les bonnes tailles de fenêtres Ω_M et Δ à utiliser pour optimiser l'estimation du vecteur déplacement par maximum de similarité. Deux contraintes guident le choix de la taille de Ω_M :

- obtenir la meilleure précision,
- s'adapter à la dimension des structures de l'objet dont on veut estimer le déplacement.

Une manière d'établir la précision des mesures est d'utiliser les parties connues sans déplacement entre un couple d'images. On calcule alors l'écart type de la distribution des déplacements estimés selon les deux directions de l'image. La valeur de l'écart type sera une estimation de la précision que l'on peut atteindre pour une taille de fenêtre Ω_M donnée. Pour prendre correctement en compte la dimension des structures, on se focalise sur une partie de l'image fournissant une structure de référence de l'objet. On détermine alors de façon empirique la taille de la fenêtre Ω_M qui permet d'obtenir un champ de déplacement continu.

On peut également jouer sur la forme de la fenêtre Ω_M. Généralement, la forme utilisée est un rectangle ou un carré. Le choix entre ces deux formes est guidé par la dimension

du pixel en mètre. Si la dimension du pixel n'est pas carrée, on utilisera une fenêtre Ω_M rectangulaire pour obtenir un carré par équivalence spatiale. Ce cas de figure arrive souvent en imagerie SAR. Par exemple, les images SAR TSX double polarisation de la série SM-D2 présentent un pixel rectangulaire lorsqu'il est projeté au sol ($\Delta_{LOS}^{sol} = 1.52$ m - $\Delta_{az} = 2.44$ m).

Quant à la dimension de la fenêtre de recherche Δ, elle correspond à la connaissance a priori du déplacement que l'on cherche à estimer, sans oublier de tenir compte de la taille de la fenêtre d'interpolation. Pour conclure, une contrainte sur les temps de calcul est également à prendre en considération. Plus la taille des fenêtres Δ et Ω_M sera grande, plus le temps de calcul sera long.

3.5 Maximum de similarité et images TSX HR

Dans cette partie, on se propose d'appliquer la méthode de maximum de similarité sur les images SAR HR TSX. L'objectif principal est de trouver les meilleurs paramètres de réglage par rapport à ce qui est proposé dans la littérature. Cette exploration est guidée par les questions suivantes :

- Est-ce qu'il faut prétraiter les image ?
- Quelle fonction de similarité choisir ?
- Quel paramètre de calcul choisir ?
- Quelle est la mesure de confiance la plus efficace ?

Cette partie donnera l'opportunité de tester les fonctions de similarité NCC, ZNCC, UML et CML et d'évaluer, de façon empirique, les critères de confiance S_{max} et h_{peak} adaptés à nos données. Pour conclure cette partie, on mettra en évidence la nécessité d'utiliser un masque pour appliquer la méthode du maximum de similarité sur les images SAR dans le cas des glaciers alpins.

3.5.1 Préparation des images SAR

Généralement, lorsque l'on travaille avec des images SAR complexes (SLC), aucun prétraitement n'est réalisé avant l'utilisation de la méthode du maximum de similarité. Il suffit de calculer le module en chaque pixel (i, j) de l'image complexe pour obtenir l'image d'amplitude.

Toutefois, on trouve quelques exceptions. Par exemple, dans les travaux de Kazuki Nakamura et al. utilisant le satellite JERS [Naka 07], les images sont moyennées, orthorectifiées et géoréférencées, avant d'être injectées dans l'algorithme de maximum de similarité. Ce choix permet de réduire le bruit présent dans les images et d'obtenir des résultats déjà orthorectifiées. Mais, avec ces prétraitements, on observe une perte d'information liée au moyennage et à l'orthorectification. Cette perte d'information est d'autant plus grande si

la zone étudiée renferme de forts reliefs qui induisent de fortes déformations géométriques (voir *sous-partie 1.2.3*). Dans les travaux de Kazuki Nakamura et al., ces prétraitements ne posent pas de problèmes puisque la zone étudiée est relativement plate (glacier Shirase en Antarctique).

Comme le site test du massif du Mont Blanc renferme de forts reliefs, il est exclu de réaliser les prétraitements appliqués par Kazuki Nakamura et al.. A titre d'exemple, le glacier des Bossons s'écoule sur une pente moyenne d'environ 50%, une telle pente sera sujette à de fortes déformations géométriques. **Dans ces travaux de thèse, on utilisera donc directement l'amplitude des images complexes TSX sans prétraitement.**

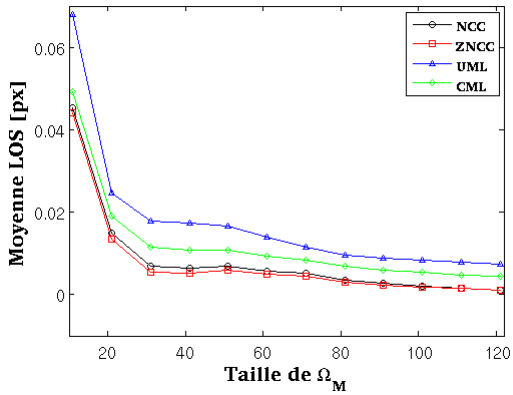
3.5.2 Comparatif multifonction

Dans cette sous-partie, on se propose de réaliser un comparatif entre certaines fonctions de similarité introduites dans la *sous-partie 3.4.2* : NCC, ZNCC, UML et CML. Pour cela, on effectue l'une des deux expériences permettant de déterminer la taille de la fenêtre Ω_M. Il s'agit de l'expérience permettant de déterminer la précision. Elle consiste à mesurer le déplacement sur des parties fixes et à calculer l'écart type de la distribution de déplacement, ou l'écart type de l'estimation, qui, en théorie, doit tendre vers une valeur nulle. Ce travail a été fait pour différentes tailles de fenêtre Ω_M.

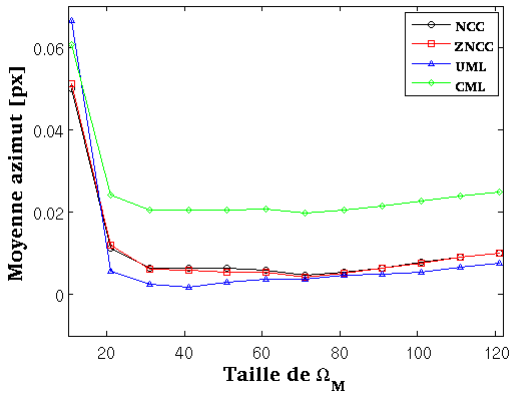
Sur les *figures 3.10-(c)* et *3.10-(d)*, on retrouve l'évolution de l'écart type de la distribution de déplacement en fonction de la taille Ω_M respectivement selon les directions en LOS et en azimut. La moyenne de la distribution de déplacement, *figures 3.10-(a)* et *3.10-(b)*, et le pourcentage de pixels mesurés, *figure 3.11*, ont aussi été calculés. La distribution de déplacement a été estimée à partir d'un couple d'imagettes à 11 jours de la série SM-D1, recalé et de 512 lignes par 512 colonnes.

En faisant varier Ω_M de 11×11 à 121×121, avec un pas de 10, on constate que la valeur de l'écart type diminue continûment vers une asymptote. Selon les directions en LOS et en azimut, l'écart type passe respectivement de ∼0.45 pixel à ∼0.02 pixel et de ∼0.5 pixel à ∼0.04 pixel. Le comportement des différentes fonctions de similarité est globalement très proche. On note tout de même que la fonction UML est légèrement moins précise pour des tailles de fenêtre inférieures à 61, notamment en LOS. Au delà de cette taille, l'écart entre les différentes fonctions est vraiment infime. En définitif, on retiendra que la précision des fonctions de similarité est comparable. Si on prend en compte la taille du pixel TSX, cette précision est au mieux de ∼0.04 m en LOS et de ∼0.06 m en azimut. Ces valeurs correspondent aux images des séries SM-D1 et SM-D3 (images descendantes SM simple polarisation). Elles sont sensiblement les mêmes pour les images des séries SM-A1 et SM-A2 (images ascendantes SM simple polarisation). Par contre, pour les images de série SM-D2 (images descendantes SM double polarisation), la précision est de ∼0.20 m en LOS et de ∼0.31 m en azimut.

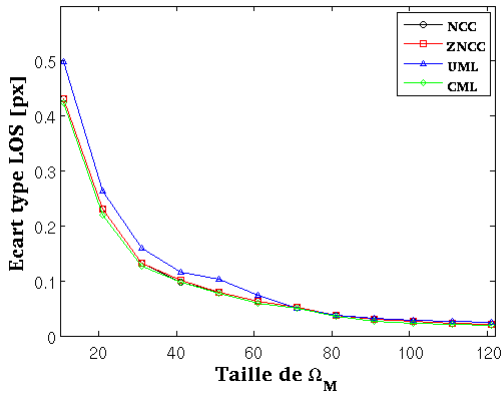
A l'inverse de l'écart type, le calcul de la moyenne de la distribution de vitesse montre des disparités entre fonctions de similarité. Les courbes des fonctions NCC et ZNCC, qui



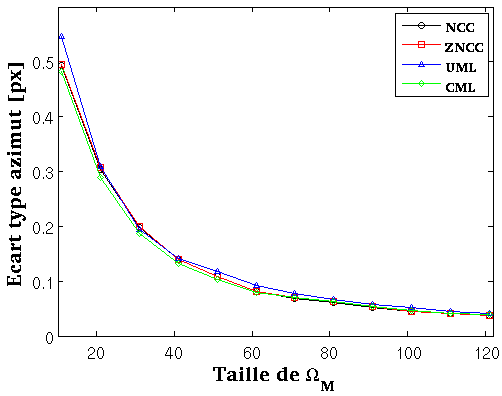
(a) *Moyenne en LOS.*



(b) *Moyenne en azimut.*



(c) *Écart type en LOS.*



(d) *Écart type en azimuth.*

FIGURE 3.10 – *Comparaison de la moyenne (a)-(b) et de l'écart type (c)-(d) des distributions des déplacements d'une zone fixe, obtenus avec les fonctions* ***NCC***, ***ZNCC***, ***UML*** *et* ***CML****. Calcul réalisé sur un couple d'imagettes du 29/09/2008-10/10/2008 (série SM-D1).*

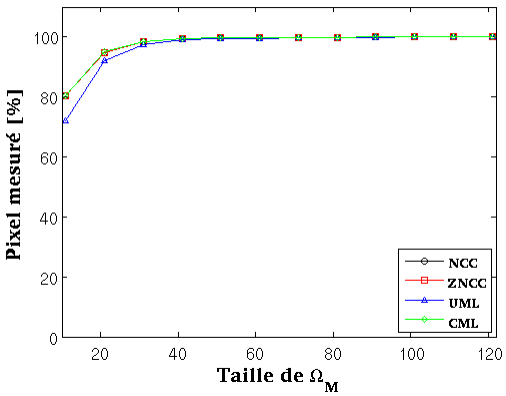


FIGURE 3.11 – *Comparaison de la proportion de pixels mesurée sur la zone fixe utilisée dans la figure 3.10.*

sont très proches entre elles, montrent un écart avec les fonctions UML et CML. Ces dernières convergent moins rapidement vers une valeur de déplacement nulle. Par ailleurs, on constate que cette convergence est quasiment atteinte dès une taille de fenêtre Ω_M de 31. Globalement, on retient donc que les fonctions NCC et ZNCC sont plus efficaces.

Les courbes représentant le pourcentage de pixels mesurés en fonction de Ω_M suivent la même tendance pour les différentes fonctions de similarité. En effet, avec l'augmentation de Ω_M, on obtient rapidement un taux de pixel mesuré de 100%. Pour la plus petite taille de fenêtre, c.a.d. 11, ce taux est de ∼80 %. Pour une taille de 21, il est déjà de ∼95%. Ce taux de pixel non égal à 100% s'explique par une taille de la fenêtre Ω_M pas assez grande pour éviter l'apparition de fausses alarmes.

Suite à cette étude multifonction, on conclut que les fonctions de similarité, NCC et ZNCC, issues de l'imagerie optique, fournissent une précision comparable aux fonctions UML et CML, spécifiques à l'imagerie radar comme le confirme l'article de Deledalle et al. [Dele 10]. Avec l'augmentation de la taille de la fenêtre Ω_M, les fonctions NCC et ZNCC convergent même plus vite vers la valeur de déplacement nulle. **L'utilisation des fonctions NCC et ZNCC semble donc être la plus appropriée pour mesurer le déplacement dans les images TSX HR. Les fonctions de similarité UML et CML ne sont donc pas retenues pour les résultats finaux présentés dans ces travaux de thèse. Ce choix sera consolidé par les expériences proposées dans la *sous-partie 3.5.5*, mais aussi dans le *chapitre 4*.**

3.5.3 Choix des paramètres de calcul

Dans cette sous-partie, on se propose de lancer un calcul sur des imagettes d'amplitude TSX à 11 jours d'une partie du glacier d'Argentière en mouvement (voir *figure 3.12*) pour différentes tailles de fenêtre Ω_M. La partie du glacier choisie est une zone de référence d'un point de vue structurel puisqu'elle renferme un réseau de crevasses. Il s'agit de la zone de crevasses à proximité de la moraine de Rognons qui a été introduite dans les *chapitres 1* et *2*. Cette expérience que l'on applique avec la fonction ZNCC [10] a pour but de déterminer la dimension de Ω_M qui permet de conserver l'hypothèse de stationnarité.

La *figure 3.12* présente les résultats de l'estimation du déplacement du glacier en fonction de la taille de Ω_M. La présentation des résultats se décompose selon les images donnant la cartographie des mesures sous-pixeliques [11], la valeur du pic de similarité, la valeur de confiance h_{peak}, et la magnitude et l'orientation du déplacement.

En faisant varier Ω_M de 11×11 à 121×121, avec un pas de 20, on constate visuellement que l'augmentation de la taille de la fenêtre améliore sensiblement l'estimation de la magnitude et de l'orientation du déplacement. En effet, pour une fenêtre de taille inférieure à 61, on constate des valeurs aberrantes. Ces valeurs aberrantes disparaissent au fur et mesure avec l'augmentation de taille qui permet de mieux "accrocher" les structures formées

10. La fonction NCC donne des résultats similaires.
11. Une description détaillée des codes couleur est donnée à la fin de l'*annexe C*

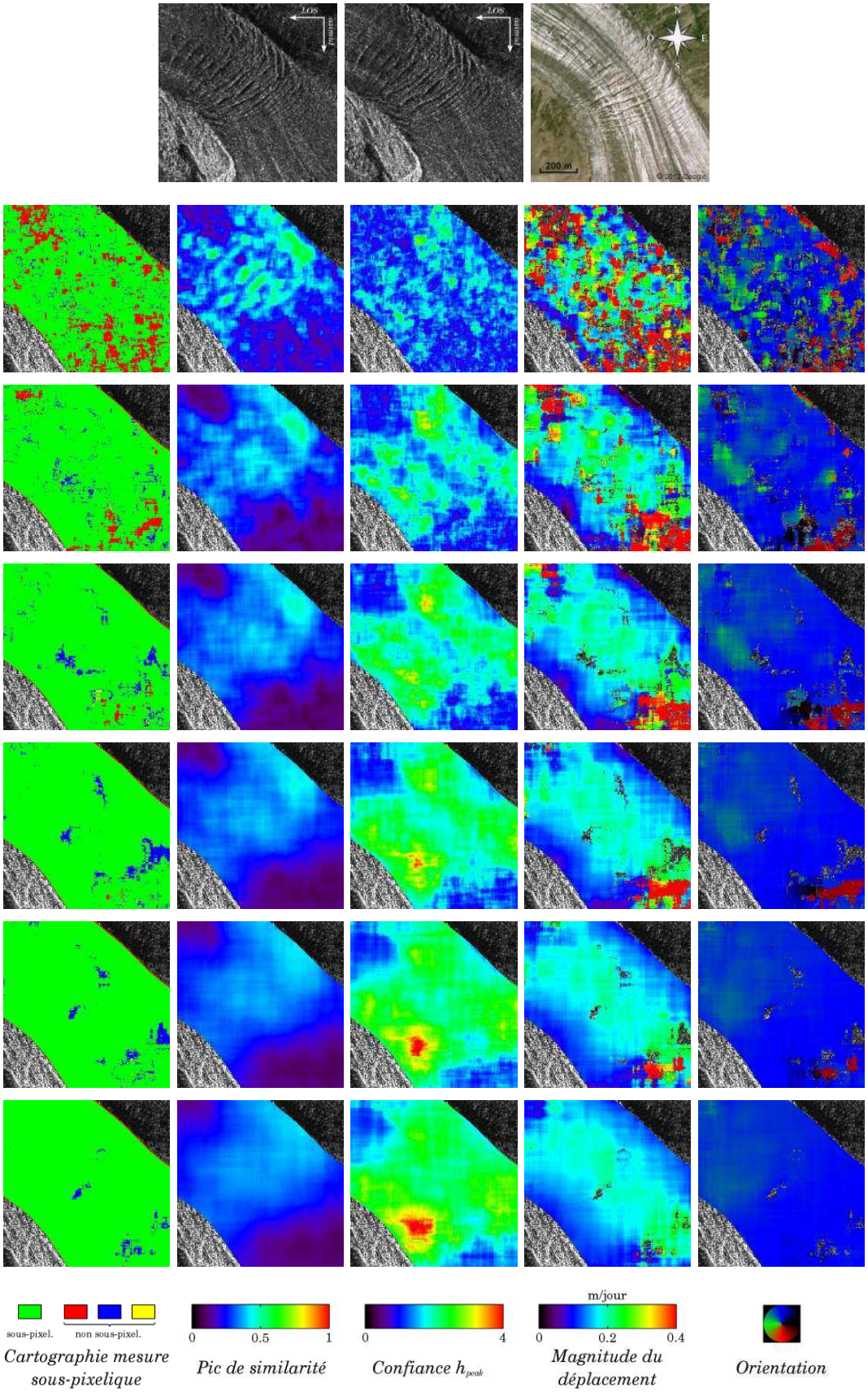


FIGURE 3.12 – *Effet de la taille de la fenêtre Ω_M sur l'estimation du vecteur déplacement sur une zone crevassée du glacier d'Argentière. Calcul réalisé avec la fonction* ***ZNCC*** *sur le couple d'imagettes 10/10/2009-21/10/2009 (série SM-D1). De haut en bas $\Omega_M = \{21 \times 21, 41 \times 41, 61 \times 61, 81 \times 81, 101 \times 101, 121 \times 121\}$.*

par les crevasses. En parallèle, on peut observer que la proportion de pixel permettant une mesure sous-pixelique augmente avec la taille de Ω_M. L'analyse des images donnant la confiance h_{peak} plaide également en la faveur de grande fenêtre puisque sa valeur augmente avec la taille de Ω_M.

L'aspect du champ de déplacement obtenu, avec les grandes tailles de Ω_M, est typique d'un glacier alpin (voir *sous-partie 2.2.4*). En effet, selon un axe transversal à l'écoulement du glacier, le déplacement maximal est localisé au centre du glacier alors que les déplacements minimaux se situent à proximité des rives du glacier. Quant à l'orientation, elle suit bien la direction d'écoulement du glacier, c.a.d. du coin en bas à gauche vers le coin en haut à droite.

On peut donc conclure qu'il est nécessaire d'utiliser de grandes tailles de fenêtre. **Dans ces travaux de thèse, où l'on utilise la fonction ZNCC, on a choisi des tailles de 101×101 pour les images SM simple polarisation (séries SM-D1, SM-D3, SM-A1 et SM-A2) et 145×91 pour les images SM double polarisation (série SM-D2), car elles permettent un bon compromis entre les différentes contraintes : précision (*sous-partie 3.5.2*), considération structurelle et temps de calcul.** On remarquera que cette taille est largement supérieure à celle utilisée par Étienne Berthier, 21×21, avec les images optiques SPOT-5 [Bert 05b]. Cette taille de 21×21 correspond à un carré de 52.5 m×52.5 m (taille du pixel SPOT-5 de 2.5 m dans les deux directions). Dans les cas de TSX, les tailles 101×101 et 145×91, une fois projetées au sol, correspondent respectivement à des rectangles de 228 m×206 m et 219 m×222 m.

Tableau 3.2 – *Exemple de tailles de la fenêtre Ω_M utilisées dans la littérature pour la calcul de déplacement par maximum de similarité avec des images satellitaires SAR.*

Auteurs	**Satellite utilisé**	**Taille de Ω_M (LOS×az)**	
	Nom (θ_{SAR} - $\Delta_{LOS} \times \Delta_{az}$)	**En pixel**	**Projeté au sol**
Harant et al. [Hara 11]	TSX (37° - 0.9 m×2.6 m)	256×64	383 m×166 m
	Radarsat-2 (31° - 2.4 m×5.1 m)	"	1203 m×326 m
Erten et al. [Erte 09]	Envisat (23° - 7.8 m×4.0 m)	128×512	2592 m×2048 m
Quincey et al. [Quin 09]	ERS-1/2 (23° - 7.8 m×4.0 m)	30×150	608 m×600 m
	Envisat (23° - 7.8 m×4.0 m)	"	"
Strozzi et al. [Stro 08]	JERS - (35° 8.8 m×4.4 m)	64×256	982 m×1126 m
Nakamura et al. [Naka 07]	JERS (35° - 28.0 m×34.8 m*)	32×32	896 m×1114 m
Strozzi et al. [Stro 02]	ERS-1 (23° - 7.8 m×4.0 m)	64×64	1333 m×256 m

* *Images moyennées 2×6 (LOS×azimut) orthorectifiées et géolocalisées avant l'estimation du déplacement.*

Les tailles de fenêtre Ω_M retenues paraissent relativement grandes par rapport à la largeur du glacier d'Argentière (largeur moyenne de ∼600 m). On peut craindre, avec légitimité, une mauvaise résolution spatiale du champ de déplacement obtenu. Mais au regard de la littérature, elles sont tout à fait dans la norme. Certains auteurs cités dans le *tableau 3.2* ont sélectionné de très grandes tailles de fenêtre qui dépassent parfois le

kilomètre, une fois projetées au sol. Deux raisons expliquent ces choix. Tout d'abord, la taille des glaciers étudiés autorise ces grandes tailles. Par exemple, le glacier étudié dans les travaux de Esra Erten et al. fait ∼2 km de large. Ensuite, les propriétés de la méthode de maximum de similarité vis-à-vis des images SAR justifient ces grandes tailles. Ainsi Duncan Quincey et al. affirment que la présence de speckle nécessite une grande fenêtre afin de mieux capturer les structures à la surface du glacier (crevasses, couverture de débris rocheux...). Il en résulte un certain lissage du champ de déplacement. La méthode du maximum de similarité, utilisée avec les fonctions de corrélation (NCC et ZNCC), ne retient pas le déplacement moyen, mais le déplacement des structures dominantes.

3.5.4 Choix de la confiance

Dans cette sous-partie, on propose de déterminer la mesure de confiance la plus adaptée aux données TSX. L'expérience consiste à seuiller les images de déplacement et d'orientation, obtenues avec les fonctions NCC et ZNCC, à l'aide des images donnant les valeurs du pic de similarité et de la mesure de confiance h_{peak}.

Les *figures 3.13* et *3.14* présentent les résultats du seuillage respectivement avec l'image de la mesure de confiance h_{peak} et l'image donnant les valeurs du pic de similarité, et ce pour les fonctions NCC et ZNCC. Toutes le valeurs de seuillage présentées ici ont été choisies par rapport à la littérature ou déterminées de façon empirique.

Le seuillage optimal par la confiance h_{peak} a été fixé à 1.8 pour les deux fonctions de similarité (*figure 3.13*). La comparaison NCC/ZNCC montre que cette valeur permet de discriminer quasiment les mêmes zones. On note aussi que cette valeur élimine les valeurs aberrantes. Les zones conservées correspondent à la majeure partie du champ de crevasses à l'exception de la partie en haut à gauche.

A l'inverse de la confiance h_{peak}, le seuillage optimal par la valeur du pic de similarité est différent pour les deux fonctions de similarité (*figure 3.14*). Il est de 0.78 pour NCC et 0.2 pour ZNCC. La comparaison NCC/ZNCC montre par ailleurs que ces valeurs ne discriminent pas les mêmes zones. La fonction ZNCC donne un meilleur résultat puisque la totalité du champ de crevasses est couvert et les valeurs aberrantes sont éliminées. Dans le cas de la fonction NCC, le champ de crevasses est partiellement couvert et les valeurs aberrantes ne sont pas éliminées. Cette observation illustre le manque de robustesse de la fonction NCC vis-à-vis des changements de radiométrie présents dans les images TSX. On remarquera que la distribution des valeurs du pic de similarité associée à la fonction NCC est confinée à une étroite plage de valeur.

On conclut que le meilleur choix est d'utiliser le seuillage du pic de similarité avec la fonction ZNCC. Cette expérience consolide donc le choix de cette fonction pour l'application glacier.

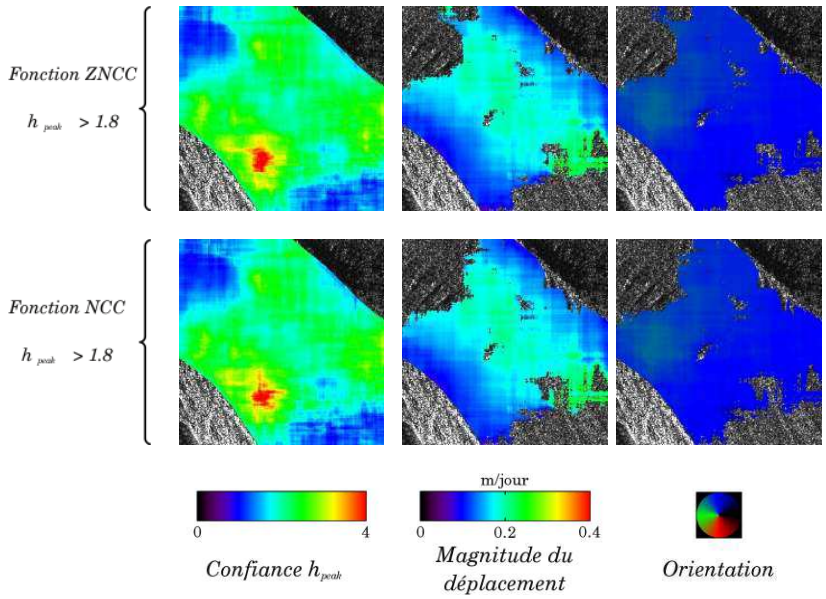


Figure 3.13 – *Seuillage de l'estimation du déplacement par la* ***confiance*** $\mathbf{h_{peak}}$. *Calcul réalisé avec les fonctions* ***NCC*** *et* ***ZNCC*** *sur le couple d'imagettes de la figure 3.12 pour une fenêtre* Ω_M *de 101×101.*

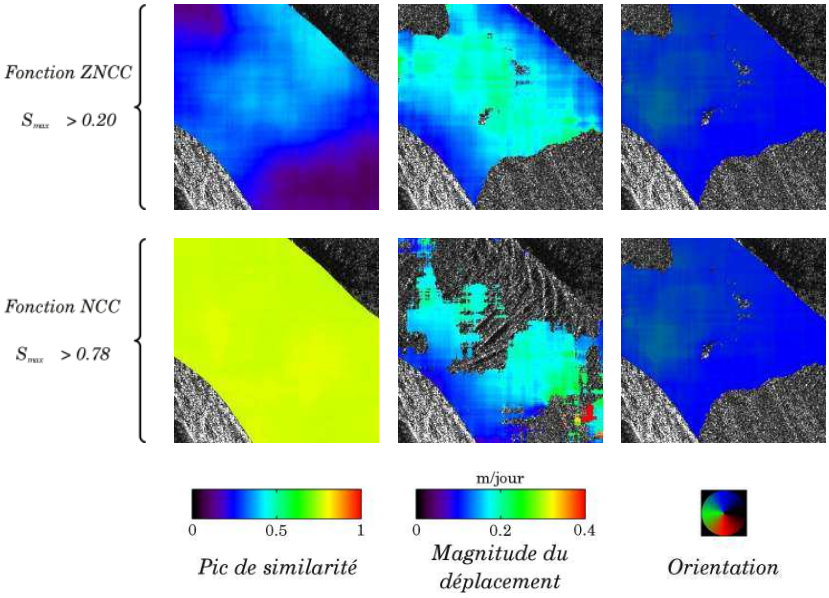


Figure 3.14 – *Seuillage de l'estimation du déplacement par la* ***valeur du pic de similarité****. Calcul réalisé avec la fonction* ***NCC*** *et* ***ZNCC*** *sur le couple d'imagettes de la figure 3.12 pour une fenêtre* Ω_M *de 101×101.*

3.5.5 De la nécessité d'utiliser un masque

Précédemment, on a montré qu'il était nécessaire d'utiliser des fenêtres relativement grandes par rapport à la largeur du glacier d'Argentière. Une fois projetées au sol, elles forment des carrés d'à peu près 220 m×220 m, ce qui représente ∼1/3 de la largeur du glacier d'Argentière (largeur ∼600 m). Au niveau des rives fixes des glaciers, ces grandes tailles de fenêtre ont nécessairement un effet sur l'estimation du champ de déplacement. On propose donc de comparer le champ de déplacement obtenu avec ou sans masque.

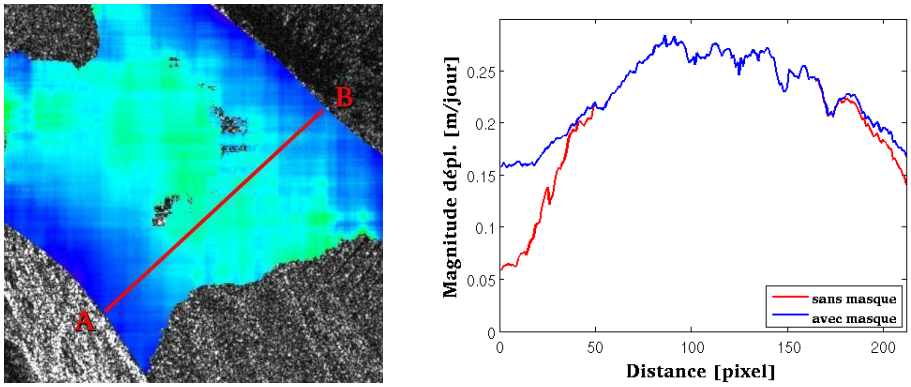


FIGURE 3.15 – *Mise en évidence de l'utilité d'un masque. Mesure de la magnitude du déplacement selon un profil transversal du point A vers le point B. Calcul réalisé avec la fonction* ***ZNCC*** *sur le couple d'imagettes de la figure 3.12 pour une fenêtre* Ω_M *de 101×101. L'illustration de gauche correspond au calcul avec masque.*

La mesure de la magnitude du déplacement selon un profil transversal, *figure 3.15*, montre clairement qu'en l'absence de masque, les rives génèrent une sous-estimation du déplacement. L'effet de la rive gauche se propage sur une distance de ∼50 pixels. Cette distance correspond à la moitié de la fenêtre Ω_M de 101×101. Au niveau de la rive droite, la distance est cette fois-ci de ∼35 pixels et la sous-estimation du déplacement est moins forte. Cette différence peut venir de la texture de la rive droite, radiométrie faible (zone de dilatation), qui "accroche" moins que la rive gauche possédant une forte radiométrie (zone de compression).

Dans la littérature, on constate que les masques ne sont pas utilisés. Duncan Quincey et al. affirment que le fort gradient de déplacement entre le centre du glacier et ses rives n'est pas problématique puisque la méthode du maximum de similarité retient le déplacement des structures dominantes. Une affirmation remise en cause par les résultats de la *figure 3.15*. Mais une affirmation qui peut être vérifiée si les structures présentes sur les rives ne sont pas dominantes, situation non systématique. **On conclut donc qu'il est nécessaire d'utiliser un masque pour estimer correctement le déplacement des glaciers avec la méthode du maximum de similarité.**

Techniquement, la non prise en compte des rives des glaciers par un masque exige que

la fonction de similarité utilisée soit normalisée. **En d'autre terme, cette normalisation ne doit pas être dépendante de la taille de la fenêtre Ω_M.** Ces critères sont remplis par les fonctions NCC et ZNCC. **Ce n'est pas le cas des fonctions UML et CML, ce qui explique également que ces fonctions, pourtant adaptées aux images SAR, n'ont pas été retenues pour l'application glacier.**

3.6 Maximum de similarité et photographie terrestre HR

Dans cette partie, on se propose d'appliquer la méthode de maximum de similarité sur les images de l'appareil photo numérique terrestre. L'objectif principal est de trouver les meilleurs paramètres de réglage vis-à-vis de ce qui est proposé dans la littérature. Cette exploration est guidée par les questions suivantes :

- Est-ce qu'il faut prétraiter les images ?
- Quelle fonction de similarité choisir ?
- Quel paramètre de calcul choisir ?
- Quelle est la mesure de confiance la plus efficace ?

Cette partie donnera l'opportunité de tester les fonctions de similarité NCC et ZNCC, et d'évaluer, de façon empirique, les critères de confiance S_{max} et h_{peak} adaptés à nos données. Une comparaison avec une méthode de flot optique (méthode variationnelle) sera également réalisée.

3.6.1 Préparation des données images

L'approche par maximum de similarité telle qu'on l'a définie, supporte en "entrée" un couple d'images monobande. Or, le dispositif de photographie terrestre utilisé dans ces travaux de thèse fournit des images au format JPEG formées des trois bandes Rouge-Vert-Bleu (RVB). Généralement, ces images RVB sont transformées en images monobande en niveau de gris. Cette transformation peut être obtenue à partir des bandes RVB, par une somme pondérée ou par une Analyse en Composante Principale (ACP, PCA en anglais). Il existe alors deux possibilités :

- utiliser directement cette image monobande pour estimer le déplacement,
- utiliser plusieurs images qui sont issues de plusieurs traitements sur cette image.

Cette deuxième possibilité a été explorée dans les travaux de Yushin Ahn et al. [Ahn 10, Ahn 11]. Le traitement proposé, qui fournit 5 images à partir de l'image RVB initiale, se décompose en plusieurs étapes. Pour commencer, une Analyse en Composante Principale est appliquée sur l'image RVB. L'image de la première composante est conservée puisqu'elle concentre l'information. Ensuite, des filtres directionnels de noyau 3×3 (Prewitt) de 0° et 90° sont appliqués sur cette image. Pour finir, un filtre passe-haut (PH) de noyau 3×3 (-1 -1 -1 ;-1 8 -1 ;-1 -1 -1) est appliqué sur ces deux images directionnelles. Les cinq

images obtenues, image de la première composante, les deux images à 0° et 90°, les deux images à 0° et 90° filtrées, sont utilisées dans l'approche par maximum de similarité. On obtient alors 5 estimations du déplacement. A partir de ces 5 estimations, un déplacement optimal est déterminé à l'aide d'un algorithme.

Dans notre cas, on propose de convertir les images JPEG en images en niveau de gris monobandes par l'intermédiaire d'une somme pondérée sur les 3 bandes RVB :

$$I_{gris} = 0.30 \times I\,(Rouge) + 0.59 \times I\,(Vert) + 0.11 \times I\,(Bleu)\,. \tag{3.28}$$

L'image résultante est typiquement appelée image de luminance dans le domaine du traitement d'image [Prat 91]. Même si l'approche de Yushi Ahn et al. permet d'extraire plus d'informations, elle n'a pas été retenue, car elle ajoute des traitements supplémentaires qui peuvent s'avérer coûteux en temps de calcul si on utilise une grande série d'images.

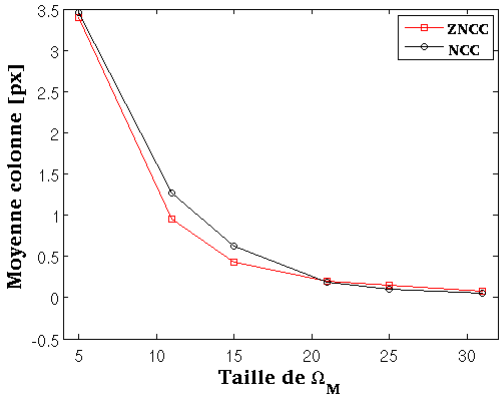
3.6.2 Comparatif multifonction

Dans cette sous-partie, on se propose de réaliser un comparatif entre certaines fonctions de similarité introduites dans la *sous-partie 3.4.2* : NCC et ZNCC. Pour cela, on effectue l'une des deux expériences permettant de déterminer la taille de la fenêtre Ω_M. Il s'agit de l'expérience permettant de déterminer la précision. Elle consiste à mesurer le déplacement sur des parties fixes et à calculer l'écart type de la distribution de déplacement, ou l'écart type de l'estimation, qui, en théorie, doit tendre vers 0. Ce travail a été fait pour différentes tailles de Ω_M.

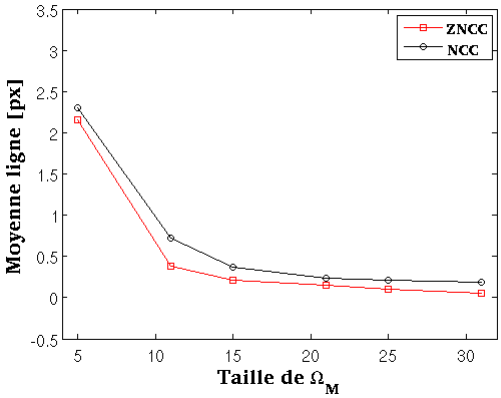
Sur les *figures 3.16-(c)* et *3.16-(d)*, on retrouve l'évolution de l'écart type de la distribution de déplacement en fonction de la taille Ω_M respectivement selon les directions en colonne et en ligne. La moyenne de la distribution de déplacement, *figures 3.16-(a)* et *3.16-(b)*, et le pourcentage de pixels mesurés, *figure 3.17*, ont aussi été calculés. La distribution de déplacement a été estimée à partir d'un couple d'imagettes à 1 jour (29/05/2009-30/05/2009, photos prises à 8 h du matin) de 128 lignes par 128 colonnes. La zone fixe sélectionnée se trouve à une distance $d \approx 800$ m.

En faisant varier Ω_M de 5×5 à 31×31, avec un pas de 4 ou 6, on constate que la valeur de l'écart type diminue continûment. Selon les directions en colonne et en ligne, l'écart type passe respectivement de ∼7.2 pixels à ∼0.8 pixel et de ∼4.9 pixels à ∼0.4 pixel. Le comportement des deux fonctions de similarité est globalement très proche. On note tout de même que la fonction ZNCC tend légèrement plus rapidement vers 0. Si on prend en compte la taille du pixel de l'appareil photo, cette précision est au mieux de ∼0.20 m en colonne et de ∼0.10 m en ligne ($\Delta_{pixel}^{terrain} \approx 0.24$ m à $d \approx 800$ m). Cette précision est proche de celle obtenue par l'algorithme de flot optique de Brox et al. [Brox 11] avec cependant une précision moins bonne selon la direction en colonne (voir *tableau 3.3*).

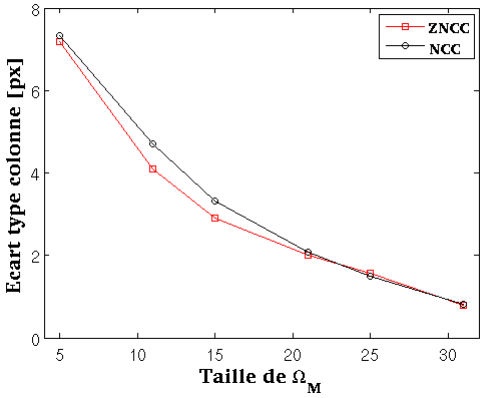
Le calcul de la moyenne de la distribution de vitesse montre aussi que le comportement des deux fonctions de similarité est relativement proche. On constate une légère supériorité



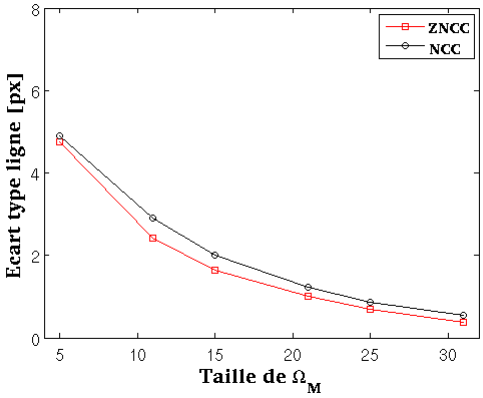
(a) *Moyenne en colonne.*



(b) *Moyenne en ligne.*



(c) *Écart type en colonne.*



(d) *Écart type en ligne.*

Figure 3.16 – *Comparaison de la moyenne (a)-(b) et de l'écart type (c)-(d) des distributions des déplacements d'une zone fixe, obtenus avec les fonctions* ***NCC*** *et* ***ZNCC*** *sur un couple d'imagettes sans déplacement du 29/05/2009-30/05/2009.*

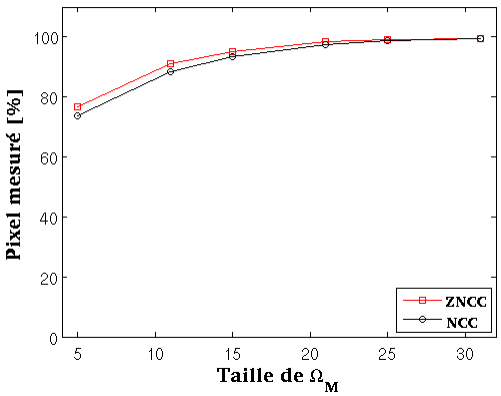


Figure 3.17 – *Comparaison de la proportion de pixels mesurée sur la zone fixe utilisée dans la figure 3.16.*

TABLEAU 3.3 – *Valeurs de l'écart type du champ de déplacement obtenu par la méthode du flot optique [Brox 11] et par la méthode du maximum de similarité (fonctions NCC et ZNCC).*

	Brox et al.	**NCC**	**ZNCC**
Écart type colonne	0.5 pixel (0.12 m)	0.8 pixel (0.19 m)	0.8 pixel (0.19 m)
Écart type ligne	0.4 pixel (0.10 m)	0.5 pixel (0.12 m)	0.4 pixel (0.10 m)

de la fonction ZNCC. En effet, la courbe correspondant à ZNCC tend légèrement plus vite vers la valeur nulle. On constate par ailleurs que cette convergence est satisfaisante dès une taille de fenêtre Ω_M de 21×21. Globalement, après ces deux premières expériences, on retient donc que la fonction ZNCC est plus efficace.

Les courbes représentant le pourcentage de pixels mesurés en fonction de Ω_M suivent la même tendance que les deux premières expériences : la fonction ZNCC est légèrement supérieure à NCC, car elle tend plus rapidement vers un taux de réussite de 100%. En faisant une analyse globale, on constate que les deux courbes suivent la même tendance : avec l'augmentation de Ω_M, on obtient un taux de pixel mesuré qui approche rapidement les 100%. Pour la plus petite taille de fenêtre, c.a.d. 5×5, ce taux est de ∼76 %. Pour une taille de 21, il est déjà de ∼98%.

Suite à cette étude multifonction, on conclut que les fonctions de similarité ZNCC et NCC, et la méthode de flot optique de Brox et al. fournissent une précision équivalente. L'expérience proposée dans la *sous-partie 3.6.4* permettra de sélectionner la meilleure approche.

3.6.3 Réglage des paramètres de calcul

Dans cette sous-partie, on se propose de lancer un calcul sur des imagettes de luminance à 1 jour d'une partie du glacier d'Argentière en mouvement (voir *figure 3.18*) pour différentes tailles de fenêtre Ω_M. Cette expérience que l'on applique avec la fonction ZNCC [12], a pour but de déterminer la dimension de Ω_M qui permet de conserver l'hypothèse de stationnarité.

La *figure 3.18* présente les résultats de l'estimation du déplacement du glacier en fonction de la taille de Ω_M. La présentation de ces résultats comprend les images donnant la cartographie des mesures sous-pixeliques, la valeur du pic de similarité, la magnitude (exprimée en pixel/jour) et l'orientation du déplacement.

En faisant varier Ω_M de 11×11 à 31×31, avec un pas de 10, on constate visuellement que l'augmentation n'impacte pas énormément l'aspect du champ de déplacement obtenu. En effet, pour toutes les tailles de fenêtre testées, on observe très peu de valeurs aberrantes

12. La fonction NCC donne des résultats similaires.

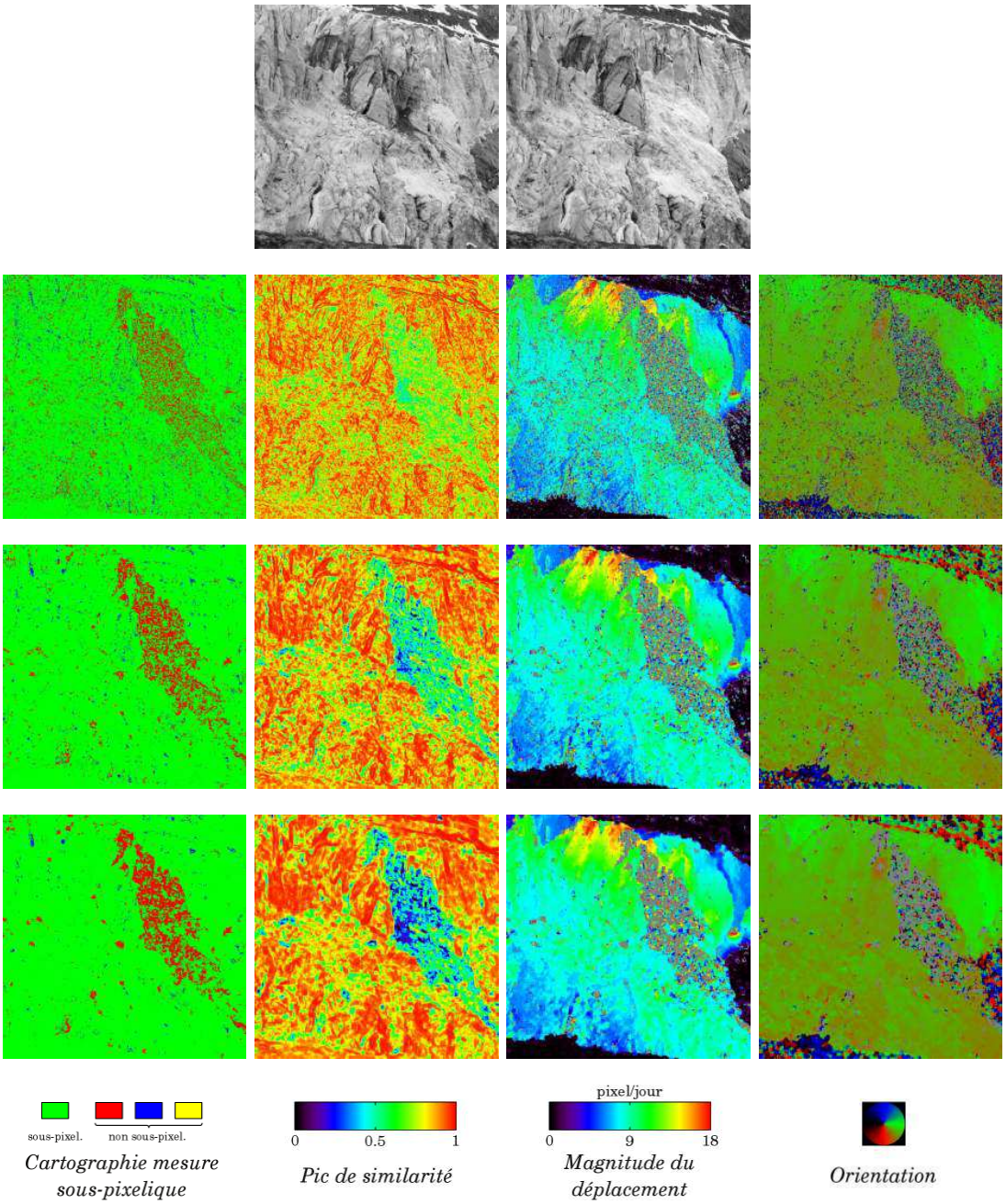


Figure 3.18 – *Effet de la taille de la fenêtre Ω_M sur l'estimation du vecteur déplacement. Calcul réalisé avec la fonction* ***ZNCC*** *sur le couple d'images 29/05/2009-30/05/2009. De haut en bas* $\Omega_M = \{11 \times 11, 21 \times 21, 31 \times 31\}$.

à l'exception de la zone où un sérac s'est décroché. Le fait que l'image du glacier soit très texturée (glace sale et nombreuses facturations) l'explique. Par contre, on constate que la variation de Ω_M impacte la proportion de pixels permettant une mesure sous-pixelique. En effet, cette proportion augmente avec la taille de Ω_M. L'augmentation de Ω_M a aussi pour effet d'augmenter les valeurs du pic de similarité.

Même si la magnitude et l'orientation du déplacement correspondent à une mesure en pixel/jour [13], leur analyse confirme les connaissances a priori sur le processus d'écoulement de cette partie du glacier d'Argentière. En effet, les zones de déplacement maximal coïncident bien avec les parties hautes des séracs. Cette observation est concordante avec les observations du terrain faites par Luc Moreau. Quant à l'image d'orientation du déplacement, elle montre bien que la glace au premier plan plonge vers le bas, de la gauche vers la droite.

Dans ces travaux de thèse, on a choisi une taille de 21×21, car elle permet un bon compromis entre les différentes contraintes : précision (*sous-partie 3.6.2*), considération structurelle et temps de calcul. On remarquera que cette taille est tout à fait dans les normes par rapport à celle utilisée dans les travaux antérieurs (*tableau 3.4*).

TABLEAU 3.4 – *Exemple de tailles de fenêtre Ω_M utilisées dans la littérature pour l'estimation du déplacement par maximum de similarité.*

Auteurs	**Taille de Ω_M**	**Particularité**
Ahn et al. [Ahn 10]	31×31 ou 41×11 ou 51×51	• Calcul tous les 50 pixels. • La taille de fenêtre conservée correspond au pic de similarité le plus élevé.
Svanem [Svan 10]	71×71	• Calcul tous les 50 pixels.
Evans [Evan 00]	11×11	• Calcul tous les 100 pixels.

Parmi les travaux antérieurs, synthétisés dans le *tableau 3.4*, on constate que Ahn et al. proposent de réaliser le calcul de maximum de similarité avec trois tailles de fenêtre différentes sur les 5 couples d'images extraites du couple d'images RVB initial (voir *sous-partie 3.6.1*). Cette approche nécessite de lancer 15 fois le calcul de maximum de similarité. Les 15 champs de déplacement obtenus (une valeur de déplacement tous les 50 pixels) sont réduits à un seul champ de déplacement par l'intermédiaire d'une procédure de "vote" basée sur une grille d'un pas de 2 pixels centrée sur le pixel considéré. Les vecteurs déplacement qui tombent dans une cellule (cellule de dimension 2×2 pixels) contenant moins de 40% des vecteurs déplacement sont rejetés. Les cellules contenant plus de 60% des vecteurs sont considérées comme fiables. Le vecteur alors retenu est la moyenne des vecteurs contenus dans cette cellule. Si aucune cellule ne contient plus de 60% des vecteurs, le vecteur retenu est celui qui est le plus proche de la moyenne de tous les vecteurs. La procédure de "vote" est réitérée en translatant la grille de un pixel si un groupe de vecteurs se trouve entre

13. Par exemple, avec l'appareil photo utilisé dans ces travaux de thèse, un déplacement de 1 m à $d = 100$ m se traduit par un déplacement de ∼37 pixels, alors qu'il n'est que de ∼3.7 pixels à $d = 1$ km.

deux cellules.

3.6.4 Choix de la confiance

Dans cette sous-partie, on propose de déterminer la mesure de confiance la plus adaptée aux images de déplacement obtenues avec l'appareil photo terrestre. L'expérience consiste à seuiller les images de déplacement et d'orientation, obtenues avec les fonctions NCC et ZNCC, à l'aide des images donnant les valeurs du pic de similarité.

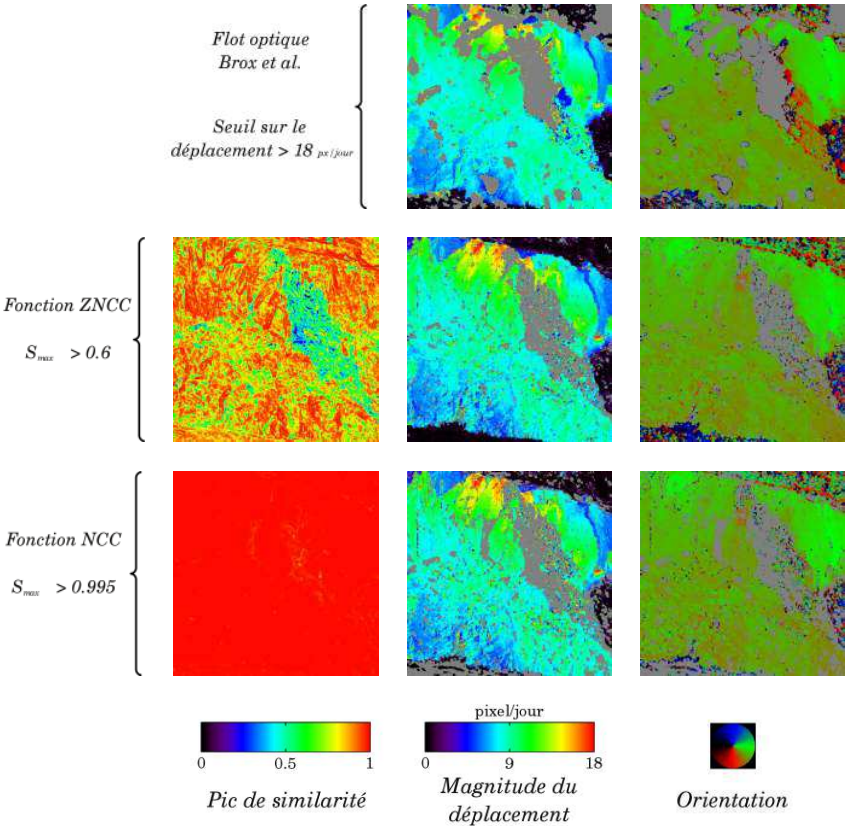


Figure 3.19 – *Seuillage de l'estimation du déplacement par la valeur du pic de similarité S_{max}. Calcul réalisé avec la fonction **NCC** et **ZNCC** sur le couple d'images du 29/05/2009-30/05/2009 avec une fenêtre Ω_M de 21×21. Comparaison de ce que l'on obtient avec la méthode de flot optique de Brox et al.*

La *figure 3.19* présente les résultats du seuillage avec l'image donnant les valeurs du pic de similarité, et ce pour les fonctions NCC et ZNCC. Toutes les valeurs de seuillage présentées ici ont été déterminées de façon empirique. Le seuillage par la confiance h_{peak} a donné des résultats non concluants, c'est pour cette raison qu'on ne propose pas d'illustrations. Cette figure donne aussi la possibilité de faire une comparaison entre le flot optique de Brox et al. et le maximum de similarité.

Le seuillage optimal par la valeur du pic de similarité est différent pour les deux fonctions de similarité (*figure 3.19*). Il est de 0.995 pour NCC et 0.6 pour ZNCC. La

comparaison NCC/ZNCC montre, par ailleurs, que ces valeurs discriminent globalement les mêmes zones du glacier, c.à.d. la zone où la chute de séracs a eu lieu. Cependant, la fonction ZNCC donne un résultat légèrement meilleur puisqu'elle couvre une plus grande surface. En effet, dans le cas de la fonction NCC, on observe que les parties fixes sont rejetées alors que ce n'est pas le cas pour la fonction ZNCC. Ce qui traduit le manque de robustesse de la fonction NCC face au changement de luminosité. On remarquera que la distribution des valeurs du pic de similarité, associée à la fonction NCC, est confinée à une très étroite plage de valeur.

L'exécutable de la méthode du flot optique de Brox et al. ne fournit pas de mesure de confiance. Pour éliminer les erreurs d'estimation de déplacement, on a donc seuillé par rapport à la magnitude du déplacement. En effet, sur les zones où l'algorithme est défaillant, on obtient un déplacement excessif. Par exemple, au niveau de la chute de séracs, on a un déplacement estimé qui peut monter jusqu'à $\sim$180 pixels/jour (soit 9 m/jour en tenant compte de la distance). Pour seuiller le champ de déplacement, il est donc nécessaire de connaître a priori la plage de valeur du déplacement. La valeur de 18 pixels/jour a été déduite de la mesure par maximum de similarité. Pour cela, on a choisi une fenêtre de recherche Δ assez grande pour détecter tous les déplacements.

Visuellement, les résultats de déplacement du flot optique de Brox et al. et du maximum de similarité sont relativement proches. On remarque cependant que le flot optique de Brox et al. donne un résultat plus filtré et que des artefacts apparaissent au premier plan.

On conclut que le meilleur choix est d'utiliser le seuillage du pic de similarité avec la fonction ZNCC. En effet, le désavantage majeur du flot optique de Brox et al. est qu'il ne permet pas d'éliminer les erreurs d'estimation de façon propre (une connaissance a priori sur le déplacement est nécessaire). De plus, pour utiliser cette méthode, il est nécessaire de régler des paramètres, une manipulation fastidieuse dans le cas où l'on travaille sur une grande série d'images, car le réglage initial sur un couple d'images n'est pas forcément généralisable aux autres couples (changement d'éclairement). Quand à la fonction NCC, elle est rejetée, car le seuillage est moins efficace.

3.7 Conclusions

Ce chapitre a permis de présenter les principales méthodes de déplacement que l'on rencontre dans les domaines de l'imagerie satellitaire SAR et de la vision par ordinateur. Il a également permis de choisir, au travers d'expériences, la méthode de déplacement la plus adaptée aux deux types de données utilisées dans cette thèse. Au final, la méthode du maximum de similarité a été retenue pour diverses raisons. Tout d'abord, dans le cas des images satellitaires TSX, il s'agit de la seule alternative possible, en effet on a montré que l'InSAR ne fonctionnait pas sur le jeu de données à notre disposition. En ce qui concerne les images numériques de l'appareil photo terrestre, on a montré que les performances de

la méthode du maximum de similarité étaient relativement proches de ce que peut fournir les méthodes de flot optique les plus élaborées. Ensuite, la transversalité entre domaines radar/optique et la souplesse d'utilisation (paramétrisation facile, meilleure maîtrise de la confiance...) de cette méthode, expliquent aussi ce choix.

L'étude bibliographique sur la méthode de maximum de similarité a révélé l'existence de deux familles de fonctions de similarité : les fonctions spécifiques aux images optiques et celles spécifiques aux images SAR. Après une série d'expériences, la fonction de similarité ZNCC a été sélectionnée. Ce choix, qui concerne les deux types de données, s'explique par la robustesse et par l'efficacité de la mesure de confiance fournies par cette fonction. En effet, on a montré que les fonctions de similarité propres à l'imagerie SAR n'apportent pas de gain significatif par rapport à la fonction ZNCC. De plus, elles se montrent moins souples au niveau de la mesure de confiance et ne permettent pas de faire une mesure avec un masque de visibilité, masque qui est nécessaire pour l'application glacier.

Le réglage des valeurs de paramétrisation de la méthode du maximum de similarité a également servi à déterminer la précision de mesure que l'on pouvait obtenir. Pour les images SAR TSX, on a une précision de $\sim$0.1 m pour les images SM simple polarisation et une précision de $\sim$0.3 m pour les images SM double polarisation. Pour les images de l'appareil photo numérique, on obtient une précision de $\sim$0.02 m à 100 m et de $\sim$0.2 m à 1000 m.

Chapitre 4

Mesure de déplacement monosource

Sommaire

4.1 Introduction 120

4.2 Champs de déplacement issus des images TSX HR 120

4.2.1 Chaîne de traitement 121

4.2.2 Interprétation des cartes de déplacement monosources 125

4.2.3 Statistique temporelle de la couverture spatiale de la mesure . . 129

4.2.4 Mesures ponctuelles multitemporelles du déplacement 133

4.2.5 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 136

4.2.6 Conclusion 138

4.3 Suivi de cibles artificielles avec les images TSX HR 138

4.3.1 Chaîne de traitement 138

4.3.2 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 140

4.3.3 Cibles artificielles versus surfaces naturelles 145

4.3.4 Conclusion 145

4.4 Champs de déplacement obtenus par photographie terrestre . 145

4.4.1 Chaîne de traitement 146

4.4.2 Interprétation de carte de déplacement monosource 149

4.4.3 Statistique temporelle de la couverture spatiale de la mesure . . 152

4.4.4 Mesures ponctuelles multitemporelles du déplacement 155

4.4.5 Conclusion 157

4.5 Conclusions 157

4.1 Introduction

Dans le *chapitre 3*, une étude bibliographique suivie d'expériences a permis de déterminer la meilleure approche pour mesurer le déplacement des glaciers du massif du Mont Blanc [1] pour les deux types d'images utilisées dans cette thèse. Finalement, cette étude suggère l'utilisation de la méthode du maximum de similarité avec la fonction ZNCC. Dans ce chapitre, on se propose d'appliquer et d'évaluer les limites de cette approche sur les séries temporelles à notre disposition : 25 couples d'images SAR TSX à 11 jours et 102 couples d'images de l'appareil photo à 1 jour.

Dans cette optique, après avoir présenté les chaînes de traitement fournissant les champs de déplacement monosources, on propose, pour les deux types d'images :

- d'interpréter les cartes de déplacement en s'appuyant sur des photographies du terrain, en particulier pour les images SAR, et sur les notions de glaciologie exposées dans le *chapitre 2*,
- de calculer l'évolution temporelle de la couverture spatiale des mesures de déplacement,
- de mesurer les variations multitemporelles du déplacement en se basant sur des mesures ponctuelles. Ces deux derniers points permettront d'évaluer les performances spatiales et temporelles de l'approche par maximum de similarité,
- de comparer ces mesures avec des mesures terrain (GPS), ce qui permettra aussi d'évaluer les performances de l'approche par maximum de similarité, mais de façon ponctuelle. Cette comparaison n'est pas possible avec l'appareil photo, car aucune vérité terrain n'est disponible au niveau de la chute de séracs de Lognan.

Une partie intermédiaire sera consacrée à l'application et l'évaluation de plusieurs méthodes de suivi de cibles artificielles (CRs) dans les images SAR TSX : méthode du sinc et du maximum de similarité (fonctions ZNCC et UML). L'évaluation des performances sera menée avec l'aide de mesures terrain (GPS). Ce dernier travail a été réalisé en partenariat avec O. Harant et L. Bombrun qui ont fourni les résultats obtenus avec la méthode du sinc.

On précise que toutes les mesures de déplacement présentées dans ce chapitre sont monosources. Autrement dit, on mesure la projection du déplacement sol, initialement en 3 dimensions (3D), dans les géométries images, 2 dimensions (2D).

4.2 Champs de déplacement issus des images TSX HR

Les cartes de déplacement présentées dans cette partie ont été orthorectifiées et géoréférencées dans le système de coordonnées géographiques latitude/longitude WSG-84. Cependant, ces mesures de déplacement sont réalisées dans la géométrie SAR qui est caractérisée

1. Les glaciers d'Argentière, de Leschaux, de la Mer de Glace, des Bossons et de Taconnaz pour les images SAR, mais uniquement la chute de séracs de Lognan pour les images de l'appareil photo numérique.

par la base $\mathcal{B}^i_{SAR} = (\vec{u}^i_{LOS}, \vec{u}^i_{az})$, avec $i = \{des, asc\}$ (voir *figure 4.1*). Autrement dit, le déplacement mesuré n'est rien d'autre que la projection $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})^t$ du vecteur déplacement sol $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ dans la géométrie SAR.

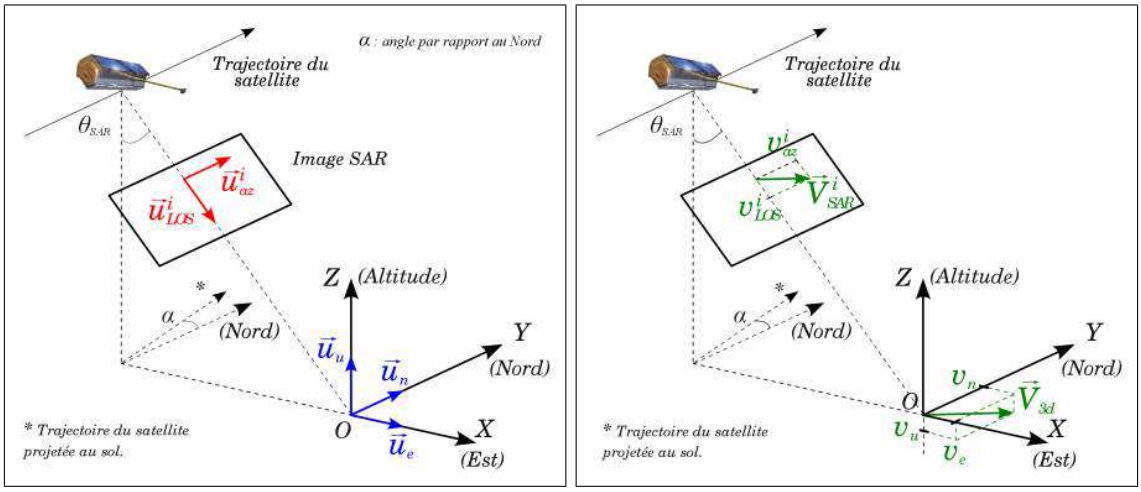


Figure 4.1 – *Représentation des vecteurs unitaires propre à la géométrie sol et à la géométrie SAR (à gauche), et projection du vecteur déplacement sol* $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *dans la géométrie SAR (à droite) pour la trajectoire ascendante* ($\alpha = -9°$). *Le vecteur* $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})^t$, *avec* $i = \{des, asc\}$, *est la projection du vecteur* $\vec{V}_{3d}$ *dans l'image SAR. Dans le cas d'une trajectoire descendante, le satellite passe à l'Est du repère monde, du Nord vers le Sud* ($\alpha = +9°$).

4.2.1 Chaîne de traitement

La chaîne de traitement permettant d'obtenir un champ de déplacement monosource à partir d'un couple d'images SAR est présentée sur la *figure 4.2*. Cette chaine de traitement à partir de laquelle on obtient un champ de déplacement 2 dimensions $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})^t$ se décompose en 6 étapes.

❶**bis** Cette étape préliminaire consiste à faire une découpe approximative des images SAR maître et esclave sur la zone d'intérêt correspondant au MNT de 2008 de la RGD 73-74 (voir *sous-partie 1.4.4*). *In fine*, si on applique cette étape de découpe sur la pile d'images SAR, on obtient un recalage approximatif, par translation "bloc" sans rééchantillonnage, à partir du "near range" entre les images de la pile. Comme la trajectoire du satellite est généralement différente entre les acquisitions d'images SAR, on observe une dérive du recalage du "near range" vers le "far range" (voir *figure 4.3*). Cette dérive, qui est d'autant plus forte en présence de relief, est liée à la légère variation de l'angle d'incidence θ_{SAR} entre le "near range" et le "far range" qui va influencer la taille de la parcelle sol en LOS Δ^{sol}_{los} (voir *équation (1.2)*). Par exemple, dans le cas présenté sur la *figure 4.3*, qui est le cas extrême pour les images descendantes simple polarisation (séries SM-D1 et SM-D3), on observe une dérive de

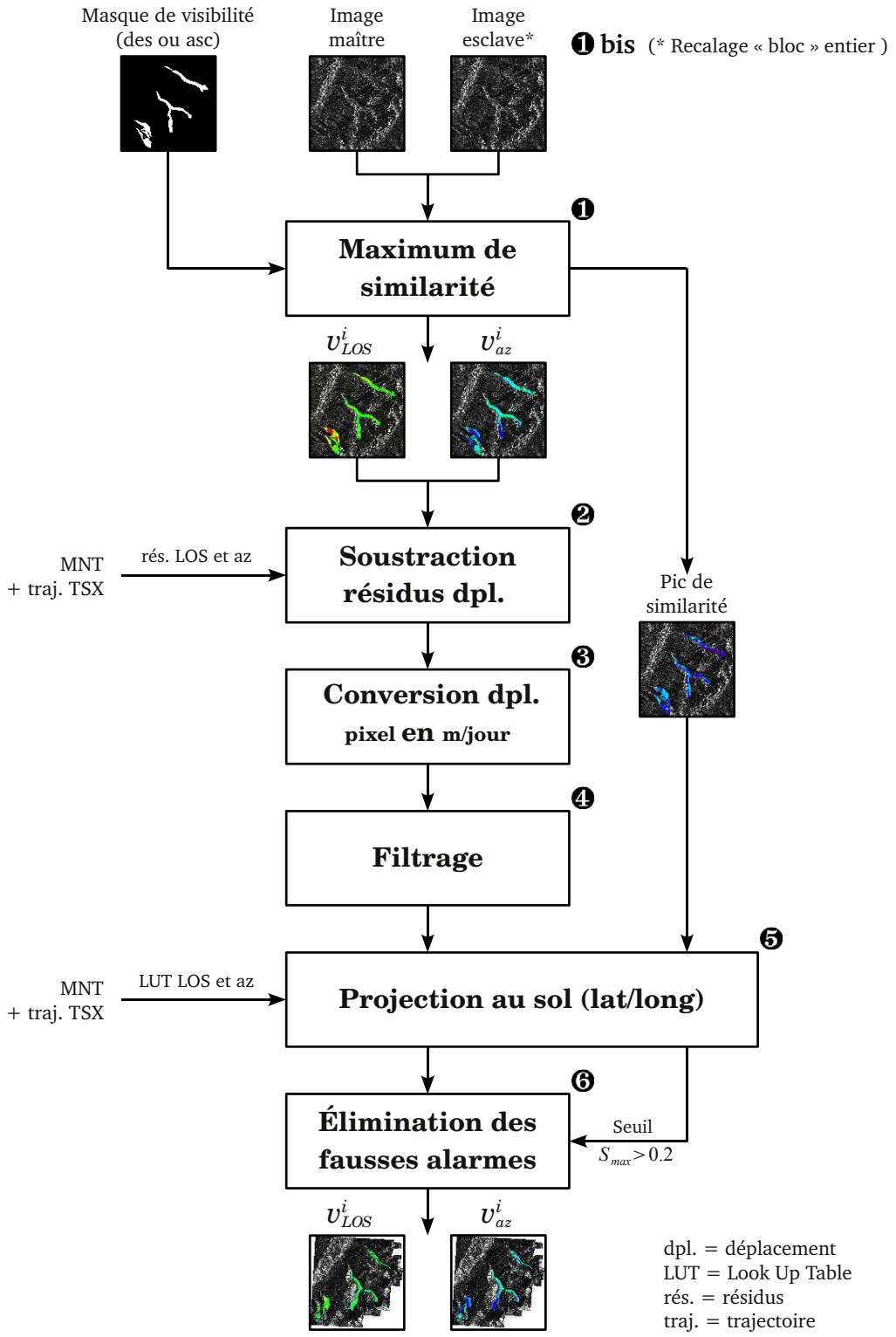


FIGURE 4.2 – *Chaîne de traitement permettant d'obtenir un déplacement 2 dimensions* $\vec{V}_{SAR} = (v_{LOS}, v_{az})^t$ *estimé dans la géométrie SAR et projeté au sol.*

∼2.0 pixels. Les cas extrêmes observés pour les images ascendantes simple polarisation (série SM-A1 et SM-A2) et les images descendantes double polarisation (série SM-D2) conduisent respectivement à une dérive de ∼2.6 pixels et de ∼5.0 pixels.

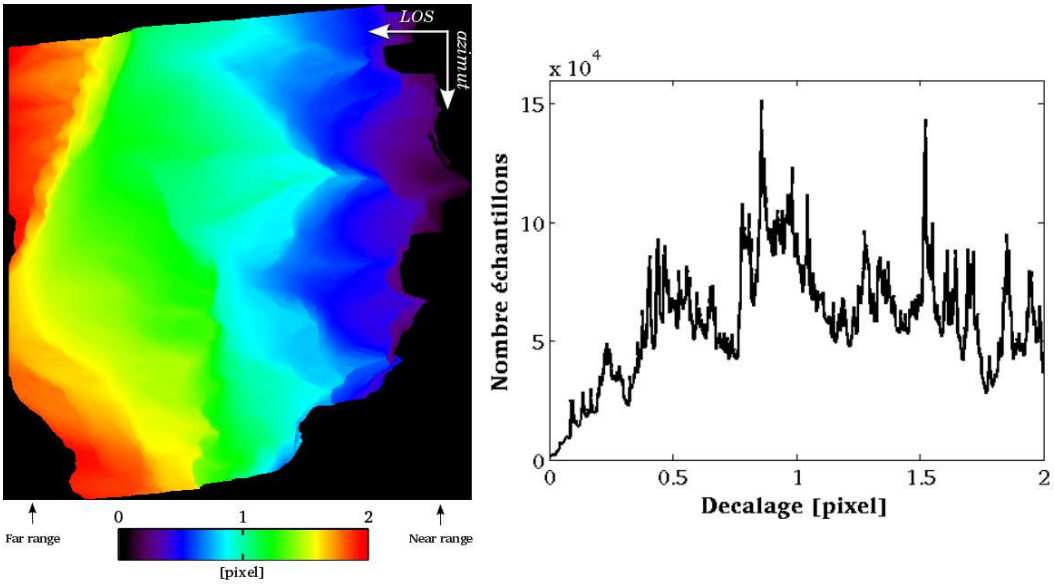


Figure 4.3 – *Exemple de dérive entre deux images SAR d'un couple (couple D1 29/09/2008-10/10/2009). Image en géométrie SAR simulant la dérive à partir du MNT de 2008 de la RGD 73-74 (à gauche) et histogramme correspondant (à droite).*

❶ L'estimation du déplacement en LOS v^i_{LOS} et en azimuth v^i_{az} est obtenue en utilisant la méthode du maximum de similarité. Un masque de visibilité est aussi utilisé (*figure 4.4*). Il évite les effets de bords mis en évidence dans la *sous-partie 3.5.5*. Grâce à la connaissance du terrain, le détourage des masques de visibilité a été fait manuellement avec le logiciel ENVI avec l'aide de l'image optique aéroportée de 2008 de la RGD 73-74 et de masques de simulation de la géométrie SAR [2] [Peti 10]. Comme le recalage "bloc" obtenu à l'étape ❶**bis** est approximatif, les images effectivement utilisées pour mesurer le déplacement subissent un recalage "bloc" plus fin au niveau du premier pylone du deuxième tronçon du téléphérique des Grands Montets (∼2600 m d'altitude). Ensuite, pour des raisons de contrainte de temps de calcul, on effectue une découpe des images d'amplitude et des masques de visibilité sur les trois zones suivantes : Argentière, Mer de Glace/Leschaux et Bossons/Taconnaz. Cette dernière manipulation permet d'utiliser une taille de fenêtre de recherche Δ la plus petite possible. Après le calcul par maximum de similarité, les images résultats sont concaténées dans des images de la même dimension que l'image maître de l'étape ❶**bis**. Au niveau des paramètres de calcul, on rappelle que l'on utilise une fenêtre Ω_M de 101×101 pour les images simple polarisation et de 145×91 pour les images double polarisation (voir *sous-partie 3.5.3*).

2. Images 8 bits de simulation permettant de localiser les zones d'ombre et de repliement.

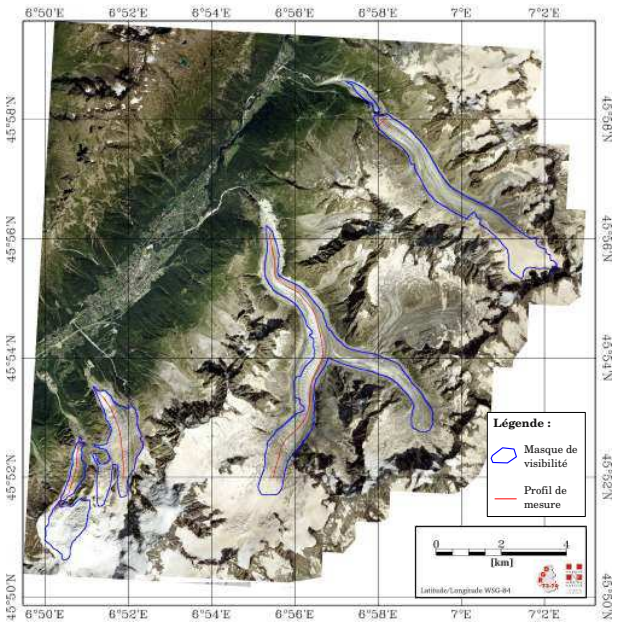


FIGURE 4.4 – *Masques de visibilité utilisés pour l'estimation du déplacement par maximum de similarité avec les images descendantes et ascendantes. Les masques sont incrustés sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

❷ Les cartes de déplacement v_{LOS} et v_{az} obtenues à l'étape précédente renferment des résidus de déplacement provoqués par l'action combinée des deux recalages "bloc" et de l'effet de dérive (voir étapes précédentes). Ces résidus sont retirés à l'aide d'images simulant l'écart pixelique en LOS (voir *figure 4.3*) et azimut entre les deux acquisitions SAR. De telles images sont calculées à partir du MNT et des trajectoires du satellite (fichiers xml de TSX).

❸ La conversion des champs de déplacement en m/jour est obtenue en prenant en compte l'écart temporel entre les images et la taille du pixel TSX. Selon la direction en azimut, on utilise la grandeur Δ_{az}, et selon la direction en LOS, on utilise la grandeur Δ_{LOS}.

❹ Le filtrage est réalisé avec un filtre médian sur une fenêtre 3×3 sur les images de déplacement en LOS v_{LOS} et en azimut v_{az}. Le filtre médian a été choisi, car il permet de conserver les brusques variations de déplacement que l'on peut observer sur les glaciers tempérés, autrement dit, on fait l'hypothèse de continuité de l'écoulement spatial. Cette hypothèse résulte de la propriété d'écoulement du glacier [Bert 05a].

❺ La projection des images de déplacement et du pic de similarité sur le sol est réalisée à partir d'une paire d'images de correspondance entre pixel SAR et pixel sol (coordonnées latitude/longitude et ellipsoïde WSG-84). Pour générer ces deux images de correspondance, aussi appelées LUT (Look Up Table), on se base sur le MNT et les trajectoires du satellite (fichiers xml de TSX).

❻ La dernière étape consiste à éliminer les fausses alarmes en faisant un seuil sur l'image du pic de similarité ($S_{max} > 0.2$). Autrement dit, cette étape permet de masquer les zones où il y a des erreurs d'estimation du déplacement.

Remarque : *Les étapes ❷ et ❺ ont été développées dans le cadre de la thèse d'Ivan Pétillot [Peti 08] et dans le cadre du stage de fin d'étude de Diana Roşu [Roş 10].*

4.2.2 Interprétation des cartes de déplacement monosources

Sur les *figures 4.6* et *4.8*, on retrouve les cartes de déplacement pour un couple d'images respectivement descendant et ascendant de l'été 2009. Les valeurs correspondent à la magnitude du vecteur déplacement $\|\vec{V}^i_{SAR}\| = \sqrt{(v^i_{los})^2 + (v^i_{az})^2}$. Les cartes de déplacement sont incrustées sur les images SAR d'amplitude orthorectifiées. Ces images d'amplitude orthorectifiées mettent d'ailleurs en évidence les différences de géométrie entre images descendantes et ascendantes. En effet, on remarque que les versants face à la visée radar, zone de forte intensité dans les images SAR (couleur blanche), sont différents entre les acquisitions descendantes et ascendantes.

(a) *Photo d'août 2010.* (b) *Photo de septembre 2009.*

Figure 4.5 – *Glaciers des Bossons (a) et Mer de glace (b). Illustration des variations de pente au niveau du glacier des Bossons (a) et de l'aspect de la zone de séracs du Géant au niveau de la Mer de Glace (b).*

Globalement, on constate que les champs de déplacement descendant et ascendant ont le même aspect, bien que la géométrie d'acquisition soit notoirement différente entre ces deux types de trajectoire. Par exemple, les positions géographiques des zones les plus rapides des glaciers de la Mer de Glace (séracs du Géant, *figure 4.5-(b)*) et du glacier des Bossons (*figure 4.5-(a)*) sont sensiblement les mêmes. Ces zones correspondent à des ruptures de pente connues qui produisent une accélération de l'écoulement du glacier. En plusieurs endroits, on retrouve bien le gradient de vitesse transversal présenté dans la *sous-partie 2.2.4*, c.a.d. une vitesse plus forte au centre par rapport aux parties proches des

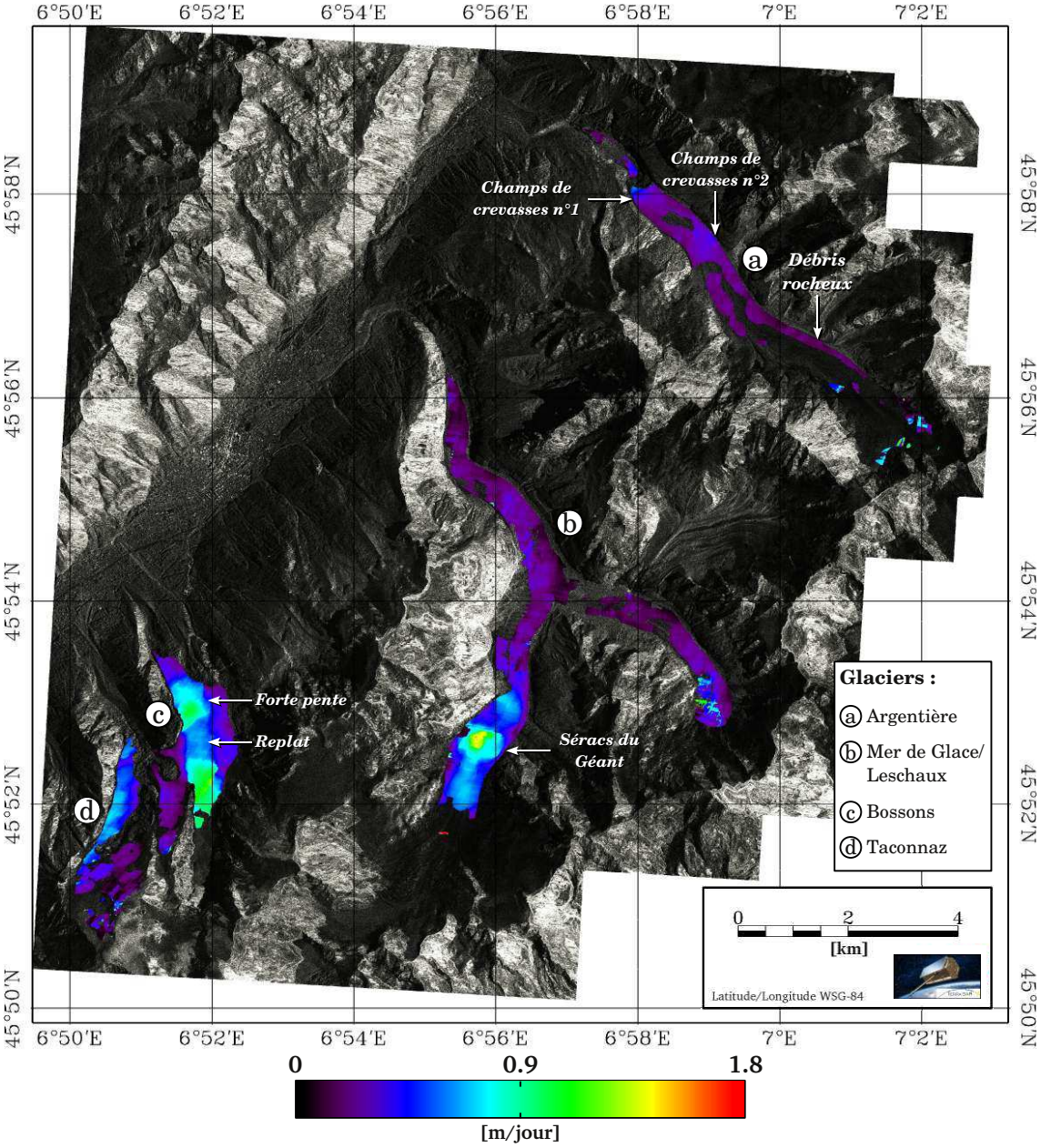


FIGURE 4.6 – *Magnitude du déplacement $\vec{V}_{SAR}^{des}$ estimée à partir du couple d'images* ***descendantes*** *du 14/08/2009-25/08/2009. Le résultat est projeté au sol et incrusté sur l'image d'amplitude SAR descendante datant du 14/08/2009 (aussi projetée au sol). L'estimation est réalisée avec la fonction de similarité ZNCC. Les annotations renvoient aux photos des figures 4.7 et 4.5.*

rives. D'un point de vue visuel, ces deux cartes de déplacement se rapprochent beaucoup de celles obtenues par E. Berthier [Bert 05b].

L'observation des cartes de déplacement montre aussi que la mesure de déplacement n'est pas réalisable partout. Cette observation s'explique par les différences de morphologie de surface que possèdent les glaciers étudiés dans ces travaux de thèse. Cette morphologie de surface a une grande importance dans la réussite de la mesure de déplacement. Ainsi les facteurs morphologiques qui assurent un bon fonctionnement de la méthode du maximum de similarité sont :

- la présence de champs de crevasses ou de séracs,
- ou dans une moindre mesure, la présence de débris rocheux de surface.

Ces deux facteurs produisent des éléments de texture et des structures dans les images SAR qui permettent le succès de la méthode du maximum de similarité. A contrario, les surfaces glaciaires composées uniquement de glace vive ou de névés, sans crevasses et sans débris rocheux, ne produisent pas suffisamment d'élément de texture dans les images SAR. Le succès de la méthode n'est alors pas garanti.

(a) *Photo d'août 2010.* (b) *Photo d'août 2009.*

Figure 4.7 – *Illustration des deux champs de crevasses présents sur la partie basse du glacier d'Argentière (a) et débris rocheux sur la partie haute (b).*

Ces règles de réussite se confirment lorsque l'on analyse les cartes de déplacement descendante et ascendante du glacier d'Argentière. Les parties où la mesure de déplacement est possible correspondent à la présence de champs de crevasses (*figure 4.7-(a)*) ou à la présence de débris rocheux à la surface du glacier (*figure 4.7-(b)*). En parallèle, on note que les parties sans possibilité de mesure, majoritairement la partie haute du glacier, coïncident avec une surface formée de glace vive ou de névés, dénuée de crevasses et couverte de débris rocheux significatifs (*figure 4.7-(b)*). On constate, d'ailleurs, qu'une grande majorité de la surface du glacier d'Argentière n'est pas mesurée. A l'inverse, on note que la méthode de maximum de similarité fonctionne très bien sur le glacier des Bossons, car il s'agit d'un glacier recouvert en grande partie par des crevasses et des séracs comme

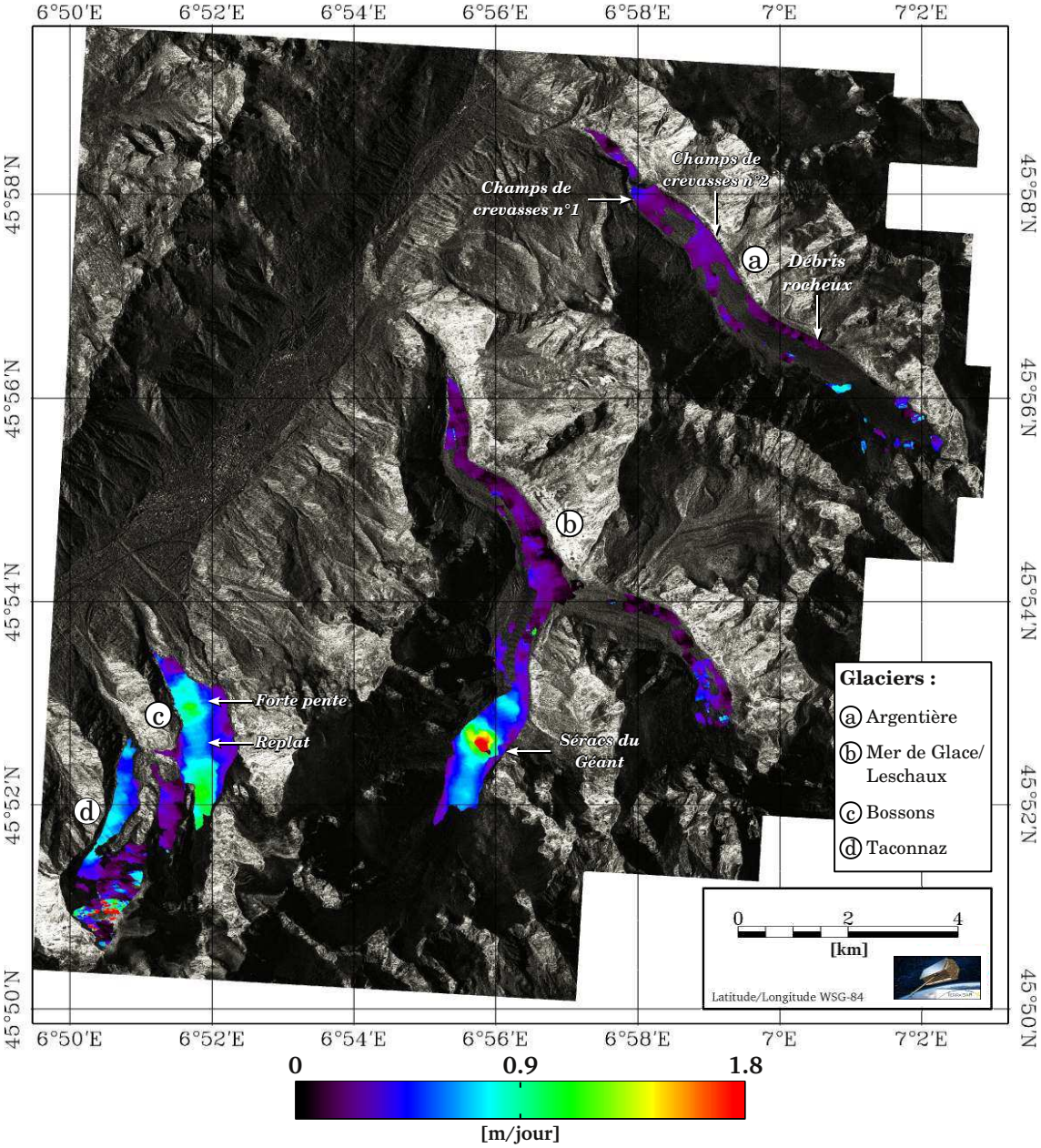


FIGURE 4.8 – *Magnitude du déplacement $\vec{V}_{SAR}^{asc}$ estimée à partir du couple d'images* ***ascendantes*** *du 16/08/2009-27/08/2009. Le résultat est projeté au sol et incrusté sur l'image d'amplitude SAR ascendante datant du 16/08/2009 (aussi projetée au sol). L'estimation est réalisée avec la fonction de similarité ZNCC.*

on peut le voir sur la *figure 4.5*. Pour compléter cette analyse de la couverture spatiale des mesures, on propose une analyse temporelle plus complète dans la *sous-partie 4.2.4*. Cette étude complémentaire, qui examine notamment l'influence saisonnière, montre que les deux cartes de déplacement présentées dans cette sous-partie sont celles qui fournissent la meilleure couverture spatiale.

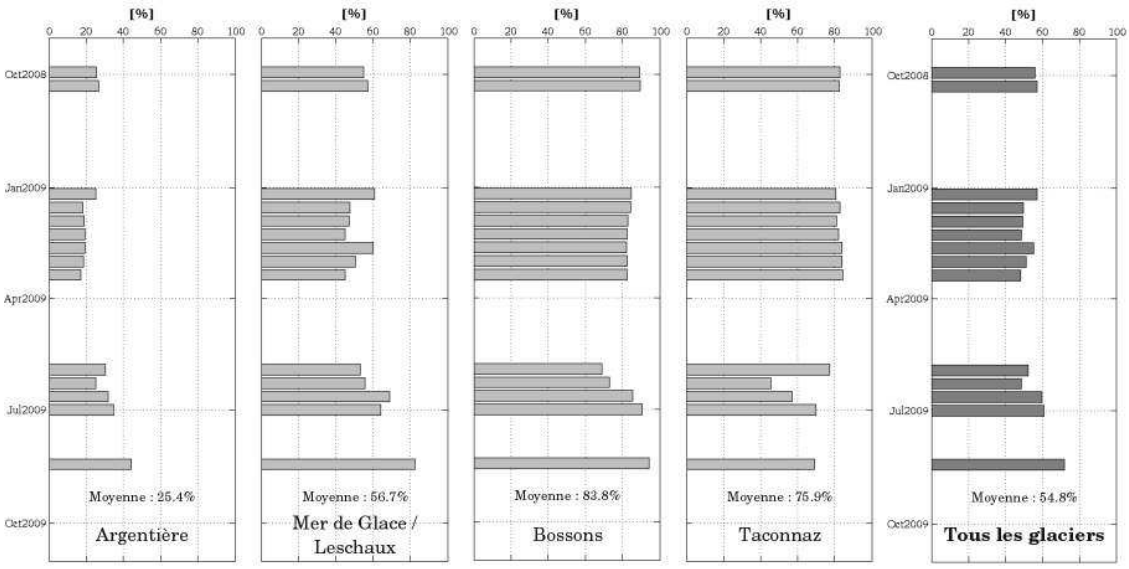
La validation visuelle globale des champs de déplacement proposée dans cette partie est cependant insuffisante pour conclure sur l'efficacité de l'estimation. Cette validation est d'autant plus insuffisante que l'analyse se base sur les champs de déplacement 2D déterminés dans la géométrie SAR. Dans la *sous-partie 4.2.5*, on se propose donc de réaliser une comparaison avec les mesures de déplacement obtenues avec les stations GPS présentées dans la *sous-partie 1.4.1*.

4.2.3 Statistique temporelle de la couverture spatiale de la mesure

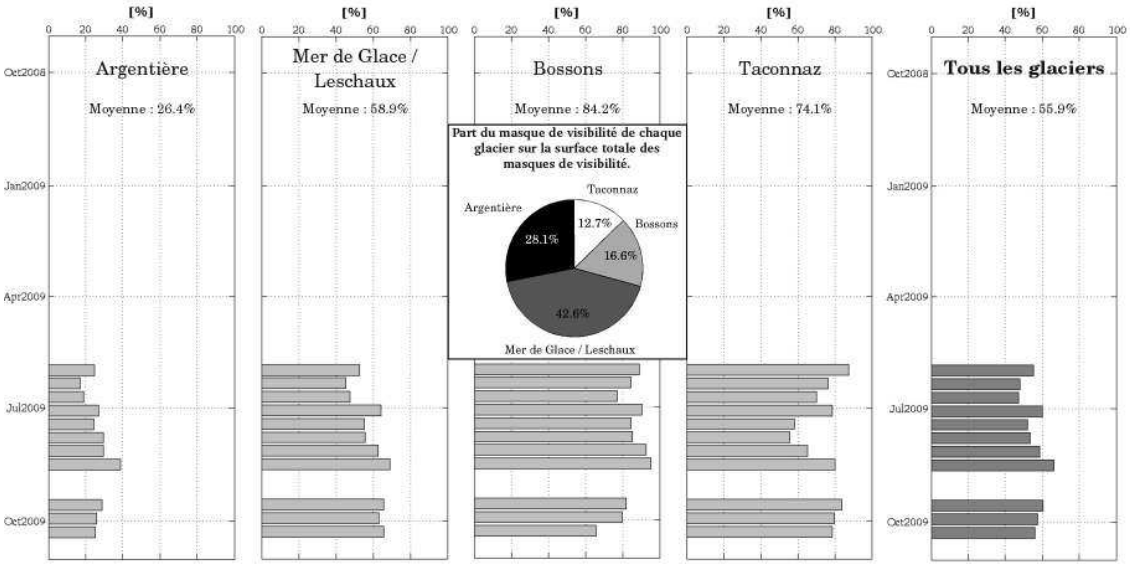
L'analyse proposée dans cette sous-partie est basée sur deux mesures statistiques différentes. La première consiste à mesurer, pour chaque couple d'images à 11 jours, le pourcentage de couverture spatiale de la mesure par rapport à la surface des masques de visibilité utilisés (*figure 4.9*). La deuxième mesure consiste à déterminer, pour différentes piles de couples à 11 jours, le pourcentage de chevauchement spatial entre cartes de déplacement (*tableau 4.1*). Les piles de couples utilisées correspondent soit aux séries temporelles, soit aux types de trajectoire, soit à la totalité des couples. Pour la pile formée de tous les couples à 11 jours, une cartographie est présentée sur la *figure 4.10*. Les statistiques présentées sur la *figure 4.10* et le *tableau 4.1* concernent les masques de visibilité de chaque glacier pris individuellement et l'ensemble des masques de visibilité. Techniquement, ces mesures sont déduites du seuillage des cartes de pic de similarité ($S_{max} > 0.2$).

L'analyse des résultats de la *figure 4.9* confirme les constatations visuelles réalisées dans la sous-partie précédente. En effet, la surface de mesure du glacier d'Argentière est faible, en moyenne 25.8%, par rapport à celle du glacier des Bossons, en moyenne 84.0%. Entre ces deux extrêmes, les glaciers du Taconnaz et de la Mer de Glace/Leschaux fournissent respectivement une moyenne de 75.1% et 55.3%. Ces différences, qui s'observent à la fois en descendant et en ascendant, s'expliquent par la morphologie de surface des glaciers (voir *sous-partie 4.2.2*). Les glaciers de Taconnaz et des Bossons présentent une surface chaotique, couverte de crevasses et de séracs, spécifique aux glaciers s'écoulant sur une forte pente. Par opposition, les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace/Leschaux présentent une surface moins chaotique spécifique aux glaciers de vallée. Cependant, les glaciers de la Mer de Glace et de Leschaux possèdent un pourcentage de couverture plus important, car leur surface est davantage recouverte de débris rocheux.

Globalement, en se basant sur la *figure 4.9-(a)*, on constate que la couverture maximale a lieu à la fin de l'été. Cela s'explique par la fonte de la neige d'hiver qui cache les débris rocheux et les petites crevasses présentes à la surface des glaciers. Cette tendance se vérifie pour tous les glaciers à l'exception du glacier de Taconnaz pour lequel la couverture



(a) *Couples d'images appartenant aux séries descendantes.*



(b) *Couples d'images appartenant aux séries ascendantes.*

FIGURE 4.9 – *Pourcentage, par rapport à la surface des masques de visibilité, de la couverture spatiale de la mesure de déplacement pour* ***chacun des couples à 11 jours****. Moyenne totale (descendant et ascendant) : Argentière 25.8%, Mer de Glace/Leschaux 57.7%, Bossons 84.0%, Taconnaz 75.1% et tous les glaciers 55.3%.*

maximale est atteinte pendant l'hiver. On peut expliquer cette particularité par le fait que la majeure partie de son masque de visibilité englobe des régions de haute altitude, supérieure à 3300 m, ce qui n'est pas le cas pour les autres glaciers. Ces régions glaciaires de haute altitude conservent toute l'année une couverture neigeuse (zone d'accumulation). Les propriétés de rétrodiffusion de cette neige varient peu pendant l'hiver (neige froide car

gel permanent), on observe donc peu de changement de niveau de gris entre les images SAR et la méthode du maximum de similarité fonctionne mieux. C'est tout le contraire pendant le printemps/été où les propriétés de rétrodiffusion de cette neige varient beaucoup (neige transformée par le cycle de gel/dégel), ce qui se traduit par une variation du niveau de gris entre les images SAR et un moins bon fonctionnement de la méthode du maximum de similarité.

Tableau 4.1 – *Pourcentage, par rapport à la surface des masques de visibilité, du chevauchement spatial des cartes de déplacement de* ***différentes piles de couples à 11 jours*** *(cpl. = couple d'images).*

Orbit	Séries	Argentière	Mer de Glace / Leschaux	Bossons	Taconnaz	Total
Des.	**SM-D1** (2 cpl.)	22.5%	51.8%	86.8%	80.0%	52.9%
	SM-D2 (7 cpl.)	14.1%	34.8%	75.3%	73.8%	40.6%
	SM-D3 (5 cpl.)	21.1%	48.8%	63.1%	34.2%	41.5%
Total des. (14 cpl.)		12.3%	29.6%	54.1%	32.2%	29.1%
Asc.	**SM-A1** (8 cpl.)	11.1%	38.9%	71.2%	34.1%	35.8%
	SM-A2 (3 cpl.)	19.5%	56.2%	60.2%	73.3%	48.7%
Total asc. (11 cpl.)		10.0%	38.1%	52.1%	30.7%	31.6%
Total des et asc. (25 cpl.)		6.9%	23.3%	35.5%	15.0%	19.6%

L'examen du *tableau 4.1* montre que, plus la pile de couples est importante, plus la surface de chevauchement diminue. Globalement, on note que les valeurs de pourcentage sont sensiblement inférieures à celles obtenues en considérant les couples séparément (*figure 4.9*). Ces deux constations signifient que la distribution spatiale des mesures évolue entre les cartes de déplacement. Autrement dit, ce ne sont pas forcement les même zones qui sont couvertes selon la période de l'année et selon la trajectoire du satellite. En effet, on remarque une diminution significative du chevauchement lorsque l'on détermine le chevauchement sur l'ensemble des couples, descendant et ascendant confondus. Par ailleurs, on observe que la pile de couples ascendants donne un taux de chevauchement légèrement supérieur à la pile de couples descendants, car les couples ascendants concernent exclusivement la période printemps/été/automne favorable au fonctionnement de la méthode du maximum de similarité.

Pour finir, la cartographie présentée sur la *figure 4.10*, confirme la première analyse proposée dans la *sous-partie 4.2.2*, à savoir que la mesure de déplacement par maximum de similarité est possible uniquement sur les surfaces glaciaires recouvertes de champs de crevasses ou recouvertes de débris rocheux. La cartographie montre, en plus, que cette règle est valable tout au long de l'année. Elle montre aussi la présence des CRs CR-D1 et CR-A1, qui fournissent un pic de similarité (S_{max}) supérieur à 0.2. Ce sont les deux CRs utilisés dans la *sous-partie 4.3* présentant les résultats du suivi des cibles artificielles.

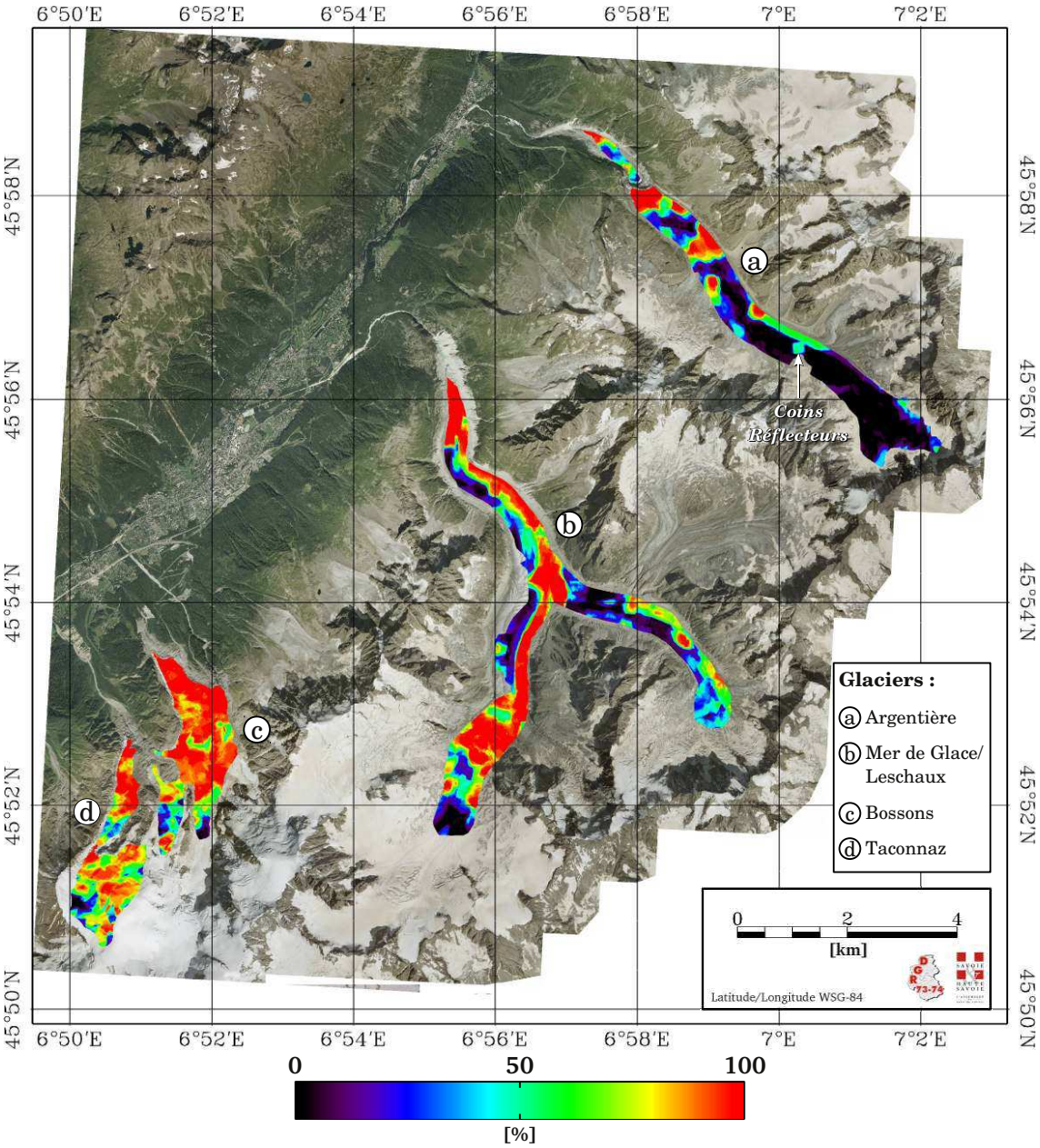


FIGURE 4.10 – *Cartographie du pourcentage de chevauchement spatial entre carte de déplacement pour* ***une pile comportant l'ensemble des couples à 11 jours, couples descendants et ascendants confondus****. La couleur rouge désigne les zones où la mesure est possible sur les 25 couples. Le résultat est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

4.2.4 Mesures ponctuelles multitemporelles du déplacement

L'analyse multitemporelle proposée dans cette sous-partie consiste à faire une mesure ponctuelle de la magnitude du déplacement à partir des cartes de déplacement. Dans cette optique, on mesure le déplacement moyen au travers d'une fenêtre 16×16 pixels, ce qui correspond à un carré de 64 m×64 m. Un calcul de précision de la mesure est aussi réalisé en estimant l'écart type σ sur les 256 échantillons de cette fenêtre. Cette manipulation est appliquée à l'ensemble des couples descendant et ascendant. Les mesures descendantes sont les plus intéressantes puisqu'elles fournissent un échantillonnage temporel quasiment annuel permettant de détecter les variations saisonnières. On rappelle qu'il s'agit de déplacements 2D estimés dans la géométrie SAR.

Sur la *figure 4.11*, on retrouve les mesures descendantes réalisées sur les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace, des Bossons et de Taconnaz. D'un point de vue général, on s'aperçoit que les vitesses les plus importantes sont observées pendant les périodes chaudes (majoritairement l'été) alors que les vitesses les plus faibles ont lieu l'hiver. La date de survenue des vitesses maximales varie selon le type de glacier. Pour les glaciers de vallée comme le glacier d'Argentière, les vitesses maximales sont observées en fin d'été. Pour les glaciers s'écoulant sur une forte pente comme le glacier des Bossons, les vitesses maximales sont observées à la fin du printemps 2009 (couple 05/29/2009-09/06/2009). Ensuite, on constate une baisse de la vitesse tout au long de l'été. Cette évolution dans l'écoulement de la glace est typique. Les glaciers, comme celui des Bossons, subissent généralement une forte poussée au printemps lors des premières chaleurs, après que la vitesse soit fortement diminuée pendant l'hiver. Cette forte poussée s'explique par l'apparition subite d'eau de fonte qui lubrifie la base du glacier. Une fonte d'autant plus importante qu'en 2009 la vallée de Chamonix a connu un printemps plus chaud que la moyenne (+1.8°C par rapport à la moyenne 1971-2000). On mesure même deux records absolus de température consécutifs pour un mois de mai avec 31.2°C le 24 et 31.7°C le 25 (précédent record de 30.0°C le 13/05/1969, la station Météo France de Chamonix existant depuis 1961). Ces températures élevées ont sûrement enclenché la poussée de printemps du glacier des Bossons dès le mois de mai. On observe également cette tendance au niveau de la zone de séracs du Géant (Mer de Glace).

Les conclusions sur les mesures descendantes de la période printemps/été se confirment sur les graphiques de la *figure 4.12* présentant les mesures ascendantes. Effectivement, pour le glacier d'Argentière, les vitesses maximales sont observées en fin d'été. Pour le glacier des Bossons et la zone de séracs du Géant (Mer de Glace), on note, comme pour les mesures descendantes, une vitesse maximale fin mai 2009 avec une décélération tout au long de l'été. Toutefois, il est difficile de faire une comparaison plus fine des variations de vitesse entre les deux trajectoires puisque que la géométrie des images SAR descendantes et ascendantes est très différentes.

Pour conclure, les statistiques sur les écarts type σ suggèrent qu'en moyenne les mesures ascendantes fournissent une meilleure précision que les mesures descendantes (voir *tableau 4.2*). La moins bonne précision en descendant s'explique par la série de l'hiver

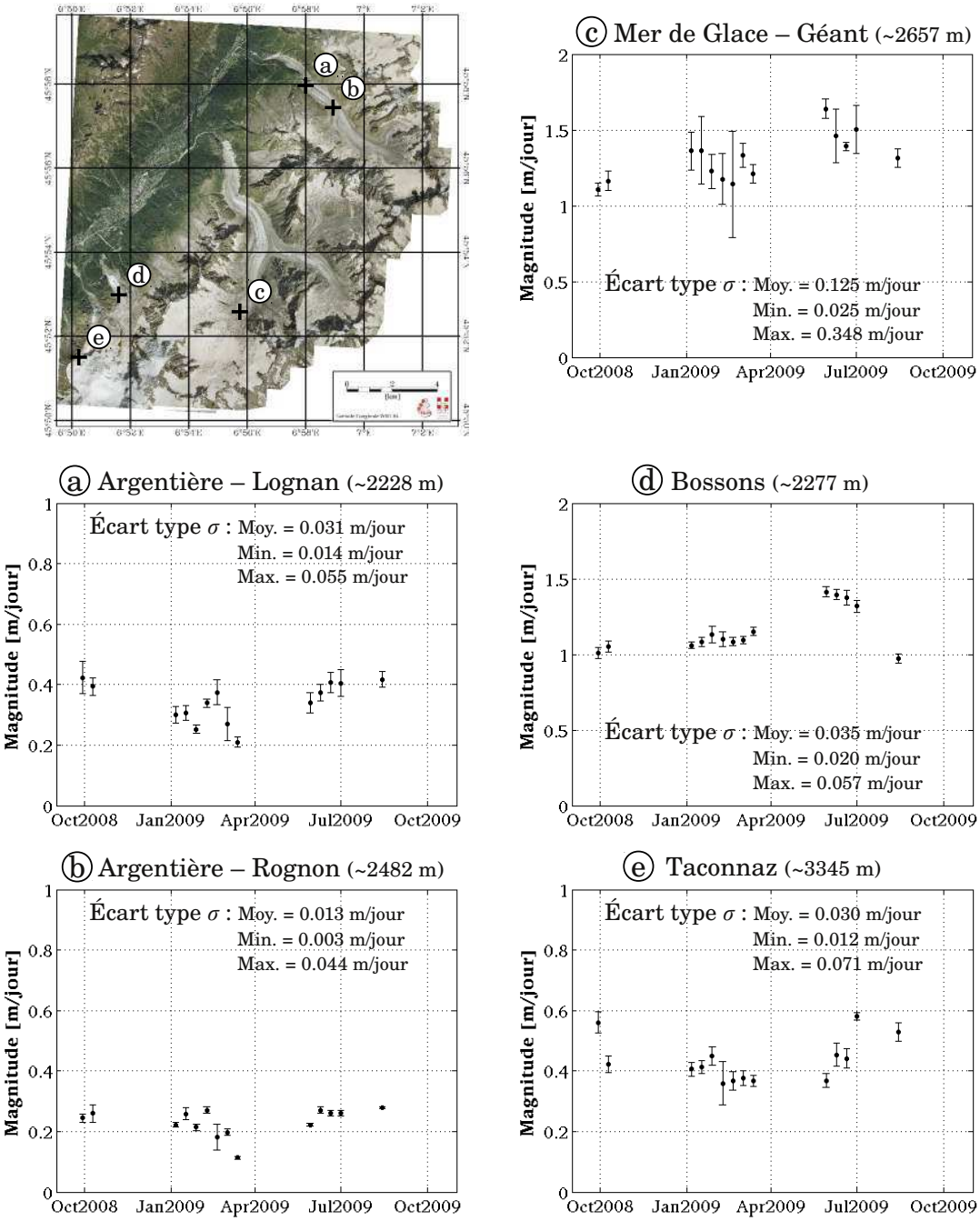


FIGURE 4.11 – *Mesures multitemporelles de la magnitude du déplacement,* ***estimée dans la géométrie SAR****, sur une fenêtre de 16×16 pixels pour l'ensemble des* ***couples d'images descendant à 11 jours****.*

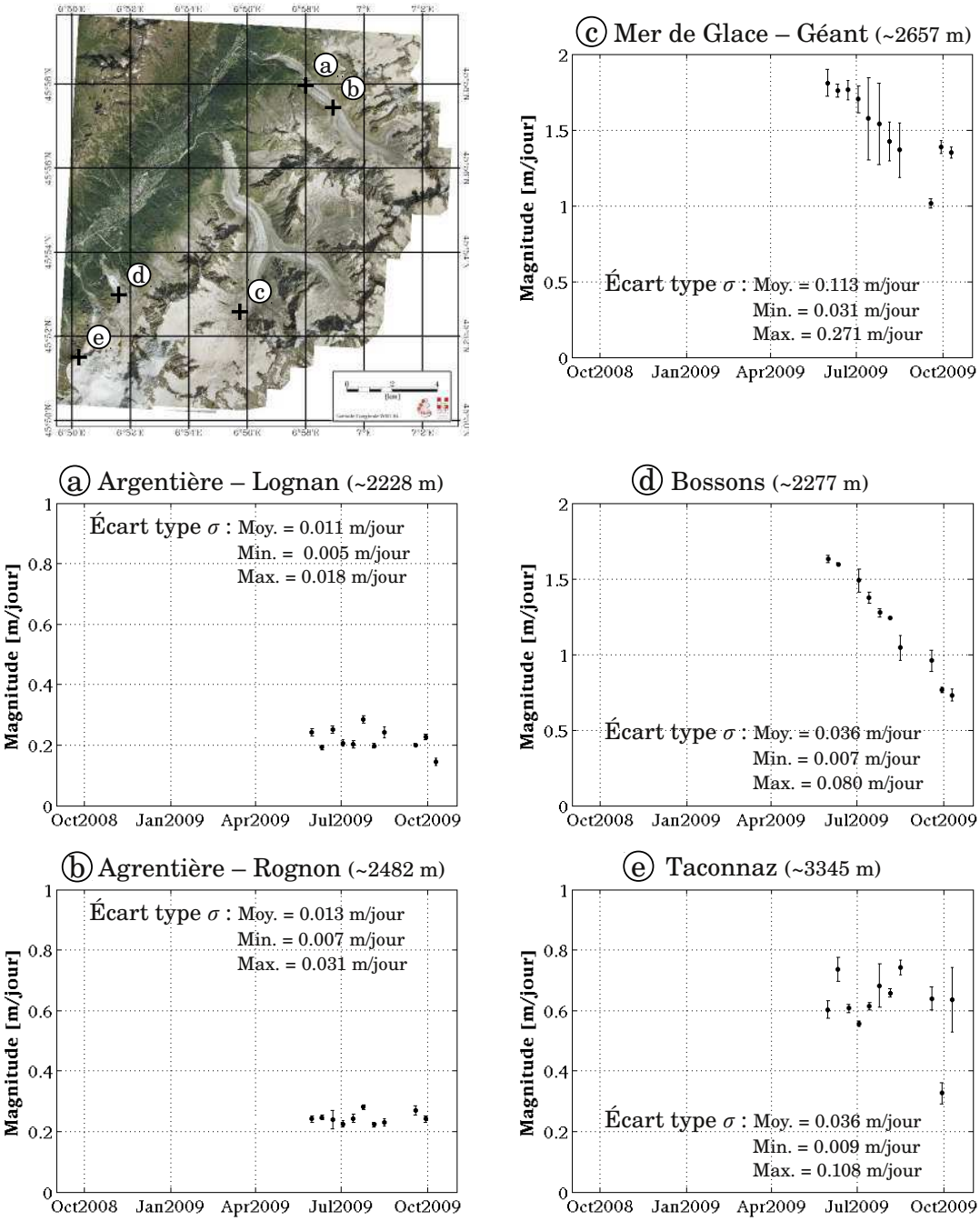


FIGURE 4.12 – *Mesures multitemporelles de la magnitude du déplacement,* ***estimée dans la géométrie SAR****, sur une fenêtre de 16×16 pixels pour l'ensemble des* ***couples d'images ascendant à 11 jours****.*

TABLEAU 4.2 – *Moyennes des précisions (écart type σ) obtenues selon le type de trajectoire.*

Descendant	Ascendant
0.047 cm/jour	0.042 cm/jour

(SM-D2), puisque si on calcule la moyenne de σ uniquement avec les séries d'automne (SM-D1) et de printemps/été (SM-D3), σ descend 0.039 cm/jour. On remarquera, pour les deux trajectoires, que c'est avec le glacier d'Argentière et la zone de séracs du Géant (Mer de Glace) que l'on obtient respectivement la meilleure (0.017 cm/jour en moyenne) et la plus mauvaise (0.119 cm/jour en moyenne) précision. Dans le cas de la zone de séracs du Géant (Mer de Glace), la dégradation de la précision peut provenir du fort gradient de déplacement présent en cet endroit.

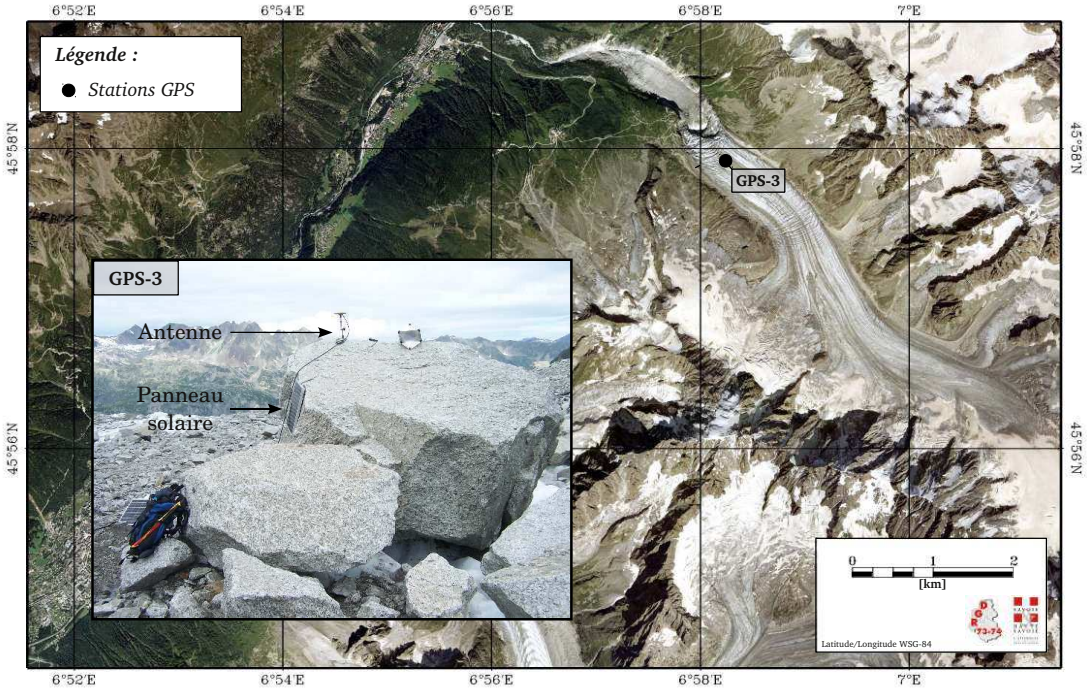


FIGURE 4.13 – *Position de la station GPS-3 sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008). Comme on peut le voir sur la photo, datant de juillet 2009, l'antenne de la station GPS-3 est fixée à sur un bloc rocheux présent à la surface du glacier d'Argentière.*

4.2.5 Comparaison avec des mesures terrain (GPS)

L'évaluation des performances des cartes de déplacement proposée dans cette partie consiste à faire une comparaison avec les mesures GPS de la station GPS-3 qui se situe avant la chute de séracs de Lognan du glacier d'Argentière (*figure 4.13*). Dans cette optique, les mesures GPS sont ramenées en géométrie SAR, c.à.d. qu'on projette le vecteur déplacement GPS trois dimensions dans le plan 2D de l'image SAR en tenant compte de la

trajectoire du satellite (angle α par rapport au Nord et angle d'incidence θ_{SAR}). Les résultats sont présentés dans le *tableau 4.3*. Pour rendre la comparaison plus robuste, en plus de la magnitude du déplacement, on étudie également l'orientation du déplacement. Pour quantifier l'écart entre les mesures TSX et la vérité terrain (GPS), on calcule l'erreur RMS (Root Mean Square, erreur moyenne quadratique en français) entre données GPS et données issues des cartes de déplacement. On a également profité de cette manipulation pour évaluer les résultats obtenus avec la fonction UML, fonction rejetée dans le *chapitre 3* au profit de la fonction ZNCC.

Tableau 4.3 – *Comparaison entre les mesures de déplacement issues du* ***GPS-3*** *et de la télédétection (maximum de similarité) sur le glacier d'Argentière.* ***Les déplacements GPS ont été projetés dans la géométrie SAR.*** *La magnitude (Mag.) et l'orientation (Ori.) du vecteur déplacement sont exprimées respectivement en* ***cm/jour*** *et en degré. Les magnitudes et orientations entre parenthèses correspondent à la magnitude du vecteur erreur et à la différence entre l'orientation du vecteur SAR et du vecteur GPS.*

Orbit - Séries	Dates	GPS-3		Maximum de sim. (2360 m)			
				ZNCC		UML	
		Mag.	Ori.	Mag.	Ori.	Mag.	Ori.
Des. SM-D1	2009-08-14/2009-08-25	16.4	195.2°	22.4 (8.8)	214.5° (-19.3°)	22.1 (8.6)	214.6° (-19.4°)
Asc. SM-A1	2009-07-14/2009-07-25	19.3	65.6°	16.5 (2.8)	63.9° (1.7°)	25.2 (12.8)	35.7° (29.9°)
	2009-07-25/2009-08-05	18.6	68.7°	22.5 (5.4)	79.2° (-10.4°)	21.8 (5.6)	81.9° (-13.2°)
	2009-08-05/2009-08-16	9.4	51.9°	17.7 (9.6)	73.6° (-21.6°)	18.5 (10.7)	75.9° (-24.0°)
	2009-08-16/2009-08-27	10.1	60.7°	17.3 (7.3)	65.3° (-4.6°)	16.7 (6.6)	64.2° (-3.5°)
	Moyenne	14.3	61.7°	18.5 (5.5)	70.5° (-8.8°)	20.5 (5.5)	64.4° (-2.7°)
	Erreur RMS			6.8	12.3°	9.4	20.3°
Erreur RMS totale				7.2	14.0°	9.2	20.3°

Une analyse des mesures GPS présentées dans le *tableau 4.3* montre qu'elles sont altérées en août (à partir du couple ascendant 2009-08-05/2009-08-16). Cette altération, qui se traduit par une forte baisse de la magnitude du déplacement (facteur 2), est causée par le basculement du bloc rocheux (l'antenne GPS n'est plus horizontale). Comme on se situe dans la zone d'ablation du glacier d'Argentière, ce basculement est un effet de la fonte de la glace présente sous le bloc rocheux pendant l'été. Cette fonte n'est pas homogène. Le côté à l'ombre du soleil est moins affecté et le bloc a donc tendance à pivoter. Cette fonte a été d'autant plus importante qu'à Chamonix les mois de juillet et août 2009 ont été plus chauds que la normale avec respectivement +1.5°C et +2.7°C par rapport à la moyenne 1971-2000.

Malgré la mauvaise qualité des mesures GPS, on remarque que la fonction de similarité ZNCC fournit une meilleure estimation du vecteur déplacement que la fonction UML puisqu'elle donne des erreurs RMS totales en magnitude et en orientation plus petites. Cette comparaison montre donc la supériorité de la fonction ZNCC et conforte le choix réalisé dans le *chapitre 3*. Maintenant, en faisant une analyse date par date, on constate que la mesure de télédétection par maximum de similarité fournit des valeurs de déplacement homogènes qui restent dans le même ordre de grandeur, comportement attendu pour un glacier. Effectivement, un glacier de vallée comme Argentière ne peut pas, comme le suggère la mesure GPS, voir son déplacement multiplié ou divisé par deux dans un temps si court. A partir du couple ascendant 2009-08-05/2009-08-16, la mesure par télédétection peut donc être considérée comme plus fiable que la mesure GPS dans les zones suffisamment texturées (glacier couvert de crevasses ou séracs ou de débris rocheux).

4.2.6 Conclusion

Dans cette partie, on a montré que l'estimation du déplacement par la méthode du maximum de similarité fonctionnait sur les parties de glacier formées de champs de crevasses ou recouvertes de débris rocheux. C'est pour cette raison que cette méthode de mesure fonctionne très bien sur le glacier des Bossons avec 84.0% de couverture [3], car il s'agit d'un glacier presque entièrement recouvert de crevasses et de séracs, alors que ce n'est pas le cas du glacier d'Argentière qui comptabilise 25.8% de couverture [4]. L'analyse multitemporelle a par ailleurs montré que la couverture spatiale de la mesure est globalement maximale à la fin du mois d'août 2009.

Les variations saisonnières de l'écoulement des glaciers ont été mises en évidence par les mesures multitemporelles sur les cartes de déplacement monosources. En effet, globalement, on observe bien des vitesses plus faibles l'hiver et plus grandes l'été. Pour finir, la comparaison avec des mesures GPS a montré toute la difficulté à réaliser des mesures GPS dans l'environnement hostile qu'est la surface d'un glacier. La méthode du maximum de similarité se place donc comme une alternative sérieuse à l'utilisation de GPS.

4.3 Suivi de cibles artificielles avec les images TSX HR

Comme dans la *sous-partie 4.2*, les déplacements mesurés dans cette partie sont la projection $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})^t$ du vecteur déplacement sol $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ dans la géométrie SAR.

4.3.1 Chaîne de traitement

La chaîne de traitement permettant d'estimer le déplacement d'un CR à partir d'un couple d'imagettes SAR d'amplitude est présentée sur la *figure 4.14*. Le champ de déplacement 2

3. Par rapport à la surface du masque de visibilité du glacier des Bossons.
4. Par rapport à la surface du masque de visibilité du glacier d'Argentière.

dimensions $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})$ obtenu représente le déplacement SAR en LOS et azimut. La chaîne de traitement se décompose en 3 étapes :

❶**bis** Les imagettes injectées dans cette chaîne de traitement sont découpées à partir des images obtenues à l'étape ❶**bis** de la *sous-partie 4.2.1*.

❶ L'estimation du déplacement en LOS v^i_{LOS} et en azimuth v^i_{az} est obtenue en utilisant soit la méthode du maximum de similarité, soit la méthode du sinc. La méthode du sinc est une approche pensée pour le suivi de cible dont la description est donnée dans la *sous-partie 3.2.3*. Dans le cas de la méthode du maximum de similarité, on utilise une fenêtre Ω_M de 31×31. Comme on cherche à suivre une structure de petite taille, une fenêtre plus grande n'est pas nécessaire.

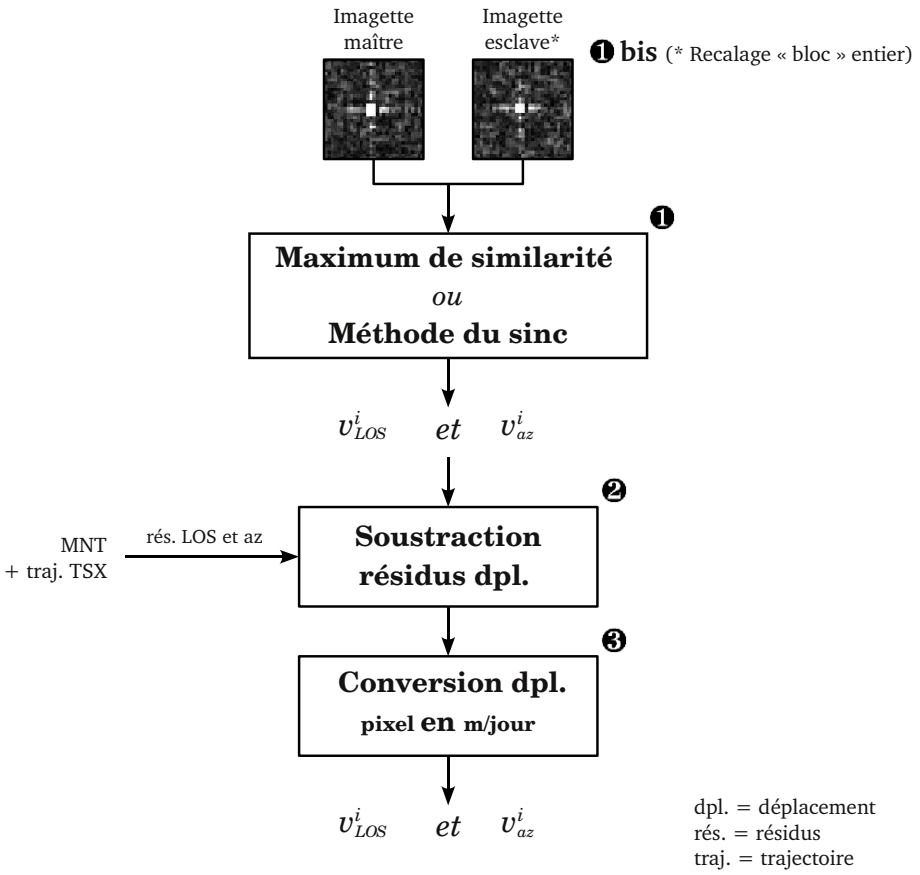


Figure 4.14 – *Chaîne de traitement permettant d'obtenir le déplacement 2 dimensions $\vec{V}_{CR} = (v_{LOS}, v_{az})^t$ d'un CR dans la géométrie SAR.*

❷ Les déplacements v^i_{LOS} et v^i_{az} obtenus à l'étape précédente renferment des résidus de déplacement provoqués par l'action combinée des deux recalages "bloc" et de l'effet de dérive (voir étapes précédentes). Ces résidus sont retirés à l'aide d'images simulant l'écart pixelique en LOS et azimut entre les deux acquisitions SAR (voir étape ❷ de la *sous-partie 4.2.1* pour plus de précision).

❸ La conversion des champs de déplacement en cm/jour est obtenue en prenant en compte l'écart temporel entre les images et la taille du pixel TSX. A cet effet, on utilise les tailles de pixel en azimuth Δ_{az} et en LOS Δ_{LOS}.

4.3.2 Comparaison avec des mesures terrain (GPS)

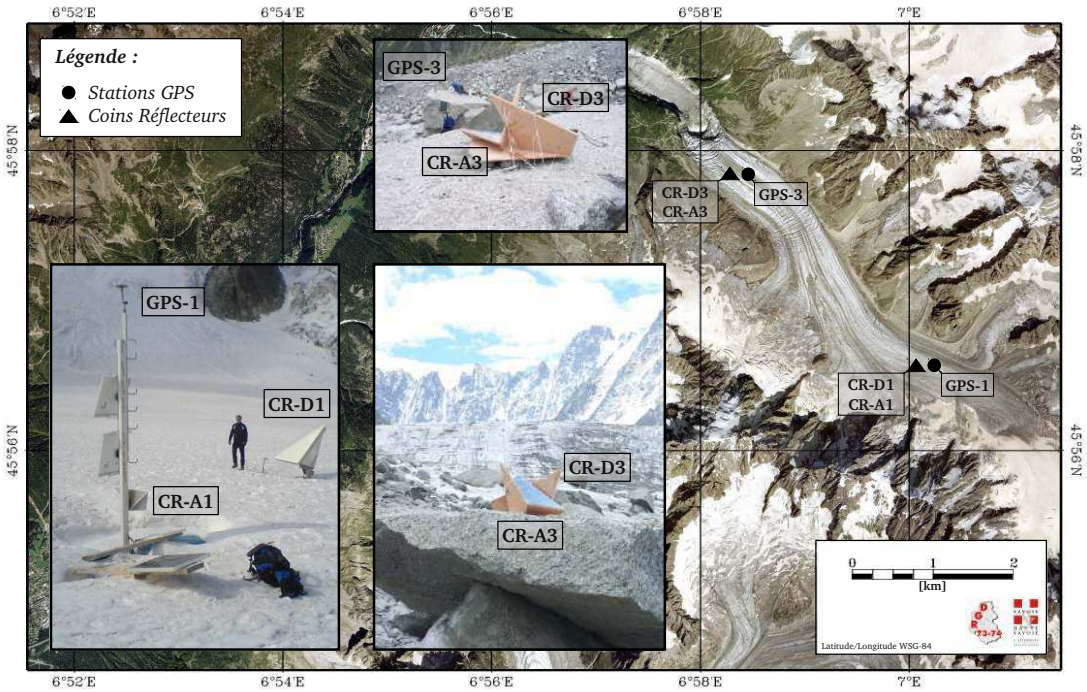


FIGURE 4.15 – *Position des stations GPS-1 et GPS-3, et des CRs sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008). La photo du haut du glacier d'Argentière (GPS-1, CR-D1 et CR-A1) date de juin 2009 et les photos du bas du glacier (GPS-3, CR-D3 et CR-A3) de juillet 2009.*

L'évaluation des performances des différentes approches de suivi de cibles artificielles, c.à.d. les CRs, consiste à faire une comparaison avec les mesures GPS des stations GPS-1 et GPS-3 qui se situent respectivement sur le haut et le bas du glacier d'Argentière (*figure 4.15*). Dans cette optique, les mesures GPS sont ramenées en géométrie SAR, c.à.d. qu'on projette le vecteur déplacement GPS trois dimensions dans le plan 2D de l'image SAR en tenant compte de la trajectoire du satellite (angle α par rapport au Nord et angle d'incidence θ_{SAR}). Les résultats sont présentés dans le *tableau 4.4*. Pour rendre la comparaison plus robuste, en plus de la magnitude du déplacement, on étudie également l'orientation du déplacement. Pour quantifier l'écart entre les mesures TSX et la vérité terrain (GPS), on calcule l'erreur RMS entre données GPS et données issues des mesures ponctuelles de déplacement sur les CRs. On a également profité de cette manipulation pour évaluer les résultats obtenus avec la fonction UML, fonction rejetée dans le *chapitre 3* au profit de la fonction ZNCC.

Tableau 4.4 – *Comparaison entre les mesures de déplacement issues du* ***GPS-1*** *et de la télédétection (suivi des CRs CR-A1 et CR-D1) sur le glacier d'Argentière.* ***Les déplacements GPS ont été projetés dans la géométrie SAR.*** *La magnitude (Mag.) et l'orientation (Ori.) du vecteur déplacement sont exprimées respectivement en* ***cm/jour*** *et en degré. Les magnitudes et orientations entre parenthèses correspondent à la magnitude du vecteur erreur et à la différence entre l'orientation du vecteur SAR et du vecteur GPS.*

Orbit - Séries	Dates	GPS-1		CRs (2767 m)					
				sinc		ZNCC		UML	
		Mag.	Ori.	Mag.	Ori.	Mag.	Ori.	Mag.	Ori.
Des.	2008-09-29/2008-10-10	8.5	206.8°	6.6	206.9°	7.2	209.6°	7.7	190.0°
				(1.9)	(-0.1°)	(1.3)	(-2.8°)	(2.5)	(16.8°)
	2008-10-10/2008-10-21	8.5	206.3°	8.9	214.9°	9.1	208.8°	12.1	207.1°
SM-D3				(1.4)	(-8.6°)	(0.7)	(-2.5°)	(3.6)	(-0.8°)
	Moyenne	8.5	206.0	7.8	210.9°	8.1	209.2°	9.9	198.6°
				(1.0)	(-4.9°)	(0.8)	(-3.2°)	(1.5)	(7.4°)
	Erreur RMS			1.6	6.0°	1.1	2.6°	3.1°	11.9°
Des.	2009-05-29/2009-06-09	12.8	204.3°	11.7	200.4°	11.6	199.8°	11.5	180.8°
				(1.4)	(3.9°)	(1.5)	(4.5°)	(5.1)	(23.5°)
	2009-06-09/2009-06-20	11.8	206.6°	9.2	202.8°	9.5	202.0°	10.8	210.5°
				(2.7)	(3.8°)	(2.4)	(4.6°)	(1.2)	(-3.9°)
SM-D3	2009-06-20/2009-07-01	9.4	208.8°	12.3	209.9°	10.3	204.4°	6.9	204.5°
				(3.0)	(-1.1°)	(1.2)	(4.4°)	(2.6)	(4.3°)
	2009-07-01/2009-07-12	9.7	206.1°	11.2	205.0°	10.4	201.9°	8.3	192.2°
				(1.6)	(1.1°)	(1.0)	(4.2°)	(2.5)	(13.9°)
	Moyenne	10.9	206.4	11.1	204.5°	10.4	202.0°	9.4	197.0°
				(0.3)	(1.9°)	(0.9)	(4.4°)	(2.8)	(9.4°)
	Erreur RMS			2.3	2.8°	1.6	4.4°	3.2	13.9°
Asc.	2009-05-31/2009-06-11	12.3	49.5°	13.8	57.3°	14.0	57.8°	23.3	84.6°
				(2.3)	(-7.8°)	(2.5)	(-8.3°)	(15.0)	(-35.1°)
	2009-06-11/2009-06-22	13.7	48.3°	7.8	57.9°	8.0	63.3°	5.5	110.6°
				(6.1)	(-9.6°)	(6.2)	(-15.0°)	(12.1)	(-62.3°)
	2009-06-22/2009-07-03	11.5	46.5°	10.5	34.6°	10.1	35.7°	26.8	79.6°
SM-A1				(2.5)	(11.9°)	(2.4)	(10.8°)	(18.3)	(-33.1°)
	2009-07-03/2009-07-14	11.5	44.8°	14.8	46.0°	13.8	42.9°	23.9	1.7°
				(3.3)	(-1.2°)	(2.4)	(1.9°)	(17.4)	(43.1°)
	Moyenne	12.2	47.3	11.7	48.9°	11.5	49.9°	19.9	69.1°
				(0.7)	(-1.6°)	(1.0)	(-2.6°)	(4.9)	(-21.8°)
	Erreur RMS			3.9	8.6°	3.8	10.2°	15.9	44.9°
Erreur RMS totale				2.9	6.3°	2.6	7.1°	10.3	30.2°

Les résultats obtenus avec la méthode du sinc et le maximum de similarité (fonction ZNCC et UML), pour suivre les CRs CR-D1 et CR-A1, sont présentés dans le *tableau 4.4*. On constate que la méthode du sinc donne l'erreur RMS la plus faible pour l'orientation et que le fonction ZNCC (maximum de similarité) donne l'erreur RMS la plus faible pour la magnitude du déplacement. Les performances de la fonction ZNCC sont très proches de la méthode du sinc, alors que la fonction UML donne les plus mauvais résultats. Ces mauvais résultats peuvent s'expliquer par les hypothèses utilisées pour construire la fonction UML (bruit multiplicatif et speckle) qui correspondent à des surfaces texturées et rendent cette fonction inappropriée pour le suivi de cibles ponctuelles tel que les CRs.

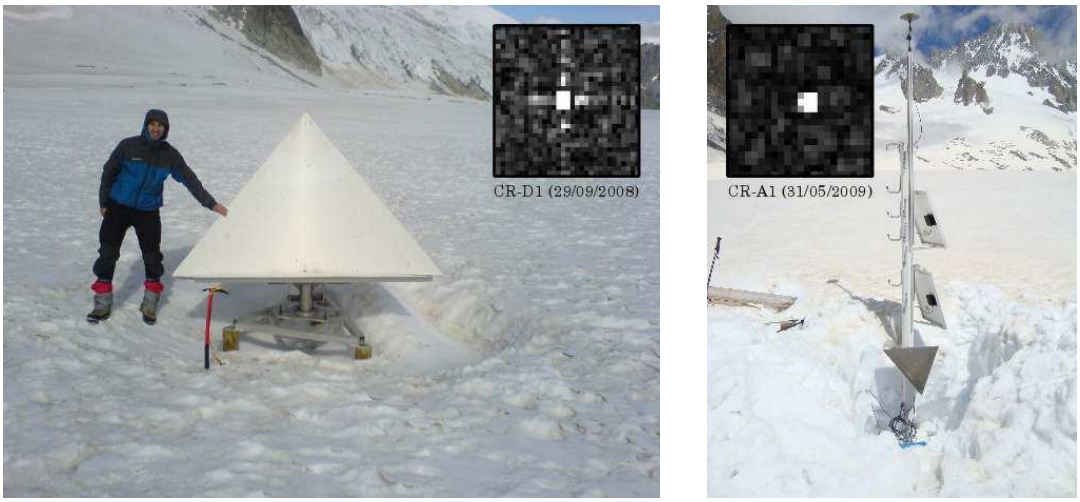


FIGURE 4.16 – *Aspect des CRs CR-D1 et CR-A1 dans les images SAR TSX d'amplitude. À droite, photo de juin 2009 et à gauche, photo de juillet 2009.*

En se basant sur le type de trajectoire, on constate que la série temporelle descendante présente de meilleurs résultats que la série temporelle ascendante. Cet écart de performance peut être expliqué par deux raisons :

- La première raison provient de la qualité différente des deux CRs utilisés. Le CR descendant CR-D1 fourni par le DLR est cinq fois plus grand que le petit CR EFIDIR CR-A1 construit spécialement pour compléter l'expérience avec les images ascendantes. De plus, le CR-D1 du DLR possède un pied spécifique pour ajuster précisément l'orientation et l'élévation dans la direction de ligne de visée du satellite SAR, alors que le CR-A1, installé sur le mât vertical du GPS-1, est orienté "aussi bien que possible". La taille et la précision de l'orientation des CRs impactent le rapport signal/bruit et le motif créé par les CRs dans les images d'amplitude (*figure. 4.16*) : la "croix" créée par la fonction sinus cardinal à deux dimensions apparaît clairement pour le large CR-D1 du DLR alors que pour le petit CR-A1, il apparaît uniquement le lobe principal. Ces facteurs affectent la précision des résultats obtenus par la corré-

lation de ces motifs [5] et réduisent la précision des mesures du petit CR-A1 ascendant par rapport au grand CR-D1 descendant. Néanmoins, ces résultats montrent qu'il est possible de mesurer des déplacements avec des CRs pliants bas coût, ce qui rend cette expérience plus facile à reproduire.

- La seconde raison peut provenir de l'heure de la journée à laquelle les acquisitions SAR descendantes et ascendantes ont lieu. Les images descendantes sont acquises tôt le matin (∼5h44 UTC) alors que les images ascendantes sont acquises le soir (∼17h25 UTC). Le matin dans les zones montagneuses et en particulier pendant la saison d'été, l'atmosphère est plus stable qu'en fin de journée où l'évolution diurne crée souvent des orages ou des averses. Par conséquent, les images ascendantes sont donc plus à même d'être affectées par des perturbations atmosphériques qui impactent la phase utilisée pour l'InSAR et la précision de localisation des pixels SAR. Des erreurs de localisation qui peuvent atteindre ±20 cm avec les images TSX selon Schubert et al. [Schu 10].

Tableau 4.5 – *Comparaison entre les mesures de déplacement issues du **GPS-3** et de la télédétection (suivi des CRs CR-D3 et CR-A3) sur le glacier d'Argentière. **Les déplacements GPS ont été projetés dans la géométrie SAR.** La magnitude (Mag.) et l'orientation (Ori.) du vecteur déplacement sont exprimées respectivement en **cm/jour** et en degré. Les magnitudes et orientations entre parenthèses correspondent à la magnitude du vecteur erreur et à la différence entre l'orientation du vecteur SAR et du vecteur GPS.*

Orbit - Séries	Dates	GPS-3		CRs (2360 m) ZNCC	
		Mag.	Ori.	Mag.	Ori.
Des. SM-D3	2009-08-14/2009-08-25	16.4	195.2°	*21.6 (5.5)*	*200.7° (-5.5°)*
SM-A1 2009	2009-07-14/2009-07-25	19.3	65.6°	*14.4 (5.6)*	*55.7° (9.9°)*
	2009-07-25/2009-08-05	18.6	68.7°	*19.1 (0.7)*	*67.6° (1.1°)*
	2009-08-05/2009-08-16	9.4	51.9°	*11.0 (2.7)*	*64.3° (-12.4°)*
	2009-08-16/2009-08-27	10.1	60.7°	*13.6 (3.5)*	*59.9° (0.8°)*
	Moyenne	14.3	61.7°	*14.5 (0.1)*	*61.8° (-0.1°)*
	Erreur RMS			*3.6*	*7.9°*
Total RMS error				*4.1*	*7.5°*

5. Soit entre les deux images d'amplitude SAR pour la fonction ZNCC de la méthode du maximum de similarité, ou avec la réponse impulsionnelle théorique pour la méthode du sinc.

Pour compléter cette étude, deux autres CRs ont été installés près de la station GPS-3 (*figure 4.15*). Il s'agit des CRs EFIDIR CR-D3 et CR-A3 respectivement orientés pour les passes descendantes et ascendantes. Les mesures SAR obtenues sur ces CRs sont comparées avec les mesures GPS dans le *tableau 4.5*. Comme l'expérience précédente a montré que la fonction ZNCC de la méthode du maximum de similarité donnait des résultats quasiment équivalents à la méthode du sinc, on utilise uniquement la fonction ZNCC pour cette nouvelle expérience. En analysant le tableau, on constate que les erreurs RMS de la magnitude et de l'orientation sont plus élevées que celles obtenues avec les CRs CR-D1 et CR-A1 installés sur le haut du glacier d'Argentière. Mais, comme on l'a déjà précisé dans la *sous-partie 4.2.5*, les données GPS de la station GPS-3 ont connu des problèmes. L'antenne de la station GPS-3 a été fixée sur un bloc rocheux (bloc erratique), présent à la surface du glacier d'Argentière, dont l'orientation a changé à cause de la fonte de glace. L'antenne a donc perdu son horizontalité, ce qui détériore la précision des mesures. Elles sont donc moins robustes que celles de la station GPS-1. Malgré ces sources d'incertitudes, on peut noter que la moyenne sur les quatre mesures ascendantes est très proche de la moyenne des mesures GPS correspondantes.

TABLEAU 4.6 – *Comparaison entre les mesures de déplacement issues du* ***suivi des CRs*** *(CR-D3 et CR-A3) et du* ***suivi des surfaces naturelles*** *sur le glacier d'Argentière* ***au niveau du GPS-3****. Les résultats proviennent des tableaux 4.3 et 4.5 et concernent la fonction de similarité ZNCC. La magnitude (Mag.) et l'orientation (Ori.) du vecteur déplacement sont exprimées respectivement en* ***cm/jour*** *et en degré.*

Orbit - Séries	Dates	GPS n°3		Fonction ZNCC			
				CRs		Surfaces nat.	
		Mag.	Ori.	Mag.	Ori.	Mag.	Ori.
Des. SM-D3	2009-08-14/2009-08-25	16.4	195.2°	*21.6* *(5.5)*	*200.7°* *(-5.5°)*	*22.4* *(8.8)*	*214.5°* *(-19.3°)*
SM-A1 2009	2009-07-14/2009-07-25	19.3	65.6°	*14.4* *(5.6)*	*55.7°* *(9.9°)*	*16.5* *(2.8)*	*63.9°* *(1.7°)*
	2009-07-25/2009-08-05	18.6	68.7°	*19.1* *(0.7)*	*67.6°* *(1.1°)*	*22.5* *(5.4)*	*79.2°* *(-10.4°)*
	2009-08-05/2009-08-16	9.4	51.9°	*11.0* *(2.7)*	*64.3°* *(-12.4°)*	*17.7* *(9.6)*	*73.6°* *(-21.9°)*
	2009-08-16/2009-08-27	10.1	60.7°	*13.6* *(3.5)*	*59.9°* *(0.8°)*	*17.3* *(7.3)*	*65.3°* *(-4.6°)*
	Moyenne	14.3	61.7°	*14.5* *(0.1)*	*61.8°* *(-0.1°)*	*18.5* *(5.5)*	*70.5°* *(-8.8°)*
	Erreur RMS			*3.6*	*7.9°*	*6.8*	*12.3°*
Total RMS error				*4.1*	*7.5°*	*7.2*	*14.0°*

4.3.3 Cibles artificielles versus surfaces naturelles

Une analyse croisée des performances de mesures de déplacement via les cibles artificelles (CRs) de la *sous-partie 4.3.2* et les surfaces naturelles (surface du glacier) de la *sous-partie 4.2.5* est riche d'enseignement sur la pertinence des mesures GPS. Le *tableau 4.6* réunit les deux types de mesures de déplacement via la fonction de similarité ZNCC au niveau de la station GPS-3.

En analysant le *tableau 4.6*, on voit que les mesures sur le CR ascendant (série SM-A1) suivent la même évolution en terme de magnitude de déplacement que les mesures GPS. Cette évolution, qui se traduit par une division par deux de la magnitude du déplacement entre les couples 2009-07-25/2009-08-05 et 2009-08-05/2009-08-16, ne se retrouve pas sur les surfaces naturelles. Cette division par deux du déplacement est une anomalie (un glacier de vallée comme Argentière ne peut pas avoir un déplacement qui se divise ou se multiplie par deux en l'espace de 11 jours). Dans les *sous-parties 4.2.5* nous avons attribué cette anomalie au fait que l'antenne GPS soit placée sur un gros bloc rocheux qui a basculé sur lui-même au court du temps à cause de la fonte estivale du glacier d'Argentière (zone d'ablation). Or, il se trouve que les CRs CR-D3 et CR-A3 se trouvent aussi sur un gros bloc rocheux. On conclut donc, pour cette partie du glacier d'Argentière, que la mesure de déplacement via les surfaces naturelles est plus fiable et plus robuste.

4.3.4 Conclusion

Dans cette partie, on a évalué les performances de différentes méthodes de suivi de CRs pour remonter à l'information de déplacement du glacier d'Argentière. Cette étude a montré que la méthode du maximum de similarité via la fonction ZNCC, initialement utilisée pour obtenir des champs de déplacement, pouvait fournir des résultats aussi performants que la méthode du sinc spécifique au suivi de point brillant. On a aussi démontré, qu'il était possible d'utiliser de petits CRs portables de faible coût pour mesurer le déplacement. En ce qui concerne la précision des mesures, on note que les erreurs RMS, en magnitude et orientation, mesurées sont moins conséquentes que celles mesurées pour les textures/structures naturelles (*sous-partie 4.2.5*).

Plus globalement, la validation des mesures se heurte également aux incertitudes des mesures GPS dans un milieu hostile qu'est la surface d'un glacier alpin. En effet, l'utilisation opportuniste d'un gros blocs rocheux pour fixer l'antenne d'un GPS est une solution non pérenne dans le temps.

4.4 Champs de déplacement obtenus par photographie terrestre

Les mesures de déplacement présentées dans cette partie sont réalisées dans la géométrie de l'appareil photo qui est caractérisée par la base $\mathcal{B}_{app} = (u_{col}, u_{lig})$ (voir *figure 4.17*). Au-

trement dit, le déplacement mesuré n'est rien d'autre que la projection $\vec{V}_{app} = (v_{col}, v_{lig})^t$ du vecteur déplacement sol $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ dans le plan image.

4.4.1 Chaîne de traitement

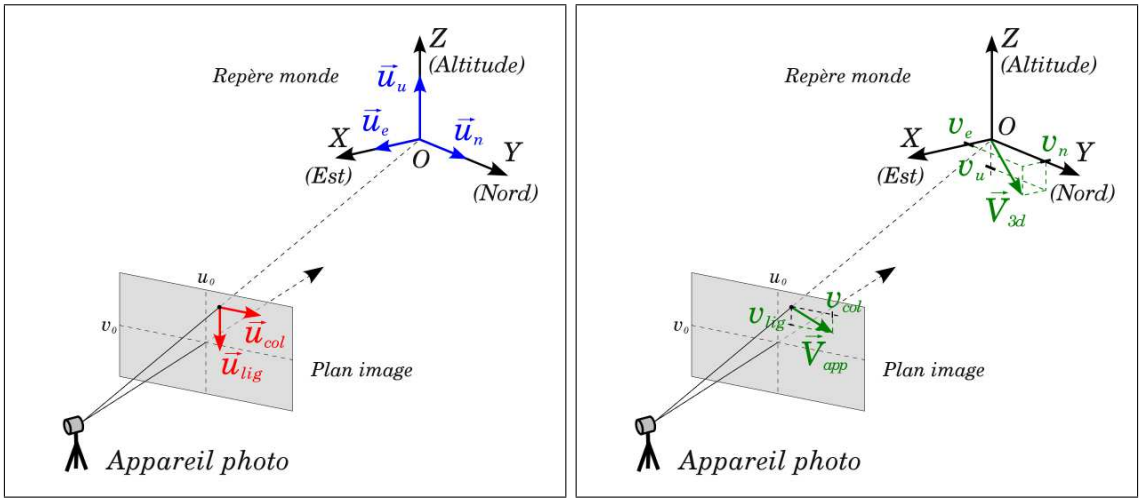


FIGURE 4.17 – *Représentation des vecteurs unitaires propres à la géométrie sol et à la géométrie de l'appareil photo (à gauche), et projection du vecteur déplacement sol* $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *dans le plan image (à droite). Le vecteur* $\vec{V}_{app} = (v_{col}, v_{lig})^t$ *est la projection du vecteur* $\vec{V}_{3d}$ *dans le plan image.*

La chaîne de traitement permettant d'obtenir un champ de déplacement monosource à partir d'un couple d'images de l'appareil photo terrestre est présentée sur la *figure 4.18*. Le champ de déplacement 2 dimensions $\vec{V}_{app} = (v_{col}, v_{lig})$ obtenu représente le déplacement dans le plan image en colonne et en ligne. La chaîne de traitement donnant accès à $\vec{V}_{app}$ se décompose en 4 étapes :

❶ L'estimation du déplacement en colonne v_{col} et en ligne v_{lig} est obtenue en utilisant la méthode du maximum de similarité via la fonction ZNCC. A cet effet, on utilise les images JPEG de l'appareil photo trois bandes RVB converties en images monobandes (échelle de gris). On notera que l'image esclave n'est pas recalée sur l'image maître. On rappelle qu'on utilise une fenêtre Ω_M de 21×21 (voir *sous-partie 3.6.3*).

❷ Les cartes de déplacement v_{col} et v_{lig} obtenues à l'étape précédente renferment des résidus de déplacement provoqués par le non recalage initial de l'image esclave sur l'image maître. Ces résidus, provenant de l'instabilité de l'appareil photo, sont estimés à partir des cartes de déplacement sur quatre zones fixes de la scène imagée. D'après la *figure 4.19*, qui présente l'estimation de ces résidus pour quatre zones se situant à des distances différentes, on constate que les résidus sont globalement les mêmes pour ces quatre zones. On distingue cependant des divergences en avril et mai provoquées par la présence de neige, et aussi en juin, car l'appareil photo a beaucoup bougé (manipulation de Luc Moreau). Comme les 4 zones donnent globalement les même résidus, on propose d'estimer les résidus en calculant la moyenne

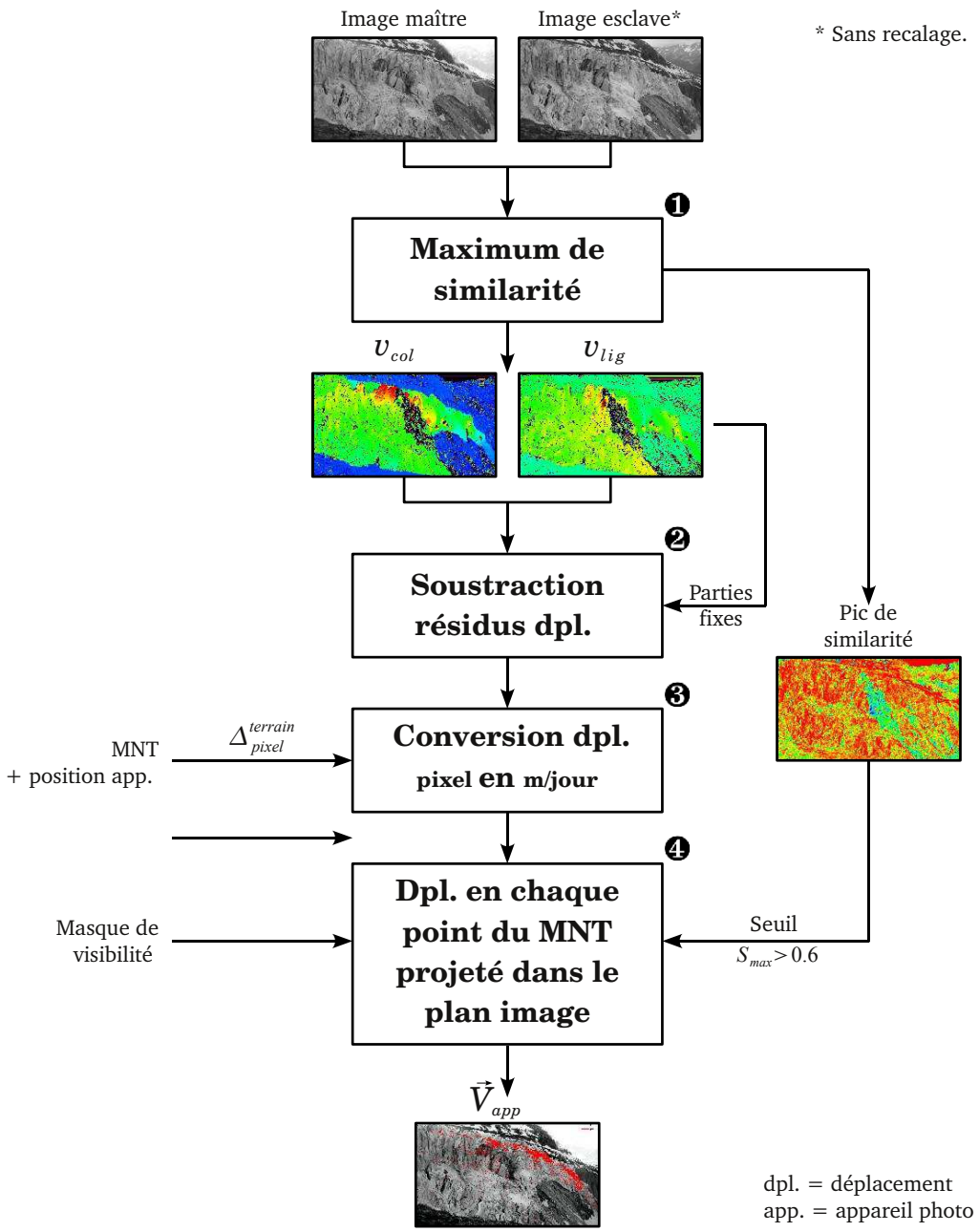


Figure 4.18 – *Chaîne de traitement permettant d'obtenir un déplacement 2 dimensions* $\vec{V}_{app} = (v_{col}, v_{lig})^t$ *estimé dans le plan image de l'appareil photo terrestre automatique.*

sur les quatre régions. Cependant, pour les couples d'avril et début mai, on tient compte uniquement de la zone sur la falaise (carré rouge), car les autres zones sont recouvertes de neige.

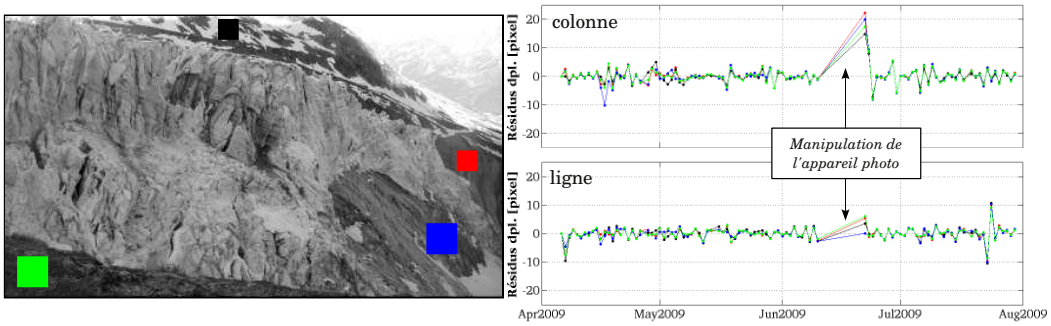
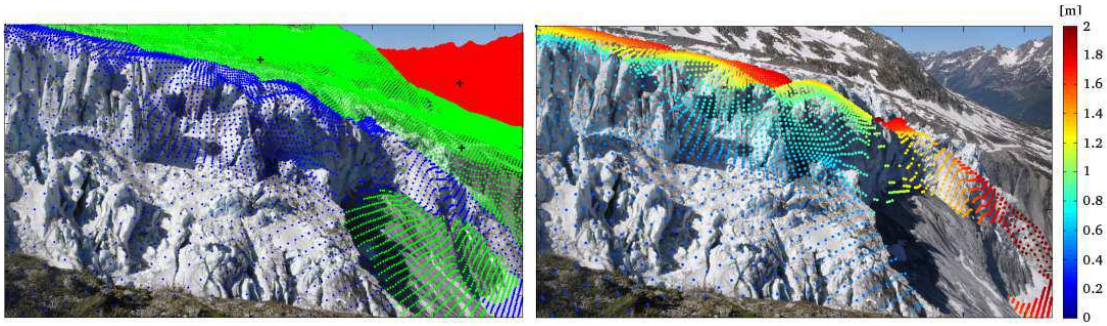


FIGURE 4.19 – *Décalages en colonne et en ligne provoqués par l'instabilité de l'appareil photo terrestre. Ces décalages créent des résidus de déplacement sur les cartes de déplacement obtenues par la méthode du maximum de similarité. Les décalages présentés ici sont obtenus avec la fonction ZNCC.*

❸ Pour convertir les champs de déplacement en m/jour, il est nécessaire de prendre en compte la taille du pixel $\Delta_{pixel}^{terrain}$. Cependant, cette taille de pixel étant dépendante de la profondeur de la scène imagée (voir *équation 1.17*), il faut estimer la distance entre l'appareil photo et les points de la scène imagée. Pour cela, on utilise un programme de vision par ordinateur basé sur un modèle de caméra perspectif (voir *sous-partie 1.3.3.*) appliqué sur un MNT (approche déjà utilisée dans la littérature pour géoréférencer des photographies [Asch 01, Corr 04]). Ce programme, qui prend en entrée la longueur focale, la position et l'orientation de l'axe optique de l'appareil photo, permet de "simuler" la prise de vue en projetant les points du MNT de 2008 de la RGD 73-74 dans le plan image (*figure 4.20-(a)*). L'information de distance est alors obtenue en calculant la distance euclidienne entre l'appareil photo et chaque point du MNT, ce qui permet finalement d'obtenir la taille de pixel $\Delta_{pixel}^{terrain}$ (*figure 4.20-(b)*). Tous ces calculs sont réalisés avec le MNT de 2008 de la RGD 73-74 d'un pas de 4 m exprimé dans le système géographique Lambert II. *In fine*, cette étape permet donc de déterminer la taille du pixel $\Delta_{pixel}^{terrain}$ uniquement sur les points du MNT projetés dans le plan image.

❸ Comme de nombreux blocs de glace sont susceptibles de se détacher entre les différentes prises de vue numériques, il est nécessaire de réaliser un filtrage des valeurs de déplacement. Pour cela, on calcule la moyenne du déplacement, en pixel, au travers d'une fenêtre de 21×21 centrée en chaque point MNT projetée dans le plan image. Si un déplacement correspond à un pic de similarité $S_{max} < 0.6$, il est exclu du calcul de la moyenne. Si la proportion de déplacements exclus atteint 40% des déplacements contenus dans la fenêtre 21×21, la moyenne obtenue n'est pas conservée. Dans le cas où la moyenne est conservée, on obtient le déplacement en m/jour par l'intermédiaire de la taille de pixel $\Delta_{pixel}^{terrain}$ et de l'écart temporel Δt entre les

deux images. Ce filtrage, qui permet d'estimer le déplacement de façon robuste pour tous les points du MNT projetés dans le plan image, est réalisé avec un masque de visibilité qui permet d'exclure les parties fixes.



(a) *Segmentation manuelle.* (b) *Taille du pixel* $\Delta_{pixel}^{terrain}$.

Figure 4.20 – *Image synthétique obtenue en projetant les points du MNT de 2008 de la RGD 73-74 dans le plan image de l'appareil photo numérique.*

Remarque : *La chaîne de traitement présentée ici a été entièrement développée en langage C dans le cadre de ces travaux de thèse. Le programme de vision par ordinateur utilisé à l'étape ❸ est notamment basé sur un algorithme de lancé de rayon inspiré par les travaux de D. Izraelevitz [Izra 03].*

4.4.2 Interprétation de carte de déplacement monosource

L'interprétation réalisée dans cette sous-section se base sur deux types de résultat. Le premier résultat est présenté sous forme d'une carte de la magnitude du déplacement exprimée en pixel/jour (*figure 4.21*). Ce premier résultat permet notamment de visualiser l'étendue spatiale du masque de visibilité utilisé lors de l'étape ❹. Le deuxième résultat est présenté sous forme d'un champ de vecteur de déplacement en m/jour permettant de visualiser à la fois la magnitude et l'orientation (*figure 4.22*). La position des vecteurs correspond aux points du MNT. Pour compléter ce dernier résultat, un calcul de la précision de la mesure est réalisé en estimant l'écart type sur la fenêtre de 21×21 utilisée lors de l'étape ❹ (*figure 4.23*).

Le champ de vecteur de la *figure 4.22* démontre que le traitement réalisé permet d'exclure proprement la zone où la chute de séracs a eu lieu. Globalement, on constate que l'orientation des vecteurs est bonne puisqu'elle suit bien la topographie des lieux. En effet, cette topographie impose au glacier de s'écouler de la gauche vers la droite sur une pente relativement douce jusqu'à une rupture de pente à partir de laquelle le glacier plonge plus franchement. Visuellement, la variation de l'orientation des vecteurs suit bien cette tendance. Un examen plus précis de l'orientation montre qu'un léger soulèvement de la glace s'opère au milieu du glacier avant la rupture de pente. Les mesures de topographie sous-glaciaire réalisées par la société "Electricité Emosson SA" ont montré que ce soulèvement

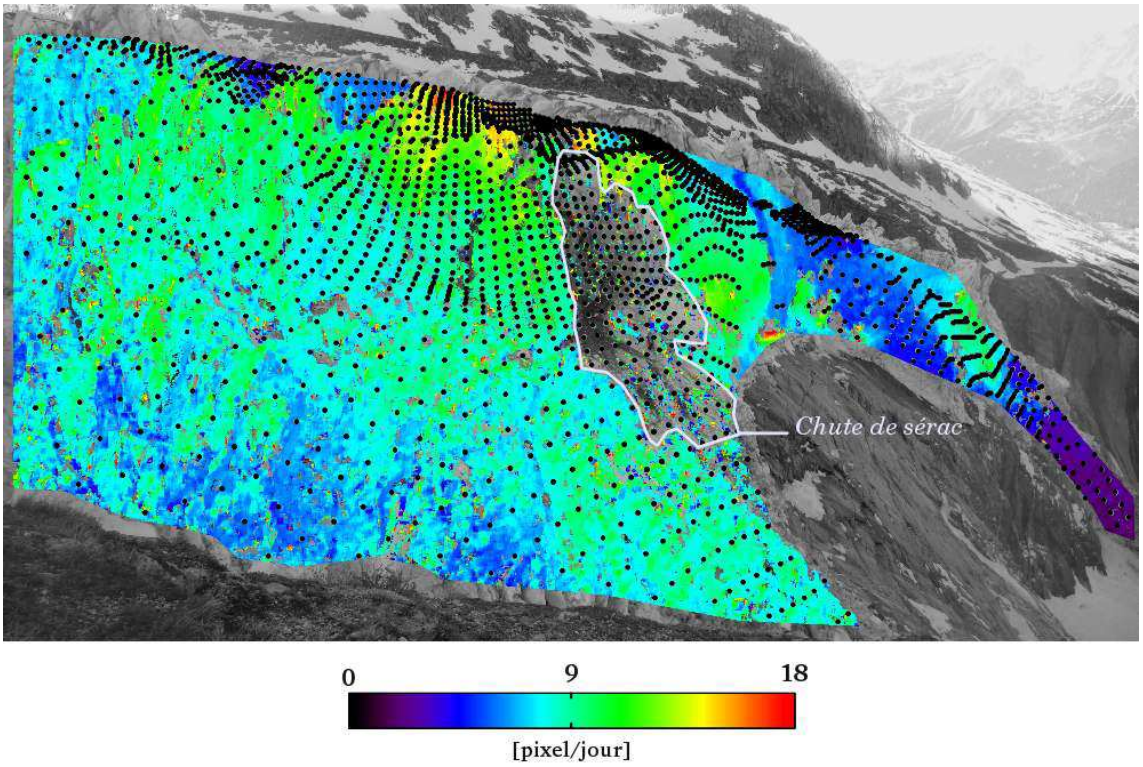


FIGURE 4.21 – *Magnitude du déplacement estimée à partir du couple du 29/05/2009-30/05/2009. La carte de déplacement est exprimée en pixel/jour et seuillée ($S_{max} > 0.6$). Le résultat est incrusté sur la photographie du 29/05/2009 prise à 8h. La "nappe" de points noirs représente les points du MNT visibles depuis l'appareil photo et inclus dans le masque de visibilité de l'étape ❹.*

est provoqué par le lit rocheux qui remonte légèrement à cet endroit [More 95].

A l'instar de l'orientation, la magnitude du déplacement semble visuellement bonne, car on observe bien de grands déplacements sur la partie du glacier se trouvant dans la forte pente (partie droite de la photo) et de faible déplacement sur la partie se trouvant sur une pente plus douce (extrême gauche de la photo). Cependant, on constate que de grands déplacements touchent aussi la partie haute des séracs. Ce phénomène s'explique par le pivotement de la partie haute des séracs qui s'accroît plus on s'approche de la rupture de pente. De petits déplacements animent aussi la partie basse de la petite langue glaciaire se trouvant à l'extrême droite de la photo. Ce ralentissement est causé par la faible pente qui se situe en contre bas de la rupture de pente. Pour conclure cette analyse de la magnitude, on notera que les déplacements maximum et minimum, observés sur le couple du 29/05/2009-30/05/2009, sont respectivement de 1.90 cm/jour (partie haute d'un sérac) et de 0.14 cm/jour (au premier plan).

L'enseignement principal que l'on peut tirer du champ de précision de la mesure (*figure 4.23*) est que la précision se dégrade d'autant plus que l'on s'éloigne de l'appareil

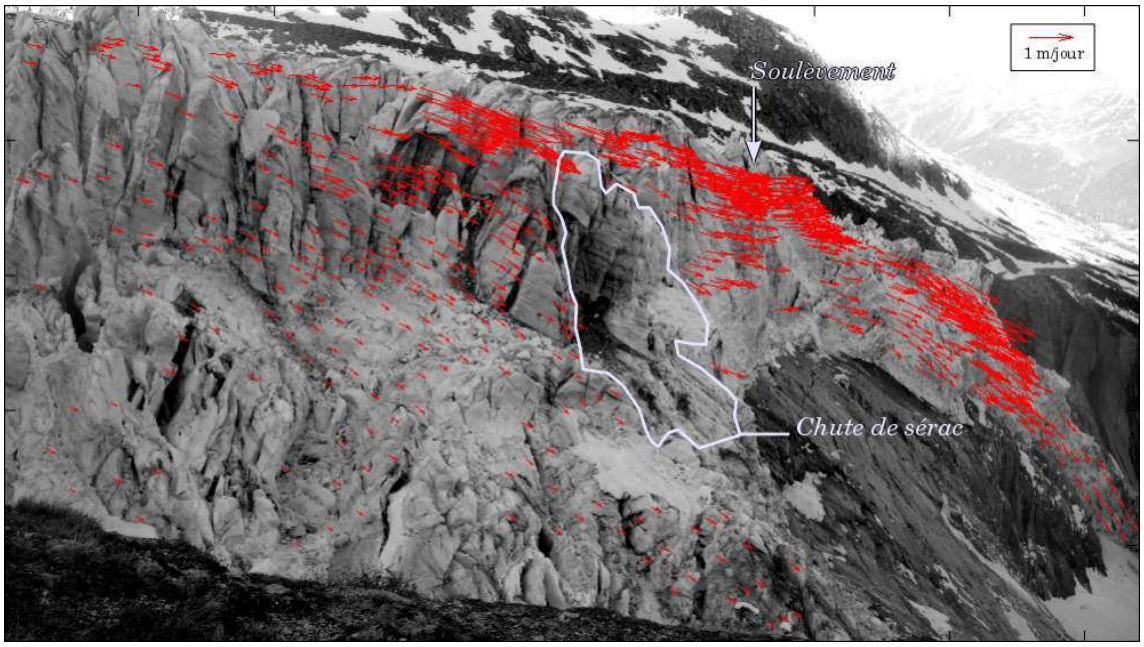


Figure 4.22 – *Champ de vecteurs déplacement en m/jour obtenu à la fin de la chaîne de traitement (maximum=1.90 m/jour - minimum=0.14 m/jour). Ce champ est déduit de la carte de déplacement de la figure 4.21. Le résultat est incrusté sur la photographie du 29/05/2009 prise à 8h.*

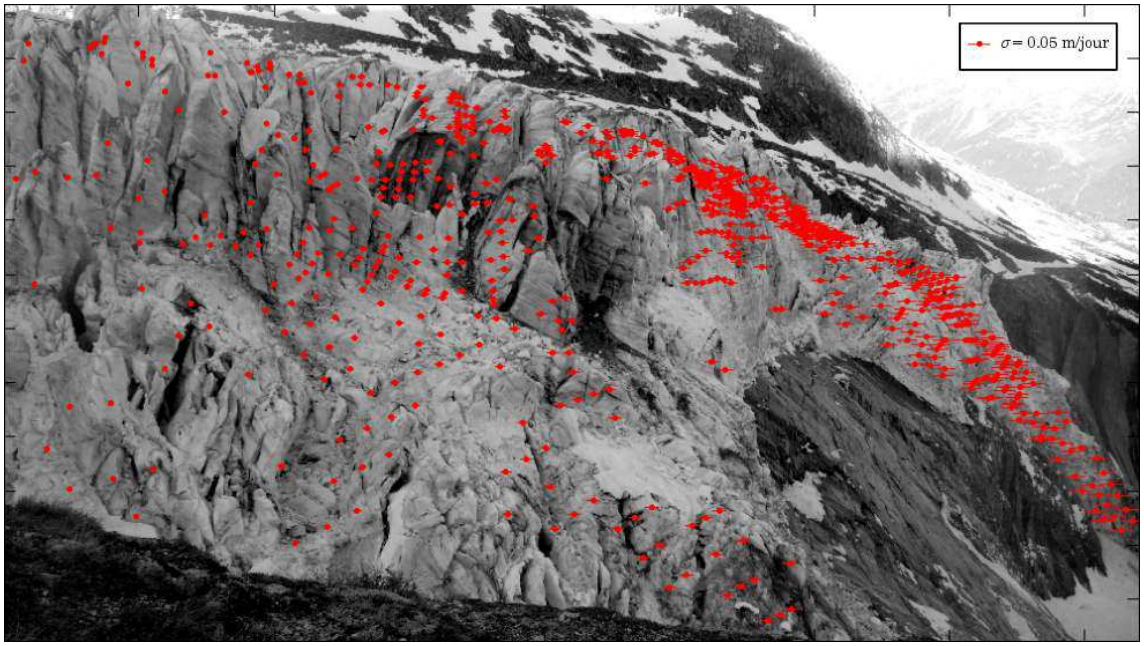


Figure 4.23 – *Champ de précision (écart type σ) de la mesure correspondant au champ de vecteur déplacement de la figure 4.22 (σ maximum = 0.750m/jour, σ mininum = 0.002 m/jour). Le résultat est incrusté sur la photographie du 29/05/2009 prise à 8h.*

photo. Les précisions les plus dégradées sont observées au niveau de la petite langue glaciaire à l'extrême droite de la photo (à ∼500 m de distance) alors que les précisions les plus fines se trouvent au premier plan (à ∼100 m de distance). Cette influence de la distance sur la précision n'est pas surprenante, car plus on s'éloigne de l'appareil photo, plus la taille du pixel $\Delta_{pixel}^{terrain}$ est grande et, donc, plus les détails des objets (texture) que l'on souhaite suivre se dégradent.

4.4.3 Statistique temporelle de la couverture spatiale de la mesure

L'analyse proposée dans cette sous-partie est basée sur deux mesures statistiques différentes. La première consiste à mesurer, pour chaque couple de photos à 1 jour[6], le pourcentage de couverture spatiale de la mesure par rapport à la surface du masque de visibilité (*figure 4.24*). La deuxième mesure consiste à déterminer, pour différentes piles de couples à 1 jour, le pourcentage de chevauchement spatial entre cartes de déplacement (*tableau 4.7*). Les piles de couples utilisées correspondent aux quatre mois (avril, mai, juin, juillet et août 2009) couverts par les photos qui nous ont été fournies par L. Moreau. Des cartographies mensuelles et une cartographie sur l'ensemble des quatre mois sont présentées sur la *figure 4.25*. Techniquement, ces mesures sont déduites du seuillage des cartes de pic de similarité ($S_{max} > 0.6$).

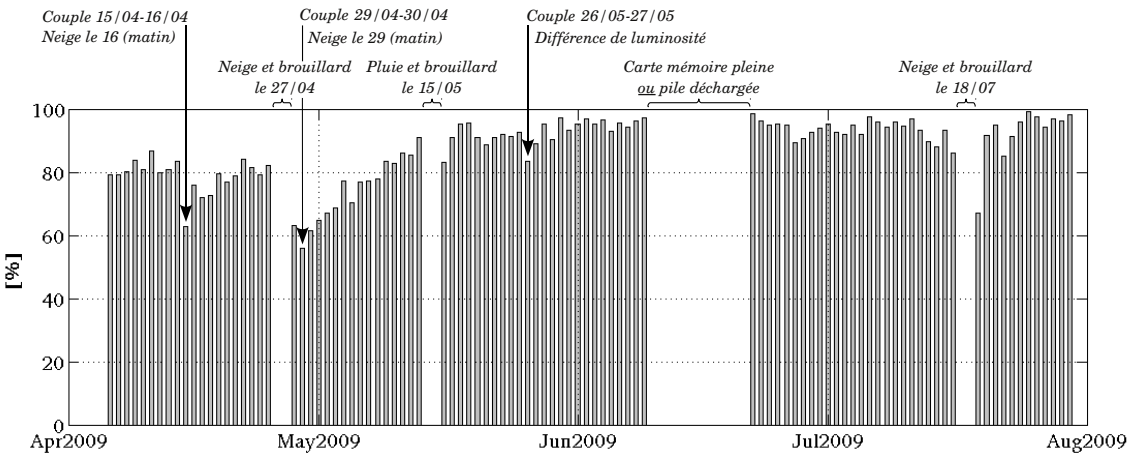


FIGURE 4.24 – *Pourcentage, par rapport à la surface du masque de visibilité, de la couverture spatiale de la mesure de déplacement pour* ***chacun des couples à 1 jour****. Moyennes mensuelles : avril 76.5%, mai 85.1%, juin 94.8% et juillet 92.9%. Moyenne totale : 87.3%.*

Les résultats de la *figure 4.24* montrent que la couverture spatiale des mesures de déplacement est maximale pendant l'été météorologique, car on mesure des couvertures moyennes de 94.8% et 92.9% respectivement pendant le mois de juin et juillet. Avant ces deux mois, pour les mois d'avril et de mai, on mesure respectivement une couverture moyenne de 76.5% et de 85.1%. Ces variations mensuelles sont pilotées par l'état de surface

6. Selon les conditions météorologiques (présence de brouillard) l'écart temporel peut être inférieur ou supérieur à 1 jour (minimum=14h et maximum=34h).

du glacier d'Argentière : au printemps, il est encore partiellement recouvert de neige alors qu'en été il est entièrement à "nu". Or, la présence de neige diminue fortement l'efficacité de la méthode du maximum de similarité, car un couvert neigeux ne fournit pas assez de texture sur les prises de vue. En rentrant plus dans les détails, on voit qu'à chaque nouvelle chute de neige, la couverture diminue brusquement à des valeurs voisines de ∼60%. Après cette diminution, le pourcentage de couverture remonte régulièrement comme, par exemple, après les chutes de neige du 27 et 29 avril 2009. Cette remontée est liée à la fonte accélérée de la neige survenue avec l'arrivée des premières chaleurs dès le début du mois de mai 2009. On notera au passage que la remontée est pratiquement instantanée après la chute de neige du 18 juillet, car, à cette époque de l'année et à cette altitude (∼2200 m), la neige fraîche fond rapidement. On constate par ailleurs quatre ruptures dans les mesures à 1 jour. Trois d'entre elles coïncident avec une journée où aucune prise de vue n'était exploitable à cause du brouillard. On perd alors deux couples de mesures. La quatrième rupture, plus conséquente, vient d'un incident technique du dispositif de prise de vue automatique (carte mémoire pleine ou déchargement des piles d'alimentation du circuit électronique externe de pilotage de l'appareil).

Tableau 4.7 – *Pourcentage, par rapport à la surface du masque de visibilité, du chevauchement spatial des cartes de déplacement de* ***différentes piles de couples à 1 jour*** *(cpl. = couple d'images).*

Mois (année 2009)	Chevauchement
Avril (23 cpl.)	23.0%
Mai (29 cpl.)	15.1%
Juin (18 cpl.)	48.3%
Juillet (28 cpl.)	24.5%
Total (98 cpl.)	1.4%

L'examen du *tableau 4.7* montre que plus la pile de couples est importante, plus la surface de chevauchement diminue. On constate aussi que les valeurs de pourcentage sont sensiblement inférieures à celle obtenues en considérant les couples séparément. Ces deux constations signifient que les surfaces couvertes par la mesure évoluent entre les couples. Sur la totalité des couples, cette évolution est même drastique, car seulement 1.4% de la surface sélectionnée via le masque de visibilité donne lieu à une mesure pour les 98 couples. Cette faible valeur peut s'expliquer par le seuillage des cartes de déplacement par le pic de similarité qui aboutit à de nombreuses petites zones exclues comme on peut le voir sur la *figure 4.21*. Si on s'intéresse à l'influence mensuelle, on note que le plus fort pourcentage de chevauchement est atteint en juin et le plus faible est atteint en mai alors qu'on pouvait s'attendre à observer la plus faible valeur en avril. Autre fait surprenant, on constate que le pourcentage du mois de juillet est très proche de celui du mois d'avril. Cela peut provenir de la chute de neige du 18 juillet 2009 (*figure 4.26-(b)*) qui a sérieusement diminué la surface de mesure du couple du 19/07/2009-20/07/2009.

De leur côté, les cartographies présentées sur la *figure 4.25*, permettent de comprendre que deux facteurs prépondérants agissent sur la diminution du pourcentage de chevauche-

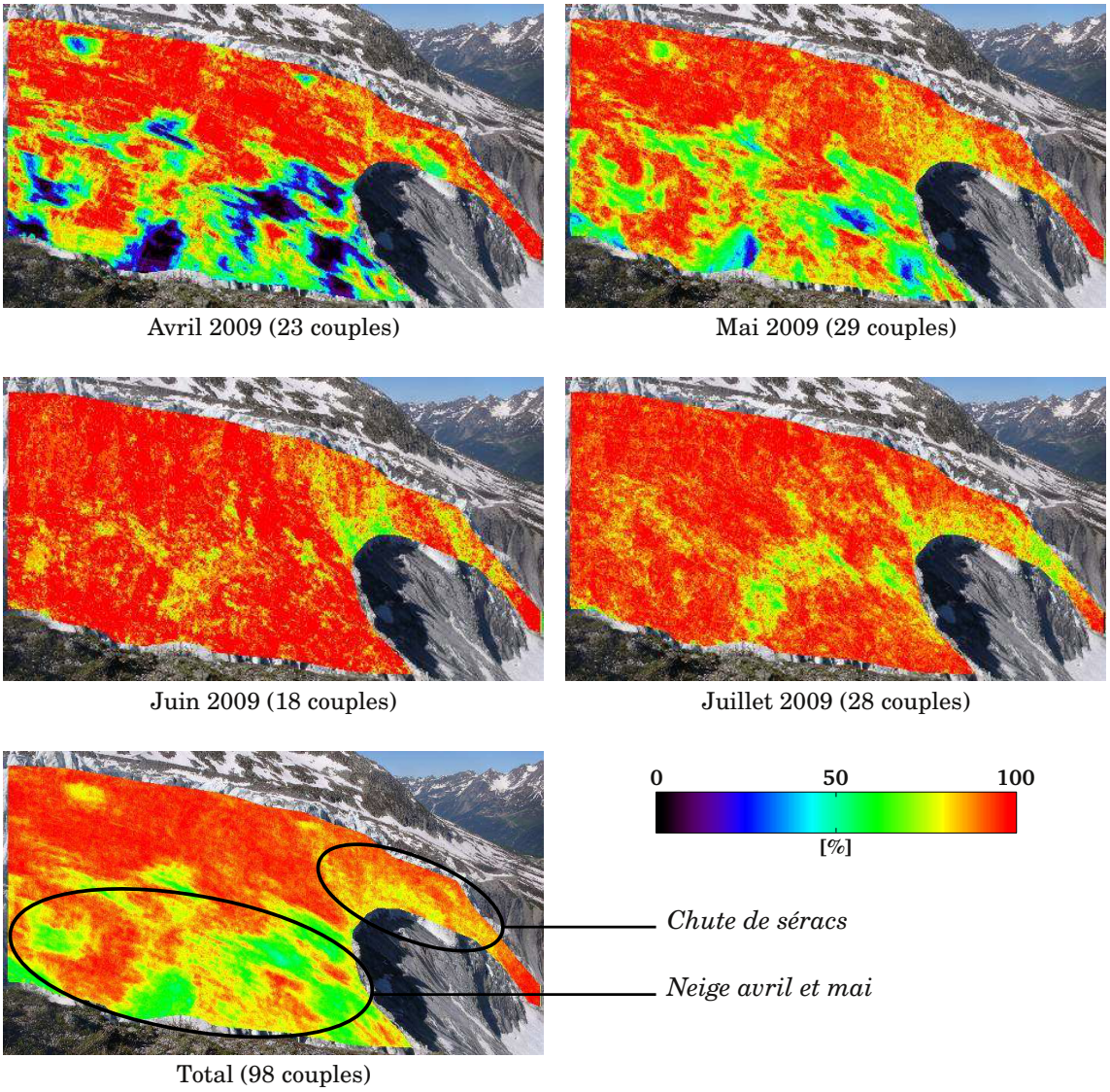


FIGURE 4.25 – *Cartographies du pourcentage de chevauchement spatial entre cartes de déplacement pour différentes piles de couples à 1 jour. La couleur rouge désigne les zones où la mesure est possible sur tous les couples de la pile. Les résultats sont incrustés sur la photographie du 29/05/2009 prise à 10h.*

ment : le couvert neigeux à la surface du glacier et les chutes de séracs. En effet, sur les cartographies d'avril et de mai, les parties du glacier avec le plus faible pourcentage de recouvrement correspondent au couvert neigeux ; on peut l'observer sur la photographie de la *figure 4.25-(a)*. C'est la fonte de ce couvert neigeux qui crée, au mois de mai, la "rampe" sur le graphique de la *figure 4.24*. Pour les mois de juin et juillet, les parties avec le plus faible pourcentage de recouvrement correspondent aux chutes de séracs. Ces analyses permettent de comprendre les résultats exposés dans le *tableau 4.7*. Si le mois de mai possède le pourcentage le plus faible, c'est dû aux effets combinés du couvert neigeux présent en début de mois et à la multiplication des chutes de séracs provoquées par l'accélération

(a) 07/04/2009 à 8h (b) 18/07/2009 à 8h

Figure 4.26 – *Exemple de prises de vue pour lesquelles le fonctionnement de la méthode du maximum de similarité est dégradé par un couvert neigeux (a) ou rendu impossible par les conditions météorologiques (b). La photographie du 18/07/2009 a été rejetée.*

printanière du glacier. Quant au mois de juillet, son pourcentage de recouvrement proche de celui d'avril, s'explique aussi par le chute de petits séracs sur la partie du glacier la plus proche de l'appareil photo.

4.4.4 Mesures ponctuelles multitemporelles du déplacement

L'analyse multitemporelle proposée dans cette sous-partie consiste à faire une mesure ponctuelle de la magnitude du déplacement à partir des cartes de champ de vecteur déplacement présentées dans la *sous-partie 4.4.2*. Dans cette optique, on sélectionne trois points où la mesure est, si possible, accessible pour l'ensemble des couples. La mesure de la précision de la mesure est également prise en compte en se basant sur la carte de champ de précision de la *figure 4.23*. Toutes ces mesures concernent uniquement les couples strictement à 1 jour basés sur les photographies de 8h. Cette restriction évite de biaiser les graphiques de déplacement, car la vitesse d'écoulement du glacier peut évoluer rapidement entre le matin et la fin de l'après-midi, surtout l'été.

Sur la *figure 4.27*, on retrouve les mesures ponctuelles de la magnitude du déplacement sur trois points caractéristiques du glacier d'Argentière. D'un point de vue général, on s'aperçoit que chacun des trois nuages de points obtenus possède sa propre tendance. Par exemple, le nuage de points du point de mesure ⓐ est globalement déphasé par rapport à celui du point de mesure ⓑ. Au niveau du point de mesure ⓐ, les déplacements maximaux sont observés en juillet alors qu'ils sont observés dès le mois d'avril pour le point de mesure ⓑ, ce qui constitue pour ce dernier une aberration. Cette aberration s'explique par la présence d'un pan de glace entre la position du point de mesure ⓑ et la caméra avant le 23 mai, date à laquelle ce sérac est tombé (*figure 4.28*). Ce pan de glace plus proche de l'appareil photo explique que les déplacements les plus grands sont observés avant le 23 mai. La mesure de déplacement au point de mesure ⓐ suggère une accélération du glacier à la fin du mois de juin, ce qui est plus conforme à la tendance attendue pour ce glacier (déplacement plus fort l'été). Quant au nuage de points correspondant au point de mesure ⓒ, il indique un déplacement quasiment constant, sans variation notable.

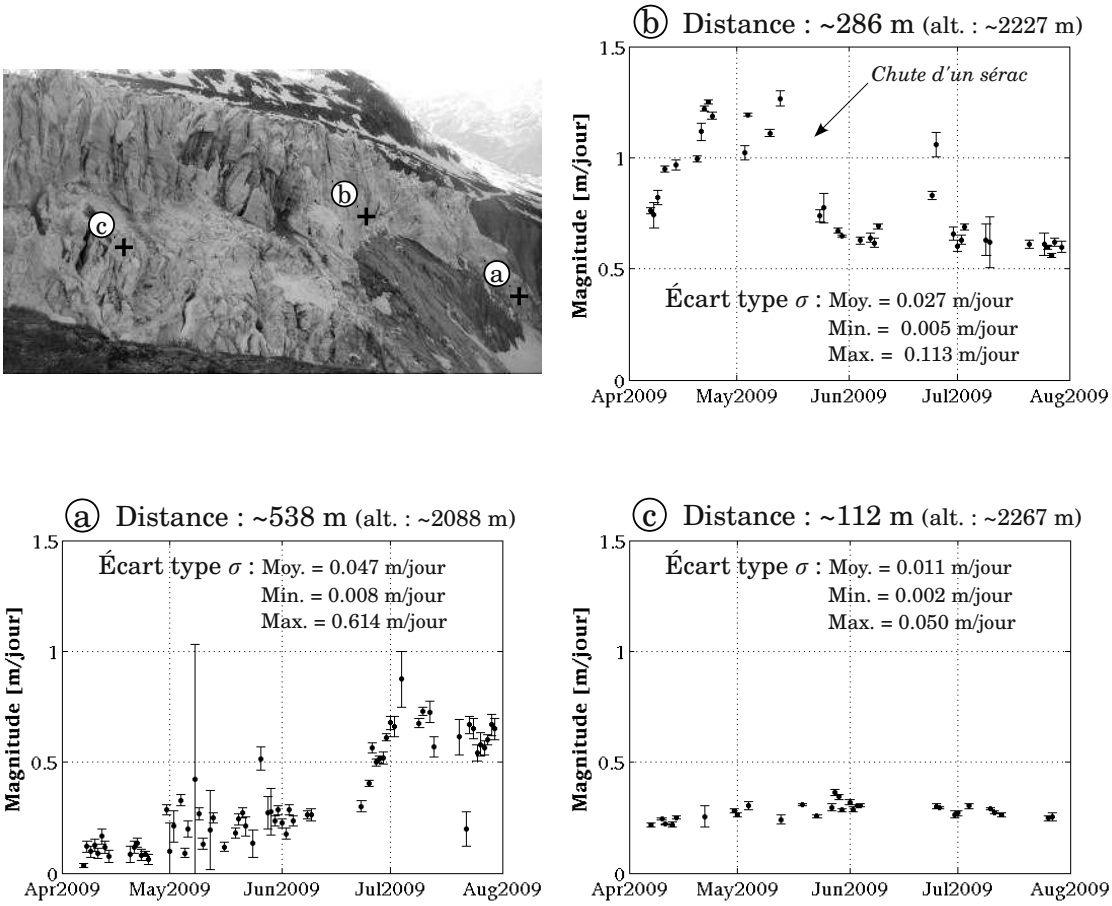
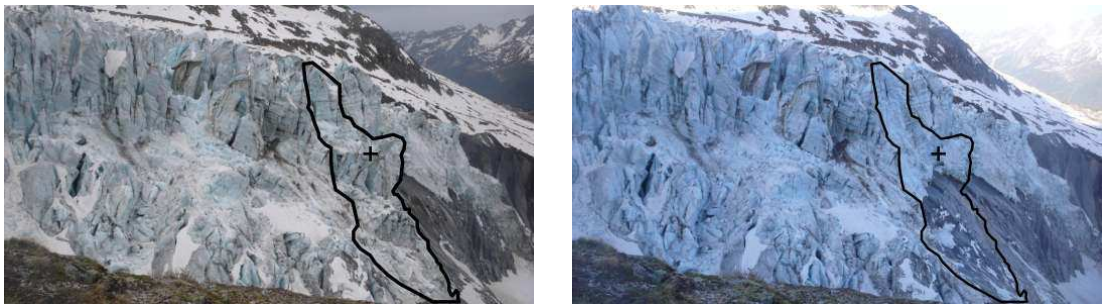


FIGURE 4.27 – *Mesures multitemporelles de la magnitude du déplacement,* ***estimée dans la géométrie de l'appareil photo****, sur une fenêtre de 21×21 pixels pour l'ensemble des* ***couples de photos à 1 jour****.*



(a) 22/05/2009 (b) 23/05/2009

FIGURE 4.28 – *Chute d'un gros sérac entre le 22 et le 23 mai altérant la mesure de déplacement au point de mesure ⓑ. La croix noire représente ce point de mesure et le polygone noir met en évidence le décrochement du sérac.*

En ce qui concerne l'écart type σ des mesures, on retrouve bien la tendance dégagée dans la *sous-partie 4.4.2* : plus on s'éloigne de l'appareil photo, plus la précision de la mesure est dégradée. En effet, les précisions les plus fines sont observées au niveau du point de mesure ⓒ qui se situe à ∼100 m de distance (écart type σ moyen de 0.011 m/jour). Les précisions les plus dégradées se trouvent au niveau du point de mesure ⓐ qui se situe à ∼538 m de distance (écart type σ moyen de 0.047 m/jour).

4.4.5 Conclusion

Dans cette partie, on a montré qu'il était possible d'estimer le déplacement du glacier d'Argentière au niveau de la chute de séracs de Lognan par la méthode du maximum de similarité. Les mesures ponctuelles ont même permis de mettre en évidence les variations saisonnières (printemps/été). On a cependant relevé que la présence d'un couvert neigeux sur le glacier, les chutes de séracs et les conditions météorologiques (brouillard) étaient des facteurs limitant la couverture spatio-temporelle des mesures. Par ailleurs, l'approche permettant d'estimer la distance entre l'appareil photo et le glacier n'est pas optimale, car elle se base sur un MNT datant de l'été 2008. Or, à l'été 2008, la topographie de la chute de séracs était différente (elle change toutes les années) et, de plus, les méthodes photogramétriques utilisées pour calculer le MNT lissent fortement la surface chaotique de la chute de séracs de Lognan.

4.5 Conclusions

Les résultats obtenus dans ce chapitre ont révélé le potentiel et les limites de la méthode du maximum de similarité appliquée aux images SAR HR TSX et aux prises de vue numériques HR de l'appareil photo terrestre. On a notamment détecté, pour ces deux types d'images, les variations saisonnières de déplacement qui animent les glaciers alpins. On a également isolé des facteurs de réussite globalement différents entre ces deux types d'images.

Ainsi, pour les images SAR, il a été montré que la mesure de déplacement est uniquement possible sur les champs de crevasses/séracs et dans une moindre mesure [7] sur les parties de glacier recouvertes de débris rocheux. Effectivement, les résultats indiquent que l'approche par maximum de similarité marche très bien sur le glacier des Bossons qui est un glacier entièrement recouvert de crevasses et de séracs. Cette réussite se manifeste également pendant l'hiver puisque les crevasses et les séracs à la surface de ce glacier, qui créent de nombreuses structures dans les images SAR, ne disparaissent pas sous la neige. D'autres zones de crevasses et de séracs ont également donné satisfaction : séracs du Géant (Mer de Glace) et les deux zones de crevasses du glacier d'Argentière.

L'expérience menée sur plusieurs cibles artificielles (CRs) a démontré la robustesse de la méthode du maximum de similarité, via la fonction ZNCC, pour suivre de telles cibles.

7. En effet, la présence de débris rocheux ne garantit pas le fonctionnement de la mesure, car avec une longueur d'onde λ=3.1 cm, le capteur TSX est très sensible aux changements d'orientation des rochers.

Cette expérience a donc mis en évidence la grande polyvalence de cette approche qui est également applicable au suivi de texture et de structures naturelles. On remarque cependant, au travers d'une comparaison avec des mesures GPS, que la précision obtenue pour le suivi des cibles artificielles est meilleure que celle obtenue sur les surfaces naturelles. Mais on a aussi mis en lumière les difficultés à mener des mesures GPS continues dans un milieu hostile comme la surface d'un glacier alpin (problèmes rencontrés avec la station GPS-3). Cette observation est aussi valable pour certains CRs dont le maintien de l'orientation a été relativement difficile.

Pour les prises de vue numériques de l'appareil photo placé au niveau de la chute de séracs de Lognan, il a été montré que la mesure de déplacement est possible sur les parties en glace vive non recouvertes de neige. Au regard de l'altitude moyenne (∼2200 m) de la zone couverte, la neige présente à la surface du glacier fond généralement au cours du mois de mai et réapparaît en automne [8]. La couverture spatiale de la mesure est donc maximale entre la fin du printemps et la fin de l'automne. En principe, la mesure de déplacement est possible en hiver, mais des problèmes au niveau de l'estimation du résidu de déplacement peuvent émerger si de fortes chutes de neige recouvrent les zones fixes utilisées pour cette estimation. De plus, l'utilisation d'un MNT pour estimer la distance entre l'appareil photo et la scène photographiée, s'avère délicate puisque la topographie de la zone étudiée (chute de séracs de Lognan) évolue beaucoup d'un année à l'autre, voir d'un mois à l'autre.

Globalement, ce chapitre a permis de montrer le fort potentiel de mesures de déplacement de chacun des deux capteurs utilisés. Dans cette optique, 25 couples d'images TSX et 102 couples de photos numériques de l'appareil photo terrestre ont été traités. Toutefois, il ne faut pas oublier que les résultats représentent la projection en 2D du déplacement en trois dimensions $\vec{V}_{3d}$ des glaciers dans les géométries propres à chaque capteur. Le chapitre suivant propose de réaliser des combinaisons entre ces différentes mesures de déplacement pour estimer le déplacement réel en trois dimensions $\vec{V}_{3d}$.

8. Il est toutefois possible d'observer des chutes de neige pendant l'été, en témoigne la chute du 18 juillet 2009 évoqué dans ce chapitre

Chapitre 5

Mesure de déplacement multisource

Sommaire

5.1 Introduction 160

5.2 Champs de déplacement 3D issus des images TSX HR 161

5.2.1 Chaîne de traitement 161

5.2.2 Interprétation des cartes de déplacement 3D 163

5.2.3 Mesures multitemporelles de profils de déplacement 167

5.2.4 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 169

5.2.5 Comparaison avec l'écoulement 3D déduit du MNT 170

5.2.6 Conclusion 172

5.3 Déplacement 3D des CRs avec les images TSX HR 173

5.3.1 Chaîne de traitement 173

5.3.2 Comparaison avec des mesures terrain (GPS) 174

5.3.3 Conclusion 176

5.4 Combinaison SAR TSX et appareil photo terrestre 177

5.4.1 Chaîne de traitement 177

5.4.2 Interprétation des cartes de déplacement 3D 180

5.4.3 Conclusion 184

5.5 Conclusions 184

5.1 Introduction

Les mesures monosources réalisées dans le *chapitre 4* ont révélé le potentiel et les limites de la méthode du maximum de similarité appliquée aux images SAR HR TSX et aux prises de vue numériques HR de l'appareil photo terrestre. Les champs de déplacement monosources obtenus représentent cependant uniquement la projection du déplacement réelle en trois dimensions (3D) $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ dans un espace à deux dimensions (2D). L'objectif de ce chapitre est de remonter à l'information de déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ en combinant les différents champs de déplacement monosources. Trois approches sont alors possibles :

- Réaliser une combinaison 100% SAR en utilisant les champs de déplacement monosources TSX descendant $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et ascendant $\vec{V}_{SAR}^{asc}$. Cette combinaison, basée sur 4 projections du déplacement $\vec{V}_{3d}$, concerne 5 couples (voir *figure 5.1*).

- Réaliser une autre combinaison 100% SAR à partir des déplacements monosources des CRs descendant $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et ascendant $\vec{V}_{SAR}^{asc}$.

- Réaliser une combinaison hétérogène entre les champs de déplacement monosources TSX et de l'appreil photo terrestre. Cette combinaison peut se baser sur 4 ou 6 projections du déplacement $\vec{V}_{3d}$.

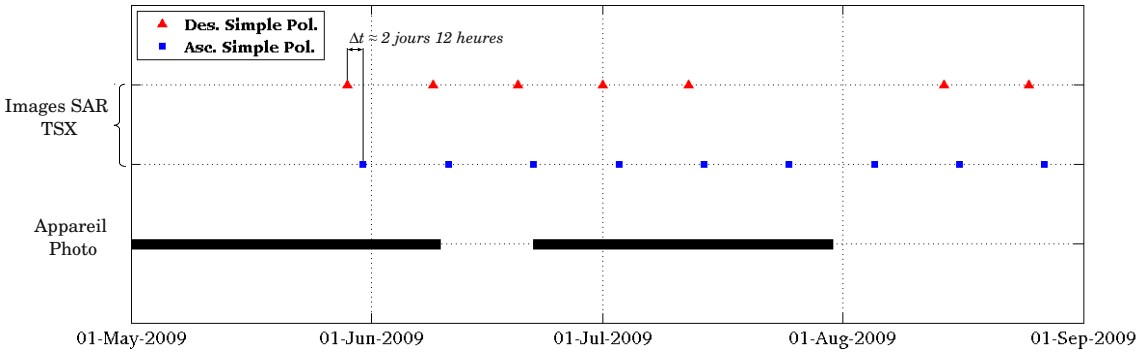


FIGURE 5.1 – *Disponibilité des images SAR TSX et des prises de vue numériques de l'appareil photo terrestre pour effectuer des mesures de déplacement multisource.*

Quand la disponibilité des mesures terrain (GPS) le permet, une comparaison est faite pour évaluer les performances des différentes combinaisons. Dans le cas de la combinaison 100% SAR, des mesures de déplacement selon des profils transversaux et longitudinaux sont proposés. Par ailleurs, une comparaison de $\vec{V}_{3d}$ avec le vecteur d'écoulement $\vec{V}_{MNT}$ selon la ligne de plus forte pente (obtenue à partir du MNT) est aussi réalisée. Une interprétation des mesures de déplacement 3D est aussi proposée. Cette interprétation s'appuie sur les notions de glaciologie exposées dans le *chapitre 2* et sur les analyses déjà entreprises dans le *chapitre 4*.

5.2 Champs de déplacement 3D issus des images TSX HR

Les cartes de déplacement présentées dans cette partie donnent l'estimation du déplacement en 3D $\vec{V}_{3d}$. Cette estimation est basée sur les quatre cartes de déplacement monosources obtenues en géométrie descendante et ascendante respectivement caractérisée par les bases $\mathcal{B}^i_{SAR} = (\vec{u}^i_{LOS}, \vec{u}^i_{az})$ $(i = \{des, asc\})$. Ces quatre cartes, correspondant aux composantes v^{des}_{LOS}, v^{des}_{az}, v^{asc}_{LOS} et v^{asc}_{az}, sont déjà orthorectifiées et géoréférencées dans le système de coordonnées géographiques latitude/longitude WSG-84. Les cartes des trois composantes v_e, v_n et v_u obtenues sont donc aussi orthorectifiées et géoréférencées.

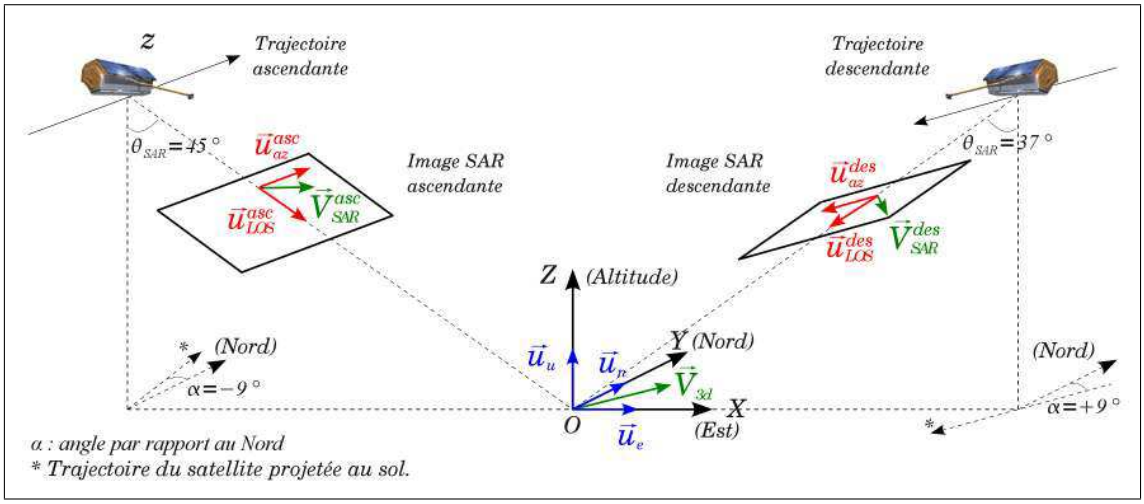


Figure 5.2 – *Représentation des vecteurs unitaires propres à la géométrie sol et à la géométrie SAR, et projection du vecteur déplacement sol* $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *dans la géométrie SAR descendante et ascendante :* $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})^t$*, avec* $i = \{des, asc\}$.

5.2.1 Chaîne de traitement

La chaîne de traitement permettant d'estimer le champ de déplacement 3D $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ à partir de couples d'images SAR descendants et ascendants est présentée sur la *figure 5.3*. Cette chaîne de traitement se décompose en 2 étapes :

❶ La première étape, qui réunit toutes les étapes de la chaîne de traitement de la *sous-partie 4.2.1* (recalage "bloc", maximum de similarité et post-traitements), consiste à déterminer les champs de déplacement monosources descendant $\vec{V}^{des}_{SAR}$ et ascendant $\vec{V}^{des}_{SAR}$. Ces champs de déplacement monosources sont donc rééchantillonnés en géométrie sol et géoréférencés. Les fausses alarmes sont également éliminées via le seuillage par le pic de similarité ($S_{max} > 0.2$).

❷ Un couple d'images SAR ne peut fournir que deux projections du champ de déplacement 3D : v^i_{LOS} le déplacement en LOS et v^i_{az} le déplacement en azimuth (avec $i = \{des, asc\}$). Pour déduire le champ de déplacement 3D, 3 projections

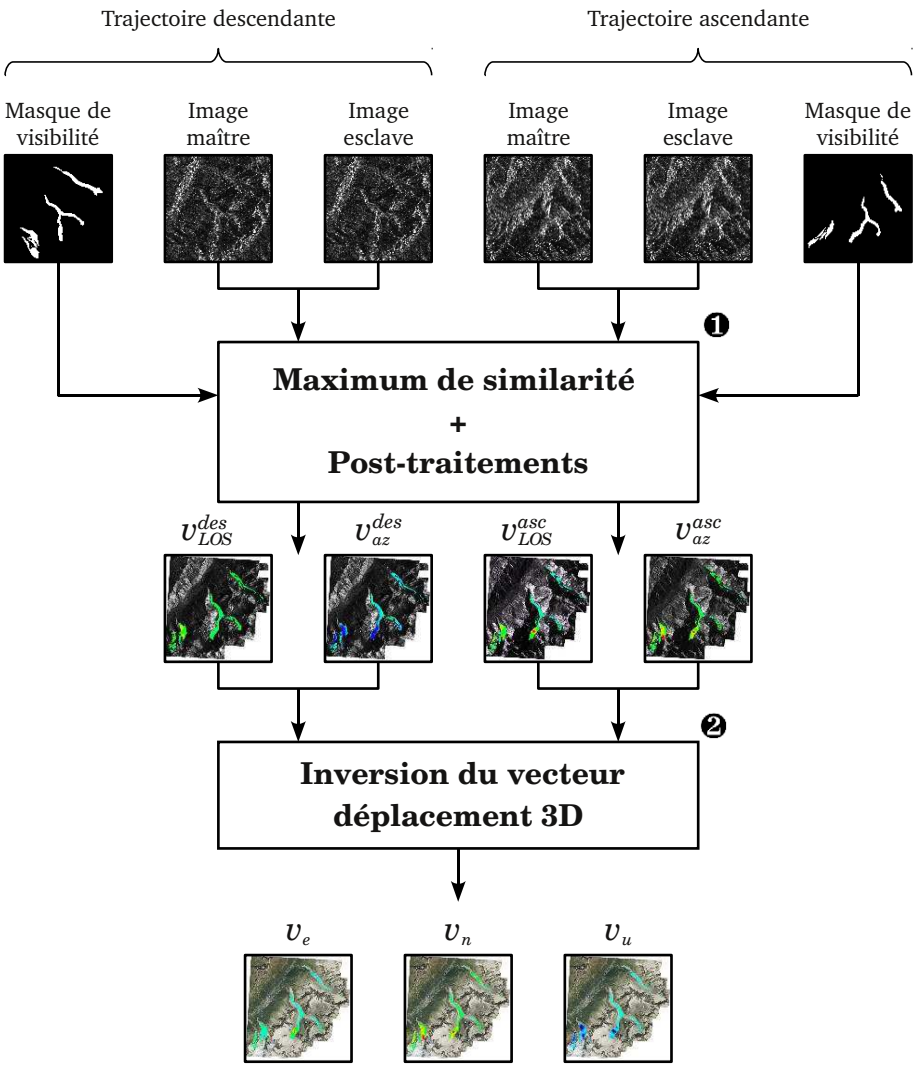


FIGURE 5.3 – *Chaîne de traitement permettant d'estimer le déplacement 3D* $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *à partir des couples d'images SAR TSX descendant et ascendant.*

sont nécessaires. En utilisant deux couples acquis selon une trajectoire descendante et ascendante, 4 projections sont alors disponibles. Ces quatre projections peuvent être regroupées dans la matrice d'estimation $\mathbf{V} = \left[v_{LOS}^{des}, v_{az}^{des}, v_{LOS}^{asc}, v_{az}^{asc}\right]^t$. Les 3 composantes du vecteur déplacement au sol $\vec{V}_{3d}$ sont regroupées dans la matrice $\mathbf{D} = [v_e, v_n, v_u]^t$. Cette matrice peut être estimée en inversant le système :

$$\mathbf{V} = \mathbf{P} \times \mathbf{D} \tag{5.1}$$

où $\mathbf{P}$ est la matrice 4×3 renfermant les composantes des vecteurs de projections du vecteur 3D en LOS et azimut selon les trajectoires descendante et ascendante. Cette

matrice s'écrit :

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} -\sin\left(\theta_{SAR}^{des}\right)\cos(\alpha) & \sin\left(\theta_{SAR}^{des}\right)\sin(\alpha) & -\cos\left(\theta_{SAR}^{des}\right) \\ -\sin(\alpha) & -\cos(\alpha) & 0 \\ \sin(\theta_{SAR}^{asc})\cos(\alpha) & \sin(\theta_{SAR}^{asc})\sin(\alpha) & -\cos(\theta_{SAR}^{asc}) \\ -\sin(\alpha) & \cos(\alpha) & 0 \end{bmatrix} \tag{5.2}$$

où θ_{SAR}^{des}=37°, θ_{SAR}^{asc}=45° et α=9° (***Attention :*** la matrice **P** est utilisable pour les trajectoires descendantes ou ascendantes en prenant toujours α positif). La solution au sens de la moindre somme des carrés des résidus de l'*équation (5.1)* est donnée par :

$$\mathbf{D} = \left(\mathbf{P}^t \times \mathbf{P}\right)^{-1} \times \mathbf{P}^t \times \mathbf{V} \tag{5.3}$$

Cette étape d'inversion du déplacement 3D est réalisée sur les zones où on a confiance en la mesure, autrement dit toutes les zones où $S_{max} > 0.2$, à la fois pour la trajectoire descendante et la trajectoire ascendante.

Remarque : *Le programme d'inversion du vecteur déplacement de l'étape ❷ a été développé dans le cadre de la thèse de Y. Yan [Yan 09, Yan 11].*

5.2.2 Interprétation des cartes de déplacement 3D

Sur la *figure 5.4*, on retrouve les cartes de déplacement globales et locales correspondant à la combinaison des couples descendant et ascendant d'août 2009. Les valeurs correspondent à la magnitude du vecteur déplacement 3D $\|\vec{V}_{3d}\| = \sqrt{(v_e)^2 + (v_n)^2 + (v_u)^2}$. Ces cartes de déplacement sont incrustées sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 datant de 2008. Dans le cas des trois cartes locales (focus sur les trois zones Argentière, Mer de Glace/Leschaux et Bossons/Taconnaz), un champ de flèches blanches est incrusté pour visualiser l'orientation du déplacement. Ces flèches, indiquant uniquement l'information d'orientation dans le plan horizontal Nord-Est, sont en fait la normalisation du vecteur déplacement $\vec{V}_{3d}$, elles ont donc toutes la même longueur.

L'analyse de la carte globale de la magnitude du déplacement $\vec{V}_{3d}$, en haut à gauche de la *figure 5.4*, confirme les observations réalisées sur les cartes de déplacement monosources (*sous-partie 4.2.2*). Les zones les plus rapides se situent au niveau des séracs du Géant et du glacier des Bossons. Ces zones correspondent à des ruptures de pente connues qui sont à l'origine de l'accélération locale du glacier. On retrouve aussi, en plusieurs endroits, le gradient de déplacement transversal présenté dans la *sous-partie 2.2.4*, c.a.d. un déplacement plus fort au centre par rapport aux parties proches des rives. D'un point de vue visuel, ces deux cartes de déplacement se rapprochent beaucoup de celles obtenues par E. Berthier [Bert 05b], avec notamment un déplacement maximal de 2.15 m/jour détecté au niveau des séracs du Géant (voir *tableau 5.1*). On note aussi que la mesure de déplacement n'est pas réalisable partout, ceci s'explique par les différences de morphologie de surface des glaciers étudiés. Ce point a été abordé dans la *sous-partie 4.2.2*.

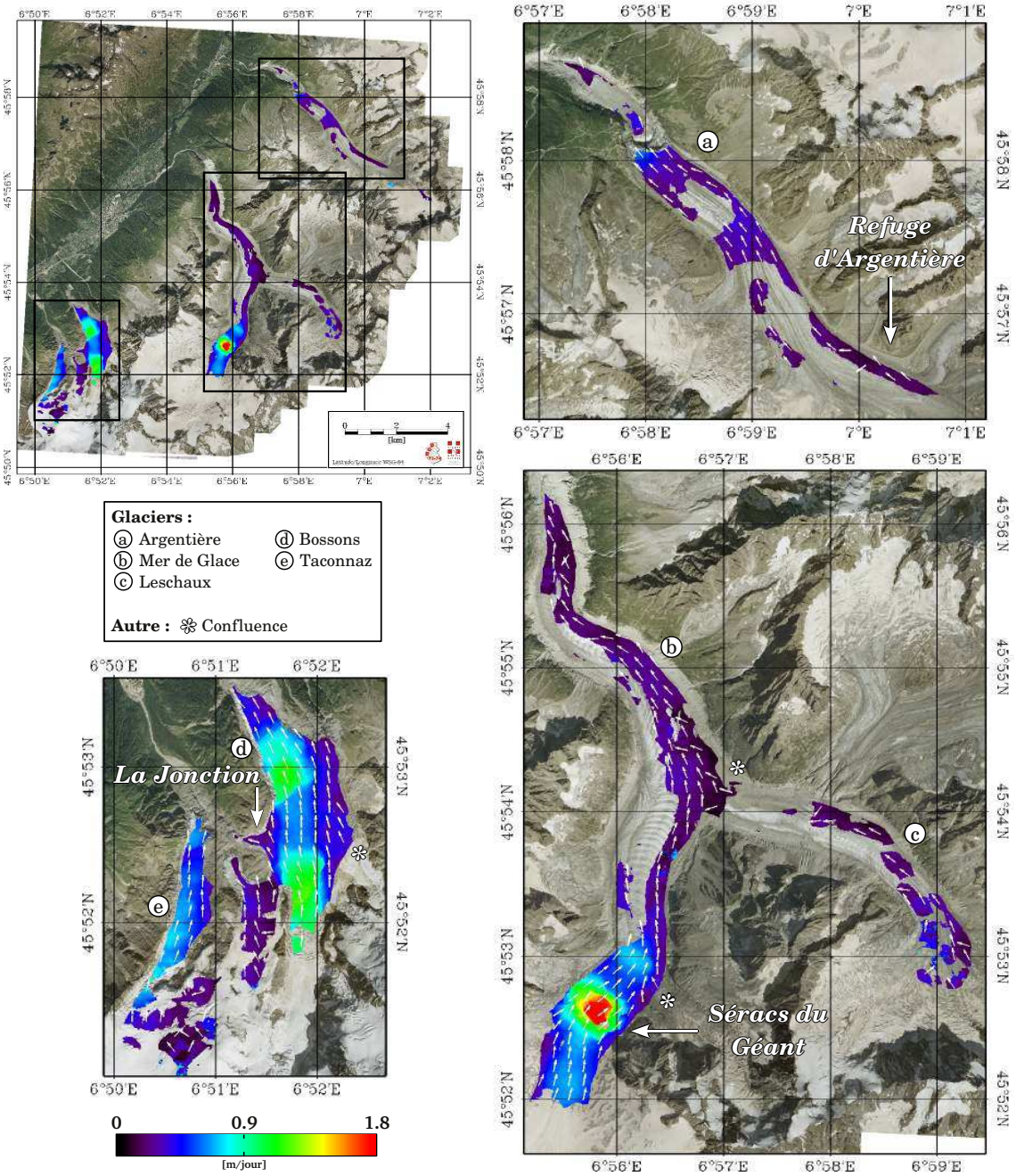


FIGURE 5.4 – *Magnitude du vecteur déplacement $\vec{V}_{3d}$ estimée à partir des couples descendant du 14/08/2009-25/08/2009, et ascendant du 16/08/2009-27/08/2009. Le déplacement est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008). Les flèches blanches indiquent la direction du déplacement.*

Tableau 5.1 – *Valeur maximale et minimale de la magnitude du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ pour chacun des glaciers étudiés. Les valeurs présentées correspondent à la carte de déplacement de la figure 5.4.*

Glaciers	max $\left(\lVert\vec{V}_{3d}\rVert\right)$	min $\left(\lVert\vec{V}_{3d}\rVert\right)$
Argentière	0.60 m/jour	0.04 m/jour
Mer de Glace/Leschaux	2.15 m/jour	0.03 m/jour
Bossons	1.24 m/jour	0.06 m/jour
Taconnaz	0.86 m/jour	0.02 m/jour

Les trois cartes locales de la magnitude du déplacement $\vec{V}_{3d}$ présentes sur la *figure 5.4*, permettent d'évaluer visuellement l'orientation du déplacement mesuré grâce au champ de flèches blanches. Globalement, l'analyse visuelle de ces champs de flèches montre que l'orientation est bien estimée, car les flèches suivent bien les directions attendues, c.a.d. le sens de la pente. Fait intéressant, on remarque que l'orientation du déplacement de la petite langue glaciaire (Bossons) qui plonge sur la gauche du lieu dit de "la Jonction" est bien estimée. Par ailleurs, au niveau des symboles ✻, on retrouve bien les orientations caractéristiques d'une zone de confluence entre deux glaciers. Cette confluence est bien visible au niveau du glacier affluent des Périades (Mer de glace) et de la langue glaciaire en provenance du Mont Blanc du Tacul (Bossons). Elle est toutefois moins nette au niveau de la jonction du glacier de Leschaux et de la Mer de Glace, notamment avec l'orientation erronée de la flèche en amont de la confluence. Cette mauvaise orientation peut s'expliquer par le faible déplacement du glacier en cet endroit (∼0.04 cm/jour) qui donne un rapport signal à bruit relativement bas. D'ailleurs, ces erreurs d'orientation correspondent généralement aux zones avec les plus faibles déplacements : partie haute du glacier d'Argentière (à proximité du refuge), partie basse de la Mer de Glace et partie haute du glacier de Taconnaz. Pour les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace, les surfaces glaciaires concernées sont généralement recouvertes de débris rocheux dont l'instabilité, créée par la fonte de la glace, peut affecter le bon fonctionnement de la méthode du maximum de similarité. Dans le contexte des images TSX (bande X), le changement d'orientation des débris rocheux peut se traduire par l'apparition et la disparition de points brillants entres deux images, ce qui dégrade la mesure de déplacement. Pour le haut du glacier de Taconnaz qui se situe au-delà de 3400 m [1], les mauvaises orientations peuvent être causées par la variation de qualité de neige qui a un impact sur la radiométrie des pixels et donc sur l'estimation du déplacement.

Sur la *figure 5.5*, on peut retrouver la cartographie de la composante en altitude v_u du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$. L'analyse de cette carte est conforme avec le résultat attendu : en glissant vers la vallée de Chamonix, les glaciers, d'une part, perdent de l'altitude et, d'autre part, fondent l'été, ce qui diminue leur épaisseur. Dans les faits, la composante en altitude v_u est négative. Les valeurs les plus basses correspondent aux zones où il y a une forte pente et, par conséquent, un grand déplacement. On peut, par exemple, citer les

1. Au-delà de cette altitude, une couverture neigeuse persiste toute l'année et les précipitations sont quasiment toujours sous forme de neige.

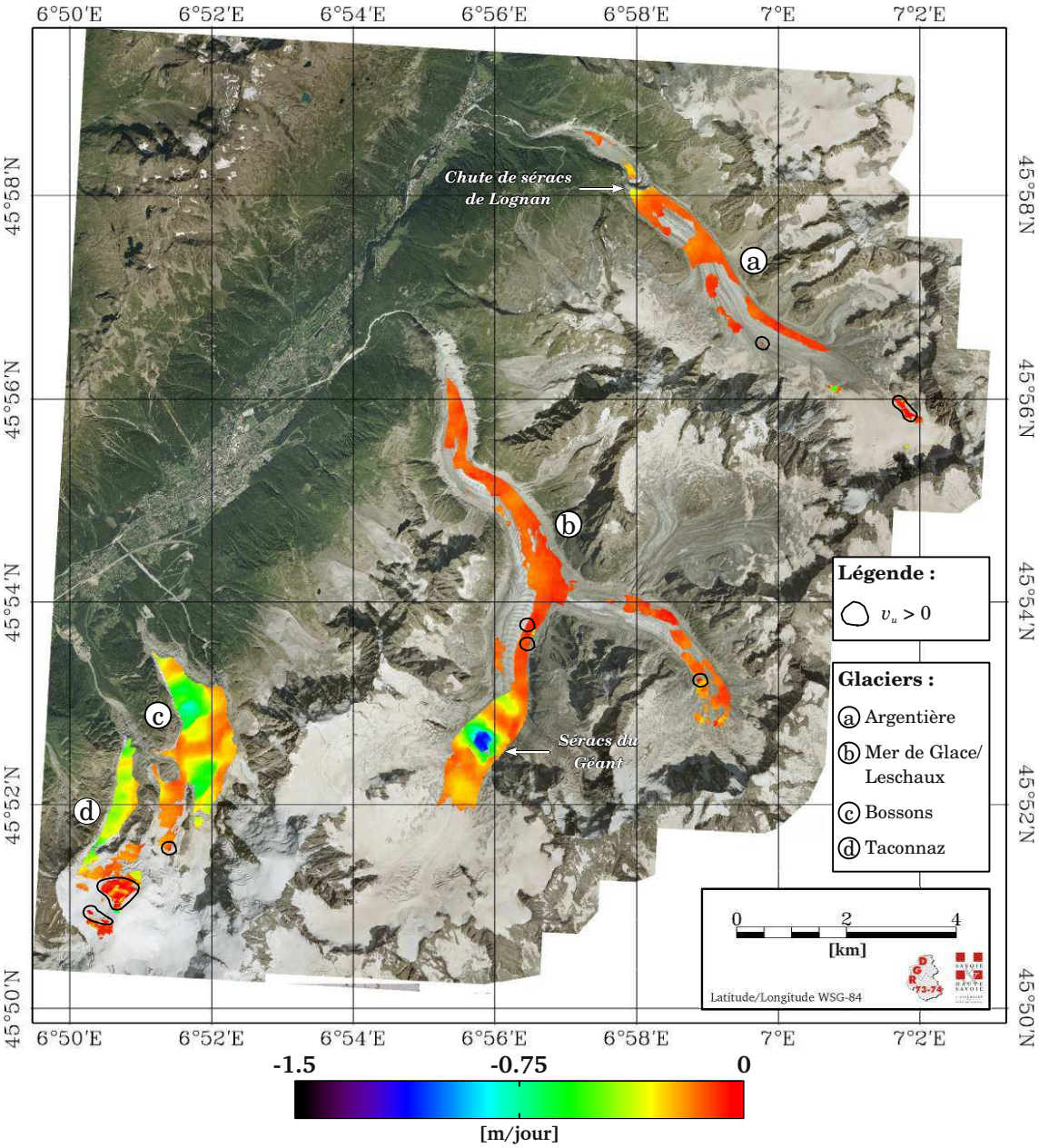


FIGURE 5.5 – *Composante en altitude v_u du vecteur déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ estimé avec les mêmes couples d'images que la figure 5.4. Le déplacement est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

Tableau 5.2 – *Proportion, par rapport à la surface des masques de visibilité et par rapport à la surface mesurée, de surface où la composante v_u>0.*

Dates	Surface masques	Surface mesuré
29/05/2009 au 11/06/2009	4.7%	10.8%
09/06/2009 au 22/06/2009	2.7%	7.7%
20/06/2009 au 03/07/2009	2.8%	7.1%
01/07/2009 au 14/07/2009	1.3%	2.6%
14/08/2009 au 27/08/2009	0.5%	0.9%
Moyenne	2.4%	5.8%

séracs du Géant, les deux ruptures de pente du glacier des Bossons et la chute de séracs de Lognan du glacier d'Argentière. Sur nos résultats, on observe aussi des valeurs positives, ce qui constitue a priori une anomalie [2]. En effet, les zones concernées, entourées de noir sur la *figure 5.5*, coïncident globalement avec des zones glaciaires recouvertes de névés (zone d'accumulation des glaciers d'Argentière et de Taconnaz) et de débris rocheux. Et nous avons vu que ces attributs géomorphologiques pouvaient dégrader la mesure de déplacement. Notons aussi que la surface concernée par ces anomalies reste petite (0.9% de la surface des masques de visibilité pour la cartographie d'août 2009). Les pourcentages obtenus avec la combinaison des autres couples descendant et ascendant sont présentés dans le *tableau 5.2*. Ce tableau montre que la surface concernée par des valeurs de v_u positive est maximale à la fin du printemps 2009 pour devenir progressivement minimale à la fin de l'été 2009.

5.2.3 Mesures multitemporelles de profils de déplacement

L'analyse multitemporelle proposée dans cette sous-partie consiste à faire des mesures à partir des 5 cartes de magnitude du déplacement $\vec{V}_{3d}$ du printemps/été 2009. Ces mesures sont réalisées le long de profils longitudinaux pour les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace, des Bossons et de Taconnaz. Pour compléter l'étude, un profil transversal est aussi proposé sur Argentière.

L'examen de la *figure 5.6*, sur laquelle on trouve les graphiques des profils de mesures, confirme les tendances dégagées à partir des cartes de déplacement monosources (voir la *sous-partie 4.2.4*). Par exemple, pour la partie basse du glacier des Bossons (1800 m < distance < 3000 m), on remarque que les plus grands déplacements sont observés à la fin du printemps et les plus petits à la fin de l'été. En revanche, dans le cas du glacier d'Argentière, la tendance est inverse. Sur les courbes du glacier des Bossons, on retrouve bien les deux fortes accélérations correspondant aux deux ruptures de pente. En ce qui concerne le glacier d'Argentière, le profil longitudinal ⓐ illustre bien l'accélération de glacier au niveau de la chute de séracs de Lognan. Enfin, les courbes du profil longitudinal de la Mer de Glace (zoom) ressemblent beaucoup à celles obtenues par E. Berthier [Bert 05b].

2. La qualité de nos résultats ne permet pas de mettre en évidence les ondes de volume proposées par R. Vivian.

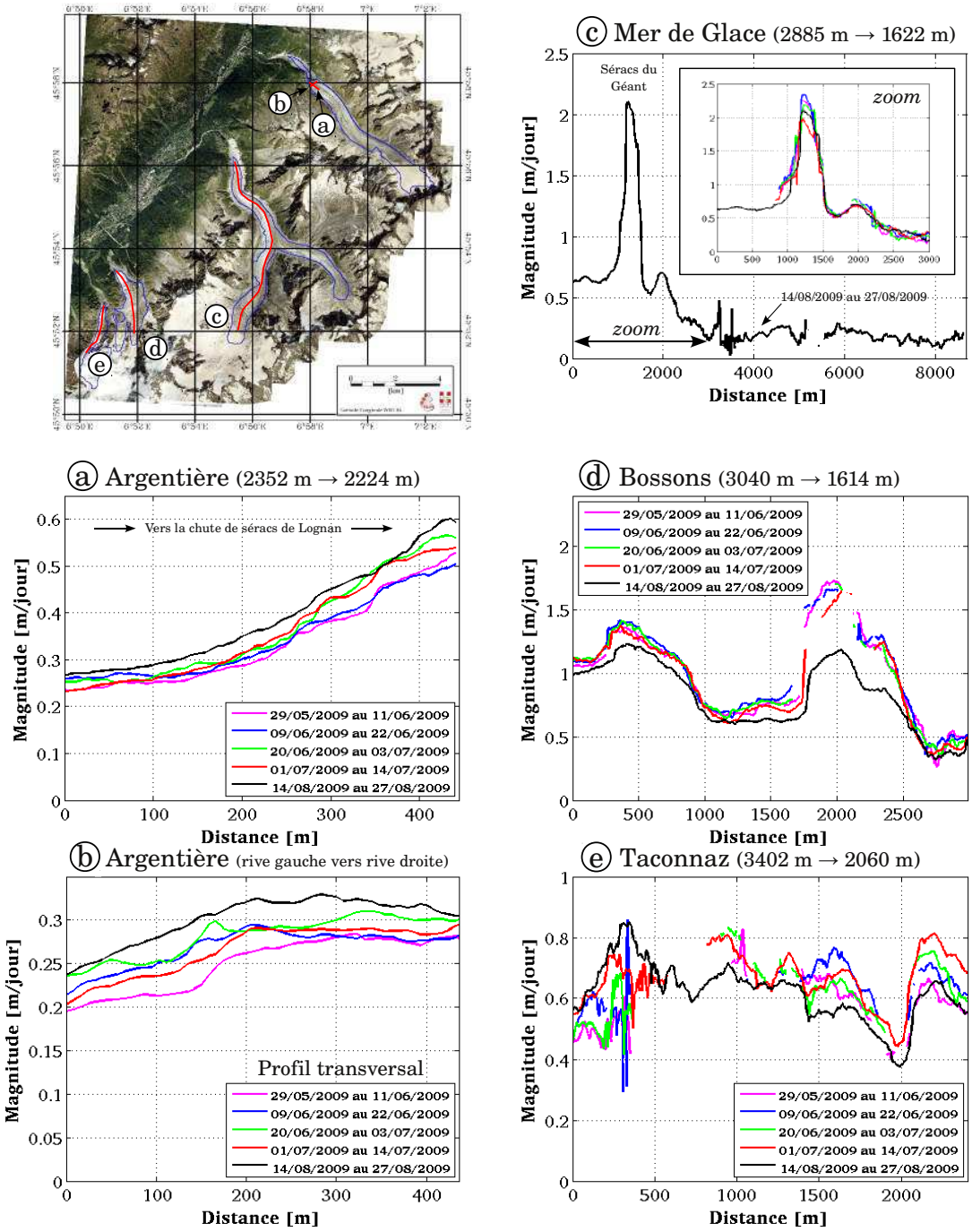


FIGURE 5.6 – *Mesures multitemporelles de profils à partir des cartes de déplacement 3D* $\vec{V}_{3d}$. *Tous les profils longitudinaux vont de l'altitude la plus haute à l'altitude la plus basse.*

En examinant précisément tous ces profils longitudinaux, on voit que certaines portions des courbes sont fortement bruitées. On le constate en particulier pour la partie basse de la Mer de glace (3000 m < distance < 4000 m) et le haut du glacier de Taconnaz (0 m < distance < 500 m). Pour la Mer de Glace, ce bruit de mesure peut provenir de débris présents à la surface. Et pour le glacier de Taconnaz, il provient sûrement de chutes de neige estivales (zone d'accumulation) qui modifient la qualité radiométrique au cours du temps. Or, comme on l'a vu dans la sous-partie précédente, il s'avère que la présence de neige et de débris rocheux pouvait dégrader les performances de la méthode du maximum de similarité. Cependant pour le glacier de Taconnaz, une autre explication peut être avancée. La partie de courbe bruitée (0 m < distance < 500 m) correspond à une zone où le masque de visibilité est très étroit (∼30 pixels de large dans la direction en LOS) par rapport à la taille de la fenêtre Ω_M (101×101). La gestion du masque de visibilité (voir la *sous-partie 3.5.5*) induit alors un calcul de similarité sur un nombre réduit d'échantillons. En fin de compte, tout se passe comme si la méthode du maximum de similarité était appliquée avec une fenêtre Ω_M plus petite. Dans le *chapitre 3*, on a vu que, plus la taille de fenêtre Ω_M est réduite, plus le champ de déplacement obtenu est bruité.

Pour finir, en examinant le profil transversal ⓑ sur le glacier d'Argentière, on constate que l'on n'obtient pas exactement le résultat attendu. Effectivement, dans le cas d'un glacier de vallée, le déplacement est maximal au centre et minimal au bord. Or, ce profil transversal suggère qu'il est minimal en rive gauche et à peu près constant (maximal) du centre vers la rive droite. Si on observe le glacier à l'été 2009, on observe une cassure en rive droite[3], alors que la glace est continue en rive gauche : cette continuité freine donc le glacier, ce qui explique le profil.

5.2.4 Comparaison avec des mesures terrain (GPS)

Pour évaluer les performances de l'estimation du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ obtenues avec les images TSX descendantes et ascendantes, on réalise une comparaison avec les mesures GPS de la station GPS-3. Pour situer géographiquement cette station GPS installée sur le glacier d'Argentière, on pourra se référer à la *figure 4.13* (*chapitre 4*). Les résultats sont présentés dans le *tableau 5.3*. Pour rendre la comparaison plus robuste, en plus de la magnitude du déplacement, on étudie également son orientation.

Comme les résultats obtenus concernent uniquement la combinaison des couples descendant du 14/08/2009-25/08/2009 et ascendant du 16/08/2009-27/08/2009, une analyse statistique sur une série de données n'est pas possible. Comme lors des comparaisons réalisées avec les mesures monosources, on remarque que le déplacement est sous-estimé par les mesures GPS. En effet, la station GPS-3 a rencontré un problème dans le maintien de

3. Cette fracture de la rive droite du glacier d'Argentière au niveau de chute de séracs de Lognan a eu lieu en juin 2005

TABLEAU 5.3 – *Comparaison entre les mesures du **GPS-3** et l'inversion du déplacement 3D obtenue avec la **méthode du maximum de similarité sur une surface naturelle**. La magnitude (Mag.) et l'orientation dans le plan horizontal (Ori.) du vecteur déplacement sont respectivement exprimées en cm/jour et en degré. Les magnitude et orientation entre parenthèses correspondent à la magnitude de vecteur erreur et à la différence d'orientation entre les vecteurs GPS et SAR.*

Date	**GPS**		**Surface naturelle**	
	Mag.	**Ori.**	**Mag.**	**Ori.**
14/08/2009 au 27/08/2009	17.8	296.6°	*26.4* *(9.6)*	*306.5°* *(-9.9°)*

l'horizontalité de l'antenne (voir la *sous-partie 4.2.5*).

5.2.5 Comparaison avec l'écoulement 3D déduit du MNT

Dans cette sous-partie, on propose de comparer l'orientation du vecteur déplacement $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$, obtenu avec les images TSX, avec l'orientation du vecteur d'écoulement 3D $\vec{V}_{MNT}$ obtenu à partir du MNT [4]. Le vecteur d'écoulement $\vec{V}_{MNT}$ ainsi obtenu se base sur une hypothèse d'écoulement des glaciers selon la direction de plus forte pente locale et tangentiellement à la surface. Ce vecteur d'écoulement est donné par la relation suivante [Bomb 08] :

$$\vec{V}_{MNT} = \frac{1}{\sqrt{g_x^2 + g_y^2 + \left(g_x^2 + g_y^2\right)^2}} \begin{bmatrix} -g_x \\ -g_y \\ -\left(g_x^2 + g_y^2\right) \end{bmatrix} \tag{5.4}$$

où g_x et g_y sont les gradients selon les directions Est et Nord. Les expressions donnant ces gradients sont :

$$g_x = \frac{\partial MNT}{\partial x} = \frac{1}{4}\frac{1}{\Delta_{MNT}}\nabla_x \tag{5.5}$$

$$g_y = \frac{\partial MNT}{\partial y} = \frac{1}{4}\frac{1}{\Delta_{MNT}}\nabla_y \tag{5.6}$$

où Δ_{MNT} est le pas du MNT (4 m pour le MNT de la RGD 73-74 2008). Les opérateurs ∇_x et ∇_y sont les sorties de la convolution du MNT par le filtre de Sobel selon, respectivement, les directions Est et Nord. Les opérateurs ∇_x et ∇_y sont donnés par les noyaux 3×3 suivants : (-1,0,1 ;-2,0,2 ;-1,0,1) et (-1,-2,-1 ;0,0,0 ;1,2,1). Les gradients ∇_x et ∇_y sont obtenus en lissant le MNT sur fenêtre de taille 51×51 pixels (soit 204 m×204 m) [5]. Un masque de visibilité est aussi utilisé pour déterminer ces gradients uniquement sur les glaciers pour éviter les effets de bords (moraines). Il s'agit du masque de visibilité utilisé pour les calculs de déplacement par maximum de similarité.

4. Le MNT donne la surface du glacier et non le "lit rocheux" ("bed rock" en anglais).

5. Cette taille de fenêtre (51×51 pixels) permet de lisser proprement le MNT et de ne garder que sa composante basse fréquence. Une fois convertie en mètre (204 m×204 m), elle correspond à peu près à la taille de la projection de la fenêtre de calcul Ω_M utilisée dans la méthode du maximum de similarité.

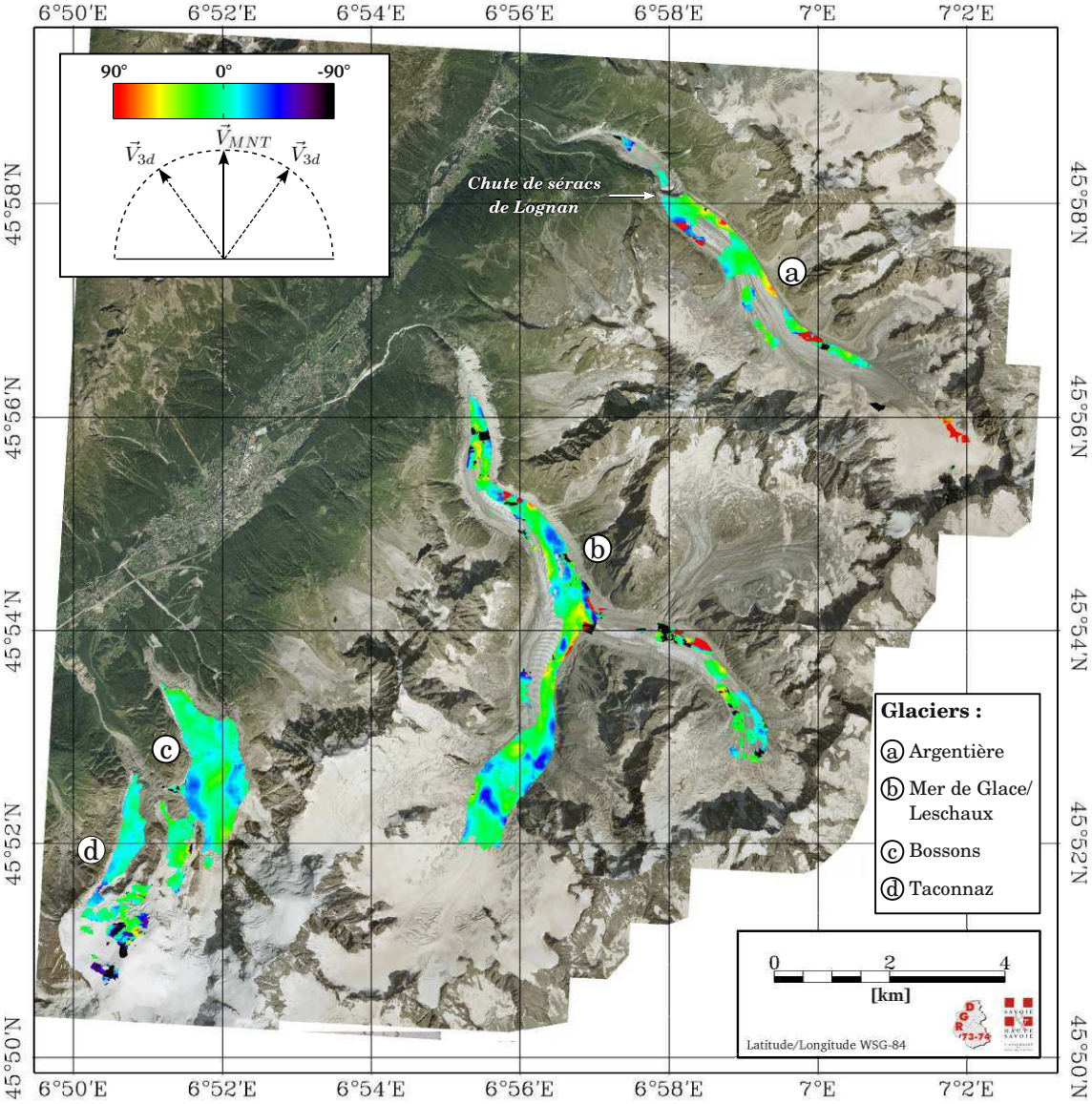


Figure 5.7 – *Champ de différence d'orientation, dans le plan horizontal Nord-Est, entre l'orientation de l'écoulement $\vec{V}_{MNT}$, obtenue à partir du MNT, et l'orientation du déplacement $\vec{V}_{3d}$, obtenue avec les images TSX (couples descendant du 14/08/2009-25/08/2009, et ascendant du 16/08/2009-27/08/2009). Le résultat est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008)*

Sur la *figure 5.7*, on retrouve le champ de différence d'orientation, dans le plan horizontal Nord-Est, entre l'orientation du déplacement $\vec{V}_{MNT}$ et l'orientation du déplacement $\vec{V}_{3d}$. Globalement, on constate que l'orientation du déplacement $\vec{V}_{3d}$, estimé à partir des images TSX, est proche de l'orientation de l'écoulement $\vec{V}_{MNT}$. On remarque toutefois des valeurs aberrantes, écart de $\pm 90°$, qui coïncident, pour la plupart, avec les zones déjà diagnostiquées, dans la *sous-partie 5.2.2*, comme impropres à la mesures de déplacement par maximum de similarité. Ces zones correspondent à des parties des glaciers recouvertes de névés ou de débris rocheux.

TABLEAU 5.4 – *Moyennes de la différence d'orientation présentée sur la figure 5.7.*

Glaciers	**Argentière**	**Mer de Glace / Leschaux**	**Bossons**	**Taconnaz**	**Moyenne**
Moyenne	26.6°	1.2°	-2.1°	-19.7°	0.2°

Le *tableau 5.4* donne pour chaque glacier la moyenne des différences d'orientation. On peut noter que la moyenne de la différence d'orientation pour l'ensemble des glaciers est de 0.2° : il est donc tout à fait raisonnable de comparer ces deux grandeurs. Si l'on se focalise sur les moyennes de la différence d'orientation selon chaque glacier, on voit que ce sont les glaciers des Bossons et de la Mer de Glace/Leschaux qui présentent les plus faibles différences. A contrario, les glaciers d'Argentière et de Taconnaz donnent une différence beaucoup plus importante. Cette importante différence découle directement des zones de mesures incohérentes (fortes différences) qui sont plus nombreuses pour ces deux glaciers. Cependant, des écarts étaient attendus puisqu'un glacier ne s'écoule pas nécessairement selon la ligne de plus forte pente locale [Bert 05a] et que le MNT ne reflète pas exactement ce qui se passe à l'interface glace/rocher.

5.2.6 Conclusion

Dans cette partie, on a montré qu'il est possible d'obtenir le déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ à partir des champs de déplacement monosource descendant et ascendant. On obtient des déplacements et orientations réalistes, avec une composante d'altitude v_u négative. Néanmoins, quelques petites anomalies ponctuelles ont été détectées. Ces anomalies (valeur positive de la composante v_u du déplacement $\vec{V}_{3d}$ et orientations dans le plan horizontal Nord-Est très éloignées de celles observées avec le vecteur d'écoulement $\vec{V}_{MNT}$) se retrouvent au niveau de zones glaciaires recouvertes de névés (sensibles aux chutes de neige estivales) ou recouvertes de débris rocheux. Il semblerait que ces deux types d'attributs géomorphologiques impactent le bon fonctionnement de la méthode du maximum de similarité et donc l'estimation du déplacement 3D par inversion.

Appliquée à des mesures de profils de déplacement transversaux et longitudinaux, notre méthode a donné des résultats a priori satisfaisants. Par exemple, le graphique du profil longitudinal obtenu sur la Mer de Glace présente les mêmes caractéristiques que celui obtenu par E. Berthier [Bert 05b]. Pour finir, la comparaison avec des mesures GPS de la

station GPS-3, qui est notre seule vérité terrain, ne peut être menée à bien en raison des problèmes rencontrés avec cette station.

5.3 Déplacement 3D des CRs avec les images TSX HR

Comme dans la *partie 5.2*, on cherche à estimer le déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ à partir de la combinaison des mesures déplacement monosources descendant $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et ascendant $\vec{V}_{SAR}^{asc}$ mais, cette fois-ci, à partir de deux cibles articielles : des CRs descendant et ascendant.

5.3.1 Chaîne de traitement

La chaîne de traitement permettant d'estimer le déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ à partir de deux CRs est présentée sur la *figure 5.8*. Comme dans la méthode précédente, cette chaîne de traitement se décompose en 2 étapes :

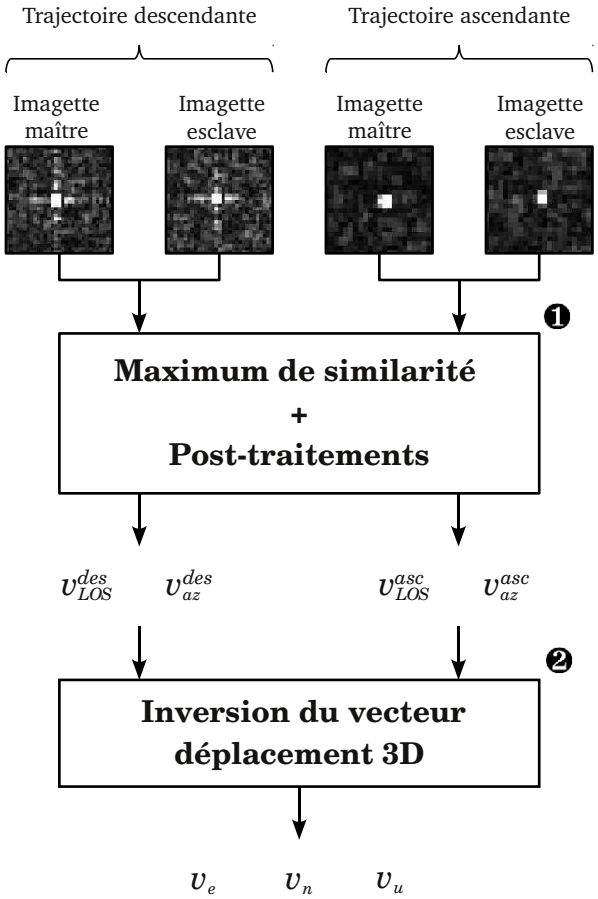


Figure 5.8 – *Chaîne de traitement permettant d'estimer le déplacement 3D* $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *à partir de deux CRs descendant et ascendant.*

❶ La première étape, qui réunit toutes les étapes de la chaîne de traitement de la *sous-partie 4.3.2* (maximum de similarité et post-traitements), consiste à déterminer les déplacements monosources descendant $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et ascendant $\vec{V}_{SAR}^{des}$. Pour cette application, la méthode du maximum de similarité a été retenue, car on a vu auparavant (voir *partie 4.3*) qu'elle fournissait des résultats comparables à la méthode du sinc (méthode spécifique pour le suivi de points brillants).

❷ Le principe d'inversion du déplacement 3D est le même que celui permettant d'obtenir un champ de déplacement 3D à partir des images TSX (étape ❷ de la chaîne de traitement présentée en *sous-partie 5.2.1*). On obtient ainsi un vecteur déplacement 3D.

5.3.2 Comparaison avec des mesures terrain (GPS)

Pour évaluer les performances de l'estimation du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ des couples de CRs CR-D1/CR-A1 et CR-D3/CR-A3, on réalise une comparaison avec les mesures GPS des stations GPS-1 et GPS-3 (pour situer géographiquement ces différents CRs et stations GPS installés sur le glacier d'Argentière, on pourra se référer à la *figure 4.15* du *chapitre 4*). Pour rendre la comparaison plus robuste, en plus de la magnitude du déplacement, on étudie également l'orientation du déplacement. Pour quantifier l'écart entre les mesures TSX et la vérité terrain (GPS), on calcule l'erreur RMS entre données GPS et données issues des mesures ponctuelles de déplacement sur les CRs.

En analysant le *tableau 5.5* qui concerne les CRs CR-D1/CR-A1 et la station GPS-1, on voit que les écarts observés entre les mesures GPS et les mesures issues des CRs sont relativement faibles. Ce faible écart se vérifie en particulier pour l'orientation du vecteur déplacement dans le plan Est-Nord. En effet, on mesure une erreur RMS moyenne de 1.2° et un écart à chacune des 5 dates compris entre -1.5° à 1.7°. Pour la magnitude, on mesure une erreur RMS de 2.1 cm/jour, ce qui représente 13.8% de la valeur mesurée (15.2 cm/jour). Si on compare ces erreurs RMS en magnitude et orientation avec celles obtenues avec des mesures monosources (voir *tableau 5.6*), on constate que la mesure permet d'améliorer la précision des mesures puisque l'estimation obtenue est construite avec davantage d'information. Cet apport est clairement significatif pour l'orientation (erreur RMS de 1.2° par rapport 4.4° et 10.6°). Il est légèrement moins significatif en magnitude puisque que la mesure multisource donne une erreur RMS de 2.1 qui se situe entre les mesures monosources $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et $\vec{V}_{SAR}^{asc}$ (respectivement 1.6 et 3.8).

Pour mieux visualiser l'écart entre les mesures à partir des CRs et les mesures GPS, on trace les graphiques des composantes v_e, v_n et v_u, et de la magnitude $\|\vec{V}_{3d}\|$ en fonction du temps (*figure 5.9*). Globalement, on note que les mesures sur les CRs suivent la même évolution que les mesures GPS. Le plus faible écart est observé pour la composante Nord v_n avec une erreur RMS de 0.05 cm/jour. Le plus grand écart est quant à lui observé pour la composante d'altitude v_u avec une erreur RMS de 1.7 cm/jour. On remarquera, par ailleurs, que la mesure de la composante d'altitude v_u n'a pas été réalisée à la troisième date, car l'antenne a été surélevée lors d'une intervention de maintenance. La magnitude

Tableau 5.5 – *Comparaison entre les mesures du* ***GPS-1*** *et l'inversion du déplacement 3D obtenue avec la* ***méthode du maximum de similarité sur le couple de CRs CR-D1/CR-A1****. La magnitude (Mag.) et l'orientation dans le plan horizontal (Ori.) du vecteur déplacement sont respectivement exprimées en cm/jour et en degré. Les magnitude et orientation entre parenthèses correspondent à la magnitude de vecteur erreur et à la différence d'orientation entre les vecteurs GPS et SAR.*

Dates	GPS-1		CRs	
	Mag.	Ori.	Mag.	Ori.
29/05/2009 au 11/06/2009	16.1	297.9°	*16.7* *(1.8)*	*297.5°* *(0.5°)*
09/06/2009 au 22/06/2009	17.1	297.2°	*15.5* *(2.9)*	*296.6°* *(0.6°)*
20/06/2009 au 03/07/2009	14.2	297.5°	*12.7* *(1.7)*	*299.0°* *(-1.5°)*
01/07/2009 au 14/07/2009	14.1	297.1°	*15.7* *(1.8)*	*295.4°* *(1.7°)*
Moyenne	15.4	297.4°	*15.2* *(2.1)*	*297.1°* *(0.3°)*
Erreur RMS			*2.1*	*1.2°*

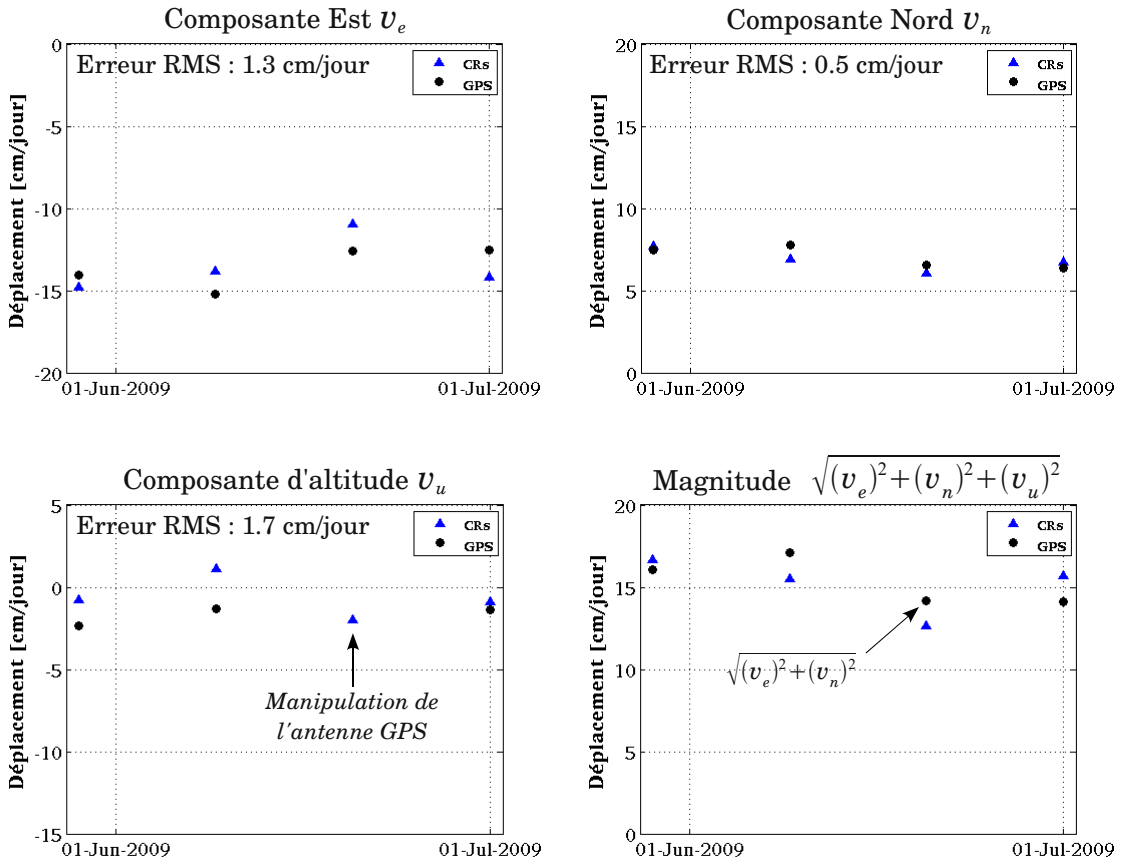


Figure 5.9 – *Inversion du déplacement 3D sur les coins réflecteurs et mesures GPS. Composantes Est v_e, Nord v_n et d'altitude v_u.*

TABLEAU 5.6 – *Comparaison des erreurs RMS obtenues dans le cadre de mesures monosources $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et $\vec{V}_{SAR}^{asc}$ (tableau 4.4 de la sous-partie 4.3.2), et dans le cadre de la mesure multisource.*

Type de mesure (Monosource ou multisource)	**Erreur RMS**	
	Mag.	Ori.
Monosource $\vec{V}_{SAR}^{des}$ (SM-D3)	1.6 cm/jour	4.4°
Monosource $\vec{V}_{SAR}^{asc}$ (SM-A1)	3.8 cm/jour	10.2°
Multisource $\vec{V}_{3d}$ (SM-D3 et SM-A1)	2.1 cm/jour	1.2°

correspondante est donc calculée uniquement à partir des composantes Est v_e et Nord v_n.

Pour finir, on réalise la même analyse avec les CRs CR-D3/CR-A3 et la station GPS-3 (*tableau 5.7*). Cependant, la mesure concerne uniquement une date (intervalle 14/08/2009 au 27/08/2009). Cette fois-ci, les erreurs RMS sont plus conséquentes que celles observées pour les CRs CR-D1/CR-A1 (*tableau 5.6*). On constate une erreur RMS d'orientation de -8.7° et une erreur RMS de magnitude de 8.6 cm/jour, soit une erreur relative de 35%. On voit aussi que la magnitude du déplacement $\vec{V}_{3d}$ est plus grande que celle mesurée par le GPS. Ces écarts relativement importants, en magnitude et en orientation s'expliquent par les difficultés rencontrées avec la station GPS-3 (voir la *sous-partie 4.2.5* pour plus de précision). Vu les problèmes rencontrés avec cette station GPS, elle ne peut pas être considérée comme une vérité terrain.

TABLEAU 5.7 – *Comparaison entre les mesures du **GPS-3** et l'inversion du déplacement 3D obtenue avec la **méthode du maximum de similarité sur le couple de CRs CR-D3/CR-A3**. La magnitude (Mag.) et l'orientation dans le plan horizontal (Ori.) du vecteur déplacement sont respectivement exprimées en cm/jour et en degré. Les magnitude et orientation entre parenthèses correspondent à la magnitude de vecteur erreur et à la différence d'orientation entre les vecteurs GPS et SAR.*

Date	**GPS-3**		**CRs**	
	Mag.	**Ori.**	**Mag.**	**Ori.**
14/08/2009 au 27/08/2009	17.8	296.6°	*24.6 (8.6)*	*305.3° (-8.7°)*

5.3.3 Conclusion

Dans cette partie, on a évalué les possibilités d'estimation du vecteur 3D $\vec{V}_{3d}$ à partir de couples de CRs descendant/ascendant sur le glacier d'Argentière. Cette étude a montré que l'inversion du vecteur déplacement 3D fournissait des résultats relativement bons. On a même constaté une amélioration de la précision : erreurs RMS de 2.1 cm/jour et de 1.2°. Cette amélioration de la précision peut s'expliquer par le fait que l'estimation par inversion est construite avec davantage d'information, c.a.d. les quatre composantes v_{LOS}^{des}, v_{az}^{des}, v_{LOS}^{asc} et v_{az}^{asc}.

5.4 Combinaison SAR TSX et appareil photo terrestre

Les cartes de déplacement présentées dans cette partie donnent l'estimation du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$. Cette estimation est basée sur quatre ou six cartes de déplacement monosources. Parmi ces cartes de déplacement monosource, deux sont toujours issues de l'appareil photo numérique, c.a.d. les cartes v_{lig} et v_{col}. Les deux ou quatre autres cartes de déplacement monosource sont issues des images SAR TSX descendantes (composantes v_{LOS}^{des} et v_{az}^{des}) et/ou ascendantes (composantes v_{LOS}^{asc} et v_{az}^{asc}). Toutes ces cartes sont déjà orthorectifiées et géoréférencées dans le système de coordonnées géographiques latitude/longitude WSG-84. Les cartes des trois composantes v_e, v_n et v_u obtenues sont donc aussi orthorectifiées et géoréférencées.

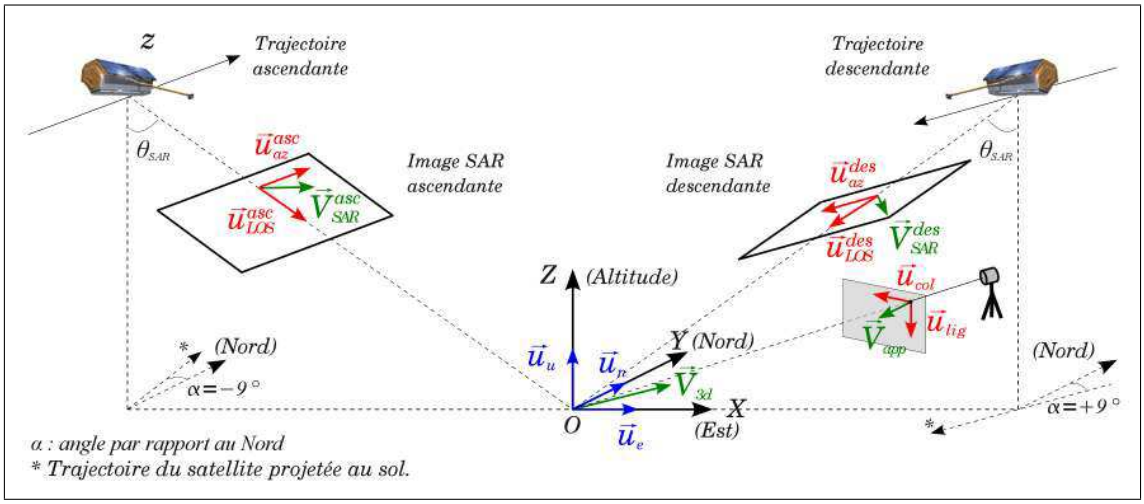


Figure 5.10 – *Représentation des vecteurs unitaires propres aux géométries sol, SAR, et de l'appareil photo. Projection du vecteur déplacement sol* $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *dans les géométries SAR et de l'appareil photo.*

5.4.1 Chaîne de traitement

La chaîne de traitement permettant d'estimer le champ de déplacement 3D $\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ à partir des prises de vue numériques de l'appareil photo terrestre et de couples d'images SAR descendant et ascendant est présentée sur la *figure 5.11*. Cette chaîne de traitement se décompose en 3 étapes :

❶ La première étape consiste à estimer le déplacement, à partir des prises de vue de l'appareil photo, compris dans l'intervalle de temps séparant les acquisitions SAR. Pour cela, on applique la chaîne de traitement de la *sous-partie 4.4.1* (méthode du maximum de similarité et post-traitements) sur les couples correspondants.

❷ L'étape suivante consiste à combiner les mesures de déplacement obtenues dans l'étape précédente pour déterminer le déplacement en 11 jours. Ensuite, après avoir

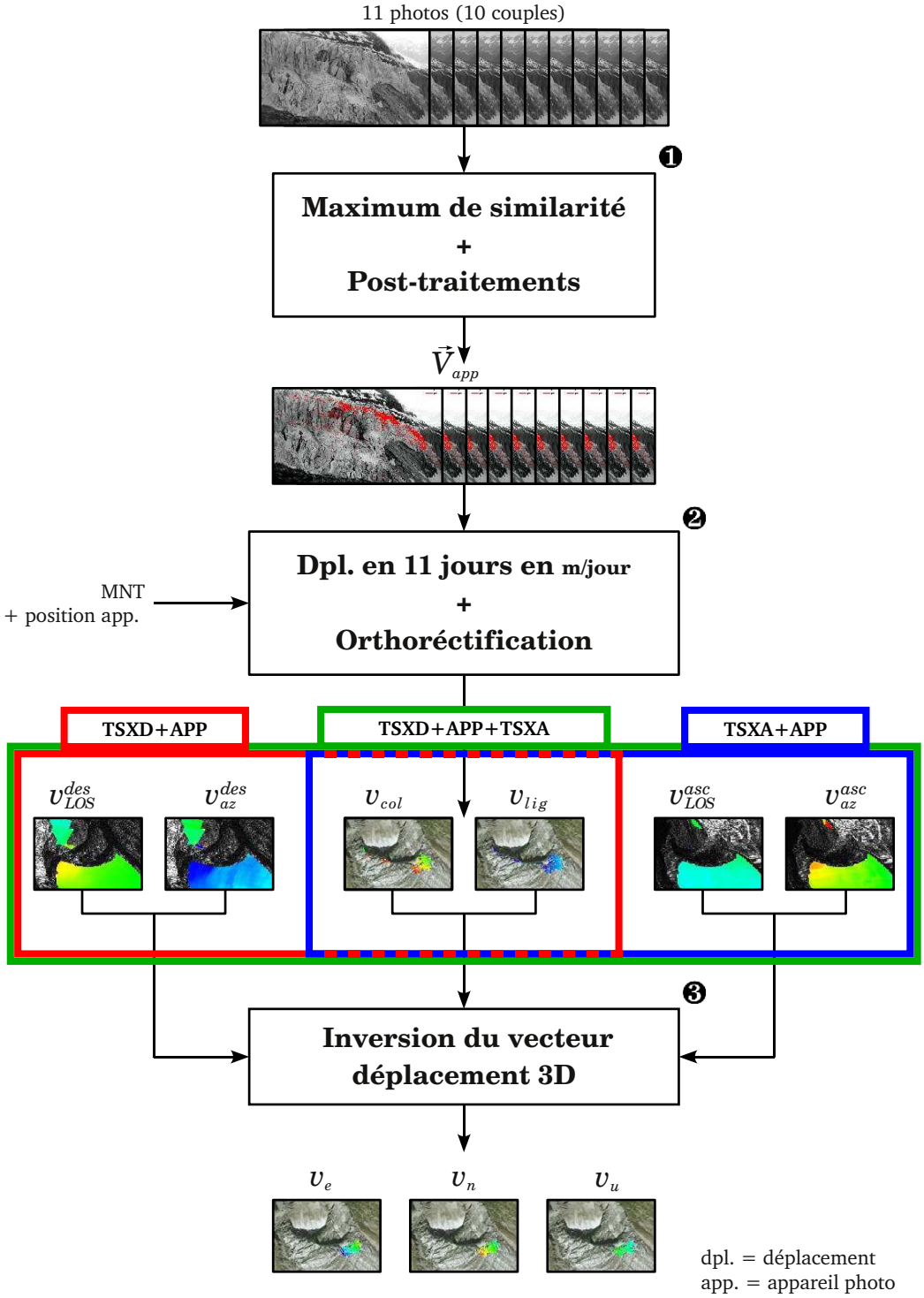


FIGURE 5.11 – *Chaîne de traitement permettant d'estimer le déplacement* $3D\vec{V}_{3d} = (v_e, v_n, v_u)^t$ *à partir d'une combinaison des champs de déplacement monosources TSX et de l'appareil photo terrestre.*

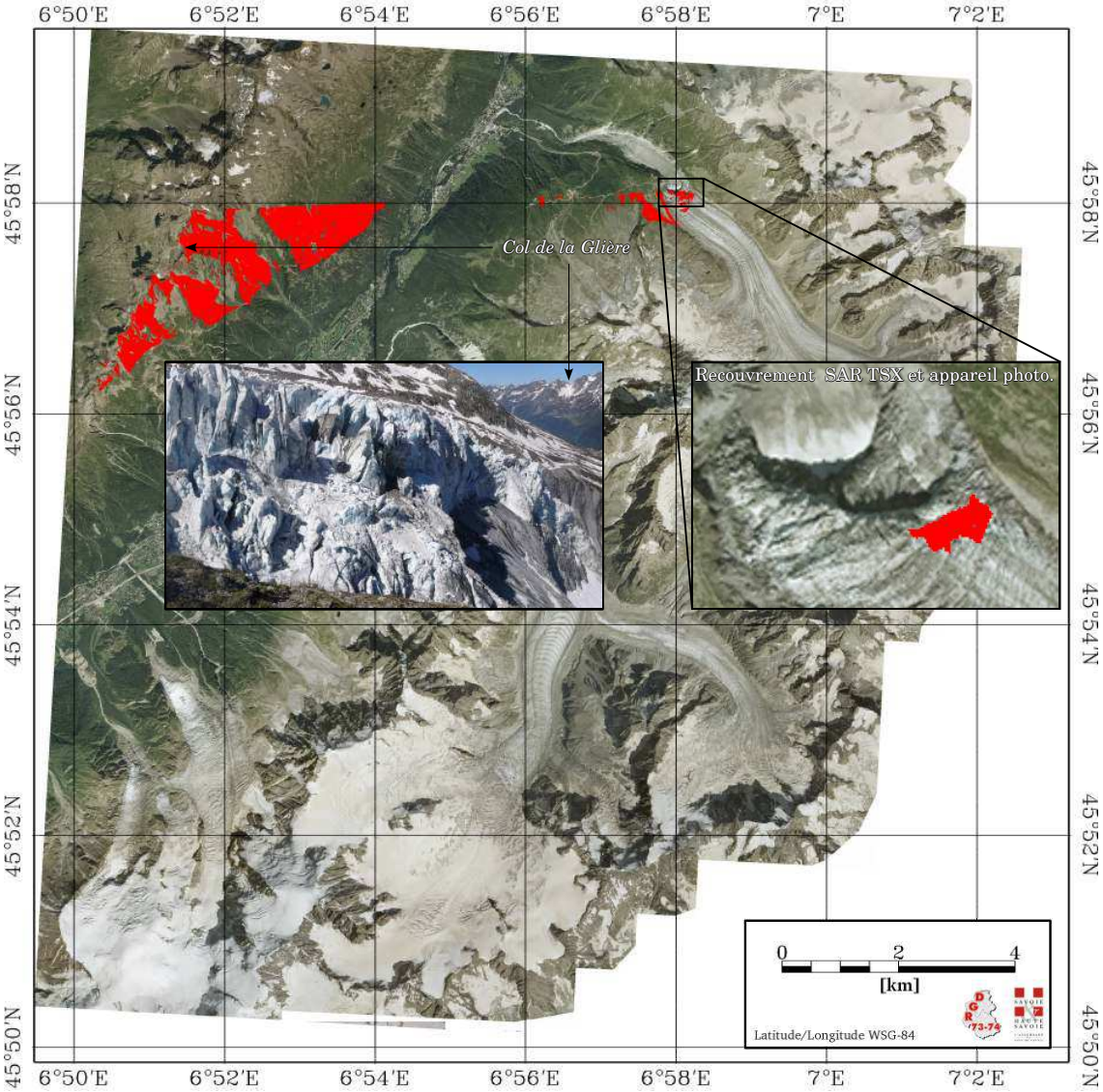


Figure 5.12 – *Masque de visibilité représentant les zones visibles par l'appareil photo numérique et zoom sur le masque de visibilité commun aux cartes de déplacement mono-sources SAR et de l'appareil photo terrestre. Les masques de visibilité sont incrustés sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

converti le déplacement en m/jour, on procède à une orthorectification et à un géo-réferencement des champs de déplacement v_{col} et v_{lig}. L'orthorectification consiste à transférer les déplacements initialement mesurés dans le plan image de l'appareil photo vers le MNT. Cette opération est réalisée à l'aide de LUTs (Look Up Table) donnant la correspondance entre le MNT (pas de 4 m) et le plan image de l'appareil photo. Ces LUTs sont déterminés à partir du modèle d'appareil photo présenté auparavant et déjà utilisé pour projeter les points du MNT dans le plan image. On pourra consulter la *figure 5.12* pour visualiser le masque de visibilité de l'appareil photo dans le repère monde (système géographique latitude/longitude WSG-84).

❸ L'étape d'inversion du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ suit la même procédure exposée lors de l'étape ❷ de la *sous-partie 5.2.1* à l'exception près que cette fois-ci on utilise l'information de déplacement $\vec{V}_{app} = (v_{col}, v_{lig})^t$ issue de l'appareil photo numérique que l'on combine aux informations de déplacement $\vec{V}^i_{SAR} = (v^i_{LOS}, v^i_{az})$ (avec $i = \{des, asc\}$) issues de l'imagerie SAR TSX . On dispose alors de 6 projections du vecteur déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$. Il est donc possible de réaliser trois inversions différentes à partir de :

- quatre projections : TSX descendant + appareil photo (TSXD+APP),
- quatre projections : TSX ascendant + appareil photo (TSXA+APP),
- six projections : TSX descendant + appareil photo + TSX ascendant (TSXD+APP+TSXA).

Les matrices **V** et **P** correspondant à ces trois configuration s'écrivent alors :

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} v^{des}_{LOS} \\ v^{des}_{az} \\ v_{lig} \\ v_{col} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{P} = \begin{bmatrix} -\sin(\theta_{SAR})\cos(\alpha) & \sin(\theta_{SAR})\sin(\alpha) & -\cos(\theta_{SAR}) \\ -\sin(\alpha) & -\cos(\alpha) & 0 \\ \sin(\theta_{app})\cos(\alpha_{app}) & \sin(\theta_{app})\sin(\alpha_{app}) & -\cos(\theta_{app}) \\ -\sin(\alpha_{app}) & \cos(\alpha_{app}) & 0 \end{bmatrix} \tag{5.7}$$

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} v^{asc}_{LOS} \\ v^{asc}_{az} \\ v_{lig} \\ v_{col} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{P} = \begin{bmatrix} \sin(\theta_{SAR})\cos(\alpha) & \sin(\theta_{SAR})\sin(\alpha) & -\cos(\theta_{SAR}) \\ -\sin(\alpha) & \cos(\alpha) & 0 \\ \sin(\theta_{app})\cos(\alpha_{app}) & \sin(\theta_{app})\sin(\alpha_{app}) & -\cos(\theta_{app}) \\ -\sin(\alpha_{app}) & \cos(\alpha_{app}) & 0 \end{bmatrix} \tag{5.8}$$

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} v^{des}_{LOS} \\ v^{des}_{az} \\ v^{asc}_{LOS} \\ v^{asc}_{az} \\ v_{lig} \\ v_{col} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{P} = \begin{bmatrix} -\sin(\theta_{SAR})\cos(\alpha) & \sin(\theta_{SAR})\sin(\alpha) & -\cos(\theta_{SAR}) \\ -\sin(\alpha) & -\cos(\alpha) & 0 \\ \sin(\theta_{SAR})\cos(\alpha) & \sin(\theta_{SAR})\sin(\alpha) & -\cos(\theta_{SAR}) \\ -\sin(\alpha) & \cos(\alpha) & 0 \\ \sin(\theta_{app})\cos(\alpha_{app}) & \sin(\theta_{app})\sin(\alpha_{app}) & -\cos(\theta_{app}) \\ -\sin(\alpha_{app}) & \cos(\alpha_{app}) & 0 \end{bmatrix} \tag{5.9}$$

où θ^{des}_{SAR}=37°, θ^{asc}_{SAR}=45°, α=9°, θ_{app}=15° et α_{app}=38° (***Attention :*** les matrices **P** sont utilisables pour les trajectoires descendantes ou ascendantes en prenant toujours α positif).

5.4.2 Interprétation des cartes de déplacement 3D

Sur la *figure 5.14*, on retrouve les cartes de déplacement 3D obtenues par combinaison des déplacements monosources SAR et de l'appareil photo terrestre. Les valeurs correspondent à la magnitude du vecteur déplacement 3D $\|\vec{V}_{3d}\| = \sqrt{(v_e)^2 + (v_n)^2 + (v_u)^2}$. Ces cartes de

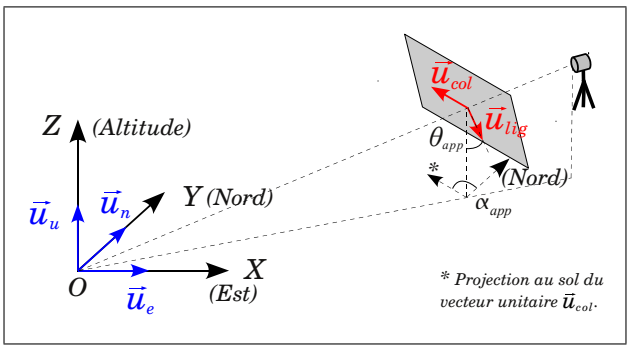


Figure 5.13 – *Focus sur la géométrie d'acquisition de l'appareil photo terrestre.*

déplacement sont incrustées sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 datant de 2008. Sur cette figure, on retrouve également une découpe de la carte de déplacement 3D, obtenue par combinaison des mesures monosources TSX descendante et ascendante (voir *partie 5.2*). Cette carte servira de référence.

Il n'a pas été possible de traiter le cas de l'inversion TSX ascendant + appareil photo, car les géométries d'acquisition SAR ascendante et de l'appareil photo sont relativement proches, les projections du déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ sont alors trop proches et le système est alors mal conditionné.

Tableau 5.8 – *Statistique de la magnitude du déplacement 3D $\|\vec{V}_{3d}\|$ selon le type d'inversion. Calcul sur le masque de visibilité correspondant à l'intersection SAR et appareil photo (voir figure 5.12).*

Type d'inversion	**moy**($\|\vec{V}_{3d}\|$) *(σ)*	**min**($\|\vec{V}_{3d}\|$)	**max**($\|\vec{V}_{3d}\|$)
TSXD+TSXA	0.28 m/jour *(0.03)*	0.23 m/jour	0.33 m/jour
TSXD+APP	0.42 m/jour *(0.10)*	0.24 m/jour	0.68 m/jour
TSXD+APP+TSXA	0.29 m/jour *(0.06)*	0.18 m/jour	0.44 m/jour

La comparaison de la carte de la magnitude de déplacement TSXD+APP avec celle TSX descendant + TSX ascendant (TSXD+TSXA) montre un écart significatif. Globalement, l'inversion TSXD+APP donne un déplacement plus important, d'autant plus que l'on s'éloigne de l'appareil photo. Les zones les plus éloignées de l'appareil photo correspondent à la partie haute des séracs qui sont animés d'un déplacement plus grand (∼0.70 cm/jour), car ils pivotent sur eux-mêmes (voir la *sous-partie 4.4.2*). Ce pivotement n'est pas détecté sur l'inversion TSXD+TSXA pour deux raisons. D'une part, la taille du pixel TSX n'est pas assez fine et, d'autre part, la taille de la fenêtre Ω_M 101×101 utilisée dans la méthode du maximum de similarité ne permet pas de détecter ces variations de déplacement locales. L'analyse du *tableau 5.8* confirme cette tendance. En moyenne la valeur de $\|\vec{V}_{3d}\|$ est de 0.42 cm/jour pour l'inversion TSXD+APP contre 0.28 m/jour pour l'inversion TSXD+TSXA. Toutefois, on voit que les valeurs minimales sont très proches (0.24 m/jour contre 0.23 m/jour). Dans le cas de l'inversion TSXD+APP, ces valeurs mi-

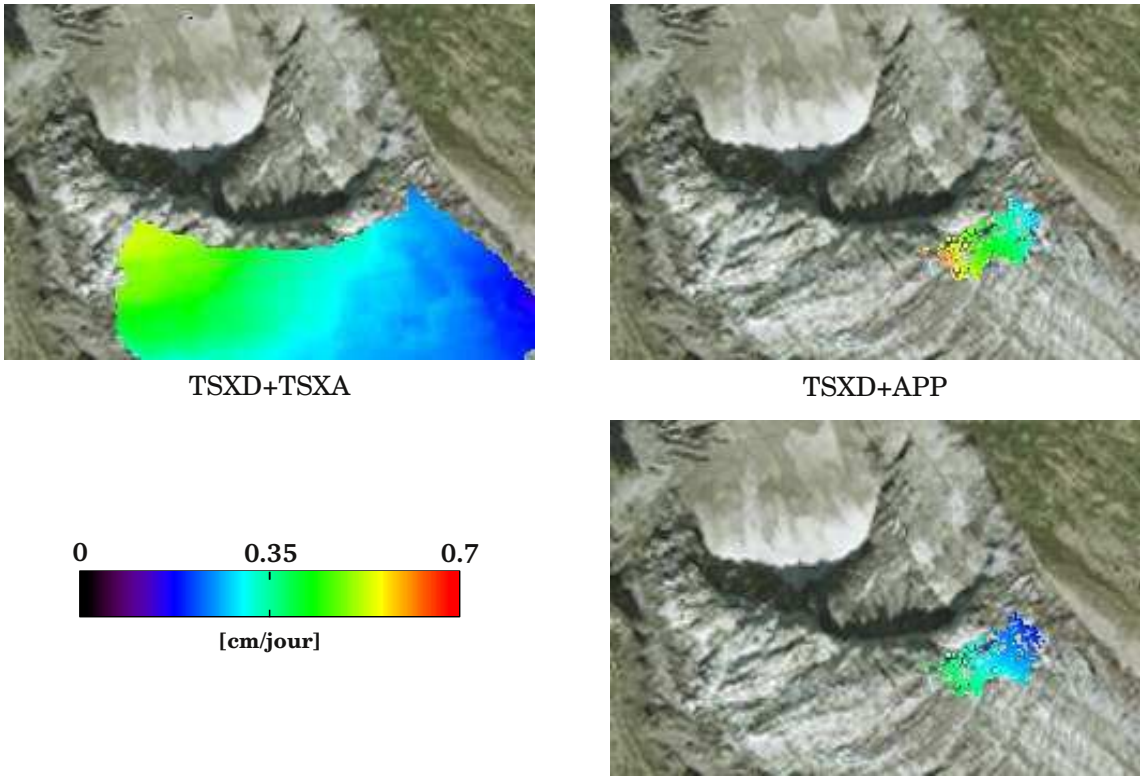


FIGURE 5.14 – ***Magnitude du déplacement 3D*** $\vec{V}_{3d}$ *estimée par trois inversions différentes sur la période du 29/05/2009 au 11/06/2009. Le déplacement est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

nimales correspondent à la zone la plus proche de l'appareil photo. A contrario, les valeurs maximales sont relativement éloignées l'une de l'autre (0.68 m/jour contre 0.33 m/jour soit un facteur 2). Dans le cas de l'inversion TSXD+APP, ces valeurs maximales correspondent à la zone la plus éloignée de l'appareil photo (basculement des séracs).

TABLEAU 5.9 – *Statistique de la composante d'altitude* v_u *magnitude du déplacement 3D* $\|\vec{V}_{3d}\|$ *selon le type d'inversion. Calcul sur le masque de visibilité correspondant à l'intersection SAR et appareil photo (voir figure 5.12).*

Type d'inversion	**moy**(v_u) *(σ)*	**min**(v_u)	**max**(v_u)
TSXD+TSXA	-0.11 m/jour *(0.02)*	-0.15 m/jour	-0.07 m/jour
TSXD+APP	0.07 m/jour *(0.05)*	-0.05 m/jour	0.21 m/jour
TSXD+APP+TSXA	0.02 m/jour *(0.03)*	-0.04 m/jour	0.10 m/jour

La comparaison de la carte de la magnitude de déplacement TSXD+APP+TSXA avec celle TSXD+TSXA montre un écart relativement faible. Cette observation se justifie par l'information apportée par les mesures monosources TSX ascendantes qui a tendance à faire converger le résultat vers celui de l'inversion TSXD+TSXA. L'analyse du *tableau 5.8* confirme cet écart relativement faible. En moyenne, la valeur de $\|\vec{V}_{3d}\|$ est de 0.29 cm/jour

pour l'inversion TSXD+APP+TSXA contre 0.28 m/jour pour l'inversion TSXD+TSXA.

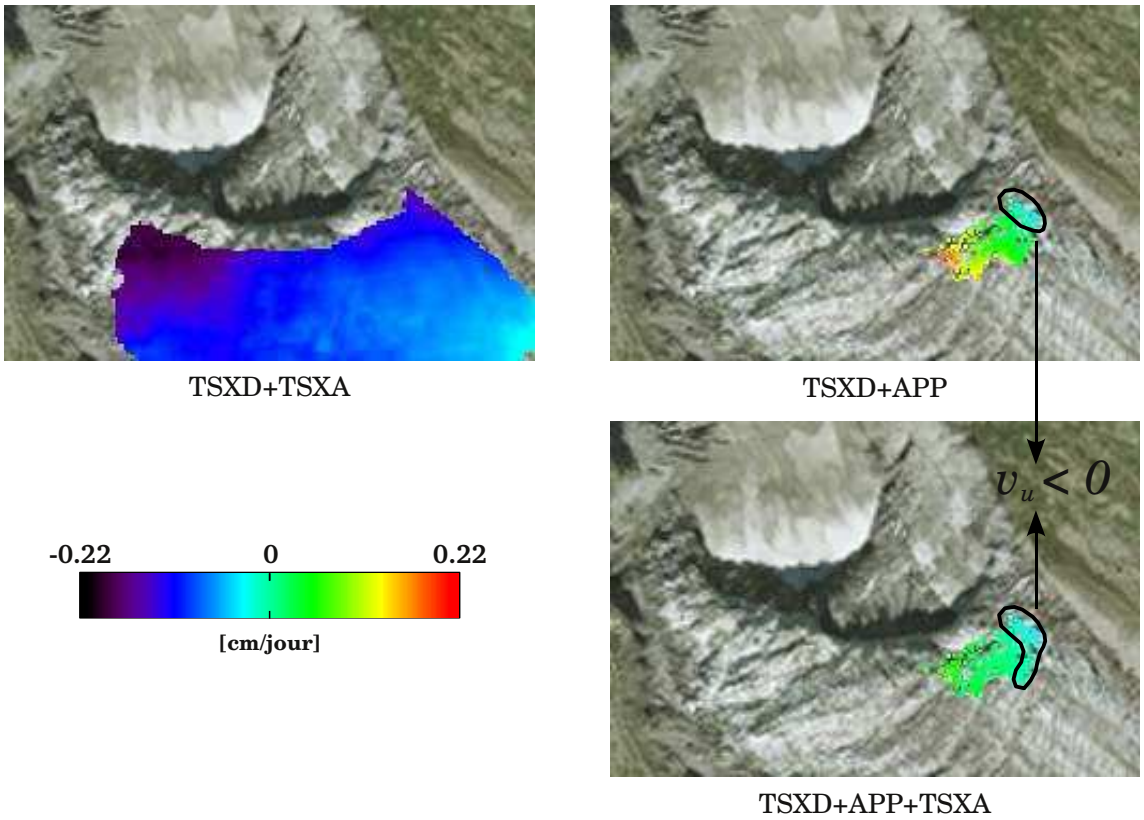


Figure 5.15 – ***Composante en altitude*** v_u ***du vecteur déplacement 3D*** $\vec{V}_{3d}$ *estimé par trois inversions différentes sur la période du 29/05/2009 au 11/06/2009. Le déplacement est incrusté sur l'image optique aéroportée de la RGD 73-74 (2008).*

Sur la *figure 5.15*, on peut retrouver les cartographies de la composante d'altitude v_u du déplacement estimé par les inversions TSXD+TSXA, TSXD+APP et TSXD+APP+TSXA. Alors que, pour l'inversion TSXD+TSXA, la composante d'altitude v_u est partout négative, les inversions TSXD+APP et TSXD+APP+TSXA donnent une composante v_u positive sur la majeure partie de la zone mesurée. Cette composante v_u positive qui a priori pourrait constituer une anomalie peut s'expliquer par la topographie sous-glaciaire au niveau de la chute de séracs de Lognan. A cet endroit, l'épaisseur de glace diminue sous l'effet d'un verrou rocheux, ce qui conduit à des phénomènes mal modélisés. Selon le glaciologue Robert Vivian, il est tout à fait possible que le glacier soit soulevé en cet endroit comme une vague passant par-dessus une digue (la digue serait le verrou rocheux). L'épaisseur de glace au-dessus de cette digue peut alors varier positivement (v_u>0) ou négativement (v_u<0). Cependant, ce phénomène qui s'apparente à une propagation d'onde mécanique dans la glace, reste hypothétique et est controversé dans la communauté des glaciologues. Les mesures de déplacement sous-glaciaire réalisées sur cette zone attestent de la complexité du phénomène.

5.4.3 Conclusion

Dans cette partie, on a réalisé une combinaison des champs de déplacement monosources issus de l'imagerie SAR avec ceux obtenus par l'appareil photo terrestre. Dans ce but, trois inversions différentes ont été testées :

- deux inversions avec 4 projections de $\vec{V}_{3d}$, c.a.d. TSX descendant + appareil photo et TSX ascendant + appareil photo,
- une inversion avec 6 composantes $\vec{V}_{3d}$, c.a.d TSX descendant + appareil photo + TSX ascendant

Ces tests ont montrés que l'inversion TSX ascendant + appareil photo ne fonctionnait pas, car il semblerait que les géométries d'acquisition soient trop proches. Sur les deux autres inversions, une comparaison avec l'inversion TSX descendant + TSX ascendant (référence), suggère que c'est l'inversion TSX descendant + appareil photo + TSX ascendant qui était la plus proche de la référence avec toutefois une différence au niveau de la composante d'altitude v_u, car elle est globalement positive. Quant au résultat de l'inversion TSX descendant + appareil photo, il s'éloigne plus significativement de la référence avec notamment une zone où l'on observe un quasi-doublement de la magnitude du déplacement. Il semble que cette zone coïncide avec la partie haute des séracs qui pivotent sur eux-mêmes, phénomène indétectable avec l'inversion purement SAR. De plus, par rapport à l'inversion TSX descendant + appareil photo + TSX ascendant, une différence plus forte est constatée pour la composante d'altitude v_u qui est aussi globalement positive. Cette composante v_u positive, qui a priori est une anomalie, peut dans la réalité s'observer. Elle s'explique par la topographie sous-glaciaire particulière du glacier d'Argentière au niveau de la chute de séracs de Lognan, un phénomène difficilement observable avec les images SAR seules.

5.5 Conclusions

Les résultats présentés dans ce chapitre ont révélé le potentiel et les limites de la mesure de déplacement multisource qui permet d'estimer le déplacement 3D $\vec{V}_{3d}$ des glaciers. L'estimation du déplacement $\vec{V}_{3d}$ a été obtenue par inversion en se basant sur 4 ou 6 projections de ce déplacement. Ces projections sont données par les champs de déplacement monosources présentés dans le *chapitre 4* : $\vec{V}_{SAR}^{des}$, $\vec{V}_{SAR}^{asc}$ et $\vec{V}_{app}$. Trois inversions différentes :

- Une inversion 100% SAR à partir des champs de déplacement monosources TSX,
- Une inversion 100% SAR basée sur le déplacement des CRs dans les images TSX,
- Des inversions hétérogènes à partir des champs de déplacement monosources TSX et de l'appareil photo terrestre.

Ainsi, l'inversion 100% SAR, basée sur les champs de déplacement monosources TSX $\vec{V}_{SAR}^{des}$ et $\vec{V}_{SAR}^{asc}$, donne globalement des résultats satisfaisants. En effet, visuellement les

cartes de déplacement obtenues sont très proches de celles obtenues avec les images du satellite optique SPOT-5 [Bert 05b]. La représentation de l'orientation par un champ de flèches, la carte de déplacement en altitude v_u et la comparaison de l'orientation selon le plan horizontal Nord-Est avec le vecteur écoulement $\vec{V}_{MNT}$ (écoulement tangentiel selon la plus forte pente locale), ont donné des résultats probants. Ainsi, la valeur de la composante v_u est en général négative, ce qui reflète bien le double phénomène de fonte estivale et de pente locale. Les orientations de $\vec{V}_{3D}$ dans le plan horizontal Nord-Est sont, en moyenne, cohérentes avec la pente locale. Les mesures sur ces cartes selon des profils transversal et longitudinaux donnent des valeurs réalistes. Des comparaisons avec les mesures terrain (GPS) ont aussi été réalisées. Cependant, elles ne couvrent qu'une date et les conclusions que l'ont peut en tirer sont à prendre avec précaution, car les stations GPS (surtout la station GPS-3) fournissent des données très sensibles aux conditions extrêmes régnant parfois à la surface d'un glacier alpin.

Pour l'inversion 100% SAR, basée sur le déplacement des CRs dans les images TSX, la comparaison avec des données terrain (GPS) est plus convaincante, car elle couvre plus de dates et concerne des données GPS de bonne qualité (station GPS-1). Cette comparaison suggère une erreur de 2.1 cm/jour en magnitude, soit 14% de la moyenne des valeurs mesurées, et une erreur de 1.2° en orientation. Si on confronte ces erreurs avec celles observées avec les mesures monosources, on constate que les mesures multisources fournissent une erreur plus faible. Cette diminution de l'erreur vient du fait que l'on utilise davantage d'informations, d'où une estimation plus robuste.

Enfin, l'inversion hétérogène, basée sur les champs de déplacement monosources TSX et de l'appareil photo terrestre, s'est révélée très intéressante, car elle a mis en lumière des échelles d'observation différentes. En effet, l'appareil photo est plus à même de mesurer des déplacements localisés indétectables avec l'inversion purement SAR. Deux types de déplacements locaux sont donc détectés avec les inversions hétérogènes : le pivotement des séracs sur eux-mêmes et le possible soulèvement du glacier d'Argentière au niveau de la chute de séracs de Lognan. Si on fait une comparaison avec l'inversion purement SAR, le pivotement des séracs se traduit par un déplacement plus grand. Quant au soulèvement, il se traduit par une composante d'altitude v_u positive. Ce soulèvement du glacier, provoqué par la topographie sous-glaciaire (verrou rocheux), reste cependant hypothétique et fait débat dans la communauté des glaciologues.

Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales

Les travaux de thèse présentés dans ce manuscrit ont été consacrés au traitement d'images satellitaires SAR HR (télédétection spatiale) et au traitement de prises de vue numériques terrestres HR (télédétection proximale), appliqués à la mesure du déplacement de surface des glaciers du massif du Mont Blanc. Ces travaux se situent à la frontière des domaines du traitement de l'information et de la géophysique/glaciologie. Au regard de la littérature, l'apport de ces travaux porte essentiellement sur la mesure de déplacement 2D et 3D à partir des données HR inédites sur les glaciers du Mont Blanc. Dans ce cadre, plusieurs chaînes de traitement ont été proposées.

Un premier travail expérimental a consisté à trouver la méthode de mesure de déplacement la plus adaptée à la fois aux données et à l'application glacier :

- Dans le cas des images satellitaires SAR, la méthode généralement privilégiée est l'InSAR puisqu'elle permet de mesurer des déplacements centimétriques. Les expériences menées sur la base de données d'images SAR TSX à notre disposition ont montré que l'InSAR ne fonctionnait pas pour plusieurs raisons. Cette méthode est sensible aux changements de surface qui aboutissent généralement à une décorrélation du signal radar. Or, la surface des glaciers alpins peut fortement évoluer entre deux acquisitions SAR TSX (11 jours) : fonte de la glace l'été et chute de neige tout au long de l'année. Dans le cadre du suivi des glaciers, le bon fonctionnement de cette méthode est aussi dépendant de la longueur d'onde du capteur SAR (bande X, C, S, L, P). Des études antérieures ont montré que les grandes longueurs d'onde (bandes L ou P) sont à privilégier, car elles assurent une bonne pénétration dans la couche superficielle du glacier et donc une préservation de la corrélation du signal radar. Or, le satellite TSX opère dans une longueur d'onde trop petite (bande X, λ=3.1 cm) qui est donc sensible aux changements de surface des glaciers alpins. Généralement lorsque l'approche InSAR n'est pas possible, les méthodes de corrélation d'images ou de "texture tracking" sont utilisées. Les premières expérimentations menées sur les images SAR TSX ont démontré le bon fonctionnement de ces deux approches. Elle a donc été retenue pour l'application glacier.

- Dans le cas de séquences d'images numériques issues d'appareil photo ou de caméra vidéo, ce sont les méthodes de flot optique qui sont généralement utilisées. Parmi ces

méthodes de flot optique, deux sont particulièrement adaptées à la problématique de cette thèse : la méthode variationnelle hybride locale/globale de Brox et al. [Brox 11] et l'appariement de régions[6] ("block matching" en anglais). En effet, ces deux méthodes ont en commun d'être adaptées à la mesure de grands déplacements. Elles ont toutes les deux donné des résultats probants au travers d'expérimentations. Cependant, la méthode variationnelle de Brox et al. n'a pas été retenue, car le réglage des paramètres de calcul n'est pas trivial et elle gère mal les fausses alarmes (chutes de séracs). Cette méthode est, par ailleurs, avant tout dédiée à des séquences d'images issues de caméra vidéo. Ces images sont donc temporellement très proches (plusieurs images à la seconde) et ne subissent pas de fortes variations d'éclairement. Par conséquent, la méthode de Brox et al. n'est pas forcément adaptée à de fortes variations d'éclairement qui peuvent exister entre les images utilisées dans cette thèse. La méthode d'appariement de régions a été retenue puisqu'elle est plus souple d'utilisation (réglage des paramètres de calcul) et gère mieux les fausses alarmes.

Les méthodes retenues pour les deux types d'images sont en fait les mêmes. Dans le cadre de cette thèse, nous les avons regroupé sous le terme général de méthode de maximum de similarité. Sous cette appellation, différentes fonctions de similarité ont été répertoriées. Les fonctions de similarité propres à l'imagerie optique (NCC et ZNCC, corrélation d'images) et les fonctions propres à l'imagerie SAR (UML et CML, texture tracking). Des tests de performance nous ont permis de retenir la fonction ZNCC (corrélation centrée normalisée) pour les deux types d'images. Les fonctions UML et CML, théoriquement plus adaptées aux images SAR et donnant aussi de bons résultats, ont été rejetées, car elles géraient mal les mauvais appariements, en particulier au niveau des zones glaciaires manquant de texture. Ces tests nous ont également permis de déterminer les bons réglages de calcul et la précision de la mesure (de l'ordre de $1/10^{\text{ème}}$ de pixel).

La première application de la méthode de mesure de déplacement par maximum de similarité via la fonction ZNCC a été effectuée dans le cadre d'une mesure monosource. Autrement dit, on s'est intéressé à la mesure du déplacement en restant dans la géométrie propre à chaque capteur, sans tentative de combinaison. Le déplacement ainsi mesuré représente la projection du déplacement 3D réel dans un espace 2D (plan image). Les avancées applicatives concernent l'évaluation du potentiel de mesure avec des données de télédétection inédites pour le massif du Mont Blanc :

- Dans le cas des images satellitaires SAR, ces mesures monosources ont été réalisées sur un échantillon de glaciers du massif du Mont Blanc (Argentière, Mer de Glace/Leschaux, Bossons et de Taconnaz). La couverture temporelle de ces mesures de déplacement à 11 jours est de un an (de l'automne 2008 à l'automne 2009) avec plusieurs interruptions. Au final, le traitement concerne 25 couples d'images TSX à 11 jours qui couvrent globalement les quatre saisons de l'année hydrologique 2008/2009. Les mesures sont convaincantes, car elles montrent bien le cycle annuel de déplacement des glaciers, c.a.d. vitesse maximale en été et vitesse minimale en hiver. D'après les statistiques de couverture de la mesure, les couvertures maximales

6. Méthode souvent appelée corrélation d'images dans le domaine de la télédétection.

et minimales sont respectivement observées à la fin de l'été (∼70% de la surface traitée) et pendant l'hiver (∼50% de la surface traitée). L'interprétation des cartes de déplacement a montré que les zones où la mesure fonctionnait le mieux correspondaient à des champs de crevasses/séracs. C'est pour cette raison que les meilleurs résultats sont observés sur le glacier des Bossons (glacier entièrement recouvert de crevasses et de séracs). Enfin, les mesures de déplacement des coins réflecteurs (CRs) placés à la surface du glacier d'Argentière ont aussi donné des résultats convaincants. En effet, une comparaison avec des mesures GPS suggère une erreur de l'ordre de 2 cm/jour et de l'ordre de 7° en orientation dans le plan horizontal.

- Dans le cas des prises de vue numériques de l'appareil photo terrestre, ces mesures monosources ont été calculées sur 102 couples à 1 jour. La couverture temporelle de ces mesures est de pratiquement quatre mois (d'avril à juillet 2009). Les cartes de déplacement obtenues sont convaincantes, car leur interprétation coïncide bien avec les connaissances géomorphologiques de la zone ciblée (chute de séracs de Lognan du glacier d'Argentière) rapportées par un expert (le glaciologue Luc Moreau). Les statistiques de couverture de la mesure ont suggéré que la présence de neige était un frein à la mesure de déplacement : échec de la méthode de maximum de similarité et problème de recalage des images. On a, par ailleurs, montré que les chutes de séracs peuvent fausser les mesures ponctuelles de déplacement.

Alors que l'approche monosource fournit uniquement une mesure 2D du déplacement, les mesures multisources permettent d'estimer pour la première fois des champs de déplacement 3D de la surface des glaciers du Mont Blanc. Ce déplacement 3D est estimé en combinant (inversion) 4 ou 6 projections du déplacement 3D réel. Les avancées applicatives de ces mesures multisources concernent les stratégies originales de combinaison intra-capteur et inter-capteur :

- La combinaison intra-capteur concerne les images SAR HR TSX : l'estimation du déplacement 3D est réalisée en combinant les champs de déplacement monosources descendants et ascendants, soit 4 projections du déplacement 3D réel. Cette combinaison implique 5 couples descendants et 5 couples ascendants de l'été 2009. Les cartes de déplacement 3D obtenues sont convaincantes, car elles ressemblent beaucoup au déplacement obtenu par Étienne Berthier avec les images satellitaires optiques SPOT5 [Bert 05b]. Par exemple, on retrouve bien la zone de déplacement maximal au niveau des séracs du Géant (Mer de Glace). Les mesures de profils de déplacement donnent aussi des résultats probants. Par exemple, les profils longitudinaux mesurés sur la Mer de Glace ressemblent beaucoup à ceux obtenus par Étienne Berthier. Enfin, l'estimation du déplacement 3D des CRs a aussi donné de bons résultats. Une comparaison avec les données GPS suggère une erreur de l'ordre de ∼1.5 cm/jour et de ∼4° en orientation dans le plan horizontal.

- La combinaison inter-capteur concerne les fusions des champs de déplacement issus des images SAR TSX et des prises de vue numériques de l'appareil photo au niveau de la chute de séracs de Lognan (glacier d'Argentière). Ces combinaisons

peuvent se baser sur 4 ou 6 projections du déplacement 3D réel. Malgré une géométrie d'acquisition de l'appareil photo moins bien maîtrisée que celle des images SAR du satellite TSX (pas de calibrage précis de l'appareil photo), les résultats obtenus ont été riches d'enseignement. Effectivement, les résultats suggèrent une différence d'échelle notable entre les deux capteurs. Autrement dit, on mesure un déplacement à des échelles spatiales différentes selon le capteur utilisé. Quand l'appareil photo détecte des mouvements locaux (basculement des séracs), les images SAR mesurent un déplacement global du glacier. Plus hypothétiquement, il semblerait que l'appareil photo détecte le soulèvement de la glace provoqué par la topographie sous-glaciaire de la chute de séracs (verrou rocheux). Ce phénomène fait cependant débat dans la communauté des glaciologues. Comme l'appareil photo est capable de mesurer des déplacements localisés avec un échantillonnage spatial plus fin, il est donc tout à fait adapté pour la gestion de risques comme les chutes de séracs.

Pour finir, ces travaux ont mis en évidence toutes les difficultés à maintenir du matériel de mesures dans un milieu hostile qu'est la surface d'un glacier alpin. Ces difficultés ont touché les stations GPS et les CRs présents sur le glacier d'Argentière. L'antenne GPS et les CRs placés sur des blocs rocheux ont subi le basculement des rochers causé par la fonte estivale de la glace (en moyenne 1 mm de glace perdue par jour et par degré au-dessus de 0°C). Autre effet de la fonte estivale, le mât supportant une antenne GPS est tombé (chute tous les deux ans en moyenne), et ce malgré un ancrage de plusieurs mètres dans la glace. Pendant l'hiver, il a également fallu composer avec les décharges rapides des batteries des GPS causées par le froid et les chutes de neige qui ont recouvert les CRs. **Finalement, parmi toutes les méthodes de mesures utilisées dans cette thèse, la combinaison 100% SAR, utilisant les images satellitaires TSX descendantes et ascendantes, et fournissant des champs de déplacement 3D, est la plus viable. Non seulement cette méthode est reproductible et robuste dans le temps, mais, encore mieux, elle est insensible à la présence de nuages, ce qui n'est pas le cas des images satellitaires optiques. Aucune méthode existante ne donne de tels champs de déplacement 3D de la surface de glaciers alpins 2 à 3 fois par mois.**

Perspectives

Les perspectives de ces travaux de thèse peuvent être classées selon deux axes majeurs. Le premier concerne l'apport de nouvelles sources de données :

- Les résultats d'estimation du déplacement 3D de la surface des glaciers du massif du Mont Blanc présentés dans cette thèse sont très prometteurs mais ils couvrent seulement 5 dates (printemps/été 2009). Il serait donc très intéressant de pouvoir disposer de séries ininterrompues à 11 jours d'images TSX descendantes et ascendantes sur une année complète. En terme de volume de données, cela correspondrait à un total de 68 images TSX (34 images descendantes et 34 images ascendantes).

L'étape suivante serait de constituer une base de données sur plusieurs années. La série de champs de déplacement ainsi formée représenterait une source d'informations pertinente pour contraindre les modèles numériques d'écoulement et d'évolution des glaciers.

- A court terme, l'utilisation de la constellation de satellites HR COSMO-SkyMed (bande X, cycle de 16 jours pour un satellite et cycle de 4 jours quand les quatre satellites seront opérationnels) est une piste sérieuse à envisager. Effectivement, dans le cadre du projet EFIDIR, la mise en place d'une base de données d'images COSMO-SkyMed sur le massif du Mont Blanc a commencé à partir de l'année 2011. Une comparaison inter-capteur TSX/COSMO-SkyMed serait enrichissante : en 2011, d'autres images TSX ont été commandées dans la cadre du projet EFIDIR. On a, par exemple, détecté un jour avec une image COSMO-SkyMed le matin et une image TSX le soir.

- Un autre piste serait l'utilisation des images Radarsat-2 (Bande C et cycle de 24 jours) du projet EFIDIR pour mesurer le déplacement par la méthode du maximum de similarité. Une comparaison avec les résultats obtenus avec les satellites TSX et COSMO-SkyMed permettrait d'étudier l'impact de la longueur d'onde des capteurs SAR (bande X et C) sur les champs de déplacements mesurés. Théoriquement chaque bande a ses qualités et ses défauts.

- A plus long terme, le lancement entre 2013 et 2014 de la constellation Sentinel-1 (deux satellites SAR en bande C, Sentinel-1A et Sentinel-1B) va offrir d'autres possibilités de mesures de déplacement par la méthode du maximum de similarité (cycle de 12 jours en utilisant 1 satellite et 6 jours en utilisant les deux satellites). Par ailleurs, cette mission Sentinel-1 constitue une révolution dans le monde de la télédétection radar puisqu'il est prévu que les images SAR Sentinel-1 soient en accès libre via internet. Par exemple, si l'on souhaite accéder aux images TSX au tarif scientifique (une image StripMap à 175 € contre 3 750 € au tarif commercial), le montage d'un projet scientifique est nécessaire.

- Enfin, le lancement en juin 2010 du satellite SAR TanDEM-X (TDM), le jumeau de TSX, permet la fabrication d'un MNT mondial avec une précision jamais atteinte (pixel de 12 m×12 m, précision verticale de 2 m en relatif et 10 m en absolu). Il est aussi possible d'accéder à des MNT réactualisés tous les 11 jours. L'étendue spatiale de ces MNT "à la carte" correspond à celle des images commandées. Aujourd'hui, il est donc possible, sous réserve d'accéder à ces données, d'obtenir des MNT sur le massif du Mont Blanc associés aux mesures de déplacement réalisées par la méthode du maximum de similarité. Avec ces MNT, qui couvriraient aussi les parties italiennes et suisses du massif du Mont Blanc, il serait alors envisageable de mesurer en même temps le déplacement d'autres glaciers : par exemple le glacier de la Brenva en Italie et le glacier du Trient en Suisse. Ceci était difficile, car il n'existe pas, à notre connaissance, de MNT transfrontalier de résolution suffisante[7].

7. Les chaînes de traitement utilisées dans cette thèse nécessite un MNT.

Le deuxième axe concerne les perspectives qui permettraient de rendre opérationnels les systèmes de surveillance présentés dans cette thèse :

- Un premier travail concernerait le développement d'un programme de mesure de déplacement par maximum de similarité optimisé en temps de calcul. En effet, le programme codé à l'occasion de ces travaux de thèse est relativement gourmand en temps de calcul : plus d'une journée pour traiter l'ensemble des glaciers pour une couples d'images TSX, sachant qu'une image TSX fait 15 000 colonnes par 25 000 lignes. Dans ce but, des travaux ont déjà été initiés au LISTIC pour réduire les temps de calcul avec la fonction de similarité NCC [Vern 11]. Il faudrait donc étendre ces travaux avec la fonction de similarité ZNCC. Par ailleurs, le programme optimisé interdit l'utilisation optionnelle de masques de visibilité nécessaires, dans le cas des images salellitaires SAR, à la mesure du déplacement à proximité de rives fixes entourant les glaciers faussant la mesure. Il faudrait donc trouver un compromis entre l'optimisation et la prise en compte des masques.

- Dans le cas de l'appareil photo numérique terrestre d'Argentière, plusieurs améliorations seraient nécessaires pour rendre ce dispositif de surveillance opérationnel. Le premier travail concernerait la calibration en laboratoire de l'appareil photo numérique. Cette calibration permettrait de prendre en compte les effets géométriques dus au bloc optique de l'appareil photo. Ensuite, dans le cadre de l'alignement des champs de déplacement issus de l'appareil photo avec ceux issus des images TSX, l'utilisation des MNT TDX actualisés tous les 11 jours serait un vrai plus. En effet, on a montré dans cette thèse que la morphologie de la chute de séracs de Lognan peut fortement évoluer en quelques mois.

- Si l'on souhaitait repenser entièrement le dispositif de prises de vue numériques, voici quelques pistes et recommandations que nous pourrions faire pour aboutir à un système opérationnel plus adapté au problème. Une piste serait de mettre en place deux appareils photo en configuration stéréoscopique. Avec ce dispositif stéréoscopique correctement calibré, on pourrait faire une reconstruction 3D de la scène tous les jours. On aurait alors une connaissance fine de la topographie du glacier et on aurait facilement accès à la carte de distance appareil photo/scène nécessaire pour convertir le déplacement du pixel en mètre. Une autre alternative serait de rester en configuration monovue et d'ajouter un dispositif de lasergrammétrie terrestre pour réaliser la reconstruction 3D. Enfin, une délocalisation géographique du dispositif peut aussi être envisagée. En vue d'une combinaison avec les mesures satellite, il pourrait être placé à un endroit permettant de couvrir une partie du glacier d'Argentière plus importante en amont de la chute de séracs de Lognan.

D'un point de vue plus général, ces travaux de thèse ont permis de pointer les difficultés inhérentes à l'utilisation d'importantes masses de données à haute résolution spatio-temporelle pour réaliser des mesures géophysiques. En effet, le traitement de ces masses de données nécessites des ressources informatiques importantes et parfois des logiciels onéreux. Ces difficultés peuvent être un frein à l'opérationnalité des dispositifs de mesure

par télédétection spatiale et proximale. Dans le cadre de cette problématique, une réflexion s'impose donc sur l'apport des nouvelles technologies informatiques pour dépasser ces obstacles. Dans le domaine de la photogrammétrie, qui subit un renouveau certain avec l'arrivée des appareils photo numériques grand public [Dese 11], des services gratuits en ligne, offrant la possibilité de réaliser des traitements, sont dernièrement apparus. On peut citer le service "Photo Scene Editor" (Autodesk Labs, http ://labs.autodesk.com) qui exploite un modèle de type "Cloud Computing" pour calculer de façon automatique des scènes 3D à partir de photos prises avec un appareil photo numérique grand public. L'avantage principal du "Cloud Computing" est qu'il permet de disposer de ressources informatiques à moindre coût à travers internet. Il s'agit donc d'un cadre informatique très prometteur pour le calcul scientifique, en particulier pour le domaine de la géophysique et la gestion des risques naturels.

Annexe A

Compléments sur la banque d'images TerraSAR-X

Tableau A.1 – *Liste des données SLC TerraSAR-X commandées au DLR. Les images sont regroupées par séries temporelles. Pour chaque série temporelle, la base temporelle Δt est de 11 jours. Les dates rayées correspondent aux images dont l'acquisition a été annulée par le DLR.*

Mode	**Période de l'année**	**Date**	**Polarisation**	**Trajectoire**	
				Des.	**Asc.**
Spotlight	Été	14/07/2008	HH/VV	×	
		25/07/2008		×	
	SP-D1	05/08/2008		×	
		16/08/2008		×	
		27/08/2008		×	
Stripmap	Automne	24/10/2007	HH/VV	×	
	Automne	04/11/2007	HH	×	
	Hiver	09/01/2008	HH	×	
	Hiver	11/01/2008			×
	Automne	29/09/2008	HH	×	
	SM-D1	10/10/2008		×	
		21/10/2008		×	
	Hiver	06/01/2009	HH/HV	×	
	et printemps	17/01/2009		×	
		28/01/2009		×	
		08/02/2009		×	
	SM-D2	19/02/2009		×	
		02/03/2009		×	
		13/03/2009		×	
		24/03/2009		×	

TABLEAU A.2 – *Suite du tableau A.1.*

Mode	**Période de l'année**	**Date**	**Polarisation**	**Trajectoire**	
				Des.	**Asc.**
Stripmap	Printemps	29/05/2009	HH	×	
	été	09/06/2009		×	
		20/06/2009		×	
		01/07/2009		×	
	SM-D3	12/07/2009		×	
		~~23/07/2009~~		×	
		~~03/08/2009~~		×	
		14/08/2009		×	
		25/08/2009		×	
	Printemps	31/05/2009	HH		×
	et été	11/06/2009			×
		22/06/2009			×
		03/07/2009			×
	SM-A1	14/07/2009			×
		25/07/2009			×
		05/08/2009			×
		16/08/2009			×
		27/08/2009			×
	Automne	18/09/2009			×
	SM-A2	29/09/2009			×
		10/10/2009			×
		21/10/2009			×

Tableau A.3 – *Base perpendiculaire $B_\perp$ des couples TerraSAR-X à Δt =11 jours.*

Série	**N°**	**Date**	**Polarisation**	**$B_\perp$ [m]**
SM-D1	D1	29/09/2008 - 10/10/2008	HH	-138
	D2	10/10/2008 - 21/10/2008	HH	-132
SM-D2	D3	06/01/2009 - 17/01/2009	HH/HV	-39
	D4	17/01/2009 - 28/01/2009	HH/HV	23
	D5	28/01/2009 - 08/02/2009	HH/HV	35
	D6	08/02/2009 - 19/02/2009	HH/HV	-96
	D7	19/02/2009 - 02/03/2009	HH/HV	-63
	D8	02/03/2009 - 13/03/2009	HH/HV	216
	D9	13/03/2009 - 24/03/2009	HH/HV	11
SM-D3	D10	29/05/2009 - 09/06/2009	HH	72
	D11	09/06/2009 - 20/06/2009	HH	10
	D12	20/06/2009 - 01/07/2009	HH	-78
	D13	01/07/2009 - 12/07/2009	HH	-12
	D14	14/08/2009 - 25/08/2009	HH	-15
SM-A1	A1	31/05/2009 - 11/06/2009	HH	31
	A2	11/06/2009 - 22/06/2009	HH	138
	A3	22/06/2009 - 03/07/2009	HH	-128
	A4	03/07/2009 - 14/07/2009	HH	-101
	A5	14/07/2009 - 25/07/2009	HH	43
	A6	25/07/2009 - 05/08/2009	HH	67
	A7	05/08/2009 - 16/08/2009	HH	-59
	A8	16/08/2009 - 27/08/2009	HH	-112
SM-A2	A9	18/09/2009 - 29/09/2009	HH	-133
	A10	29/09/2009 - 10/10/2009	HH	-113
	A11	10/10/2009 - 21/10/2009	HH	-170

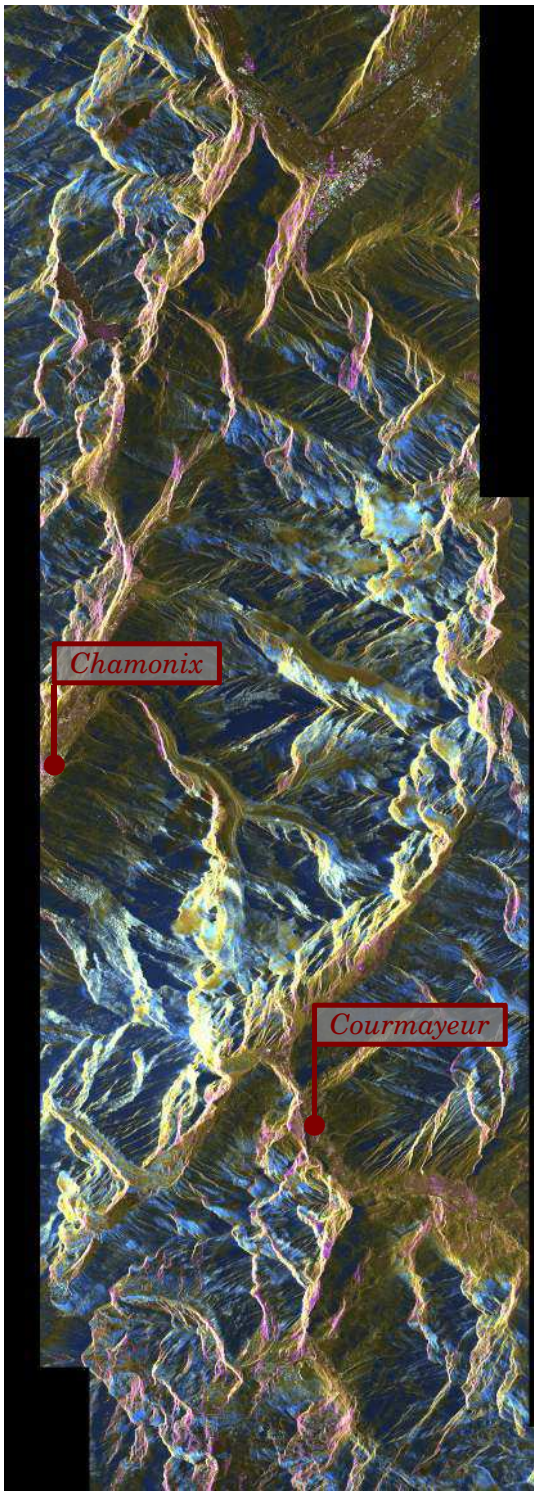


Figure A.1 – *Couverture au sol des images TSX SM double polarisation. Composition colorée Rouge(HH)-Vert(HV)-Bleu(HH-HV) (image "preview" de la série SM-D2 datant du 06/01/2009).*

Annexe B

Interférométrie et glacier noir

Dans la *sous-partie 3.2.2*, nous avons vu qu'il était impossible d'estimer le déplacement des glaciers du Mont Blanc avec la méthode InSAR. Cette impossibilité est due à une cohérence γ faible sur les glaciers et donc par l'absence de phase ϕ utilisable. On a cependant observé des exceptions sur des glaciers noirs du versant italien du massif du Mont Blanc : les glaciers de la Brenva et du Miage. Pour ces deux glaciers, certaines petites zones de la langue terminale possèdent une cohérence relativement élevée. L'image de cohérence du glacier du Miage de la *figure B.2* illustre ce phénomène qui semble avoir un lien avec les débris rocheux se situant à la surface du glacier (voir *figure B.1*).

FIGURE B.1 – *Glacier du Miage vu depuis la moraine latérale rive droite (point A sur la figure B.2). Photo panoramique datant d'août 2008 (source : Samuel Auclair).*

En analysant, les cartes d'épaisseur de débris rocheux (*figure B.3*) présentées dans l'article de Mihalcea et al. [Miha 08], on constate que les "bulles" de cohérence semblent correspondre à des zones où l'épaisseur de débris rocheux est la plus importante (épaisseur supérieure à 30-40 cm). Cette importante couche de roches peut alors jouer le rôle d'isolant thermique pour la glace se trouvant en-dessous. Les débris rocheux restent donc stables dans le temps (11 jours pour TSX) et la cohérence est préservée. A contrario, là où la couche est moins importante, donc moins isolante, l'instabilité des rochers créée par la fonte de la glace induit une perte de cohérence.

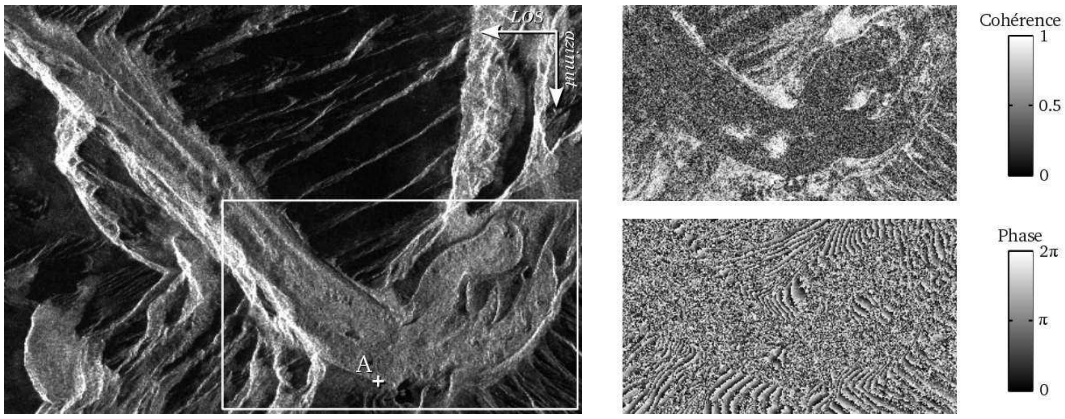
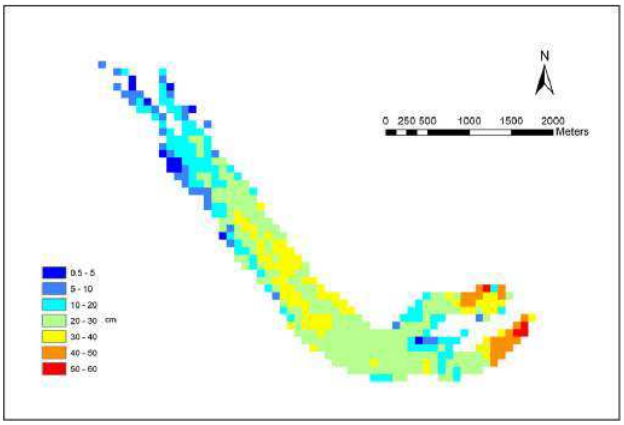
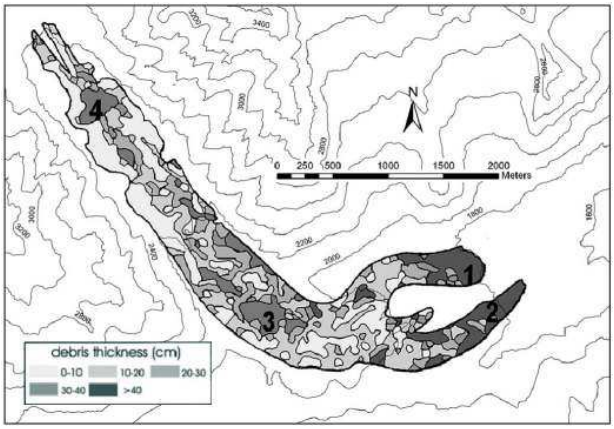


FIGURE B.2 – *Image d'amplitude moyennée 5×5 du glacier du Miage datant du 29/09/2008 (série SM-D1) accompagnée de l'image de cohérence et de phase calculée sur le couple D1 (29/09/2008-10/10/2008). Les dimensions des images sont de 480×340 pour l'image d'amplitude et de 300×175 pour les images de cohérence et de phase.*



(a) Cartographie obtenue à l'aide du satellite optique ASTER datant de 2005.



(b) Cartographie obtenue par des mesures terrains datant de 1997.

FIGURE B.3 – *Cartographie de l'épaisseur de débris rocheux se trouvant à la surface du glacier du Miage. Illustrations tirées de l'article de Mihalcea et al. [Miha 08].*

Annexe C

Mesure sous-pixélique

Principe d'interpolation par un paraboloïde

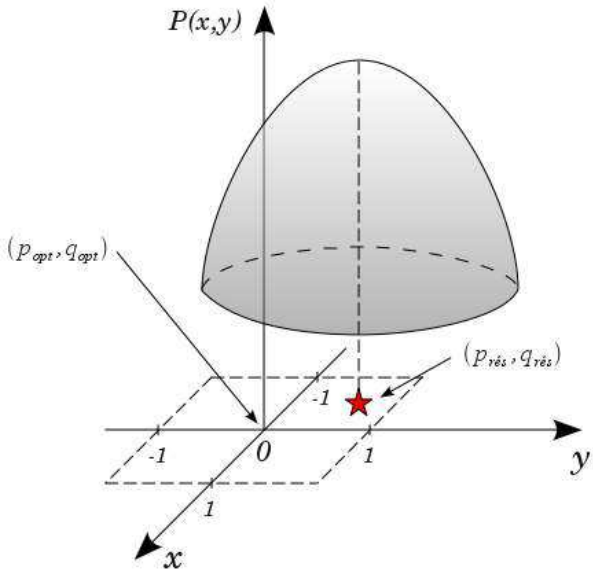


FIGURE C.1 – *Interpolation du pic de similarité par un paraboloïde.*

On se propose d'interpoler la fonction de similarité $sim\,(p,q)$ au voisinage du pic de similarité par un paraboloïde $P\,(x,y)$ du second degré défini par :

$$P\,(x,y) = ax^2 + by^2 + cxy + dx + ey + f \tag{C.1}$$

où $P\,(x,y)$ représente les scores de similarité. Une fois les coefficients de ce polynôme calculés, on peut déterminer finement la position (x_0, y_0) du maximum de similarité en annulant les dérivées selon les deux directions x et y :

$$\left\{ \begin{array}{lcl} \left(\frac{\partial P(x,y)}{\partial x}\right)_{x_0,y_0} & = & 0 \\ \left(\frac{\partial P(x,y)}{\partial y}\right)_{x_0,y_0} & = & 0 \end{array} \right. \Leftrightarrow \left\{ \begin{array}{lcl} 2ax_0 + cy_0 + d & = & 0 \\ 2by_0 + cx_0 + e & = & 0 \end{array} \right. \tag{C.2}$$

On obtient un système d'équations à deux inconnues dont les solutions sont :

$$x_0 = \frac{2bd - ce}{c^2 - 4ab} \quad \text{et} \quad y_0 = \frac{2ae - cd}{c^2 - 4ab} \tag{C.3}$$

Ces deux solutions ont un sens si et seulement si $c^2 - 4ab \neq 0$. Si $c^2 - 4ab = 0$ cela signifie que la fonction de similarité est une constante et qu'il n'y a ni pic de similarité, ni interpolation possible.

Finalement, pour obtenir le déplacement sous-pixelique, on ajoute x_0 et y_0 au déplacement entier préalablement déterminé.

Détail d'implémentation

Tout d'abord, il faut choisir le repère dans lequel on va exprimer le polynôme. On place l'origine du repère au maximum de similarité. On obtient un système à n équations et 6 inconnues. La variable n représente le nombre de pixels contenus dans le voisinage du pic de similarité utilisé pour l'interpolation. Par exemple, pour une voisinage de 3 par 3, on a un système à 9 équations et à 6 inconnues :

$$\begin{cases} P(-1,-1) & = & a+b+c-d-e+f & = & sim(0,0) \\ P(0,-1) & = & b-e+f & = & sim(0,1) \\ P(1,-1) & = & a+b-c+d-e+f & = & sim(0,2) \\ P(-1,0) & = & a-d+f & = & sim(1,0) \\ P(0,0) & = & f & = & sim(1,1) \\ P(1,0) & = & a+d+f & = & sim(1,2) \\ P(-1,1) & = & a+b-c-d+e+f & = & sim(2,0) \\ P(0,1) & = & b+e+f & = & sim(2,1) \\ P(1,1) & = & a+b+c+d+e+f & = & sim(2,2) \end{cases} \tag{C.4}$$

D'un point de vue matriciel, le système *(C.4)* est du type :

$$\mathbf{A} \times \mathbf{B} = \mathbf{X} \tag{C.5}$$

où $\mathbf{A}$ est une matrice 9 par 6, $\mathbf{B}$ est une matrice 6 par 1 et $\mathbf{X}$ est une matrice 9 par 1, soit :

$$\begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 & -1 & -1 & 1 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & -1 & 1 \\ 1 & 1 & -1 & 1 & -1 & 1 \\ 1 & 0 & 0 & -1 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & -1 & -1 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \\ d \\ e \\ f \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} sim(0,0) \\ sim(0,1) \\ sim(0,2) \\ sim(1,0) \\ sim(1,1) \\ sim(1,2) \\ sim(2,0) \\ sim(2,1) \\ sim(2,2) \end{bmatrix} \tag{C.6}$$

Ce système sur-contraint peut être résolu de façon approchée au sens de la moindre somme des carrés des résidus :

$$\mathbf{B} = \left(\mathbf{A}^t \times \mathbf{A}\right)^{-1} \times \mathbf{A}^t \times \mathbf{X} \tag{C.7}$$

Cas limites

L'interpolation du pic de similarité par un paraboloïde n'assure pas l'obtention d'un résidu sous-pixélique $(p_{\text{rés}}, q_{\text{rés}})$ compris entre -1 et 1 pixel, c.a.d. :

$$-1 < p_{\text{rés}} < 1 \quad \text{et} \quad -1 < q_{\text{rés}} < 1 \tag{C.8}$$

Cette anomalie est causée par l'apparition d'un point selle (également appelé point col) au niveau de l'extremum local (x_0, y_0) du paraboloïde. En théorie, on détermine cette anomalie en calculant le hessien en (x_0, y_0) :

$$\nabla^2 P\,(x, y) = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 P(x,y)}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 P(x,y)}{\partial x \partial y} \\ \frac{\partial^2 P(x,y)}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 P(x,y)}{\partial y^2} \end{bmatrix} \tag{C.9}$$

La condition suffisante d'optimalité pour que le point de coordonnées $(x_0, y_0) \in \mathbb{R}$ soit réellement un maximum est :

$$-\nabla^2 P(x, y)\Big|_{x=x_0, y=y_0} \quad \text{défini positif.} \tag{C.10}$$

Dans le cas du paraboloïde d'*équation C.1*, le calcul du hessien donne :

$$\nabla^2 P(x, y) = \begin{bmatrix} 2a & c \\ c & 2b \end{bmatrix} \tag{C.11}$$

Le terme $-\nabla^2 P(x, y)$ est défini positif si :

$$-\begin{vmatrix} 2a & c \\ c & 2b \end{vmatrix} > 0 \quad \Leftrightarrow \quad 4ab - c^2 > 0 \tag{C.12}$$

Pour conclure, un point selle apparaîtra si les coefficients des termes de second degrés, a et b, sont de signes différents. Comme on travaille sur le maximum du pic de similarité, les cas où les coefficients a et b sont positifs, sont également à exclure puisque cela correspond à un paraboloïde dont l'unique extremum est un minimum. Pour résumer, l'estimation du résidu sous-pixelique sera conservée si $a < 0$ et $b < 0$.

Code couleur des illustrations

Le programme de maximum de similarité `shift_sar` qui a été codé lors de cette thèse de doctorat fournit, en plus des images de déplacement et de confiance, une image de contrôle permettant de savoir si, sur tel ou tel pixel, la mesure sous-pixelique a été réalisée. Cette image codée sur 1 octet propose 5 classes de couleur :

- Vert lorsque la mesure sous-pixelique est réalisée,
- Rouge lorsque la mesure sous-pixelique n'est pas retenue, car la fenêtre de voisinage se trouve en butée de la fenêtre de recherche Δ.
- Bleu lorsque la mesure sous-pixelique n'est pas retenue, car la mesure sous-pixelique dépasse $|\pm 1|$ pixel).
- Jaune lorsque que la mesure sous-pixelique n'est pas retenue, car il s'agit d'un point selle du paraboloïde.

Bibliographie

[Ahn 10] Y. Ahn and J. E. Box. “Glacier velocities from time-lapse photos : technique development and first results from the Extreme Ice Survey (EIS) in Greenland”. *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 198, pp. 723–734, 2010.

[Ahn 11] Y. Ahn and I. M. Howat. “Efficient Automated Glacier Surface Velocity Measurement From Repeat Images Using Multi-Image/Multichip and Null Exclusion Feature Tracking”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 49, No. 8, pp. 2838 –2846, 2011.

[Albe 09] V. Alberga. “Similarity measures of remotely sensed multi-sensor images for change detection applications”. *Remote Sensing*, Vol. 1, pp. 122–143, 2009.

[Anan 89] P. Anandan. “A computational framework and an algorithm for the measurement of visual motion”. *International Journal of Computer Vision*, Vol. 2, No. 3, pp. 283–310, 1989.

[Aren 02] A. A. Arendt, K. A. Echelmeyer, W. D. Harrison, C. S. Lingle, and V. B. Valentine. “Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level”. *Science*, Vol. 297, pp. 382–386, 2002.

[Asch 01] J. Aschenwald, K. Leichter, E. Tasser, and U. Tappeiner. “Spatio-temporal landscape analysis in mountainous terrain by means of small format photography : a methodological approach”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, No. 4, pp. 885 –893, 2001.

[Barr 94] J. L. Barron, D. J. Fleet, and S. S. Beauchemin. “Performance of optical flow techniques”. *International Journal of Computer Vision*, Vol. 12, No. 1, pp. 43–77, 1994.

[Bern 99] C. Bernard. *Ondelettes et problèmes mal posés : la mesure du flot optique et l’interpolation irrégulière*. PhD thesis, École Polytechnique - Saclay, 1999.

[Bert 04] E. Berthier, Y. Arnaud, D. Baratoux, C. Vincent, and F. Remy. “Recent rapid thinning of the "Mer de Glace" glacier derived from satellite optical images”. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, No. 17, p. L17401, 2004.

[Bert 05a] E. Berthier. *Dynamique et bilan de masse des glaciers de montagne (Alpes, Islande, Himalaya) : contribution de l’imagerie satellitaire*. PhD thesis, Université Paul Sabatier - Toulouse, 2005.

[Bert 05b] E. Berthier, H. Vadon, D. Baratoux, Y. Arnaud, C. Vincent, K. Feigl, F. Rémy, and B. Legrésy. “Mountain glaciers surface motion derived from satellite optical imagery”. *Remote Sensing Environment*, Vol. 95, No. 1, pp. 14–28, 2005.

[Blan 03] R. Blanc. *Etude de la barre de séracs du glacier de Taconnaz - Confrontation des outils topométrique et photogrammétrique.* Master's thesis, École Supérieure des Géomètres et Topographes, 2003.

[Blan 98] J. Blanc. *Synthèse de nouvelles vues d'une scène 3D à partir d'images existantes.* PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1998.

[Bomb 08] L. Bombrun. *Développement d'outils et de méthodes de télédétection spatiale optique et radar nécessaires à la haute résolution spatiale.* PhD thesis, GIPSA-lab - Grenoble, 2008.

[Brox 11] T. Brox and J. Malik. "Large Displacement optical flow : descriptor matching in variational motion estimation". *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 33, No. 3, pp. 500–513, 2011.

[Buck 10] S. Buckreuss and P. Mühlbauer. "The TerraSAR-X Ground Segment". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 48, pp. 623–632, 2010.

[Chat 07] F. Chatelain, J. Tourneret, J. Inglada, and A. Ferrari. "Bivariate gamma distributions for image registration and change detection". *IEEE Trans. on Image Processing*, Vol. 16, No. 7, pp. 1796–1806, 2007.

[Chri 98] S. Christy. *Localisation et modélisation tridimensionnelles par approximations successives du modèle perspectif de camera.* PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1998.

[Chur 06] J. A. Church and N. J. White. "A 20th century acceleration in global sea-level rise". *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, No. 1, pp. 94–97, 2006.

[Cler 01] P. Clerc. *Mesure de champs de déplacements et de déformations par stéréovision et corrélation d'images numériques.* PhD thesis, INSA de Lyon, 2001.

[Copl 09] L. Copland, S. Pope, M. P. B. ans John F. Shroder, P. Clendon, A. Bush, U. Kamp, and Y. B. Seong. "Glacier velocities across the central Karakoram". *Journal of Glaciology*, Vol. 50, No. 52, pp. 41–49, 2009.

[Coro 10] C. Corona, J. Guiot, J. L. Edouard, F. Chalié, U. Büntgen, P. Nola, and C. Urbinati. "Millennium-long summer temperature variations in the European Alps as reconstructed from tree rings". *Climate of the Past*, Vol. 6, No. 3, pp. 379–400, 2010.

[Corr 04] J. G. Corripio. "Snow surface albedo estimation using terrestrial photography". *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 25, No. 24, pp. 5705–5729, 2004.

[Dele 09] C. Deledalle, C. Denis, and F. Tupin. "Iterative weighted maximum likelihood denoising with probabilistic patch-based weights". *IEEE Transaction on Image Processing*, Vol. 18, No. 12, 2009.

[Dele 10] C.-A. Deledalle, J.-M. Nicolas, F. Tupin, L. Denis, R. Fallourd, and E. Trouvé. "Glacier monitoring : Correlation versus texture tracking". In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2010 IEEE International*, pp. 513 – 516, july 2010.

[Dese 11] M. P. Deseilligny and I. Clery. "Évolution récentes en photogrammétrie et modélisation 3D par photo des milieux naturels". *Collection EDYTEM*, Vol. 12, pp. 51–64, 2011.

[Doin 09] M.-P. Doin, C. Lasserre, G. Peltzer, O. Cavalié, and C. Doubre. "Corrections of stratified tropospheric delays in SAR interferometry : Validation with global atmospheric models". *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 69, No. 1, pp. 35–50, 2009.

[Dyur 03] M. Dyurgerov. "Mountain and subpolar glaciers show an increase in sensitivity to climate warming and intensification of the water cycle". *Journal of Hydrology*, Vol. 282, No. 1-4, pp. 164–176, 2003.

[Erte 09] E. Erten, A. Reigber, and O. Hellwich. "Glacier velocity monitoring by maximum likelihood texture tracking". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 47, No. 2, pp. 394–405, 2009.

[Evan 00] A. N. Evans. "Glacier surface motion computation from digital image sequences". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 38, No. 2, pp. 1064–1071, 2000.

[Fall 11] R. Fallourd, O. Harant, E. Trouvé, J.-M. Nicolas, M. Gay, A. Walpersdorf, J.-L. Mugnier, J. Serafini, D. Rosu, L. Bombrun, G. Vasile, N. Cotte, F. Vernier, F. Tupin, L. Moreau, and P. Bolon. "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*, Vol. 4, No. 2, pp. 372–386, 2011.

[Faug 93] O. Faugeras, B. Hotz, H. Mathieu, T. Viéville, Z. Zhang, P. Fua, E. Théron, L. Moll, G. Berry, J. Vuillemin, P. Bertin, and C. Proy. "Real time correlation based stereo : algorithm implementations and applications". Tech. Rep. RR-2013, INRIA, 1993.

[Ferr 01] A. Ferretti, C. Prati, and F. Roca. "Permanent Scatterers in SAR Interferometry". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, pp. 8–20, 2001.

[Flor 01] D. Floricioiu and H. Rott. "Seasonal and short-time variability of multifrequency, polarimetric radar backscatter of Alpine terrain from SIR-C/X-SAR and AIRSAR data". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 39, No. 12, pp. 2634–2648, 2001.

[Flor 08] D. Floricioiu, M. Eineder, H. Rott, and T. Nagler. "Velocities of major outlet glaciers of the Patagonia icefield observed by TerraSAR-X". In : *IGARSS '08, Boston, Massachusetts, USA*, pp. 347–350, 2008.

[Gold 93] R. Goldstein, H. Engelhardt, B. Kamb, and R. Frolich. "Satellite RADAR interferometry for monitoring ice sheet motion : application to an Antarctic ice stream". *Science*, Vol. 262, No. 5139, pp. 1525–1530, 1993.

[Good 76] J. Goodman. "Some fundamental properties of speckle". *Journal of Optical Society of America*, Vol. 66, pp. 1145–1149, 1976.

[Gray 01] A. L. Gray, N. Short, K. E. Mattar, and K. C. Jezek. "Velocities and flux of the Filchner ice shelf and its tributaries determined from speckle tracking interferometry". *Canadian Journal of Remote Sensing*, Vol. 27, pp. 193–206, 2001.

[Hara 11] O. Harant, L. Bombrun, G. Vasile, L. Ferro-Famil, and M. Gay. "Displacement estimation by maximum-likelihood texture tracking". *IEEE Journal of Selected Topics in Signal Processing*, Vol. 5, No. 3, pp. 398–407, 2011.

[Harr 86] W. D. Harrison, C.-F. Raymond, and P. Mackeith. "Short period motion events on variegated glacier as observed by automatic photography and seismic methods". *Annals of Glaciology*, Vol. 8, pp. 82–89, 1986.

[Harr 92] W. D. Harrison, K. A. Echelmeyer, and D. M. Cosgrove. "The determination of glacier speed by time-lapse photography under unfavorable conditions". *Journal of Glaciology*, Vol. 38, No. 129, pp. 257–265, 1992.

[Heeg 88] D. J. Heeger. "Optical flow using spatiotemporal filters". *International Journal of Computer Vision*, Vol. 1, No. 4, pp. 279–302, 1988.

[Horn 81] B. K. Horn and B. G. Schunck. "Determining Optical Flow". *Artificial Inteligence*, Vol. 16, No. 1-3, pp. 185–203, 1981.

[Ingl 04] J. Inglada and A. Giros. "On the possibility of automatic multisensor image registration". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 24, No. 10, pp. 2104–2120, 2004.

[Izra 03] D. Izraelevitz. "A fast algorithm for approximate viewshed computation". *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, Vol. 69, No. 7, pp. 767–774, 2003.

[Joug 02] I. Joughin. "Ice-sheet velocity mapping : a combined interferometric and speckle-tracking approach". *Annals of Glaciology*, Vol. 34, No. 1, pp. 195–201, 2002.

[Kaab 04] A. Kääb. *Remote sensing of Mountain glaciers and permafrost creep.* Geographisches Institut der Universität Zürich, 2004.

[Koni 01] M. König, J.-G. Winther, and E. Isaksson. "Measuring snow and glacier ice properties from satellite". *Reviews of Geophysics*, Vol. 39, No. 1, pp. 1–27, 2001.

[Krim 86] R.-M. Krimmel and L.-A. Rasmussen. "Using sequential photography to estimate ice velocity at the terminus of Columbia glacier, Alaska". *Annals of Glaciology*, Vol. 8, pp. 117–123, 1986.

[Kuma 09] V. Kumar, G.Venkataraman, and Y. S. Rao. "SAR interferometry and speckle tracking approach for glacier velocity estimation using ERS-1/2 and TerraSAR-X spotlight high resolution data". In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2009, Capetown, South Africa*, July 2009.

[Lan 97] Z. Lan. *Méthodes robustes en vision : application aux appariements visuels.* PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, 1997.

[Land 07] T. Landes, M. Gay, E. Trouvé, J.-M. Nicolas, L. Bombrun, G. Vasile, and I. Hajnsek. "Monitoring temperate glaciers by high resolution Pol-InSAR data : first analysis of Argentière E-SAR acquisitions and in-situ measurements". *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings, IGARSS'07, Barcelona, Spain*, 2007.

[Lepr 07] S. Leprince, S. Barbot, F. Ayoub, and J.-P. Avouac. "Automatic and precise orthorectification, coregistration, and subpixel correlation of satellite images, application to ground deformation measurements". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 45, No. 6, pp. 1529–1558, 2007.

[Ling 99] D. Lingrand. "Approximations de la projection perspective : modèle combiné et étude des singularités homographiques". Tech. Rep. RR-3682, INRIA, 1999.

[Liu 08] C. Liu, J. Yuen, A. Torralba, J. Sivic, and W. T. Freeman. "SIFT flow : dense correspondence across different scenes". In : *Proceedings of the 10th European Conference on Computer Vision : Part III*, pp. 28–42, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2008.

[Liu 11] C. Liu, J. Yuen, and A. Torralba. "SIFT Flow : Dense Correspondence across Scenes and Its Applications". *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 33, No. 5, pp. 978–994, 2011.

[Logia] "Logiciel dédié au traitement des images SAR et D-INSAR". http ://www.roipac.org.

[Logib] "Logiciel dédié à la mesure de déplacement dans les images optiques par maximum de similarité". http ://nsidc.org/data/velmap/imcorr.html.

[Lowe 99] D. Lowe. "Object recognition from local scale-invariant features". In : *Computer Vision, 1999. The Proceedings of the Seventh IEEE International Conference on*, pp. 1150 –1157 vol.2, 1999.

[Luca 81] B. Lucas and T. Kanade. "An iterative image registration technique with an application to stereo vision". In : *Seventh International Joint Conference on Artificial Intelligence, Vancouver, Canada*, pp. 674–679, 1981.

[Maga 98] J. Magarey and N. Kingsbury. "Motion estimation using a complex-valued wavelet transform". *IEEE Transactions on Signal Processing*, Vol. 46, No. 4, pp. 1069–1084, 1998.

[Mait 01] H. Maître. *Traitement des images de RSO.* HERMES Science Publications Ed., 2001.

[Marz 08] J. Marzat. *Éstimation temps réel du Flot Optique.* Master's thesis, INRIA Rocquencourt, 2008.

[Mass 08] D. Massonnet and J. Souyris. *Imaging with Synthetic Aperture Radar. Engineering sciences : Electrical engineering*, EPFL Press, 2008.

[Mass 93] D. Massonnet, M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabbaute. "The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry". *Nature*, Vol. 364, pp. 138–142, 1993.

[Maye 08] C. Mayer, W. Hagg, A. Lambrecht, A. helem, and K. Scharrer. "Post-drainage ice dam response at Merzbacher Lake, Inylchek glacier, Kyrgystan". *Geografiska Annaler*, Vol. 90, No. 1, pp. 87–96, 2008.

[Meur 06] E. L. Meur and C. Vincent. "Monitoring of the Taconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position". *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 46, No. 1, pp. 1–11, 2006.

[Miha 08] C. Mihalcea, B. W. Brock, G. Diolaiuti, C. Dagata, M. Citterio, M. P. Kirkbride, M. E. J. Cutler, and C. Smiraglia. "Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy)". *Cold Regions Science and Technology*, Vol. 52, No. 3, pp. 341–354, 2008.

[More 00] L. Moreau and R. Vivian. *Dans le secret des glaciers du Mont-Blanc.* Glénat Ed., 2000.

[More 95] L. Moreau. *Comportement d'un glacier tempéré sur son lit rocheux, glacier d'Argentière, Mont-blanc, France.* PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 1995.

[Naka 07] K. Nakamura, K. Doi, and K. Shibuya. "Estimation of seasonal changes in the flow of Shirase glacier using JERS-1/SAR image correlation". *Polar Science*, Vol. 1, No. 2-4, pp. 73–83, 2007.

[Path 06] E. Pathier, E. Fielding, T. Wright, R. Walker, B. Parsons, and S. Hensley. "Displacement field and slip distribution of the 2005 Kashmir earthquake from SAR imagery". *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, No. 20, pp. 1–5, 2006.

[Peti 08] I. Pétillot. *Combinaison d'informations hétérogènes : intégration d'images RSO pour la surveillance des glaciers alpins.* PhD thesis, Universié de Savoie, 2008.

[Peti 10] I. Pétillot, E. Trouvé, P. Bolon, A. Julea, Y. Yan, M. Gay, and J.-M. Vanpé. "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.

[Prat 91] W. K. Pratt. *Digital image processing.* John Wiley & Sons, Second Ed., 1991.

[Quin 09] D. Quincey, L. Copland, C. Mayer, M. Bishop, A. Luckman, and M. Belò. "Ice velocity and climate variations for Baltoro Glacier, Pakistan". *Journal of Glaciology*, Vol. 55, No. 194, pp. 596–606, 2009.

[Raba 05] A. Rabatel, J.-P. Dedieu, and C. Vincent. "Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series : validation on three French glaciers, 1994-2002". *Journal of Glaciology*, Vol. 51, No. 175, pp. 539–546, 2005.

[Raym 69] C. F. Raymond. *Flow in transverse section of Athabasca glacier, Alberta, Canada.* PhD thesis, California Institude of Technology, 1969.

[Rign 01] E. Rignot, K. Echelmeyer, and W. Krabill. "Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice". *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, No. 18, pp. 3501–3504, 2001.

[Roş 10] D. Roşu. *Fusion d'informations pour le recalage d'images radar interférométriques.* Master's thesis, Université de Savoie, 2010.

[Sanj 10] M. J. Sanjuan-Ferrer, I. Hajnsek, and K. P. Papathanassiou. "Coherent scatterers detection in glacier environments by means of TerraSAR-X images". In : *EUSAR 2010 Proceedings, Aachen, Germany*, pp. 186–189, june 2010.

[Scam 92] T. A. Scambos, M. J. Dutkiewicz, J. C. Wilson, and R. A. Bindschadler. "Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 42, No. 3, pp. 177–186, 1992.

[Scha 07] M. Schäfer. *Modélisation de l'écoulement des glaciers tempérés.* PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble, 2007.

[Sche 08] D. Scherler, S. Leprince, and R. M. ans R. Strecker. "Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery - Accuracy improvement and quality assessment". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 112, No. 10, pp. 3806–3819, 2008.

[Schn 06] R. Schneider, K. Papathanassiou, I. Hajnsek, and A. Moreira. "Polarimetric and interferometric characterization of coherent scatterers in urban areas". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 44, No. 4, pp. 971–984, 2006.

[Schn 09] R. Schneider and K. Papathanassiou. "Estimation and correction of ionospheric induced phase errors in SAR images using Coherent Scatterers". In : *IGARSS 2009, Cape Town, South Africa*, pp. IV–165 –IV–168, July 2009.

[Schu 10] D. Schubert, M. Jehle, D. Small, and E. Meier. "Influence of atmospheric path delay on the absolute geolocation accuraccy of TerraSAR-X High-Resolution products". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 48, No. 2, pp. 751–758, 2010.

[Sera 06] F. Serafino. "SAR image coregistration based on isolated point scatterers". *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, Vol. 3, No. 3, pp. 354–358, 2006.

[Stri 97] M. G. Strintzis and I. Kokkinidis. "Maximum likelihood motion estimation in ultrasound image sequences". *IEEE Transactions Signal Processing Letters*, Vol. 4, No. 6, pp. 156–157, 1997.

[Stro 02] T. Strozzi, A. Luckman, T. Murray, U. Wegmuller, and C. Werner. "Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 40, No. 11, pp. 2384–2391, 2002.

[Stro 08] T. Strozzi, A. Kouraev, A. Wiesmann, U. Wegmüller, A. Sharov, and C. Werner. "Estimation of Arctic glacier motion with satellite L-band SAR data". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 112, No. 3, pp. 636–645, 2008.

[Svan 10] M. Svanem. *Terrestrial photogrammetry for velocity measurement of Kronebreen calving front.* Master's thesis, Norvegian University of Life Sciences, 2010.

[Terr 10] *TerraSAR-X Basic Product Specification Document, TX-GS-DD-3302.* [online], Available : http ://sss.terrasar-x.dlr.de/pdfs/TX-GS-DD-3302.pdf, 2010.

[Trou 07] E. Trouvé, G. Vasile, M. Gay, L. Bombrun, P. Grussenmeyer, T. Landes, J. Nicolas, P. Bolon, I. Pétillot, A. Julea, L. Valet, J. Chanussot, and M. Koehl. "Combining airborne photographs and spaceborne SAR data to monitor temperate glaciers. Potentials and limits". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 45, No. 4, pp. 905–923, 2007.

[Vall 92] J. Vallot, A. Delebecque, and L. Duparc. *Sur la catastrophe de Saint Gervais.* Archives des Sciences physiques et naturelles, Troisième période, T.XXVII, 1892.

[Vasi 07] G. Vasile. *Imagerie Radar à Synthèse d'Ouverture interférométrique et polarimétrique. Application au suivi des glaciers alpins.* PhD thesis, Université de Savoie - Annecy, 2007.

[Vasi 10] G. Vasile, J.-P. Ovarlez, F. Pascal, and C. Tison. "Coherency Matrix Estimation of Heterogeneous Clutter in High-Resolution Polarimetric SAR Images". *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 48, No. 4, pp. 1809–1826, 2010.

[Vern 11] F. Vernier, R. Fallourd, J.-M. Friedt, Y. Yan, E. Trouve, J.-M. Nicolas, and L. Moreau. "Fast correlation technique for glacier flow monitoring by digital camera and space-borne SAR images". *EURASIP Journal on Image and Video Processing*, Vol. 11, 2011.

[Vinc 07] C. Vincent and B. Francou. *Les glaciers à l'épreuve du climat.* Belin & IRD Ed., 2007.

[Vinc 09] C. Vincent, A. Soruco, D. Six, and E. L. Meur. "Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc, France". *Journal of Glaciology*, Vol. 50, pp. 73–79, 2009.

[Vinc 11] C. Vincent, S. Auclair, and E. L. Meur. "Outburst flood hazard for glacier-dammed Lac de Rochemelon, France". *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 195, pp. 91–100, 2011.

[Vivi 01] R. Vivian. *Des Glacières du Faucigny aux Glaciers du Mont-Blanc.* La Fontaine de Siloé Ed., 2001.

[Wadg 02] G. Wadge, P. W. Webley, I. N. James, R. Bingley, A. Dodson, S. Waugh, T. Veneboer, G. Puglisi, M. Mattia, D. Baker, S. C. Edwards, S. J. Edwards, and P. J. Clarke. "Atmospheric models, GPS and InSAR measurements of the tropospheric water vapor field over Mount Etna". *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, 2002.

[Webe 95] J. Weber and J. Malik. "Robust computation of optical flow in a multi-scale differential framework". *International Journal of Computer Vision*, Vol. 14, No. 1, pp. 67–81, 1995.

[Yan 09] Y. Yan, V. Pinel, E. Trouvé, E. Pathier, S. Galichet, G. Mauris, and A. Bisserier. "Combination of sub-pixel image correlation and differential interferometry in measurement of the 2005 Kashmir earthquake displacement field". pp. S6_4.1–S6_4.9, 2009.

[Yan 11] Y. Yan, E. Trouvé, V. Pinel, G. Mauris, E. Pathier, and S. Galichet. "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. , No. , pp. 1–22, (in review), 2011.

[Zhan 00] Z. Zhang. "A flexible new technique for camera calibration". *IEEE Transactions On Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 22, No. 11, pp. 1330–1334, 2000.

[Zito 03] B. Zitová and J. Flusser. "Image registration methods : a survey". *Image and Vision Computing*, Vol. 21, No. 11, pp. 977–1000, 2003.

Liste de publications

Articles soumis dans des Revues Internationales avec comité de lecture :

1. **Fallourd R., Harant O. , Trouvé E., Nicolas J.-M., Gay M., Walpersdorf A., Mugnier J.-L., Serafini J., Roşu D., Bombrun L., Vasile G., Cotte N., Vernier F., Tupin F., Moreau L., Bolon Ph.,** *Monitoring temperate glaciers by Multi-Temporal TerraSAR-X images and continuous GPS measurmements*, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing (JSTARS), Vol. 4, No. 2, 2011, pp. 372-386.

2. **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, Vol. 11, 2011.

Articles dans des Colloques Internationaux avec actes :

1. **Fallourd R., Vernier F., Friedt J.-M., Martin G., Trouvé E., Moreau L., Nicolas J.-M.**, *Monitoring temperate glacier with high resolution automated digital cameras - Application to the Argentière glacier*, PCV 2010, ISPRS Commission III Symposium, Vol. XXXVIII, Paris, France, September 2010, pp. 19-23.

2. **Deledale C., Nicolas J.-M., Tupin F., Denis L., Fallourd R., Trouvé E.**, *Glacier monitoring : correlation versus texture tracking*, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'10), Honolulu, Hawaii, USA, July 2010, pp. 513-516.

3. **Fallourd R., Vernier F., Yan Y., Nicolas J.-M., Walpersdorf A., Cotte N., Mugnier J.-L., Harant O., Gay M., Vasile G., Moreau L., Tupin F., Bolon Ph.**, *Alpine glacier 3D displacement derived from ascending and descending TerraSAR-X images on Mont-Blanc test site*, EUSAR 2010, Aachen, Germany, June 2010, pp. 556-559.

4. **Fallourd R., Harant O. , Trouvé E., Nicolas J.-M., Tupin F., Gay M., Vasile G., Bombrun L., Walpersdorf A., Serafini J., Cotte N., Moreau L., Bolon Ph.,** *Monitoring temperate glacier : combined use of multi-date TerraSAR-X images and continuous GPS measurements*, MultiTemp 2009, Groton, Connecticut, USA, July 2009, 8 pages.

5. **Harant O., Fallourd R., Bombrun L., Gay M., Trouvé E., Vasile G., Nicolas J.-M.,**, *Preliminary TerraSAR-X observations for temperate glaciers on the Chamonix Mont Blanc test site*, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'09), Vol. 2, Cape Town, South Africa, July 2009, pp. 218-221.

Articles dans des Colloques Nationaux avec actes :

1. **Moreau L., Polti A., Danger J.-L., Nicolas J.-M., Fallourd R., Trouvé E.,** *De la roue au radar - Quelques innovations en métrologie glaciaire*, 5ème Colloques Interdisciplinaire en Instrumentation (C2I), Le Mans, France, janvier 2010, 8 pages.

2. **Fallourd R., Nicolas J.M., Trouvé E., Tupin F,** *La phase en imagerie cohérente : application au suréchantillonnage d'images RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture)*, GRETSI 2009, Dijon, France, septembre 2009, 4 pages.

Communications dans des Ateliers sans acte :

1. **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 and proximal sensing*, IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'12), Boston, USA, July 2012.

2. **Fallourd R., Nicolas J.-M., Trouvé E., Yan Y., Deledalle C., Tupin F., Vernier F., Harant O., Gay M., Vasile G.,** *Apport de l'imagerie SAR Haute Résolution pour le suivi des glaciers tempérés*, Séminaire EFIDIR, Aussois, avril 2010.

3. **Trouvé E., Bombrun L., Fallourd R., Gay M., Harant O., Landes T., Nicolas J.-M., Tupin F., Vasile G.,** *De ERS à TerraSAR-X : potentiel et limites de l'imagerie SAR pour la mesure du déplacement des glaciers Alpins*, Journée CNES CCT-TSI, Toulouse, juillet 2009.

4. **Nicolas J.-M., Fallourd R., Gay M., Moreau L., Trouvé E., Tupin F.,** *De la roue au radar : le glacier d'Argentière, site test en imagerie SAR*, Journée CNES CCT-TSI, Toulouse, juillet 2009.

5. **Gay M., Vasile G., Allain S., Bolon Ph., Briole P., Fallourd R., Faure-Vincent D., Ferro-Famil L., Harant O., Walsperdorf A.,** *Mesures in situ et polarimétrie : comprendre la rétrodiffision et la dynamique des milieux neige / névé / glace*, Journée CNES CCT-TSI, Toulouse, juillet 2009.

Résumé :

Les travaux présentés dans cette thèse concernent l'utilisation de données de télédétection inédites pour le suivi des glaciers du massif du Mont Blanc: les images radar à synthèse d'ouverture Haute Résolution (HR) du satellite TerraSAR-X et les prises de vue HR d'un appareil photo numérique automatique. Cette thèse s'attache à montrer l'apport de ces sources d'informations hétérogènes pour mesurer le déplacement de surface des glaciers alpins. Dans cette optique, un examen des méthodes de mesure de déplacement spécifiques à chacun des deux types d'images est réalisé. Deux approches sont alors explorées : la mesure de déplacement monosource dans la géométrie propre à chaque capteur et la mesure de déplacement multisource via des combinaisons intra-capteur et inter-capteur. Alors que l'approche monosource fournit uniquement des mesures 2D du déplacement, les mesures multisources permettent pour la première fois d'estimer des champs de déplacement 3D de la surface des glaciers du Mont Blanc. Les mesures ont été réalisées sur plusieurs séries temporelles d'images couvrant la période 2008-2009 pour quatre glaciers du massif du Mont Blanc (Argentière, Mer de Glace/Leschaux, Bossons et Taconnaz). Dans le contexte du changement climatique, ces mesures de déplacement de surface fournissent une donnée intéressante en glaciologie pour contraindre les modèles numériques d'écoulement et d'évolution des glaciers.

Mot-clés : *imagerie satellite SAR, photographie numérique, haute résolution, mesure de déplacement, glaciers alpins, GPS.*

Abstract :

The works presented in this PhD thesis focuses on the use of new remote sensing data for "massif du Mont Blanc" glaciers' monitoring: High Resolution (HR) synthetic aperture radar images of TerraSAR-X satellite and HR shooting of the automatic digital camera. This thesis will show the contribution of this heterogeneous information to the measurement of the surface displacement of alpine glacier. For this purpose, a review of displacement measurement methods specific to each of the two types of image is proposed. Then two approaches are explored: the mono-source displacement measurement in the geometry for each sensor and the multi-source displacement measurement via intra-sensor and inter-sensor combinations. While the mono-source approach provides only 2D displacement measurements, multi-source measurements allow, for the first time, the estimation of 3D surface displacement fields of the Mont Blanc glaciers. The measurements were performed on several image time series covering the period 2008-2009 for four Mont Blanc glaciers (Argentière, Mer de Glace/Leschaux, Bossons et Taconnaz). In the context of global warming, these surface displacement measurements provide interesting data in the glaciology domain in order to constrain flow and evolution digital models.

Key words : *SAR satellite image, digital photographiy, high resolution, displacement measurement, alpine glaciers, GPS.*