



HAL
open science

**Apport de l'imagerie optique "time-lapse"
stéréoscopique pour la quantification à haute résolution
spatio-temporelle (4D) des dynamiques de versants en
montagne.**

Guilhem Marsy

► **To cite this version:**

Guilhem Marsy. Apport de l'imagerie optique "time-lapse" stéréoscopique pour la quantification à haute résolution spatio-temporelle (4D) des dynamiques de versants en montagne.. Traitement du signal et de l'image [eess.SP]. Université savoie mont blanc, 2020. Français. NNT : . tel-03509610

HAL Id: tel-03509610

<https://hal.science/tel-03509610>

Submitted on 4 Jan 2022

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ SAVOIE MONT BLANC

Spécialité : **STIC Informatique**

Arrêtée ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Guilhem Marsy

Thèse dirigée par **Emmanuel TROUVÉ**
et codirigée par **Flavien VERNIER, Xavier BODIN et**
William CASTAINGS

préparée au sein des **Laboratoires LISTIC et EDYTEM**
dans l'**École Doctorale SISEO**

Apport de l'imagerie optique «time-lapse» stéréoscopique pour la quantification à haute résolution spatio-temporelle (4D) des dynamiques de versants en montagne.

Thèse soutenue publiquement le **22 septembre 2020**,
devant le jury composé de :

M, Christophe, DELACOURT

Professeur, UBO, Brest, Président

M, Etienne, BERTHIER

Directeur de recherche, CNRS, LEGOS, Rapporteur

M, Marc, PIERROT-DESEILLIGNY

Directeur de recherche, IGN, Saint-Mandé, Rapporteur

Mme, Marie-Aurélie, CHANUT

Ingénieure de recherche, Cerema Centre-Est, Examinatrice

M, Emmanuel, TROUVÉ

Professeur, Université Savoie Mont-Blanc, Directeur de thèse

M, Flavien, VERNIER

Maître de Conférences, Université Savoie Mont-Blanc, Co-Encadrant de thèse

M, Xavier, BODIN

Chargé de recherche, CNRS, EDYTEM, Co-Encadrant de thèse

M, William, CASTAINGS

Directeur Technique, TENEVIA, Co-Encadrant de thèse

Remerciements

Au moment de finaliser les dernières relectures et corrections de ce manuscrit, il est temps de revenir en arrière et remercier l'ensemble des personnes qui ont contribué à ce travail ! Il y a un peu plus de 4 ans je ne soupçonnais pas encore l'existence des glaciers rocheux, puis c'est à travers un projet de fin d'étude, proposé par Xavier Bodin, que je découvris cet univers. J'y ai vu l'opportunité de combiner mon intérêt pour le traitement d'images et un milieu qui m'est cher : la montagne. Durant la thèse tu as su m'ouvrir à la géomorphologie et au petit monde des glaciers rocheux, merci pour ces belles découvertes !

Je voudrais remercier Emmanuel Trouvé et Flavien Vernier d'avoir accepté d'encadrer cette thèse. Au cours de cette thèse vous avez su me faire confiance et me laisser explorer diverses voies sans imposer de contraintes. Une fois les résultats présents vous avez été d'une grande aide pour prendre le temps de les formaliser avec la rigueur scientifique nécessaire.

Mes remerciements vont également à William Castaings 4ème encadrant de cette thèse. Dès le début tu as manifesté de l'intérêt et de la curiosité pour ces nouvelles thématiques. J'ai grandement apprécié nos longues discussions, que ça soit pour parler de méthodes, résultats ou évoquer les autres applications possibles. Merci pour ta disponibilité et le temps que tu as accordé à la thèse.

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury pour le temps qu'ils ont consacré à la relecture de ce travail. J'espère que des collaborations futures pourront se mettre en place afin de valoriser les travaux menés dans cette thèse.

Merci à toute l'équipe TENEVIA de m'avoir accueilli pendant ces trois années. Merci à Arnaud pour la confiance que tu m'as accordée et l'intérêt que tu as porté à mon travail : j'ai même réussi à te faire monter à Laurichard ! Tim, tu as été d'une grande aide lorsqu'il s'agissait de plonger dans la physique des glaciers, même si notre niveau de connaissances était similaire, en parler à deux ça rend les choses plus faciles. Peut-être un jour un modèle hydrologique en milieu glaciaire assimilera en temps réel les données issues d'un dispositif stéréo time-lapse ! Merci à Thierry, Jérôme, Paul, Julien, Charly et Léo d'avoir partagé une grande partie de mon quotidien pendant ces trois années. Toute l'équipe, vous m'avez montré qu'il est possible de faire de la recherche de qualité dans le privé tout en mixant des disciplines diverses telles que l'hydrologie, les maths applis, l'informatique et le traitement d'images.

La matière première de cette thèse sont les photos issues du dispositif time-lapse installé à Argentière et Laurichard. Il est donc tout naturel de remercier Manu, le père de ces petites boîtes. Merci pour ta disponibilité lors des nombreux dépannages sur le terrain ou par téléphone (ou comment sauver une saison de données capitale pour le bien de la thèse avec une « soudure au scotch »). Merci aussi pour ton enthousiasme ta bonne humeur et tes conseils avisés.

Avant cette thèse mes connaissances en glaciologie se limitaient à des considérations pratico-pratiques d'alpiniste évoluant en terrain glaciaire : comment cheminer au mieux pour éviter les ponts de neige sournois. Puis mon désir de proposer une application concrète du dispositif développé pendant la thèse m'a amené à rencontrer Christian Vincent de l'IGE. Merci pour tes éclairages sur la dynamique des glaciers et d'avoir partagé avec moi les données acquises sur le glacier d'Argentière. Un grand merci à Andrea Walpersdorf d'ISTerre d'avoir mis à disposition les données des GPS permanents sur le glacier, sans ces données tout un volet de la thèse aurait été compromis.

Une part importante de ce travail repose sur un travail de terrain conséquent. Si les appareils photos sont relativement simple à maintenir, il a fallu installer et maintenir des GPS, réaliser des levés LiDAR, mesurer des points de référence, etc... Tout ce travail nécessite de la main d'œuvre motivée pour partager des départs matinaux et le port de charges plus ou moins lourdes ! Merci aux collègues doctorants qui ont pris le temps de m'accompagner sur le terrain : PA et Jacques à EDYTEM, Matthias et Alexandre au LISTIC, mais aussi Thomas, puis les amis Ben et Lucas, lorsque la main d'œuvre au labo venait à manquer. Un merci particulier à Antoine d'ISTerre, toujours disponible et motivé pour monter à la dernière minute à Laurichard !

Enfin je souhaite remercier les personnes qui m'ont entouré pendant cette thèse : un grand merci aux amis, aux habitants des Taillées, puis les îles d'amouriens qui m'ont notamment permis de me changer les idées lors de la rédaction en mode « confiné ». Merci à Victor pour les belles sorties en montagne, les vacances de rêves et les bons petits repas. Enfin, un immense merci à Léa pour ta présence au quotidien !

Abréviations

CEREMA	Centre d'Études et d'expertise sur les Risques l'Environnement la Mobilité et l'Aménagement
CPU	Central Processing Unit
DLT	Direct Linear Transform
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (en anglais Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC)
GPS	Global Positioning System
GPU	Graphical Processing Unit
IGE	Institut des Géosciences de l'Environnement
ISTerre	Institut des Sciences de la Terre
LiDAR	Light Detection And Ranging
MMCMS	Median of Multiple Common Master Series
MNT	Modèle Numérique de Terrain
SfM	Structure from Motion
SIFT	Scale Invariant Feature Transform
SMMCMS	Sliding Median of Multiple Common Master Series
SURF	Speeded Up Robust Features

Notations

V_S	Vitesse de surface du glacier selon l'horizontale
α	Pente locale du glacier
w_s	Vitesse verticale interne du glacier
w_e	Vitesse d'émergence du glacier
b_i	Bilan de masse local du glacier
ρ_i	Masse volumique de la glace au point i
δh	Variation d'altitude de la surface du glacier
V_Z^{Image}	Vitesse verticale du glacier mesurée par le dispositif stéréo time-lapse
V_Z^{GPS}	Vitesse verticale interne du glacier mesurée par GPS permanents (correspond à w_s)
V_Z^{Balise}	Vitesse verticale du glacier mesurée par GPS ponctuel sur un réseau de balise (équivalent à V_Z^{Image})
c_x, c_y	Coordonnées du centre optique dans les images
f_x, f_y	Distances focales en pixels

Table des matières

Remerciements	i
Table des matières	viii
Introduction générale	1
1 Contexte	5
1.1 Enjeux : les objets géophysiques étudiés	6
1.1.1 Glacier	7
1.1.2 Glacier rocheux	10
1.1.3 Glissements de terrain	14
1.2 Méthodes de suivi	15
1.2.1 GPS continu	15
1.2.2 Campagnes GPS	16
1.2.3 Radar sol	17
1.2.4 Imagerie satellitaire	17
1.2.5 Campagnes LiDAR	17
1.2.6 Campagnes photogrammétriques	18
1.2.7 Mesure par caméras fixes	19
1.3 Dispositif stéréo time-lapse	19
1.4 Présentation des sites d'étude	21
1.4.1 Laurichard	21
1.4.2 Argentière	22
1.5 Conclusion	29
2 Calcul et caractérisation de la variabilité spatiale des déplacements	31
2.1 Introduction	32
2.2 Etat de l'art	32
2.2.1 Suivi monoscopique	33
2.2.2 Suivi stéréoscopique	36
2.3 Méthodes et résultats	37
2.3.1 Sélection des images	37
2.3.2 Article I : Détection automatique de zones en mouvement dans des séries d'images non recalées : Application à la surveillance des mouvements gravitaires	38
2.3.3 Article II : Monitoring mountain cryosphere dynamics by time-lapse stereo photogrammetry	48
2.3.4 Temps d'exécution	58
2.4 Sources d'erreurs	59
2.4.1 Influence de la détermination des paramètres intrinsèques	60

2.5	Perspectives d'améliorations	67
2.6	Conclusion	67
3	Calcul et caractérisation de la variabilité temporelle des déplacements	71
3.1	Introduction	72
3.2	État de l'art	74
3.3	Méthodes et résultats	75
3.3.1	Articles III et IV : Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series	75
3.3.2	Temps d'exécution	96
3.4	Sources d'erreurs	97
3.5	Conclusion	100
4	Application au calcul de bilans de masse	103
4.1	Introduction	104
4.2	Dynamique des glaciers	104
4.2.1	Bilan de masse	104
4.2.2	Dynamique interne et vitesses	105
4.2.3	Méthodes de calcul du bilan de masse	107
4.3	Validation des données	109
4.4	Bilan de masse journalier	111
4.4.1	Méthodes	111
4.4.2	Données	114
4.4.3	Résultats	117
4.5	Conclusion	121
	Conclusion générale	125
	Bibliographie	I
	Table des figures	XI
	Liste des tableaux	XV

Introduction générale

En montagne et en haute montagne, les mouvements de versant peuvent prendre des formes diverses : glaciers, glaciers rocheux, glissements de terrain. Cette variété d'objets géophysiques se caractérise par une diversité d'enjeux : dans le cas de glaciers et glaciers rocheux, leur variation de vitesse ou de masse au cours du temps peut servir d'indicateur du changement climatique (Delaloye *et al.*, 2008; Gardent *et al.*, 2014; Pörtner *et al.*, 2019; Vincent *et al.*, 2019). Les enjeux peuvent être aussi d'ordre opérationnel : ces mouvements de versant peuvent menacer des populations ou des infrastructures situées en aval (Dubois *et al.*, 2016; Dematteis *et al.*, 2017; Duvillard *et al.*, 2019; Marcer *et al.*, 2020). Il est donc nécessaire de disposer d'outils afin de réaliser leur suivi.

Dans le cadre de cette thèse, nous proposons un dispositif stéréo time-lapse à haute résolution spatio-temporelle basé sur l'utilisation de deux appareils photo fixes, enregistrant des images du mouvement à étudier depuis deux points de vues différents, à des intervalles de temps réguliers. L'objectif de ce travail est de développer des méthodes permettant de traiter, de façon automatique, les images issues de ce type de dispositif, afin d'obtenir des chroniques de déplacement journalier ou de vitesse de la surface de l'objet d'étude, et ce de façon spatialisée.

Le suivi de mouvements de versant à l'aide d'une ou plusieurs caméras n'est pas nouveau et on trouve plusieurs exemples d'applications dans la littérature. Par ailleurs, dans d'autres domaines, les techniques de traitement d'images et de vision par ordinateur permettent des applications larges comme la reconstruction 3D de scènes complètes à l'aide de séries d'images (Schonberger et Frahm, 2016), la production de contenu immersif à l'aide de la réalité virtuelle (Anderson *et al.*, 2016), ou encore la navigation de véhicules autonomes (Menze et Geiger, 2015). Ainsi, plutôt que de développer de nouvelles méthodes, dans la mesure du possible, ce travail de thèse privilégie l'agencement de méthodes existantes pour remplir nos objectifs. Cette approche permet d'utiliser des méthodes éprouvées, le plus souvent à l'aide de tests comparatifs, pouvant garantir leur robustesse à divers types d'images et applications. De plus, l'implémentation de ces méthodes est le plus souvent disponible dans des bibliothèques dont l'efficacité numérique est optimisée. C'est pourquoi les méthodes présentées dans la section 2.3 sont issues directement de l'état de l'art.

En revanche, un travail particulier d'évaluation des méthodes et de leur enchaînement a été réalisé. Si la littérature évalue le plus souvent les résultats des algorithmes sur des images bien particulières (image à faible résolution, environnement contrôlé), l'application de ces algorithmes au suivi des mouvements de versant peut demander une analyse plus poussée de leurs performances. Ainsi une attention particulière est portée à la validation des résultats à l'aide d'informations tirées à partir des images, mais aussi à l'aide de moyens de mesures classiques de la surface de la cryosphère. Ainsi nous proposons une validation de l'enchaînement d'algorithmes à plusieurs niveaux : sur les résultats intermédiaires de la chaîne de traitement et sur le résultat final, qui sont des champs de déplacements 3D et des séries temporelles de déplacements. Cette validation à double échelle peut faciliter

l'évaluation d'un changement de méthode à l'intérieur de la chaîne de traitement. Lorsque les méthodes de l'état de l'art ne permettent pas d'obtenir les résultats attendus, nous proposons une méthode originale adaptée à nos données. Dans ces cas-là, nous proposons aussi une comparaison avec les méthodes de l'état de l'art qui, si possible, s'appuie sur des mesures in-situ.

Afin de développer cette chaîne de traitement et de la tester, nous disposons de deux sites d'études : un glacier tempéré, le glacier d'Argentière dans le massif du Mont Blanc, et le glacier rocheux du Laurichard dans les Hautes Alpes. Il s'agit de sites emblématiques, suivis depuis plusieurs années qui servent de laboratoire à ciel ouvert. Les divers moyens de mesures et instrumentations mis en place sur ces deux sites et leurs caractéristiques très différentes (en terme de dynamique, de couverture et de configuration photogrammétrique) offrent un cadre idéal pour développer et tester de nouvelles méthodes. Enfin, l'objectif final est de pouvoir proposer un outil supplémentaire afin d'améliorer la connaissance. Nous proposons d'utiliser à la fois les données issues de notre dispositif stéréo time-lapse et des données de GPS ancrés dans la glace afin de déterminer le bilan de masse journalier du glacier d'Argentière de juillet à novembre 2019.

Ce document se compose de 4 chapitres.

Le chapitre 1 pose le contexte dans lequel s'inscrit ce travail de thèse. Il présente les différents mouvements de versant pour lesquels le dispositif que nous proposons est directement adapté, en détaillant les enjeux relatifs à leur suivi. Les méthodes et outils existants de suivi de la surface de ces mouvements de versant sont ensuite détaillés, afin de comprendre dans quelle mesure le dispositif que nous proposons vient compléter les méthodes existantes. Enfin le dispositif est présenté d'un point de vue matériel, ainsi que son implantation sur les deux sites d'études que sont le glacier rocheux du Laurichard et le glacier d'Argentière.

Le chapitre 2 porte sur les méthodes de traitement des paires d'images stéréo, afin d'obtenir des champs de vecteurs déplacements tri-dimensionnels et des modèles 3D de la surface étudiée. Après un état de l'art, nous détaillons les méthodes de traitement choisies. Chaque étape de traitement est testée et évaluée sur les deux sites d'études, à partir des informations contenues dans les images, mais aussi à l'aide d'autres moyens de mesure, comme les GPS ou LiDAR.

Le chapitre 3 détaille les méthodes permettant de combiner les déplacements entre les paires d'images stéréo, afin de construire des séries temporelles de déplacements robustes au bruit. Après un état de l'art des méthodes qui exploitent la redondance d'informations sur le déplacement contenue par les multiples couples de déplacements possibles, nous proposons une méthode originale, adaptée à la fréquence d'acquisition de nos images. Cette méthode est comparée aux méthodes de l'état de l'art sur les deux sites d'études et à des données de GPS permanents dans le cas du glacier d'Argentière.

Enfin le chapitre 4 propose une application directe des données des méthodes développées dans cette thèse, pour le calcul du bilan de masse à l'échelle journalière du glacier d'Argentière. Les mesures obtenues à partir des images sont combinées à des séries temporelles de déplacements obtenues par des GPS permanents installés sur des balises ancrées dans le glacier. Les résultats obtenus sont comparés à des mesures traditionnelles du bilan de masse.

Ce travail de thèse a mené à la rédaction et à la publication de trois articles publiés dans des conférences nationales et internationales avec actes et comité de lecture, et un article soumis dans la revue IEEE JSTARS (Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing). C'est pourquoi les chapitres 2 et 3 s'appuient sur ces quatre articles pour décrire les méthodes permettant de traiter les séries d'images issues de dispositif stéréo time-lapse. Chaque article est tout d'abord introduit en indiquant sa position dans ce travail de thèse, la contribution scientifique de celui-ci et les principaux résultats. Dans certains cas, les relectures des articles ont soulevé des questions qui n'ont pas pu être traitées en profondeur à cause du format de la revue ou de la conférence. Dans ces cas-là, nous étayons le sujet en complétant l'article par une analyse plus poussée de certains éléments. Afin d'avoir une vision globale de la problématique, nous proposons d'abord un état de l'art plus complet que celui présent dans les articles et une présentation de la stratégie de traitement que nous avons adoptée.

1

Contexte

Sommaire

1.1	Enjeux : les objets géophysiques étudiés	6
1.1.1	Glacier	7
1.1.2	Glacier rocheux	10
1.1.3	Glissements de terrain	14
1.2	Méthodes de suivi	15
1.2.1	GPS continu	15
1.2.2	Campagnes GPS	16
1.2.3	Radar sol	17
1.2.4	Imagerie satellitaire	17
1.2.5	Campagnes LiDAR	17
1.2.6	Campagnes photogrammétriques	18
1.2.7	Mesure par caméras fixes	19
1.3	Dispositif stéréo time-lapse	19
1.4	Présentation des sites d'étude	21
1.4.1	Laurichard	21
1.4.2	Argentière	22
1.5	Conclusion	29

1.1 Enjeux : les objets géophysiques étudiés

Les mouvements de versant, ou mouvements gravitaires, peuvent prendre des formes diverses. Leur mode de déplacement, par chute, fluage, glissement, leur vitesse, leur volume et leur composition sont des éléments permettant de les classer (voir figure 1.1). Cette thèse s'intéressera essentiellement au suivi d'objets géophysiques typiques de la haute montagne : glissements de terrain, glaciers et glaciers rocheux. Ces objets sont caractérisés par un déplacement de la surface et des changements topographiques lents, qui peuvent évoluer jusqu'à la rupture (chute de sérac, effondrement de langue glaciaire, lave torrentielle...). Afin d'effectuer un suivi de ces changements dans un régime précédent une éventuelle rupture, des mesures journalières sont le plus souvent suffisantes. Ce type de mouvements

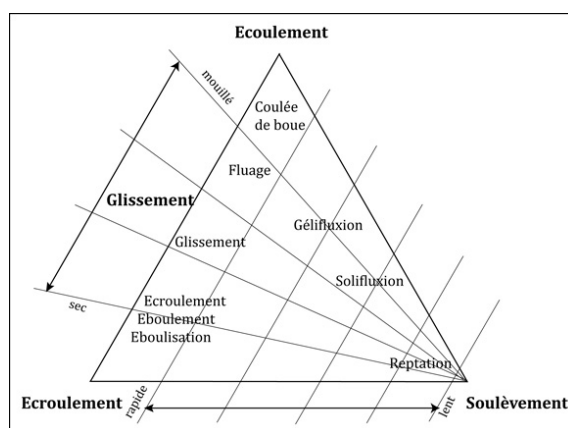


Figure 1.1 – Classification des différents processus à l'origine des mouvements gravitaires. Figure adaptée de Zepp (2017).

gravitaires présente de nombreux enjeux, notamment liés à leur évolution dans le contexte du réchauffement climatique. À travers les rapports du GIEC la communauté scientifique mondiale s'accorde sur l'impact de la hausse de température de ces dernières décennies sur les changements que l'on peut observer sur la cryosphère de montagne (Pörtner *et al.*, 2019). Globalement, la hausse observée de 0.3°C par décennie se traduit par une fonte du pergélisol et un retrait glaciaire, eux-mêmes pouvant provoquer un certain nombre d'événements impactant la stabilité du sol ou la ressource en eau. Par ailleurs, les prévisions de la hausse des températures dans le siècle à venir vont amplifier l'occurrence et/ou l'ampleur de ces phénomènes, posant des questions d'adaptation des populations impactées par ces changements (voir figure 1.2). Ainsi, à l'échelle européenne, une grande partie des glaciers est vouée à disparaître (plus de 80 % de perte de masse d'ici l'horizon 2100), la limite d'enneigement hivernal se trouvera plus haute en altitude (Pörtner *et al.*, 2019). La disparition des glaciers et la moindre quantité de neige en hiver provoqueront des étiages plus sévères et plus longs à l'automne, impactant la ressource en eau et la production d'énergie hydroélectrique. Le retrait glaciaire, ainsi que la fonte du permafrost favorisera l'occurrence et l'ampleur des mouvements gravitaires (Beniston *et al.*, 2018). Il est donc nécessaire de continuer à étudier le comportement de la cryosphère de montagne et sa réponse à des forçages climatiques afin de mieux anticiper et s'adapter à ces changements. Par ailleurs, les glissements de terrain peuvent avoir des origines diverses sans lien avec le réchauffement climatique. Ces glissements peuvent présenter des risques importants pour les populations (Bonnard *et al.*, 2004). Il est donc nécessaire de disposer de moyens permettant de mieux comprendre les processus en jeu, ainsi que d'outils d'alertes en cas de

dangers imminents. Que ce soit pour le suivi de la cryosphère ou des glissements de terrain, ces études passent par l'acquisition de données, leur interprétation et la réalisation de modèles, afin de prendre en compte l'ensemble de la chaîne de processus. Dans cette optique, le travail mené dans le cadre de cette thèse vise à développer un outil supplémentaire permettant de réaliser le suivi de surface de mouvements de versant à très haute résolution spatio-temporelle. Ce nouvel outil permettra d'améliorer la connaissance et réaliser un suivi opérationnel de la dynamique des glaciers et glaciers rocheux et des glissements de terrain.

1.1.1 Glacier

Impacts du changement climatique

Éléments marquants du paysage alpin, les glaciers évoluent avec le temps. Dans les Alpes les langues glaciaires se retirent plus en amont, l'épaisseur de glace diminue. La simple comparaison visuelle de photographies aériennes anciennes (début XXe) et récentes des deux plus grands glaciers français présentées dans la figure 1.3 illustre clairement ces phénomènes. De façon plus quantitative, une étude cartographique multi-sources dans les Alpes françaises a pu mettre en évidence une régression de plus de 25% de l'emprise des glaciers entre la fin des années 60 et 2006-2009 (Gardent *et al.*, 2014). À partir de scénarios de réduction de l'émission des gaz à effet de serre et donc d'évolution probable des températures, il est possible de modéliser la disparition des glaciers alpins. Ainsi, selon un scénario correspondant à un réchauffement de 3 ° C d'ici la fin du siècle, le glacier d'Argentière devrait disparaître avant 2100, tandis que la Mer de Glace aura perdu au moins 80% de sa masse (Vincent *et al.*, 2019). À l'échelle mondiale, l'ablation est passée de -0.33 m équivalent en eau par an (m.w.e.a⁻¹) durant la deuxième moitié du XXe siècle, à -0.54 m.w.e.a⁻¹ au début du XXIe siècle (Zemp *et al.*, 2015). Cette augmentation de perte de masse est en grande partie liée à la fonte durant l'été, alors que les apports en neige durant l'hiver restent stables. C'est donc bien l'augmentation des températures qui est responsable de la fonte des glaces.

Conséquences sur la ressource en eau

Une source d'impact économique des glaciers concerne la ressource en eau. Dans de nombreux pays (de l'arc alpin, des Andes ou de l'Himalaya), les eaux de fontes des glaciers sont captées afin de produire de l'énergie électrique. La fonte des glaciers conduit à une augmentation des débits estivaux et donc de la production. Par exemple en Suisse, des travaux ont montré que depuis les années 1980 3 à 4% (1.0-1.4 TWh/an) de la production d'énergie hydroélectrique proviennent de la fonte des glaciers. Cette part est amenée à diminuer fortement à l'horizon 2040-2060 (Schaeffli *et al.*, 2019). Outre la production d'énergie hydroélectrique, la ressource en eau gouverne les problématiques d'irrigation, d'agriculture et d'eau potable. Dans certaines régions, les glaciers ont un véritable effet tampon : durant la saison humide, ils accumulent une part des précipitations sous forme de neige et de glace, alors que durant la saison sèche, le phénomène d'ablation permet de conserver un débit conséquent et limite les périodes d'étiages (Kehrwald *et al.*, 2008).

Aléas et risques

En plus d'enjeux économiques liés à la ressource en eau, l'évolution des glaciers conduit à un certain nombre d'aléas qui peuvent être exacerbés du fait du réchauffement climatique.

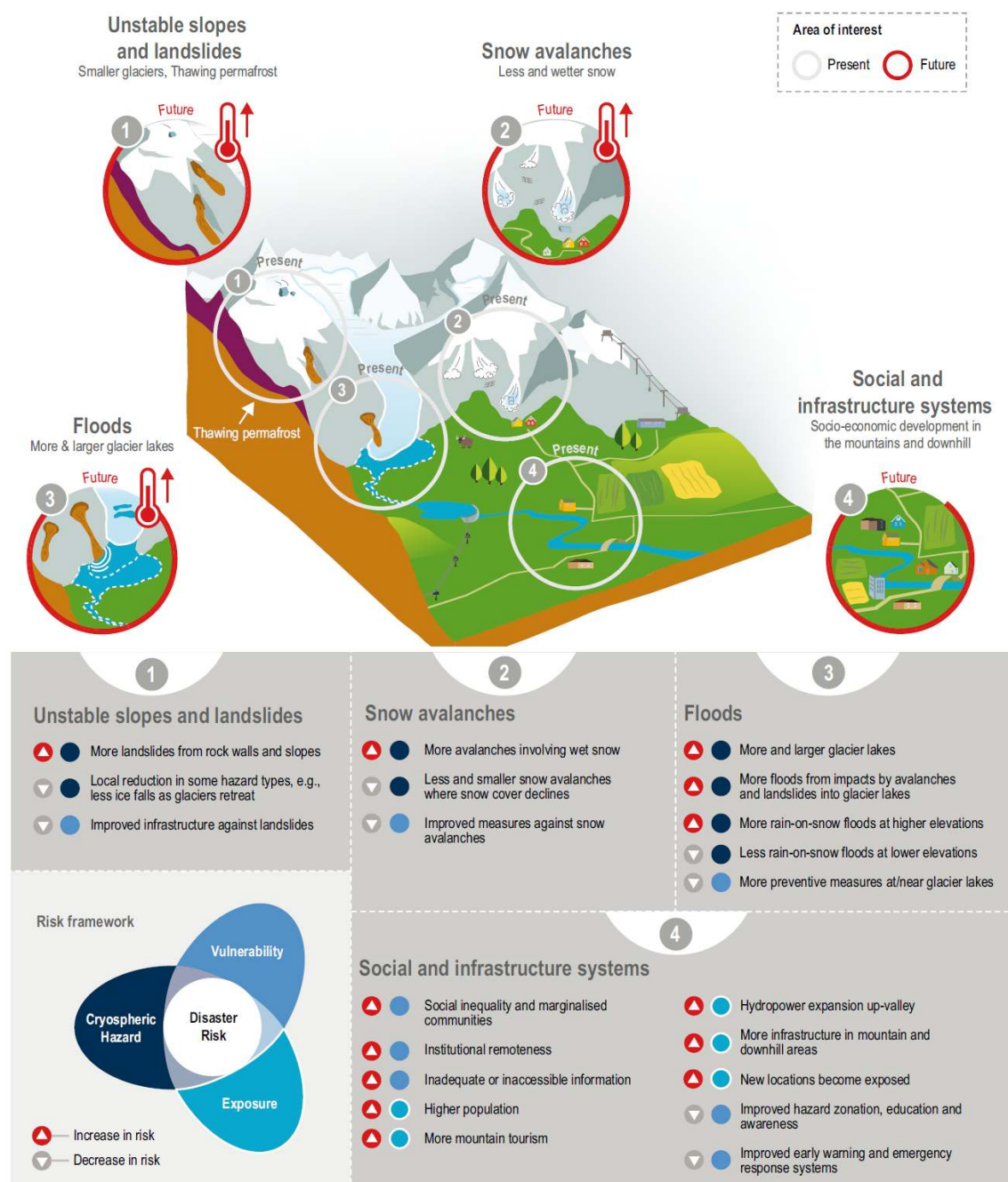


Figure 1.2 – Évolution de l'exposition et de la vulnérabilité des territoires de montagne liée à l'augmentation des risques dus au réchauffement de la cryosphère. Figure tirée du rapport du GIEC (Pörtner et al., 2019).

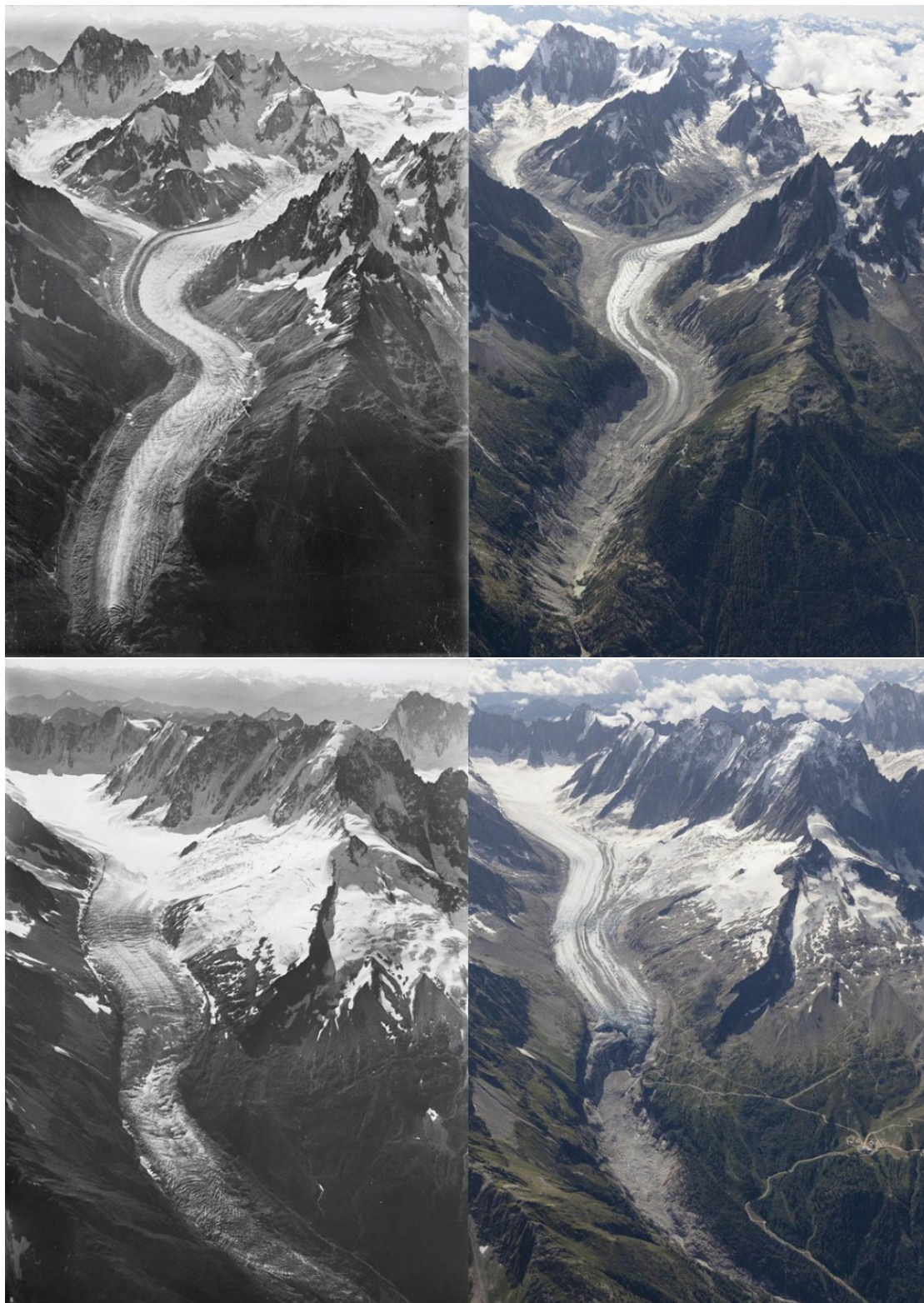


Figure 1.3 – Photographies aériennes prises en 1919 et 2019, gauche et droite respectivement. En haut, la Mer de Glace et en bas le glacier d'Argentière dans le massif du Mont Blanc. Crédits : Walter Mittelholzer, ETH-Bibliothek Zürich et Dr Kieran Baxter, University of Dundee.

On peut par exemple citer les chutes de séracs : lorsque le glacier présente une forte rupture de pente, il a tendance à accélérer et la contrainte de rigidité de la glace tend à former des blocs de glace instables. Ces blocs de glace finissent par chuter, pouvant entraîner des avalanches. Le glacier de Planpincieux, descendant du sommet des Grandes Jorasses sur le versant sud du massif du Mont Blanc, produit ce type d'aléas, pouvant mener à un risque pour la route et un pont situés en aval. C'est pourquoi ce glacier est suivi par différentes méthodes afin d'essayer d'anticiper de tels événements (Giordan *et al.*, 2016; Dematteis *et al.*, 2017). Sur le versant nord du même massif, le glacier de Tacconnaz présente lui aussi un risque important lié aux chutes de séracs. Durant l'hiver, ce phénomène peut déclencher une avalanche de grande ampleur pouvant impacter les habitations de la vallée de Chamonix situées dans la trajectoire (Pigeon, 1998). Des études ont permis de mieux caractériser le phénomène, notamment en déterminant l'occurrence des chutes de séracs et les volumes nécessaires pour déclencher des avalanches (Le Meur et Vincent, 2006; Vincent *et al.*, 2015). Enfin, un dernier type d'aléas vient de la formation de lacs ou de poches d'eau sous-glaciaire pouvant se vidanger et entraîner des laves torrentielles et inondations. Les glaciers s'écoulent de l'amont vers l'aval en charriant un grand nombre de débris rocheux. Ces débris peuvent provenir d'écroulement rocheux de parois surplombant le glacier, ou sont arrachés par le glacier. Dans le cas d'un glacier en retrait il peut se former une moraine frontale, pouvant elle-même engendrer un lac en piégeant l'eau de fonte du glacier, on parle de lac pro-glaciaire. Le barrage naturel formé par la moraine frontale peut se déstabiliser et provoquer une crue importante à l'aval pouvant présenter un risque pour les populations et infrastructures (Carey *et al.*, 2012; Cook *et al.*, 2016). L'étude des glaciers peut permettre de prédire la localisation et le volume de ces futurs lacs suite au retrait glaciaire (Magnin *et al.*, 2020). Il peut aussi arriver qu'une poche d'eau se forme à l'intérieur ou sous le glacier lorsqu'il n'y a pas d'exutoire naturel. La fonte du glacier et la dynamique interne du glacier peuvent amener à une vidange soudaine de cette poche pouvant entraîner lave torrentielle et des inondations. C'est ce qu'il s'est passé sur le glacier de Tête Rousse dans le massif du Mont Blanc en 1892 entraînant près de 175 victimes dans la vallée de Saint-Gervais. Depuis, ce glacier est suivi et des solutions de vidanges contrôlées par pompage ou forage sont mises en place (Vincent *et al.*, 2010, 2012).

1.1.2 Glacier rocheux

Définition

Plus méconnus du grand public que les glaciers 'normaux' (qu'ils soient blancs ou couverts), les glaciers rocheux sont plus discrets dans le paysage. Ils constituent la manifestation visible de la présence du permafrost. En surface ils apparaissent comme un amas de blocs rocheux pouvant s'apparenter à un chaos de blocs ou un éboulis, prenant la forme de langue de taille souvent hectométrique et d'épaisseur décamétrique. La présence de morphologies en bourrelets et sillons, d'un front et des bords marqués, indique une forme en mouvement s'écoulant vers l'aval (Delaloye *et al.*, 2018) (voir figure 1.4). Ces bords et fronts raides (pente >30 degrés) sont propices aux chutes de blocs comme illustrées dans la figure 1.5. Afin d'expliquer le mouvement de ces formes, il faut regarder la composition du glacier rocheux en profondeur : il s'agit d'un mélange de glace, de sable et de roches. Ces roches emprisonnées dans une matrice de sable et de glace sont soumises à la gravité et s'écoulent tel un matériau visqueux vers l'aval : on parle de fluage (Haeberli *et al.*, 2006). Les glaciers rocheux sont généralement catégorisés en trois classes (Delaloye *et al.*, 2018) :

- Actif : la glace est présente en profondeur et le glacier rocheux se déplace vers l'aval.

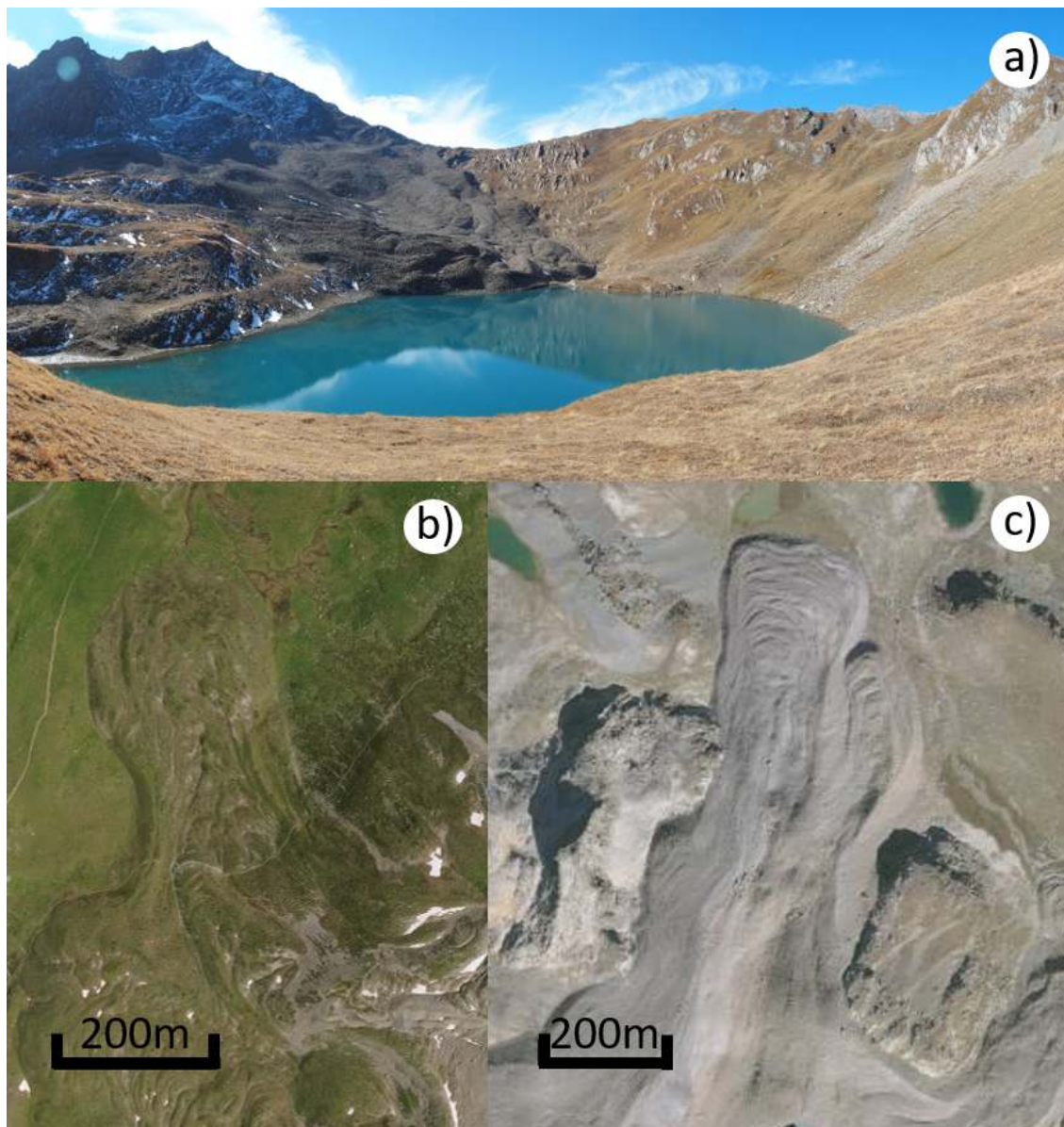


Figure 1.4 – a) Glacier rocheux actif descendant dans le lac Noir (Massif du Beaufortain 73). b) Glacier rocheux fossile de Lanserlia (73) présentant un couvert végétal (source geoportail.gouv.fr). c) Glacier rocheux actif du Marinnet (04) (source geoportail.gouv.fr).

- En transition (ou inactif) : la glace est encore présente en profondeur, mais en faible quantité, ce qui conduit à un glacier immobile ne présentant pas de signes de mouvements.
- Fossile : la glace n'est plus présente et le glacier rocheux est immobile. Le plus souvent ces glaciers rocheux présentent de la végétation à leur surface et se trouvent à des altitudes inférieures aux glaciers actifs.

Aujourd'hui les glaciers rocheux actifs que l'on peut trouver dans les massifs montagneux des régions tempérées se trouvent le plus souvent à des altitudes supérieures à 2500 m, ou plus basses dans des versants ombragés, surmontés de raides faces rocheuses alimentant le glacier en débris (Barsch, 2012). À des altitudes plus basses et en versants plus ensoleillés se trouvent les glaciers rocheux fossiles qui ne présentent ni mouvement, ni glace en profondeur, et dont la présence est le reflet d'une activité ancienne de plusieurs milliers d'années. L'arrêt du mouvement et les conditions climatiques sont plus favorables au développement d'un couvert végétal de la surface.

Parmi les glaciers rocheux actifs, on peut mentionner une sous-famille : les glaciers rocheux déstabilisés. Ce sont des formes ayant subi une accélération forte, suivie d'une période de vitesses élevées, avant une éventuelle décélération. Ce comportement se traduit par l'apparition de crevasses ou de fissures, probablement dues à la transition entre un mouvement de fluage classique pour un glacier rocheux actif et un mouvement de glissement basal, signe de la déstabilisation (Schoeneich *et al.*, 2015; Eriksen *et al.*, 2018; Marcer *et al.*, 2019). La coexistence de ces trois types de glaciers rocheux à des altitudes et des orientations différentes traduit une influence du climat sur leur comportement. La présence de glaciers rocheux fossiles à des altitudes inférieures à 2500 m et dans des versants ensoleillés témoigne de l'existence de pergélisol durant la fin de la dernière période glaciaire (Kerschner, 1978; Frauenfelder *et al.*, 2001).

Amélioration de la connaissance

À l'échelle de quelques années ou dizaines d'années, les glaciers rocheux actifs sont influencés par les variations récentes de températures. On peut par exemple observer une augmentation de la vitesse de déplacement des glaciers rocheux alpins depuis les années 80 jusqu'au début des années 2000 avec un pic de vitesse quelques mois après l'épisode de canicule de l'été 2003 (Delaloye *et al.*, 2008). Durant cette période, la température moyenne annuelle dans les Alpes a subi une augmentation de l'ordre de 1 à 2 ° C (Delaloye *et al.*, 2008). La mesure des vitesses de surfaces de glaciers rocheux à travers les Alpes semble donc montrer cette relation entre hausse des températures et vitesse de déplacements (Bodin *et al.*, 2009; Delaloye *et al.*, 2008). Cette relation peut être expliquée par l'augmentation de la viscosité avec la température (loi de Glenn) (Cicoira *et al.*, 2019). Cependant, s'il semble clair qu'une augmentation de température induise une accélération des glaciers rocheux, d'autres paramètres sont à prendre en compte afin d'expliquer les variations annuelles de vitesses. En effet, l'épaisseur du manteau neigeux en début de saison hivernale peut influencer sur le comportement du glacier. Un début d'hiver pauvre en neige aura tendance à favoriser un refroidissement du glacier, plus propice à une baisse de vitesse, alors que des quantités de neige importantes à la fin de la saison peuvent induire une accélération à cause de la grande quantité d'eau de fonte s'infiltrant à l'intérieur du glacier et favorisant la lubrification de celui-ci (Ikeda *et al.*, 2003). Par ailleurs, si la tendance est la même pour l'ensemble des glaciers rocheux d'une région, il est difficile d'estimer a priori la vitesse d'une forme en particulier. Celle-ci va dépendre de la quantité de glace, de la



Figure 1.5 – Front d'un glacier rocheux dans la combe du Laurichard (05). Le front partiellement recouvert de neige laisse voir la chute récente d'un bloc depuis la surface du glacier rocheux en mouvement.

granulométrie des débris rocheux, de la topographie, etc. Les mesures sur le terrain sont donc nécessaires afin de quantifier précisément le déplacement des glaciers rocheux au cours du temps. A une échelle saisonnière les variations de vitesses semblent ne pas être liées aux variations de température, mais à la présence d'eau liquide à l'intérieur du glacier. Cette eau liquide peut venir de la fonte de la neige en surface au printemps, ou des précipitations liquides s'infiltrant à l'intérieur du glacier (Kenner *et al.*, 2017). Des mesures possédant à la fois une bonne résolution temporelle et spatiale, couplées à des mesures d'autres variables, bruit sismique, imagerie de la profondeur par des méthodes géophysique (Maurer et Hauck, 2007), données météorologiques (Kenner *et al.*, 2017), température du sol à différentes profondeurs (Mutter et Phillips, 2012), pourraient donc permettre une meilleure connaissance de la mécanique interne des glaciers rocheux et ainsi proposer un modèle d'écoulement (Staub *et al.*, 2015).

Enjeux opérationnels

Outre un besoin d'amélioration de la connaissance scientifique du comportement des glaciers rocheux, certains glaciers rocheux présentent de véritables enjeux opérationnels. Dans les Alpes, il est fréquent de les trouver dans des domaines skiables et il existe plusieurs cas de construction de pylônes ou gare d'arrivée de remontées mécaniques sur des glaciers rocheux (Cadet et Brenguier, 2015; Duvillard *et al.*, 2018, 2019). Les terrassements effectués ne sont pas suffisants pour stopper l'avancée des glaciers et la déstabilisation des infrastructures, entraînant ainsi des coûts de maintenance élevés et dans de rares cas le déplacement des infrastructures vers des zones stables. Une autre source de risques pour les infrastructures et populations de montagne provient des glaciers rocheux dont le front est directement connecté à de fortes pentes et des chenaux torrentiels. De par l'avancée du glacier rocheux, les blocs proches du front finissent par basculer dans la pente et peuvent conduire à l'occurrence de laves torrentielles pouvant finir par atteindre des zones peuplées (Kummert et Delaloye, 2018; Marcer *et al.*, 2020). L'intensité et la fréquence de ces phénomènes sont directement liées à la vitesse de déplacement des glaciers et aux apports d'eau liquide venant de précipitations ou de la fonte des neiges (Kummert *et al.*, 2018). Un suivi temps réel de ces glaciers pourrait permettre d'anticiper certains événements ou du moins quantifier les volumes en jeu (Kummert et Delaloye, 2015). Enfin, dans le cas de glaciers rocheux déstabilisés, ces phénomènes peuvent prendre des ampleurs plus importantes et générer de lourds dégâts. Par exemple, en 2006, dans les Alpes françaises, une partie du glacier rocheux du Bérard s'est détachée, entraînant une lave torrentielle de 250 000 à 500 000 m³. Probable conséquence de l'accélération des glaciers rocheux observée au cours des années 90, cet événement est vraisemblablement à relier à la canicule de 2003 et aux conditions d'enneigement lors de l'hiver 2005/2006 (Bodin *et al.*, 2016). Un autre cas de lave torrentielle importante a eu lieu en 2015, suite à deux glissements du front du glacier rocheux du col du Lou en Savoie. La lave torrentielle, évaluée à 15 000 m³ a atteint le village de Lanslevillard provoquant d'importants dégâts matériels. Cet événement est probablement en partie expliqué par les températures élevées de l'été 2015 ainsi que les forts orages précédents l'événement, alors même que le glacier présentait un caractère déstabilisé (Marcer, 2018; Marcer *et al.*, 2020).

1.1.3 Glissements de terrain

La compréhension du fonctionnement et le suivi des glissements de terrain sont le plus souvent nécessaires dans le contexte de risques pour les populations et infrastructures.

Ainsi, entre 2004 et 2010, on recense plus de 30 000 décès dans le monde liés aux glissements de terrain (Petley, 2012). En Europe, de 1954 à 2014, on comptabilise plus de 2000 victimes pour 1374 morts (Haque *et al.*, 2016). En plus de ces pertes humaines, des dégâts matériels et des conséquences économiques viennent s'ajouter. À une échelle plus locale, on peut prendre l'exemple de la crise liée à la réactivation du glissement du Chambon dans le département de l'Isère. Ce glissement est situé en amont d'une route départementale comportant un tunnel dans la zone de glissement et d'un lac de barrage. En 2015, une accélération du glissement a nécessité la fermeture de la route (Dubois *et al.*, 2016). La route est restée fermée de longs mois, enclavant ainsi la haute vallée de la romanche, avant la construction d'une route de secours sur l'autre rive du lac et l'aménagement du tunnel de la route départementale. Cette fermeture de la route a eu de lourdes conséquences économiques pour les villages touristiques situés en amont. En aval, dans la même vallée, on trouve un autre exemple de glissement de terrain menaçant une route nationale. Il s'agit du glissement de Séchilienne en Isère, qui a nécessité une déviation de la route et un aménagement d'un canal de secours pour la Romanche s'écoulant en contrebas (Antoine *et al.*, 1987). De tels exemples sont nombreux, il est donc nécessaire de disposer de solutions simples à mettre en place et à faible coût, afin de suivre l'évolution de ces glissements, de façon à aider la prise de décision.

1.2 Méthodes de suivi

Afin de répondre aux nombreux enjeux évoqués dans la section 1.1, un grand nombre de méthodes de suivi des glaciers, glaciers rocheux et glissements de terrain existe. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéressons uniquement au suivi de la surface des objets d'études, en particulier les déplacements en surface ou les changements de topographie.

Il est possible de classer les différentes méthodes existantes selon deux grands critères : l'échantillonnage spatial et la fréquence temporelle. L'échantillonnage spatial est donné par la distance minimale entre deux mesures à la surface de l'objet d'étude. La fréquence temporelle correspond à la durée entre deux mesures. À ces deux critères peuvent se rajouter d'autres caractéristiques, comme le prix du matériel ou de l'accès aux données, la complexité de la mise en oeuvre sur le terrain et du traitement des données, ou encore le caractère intrusif de la solution. C'est à travers cette dernière distinction que le centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement (CEREMA) a effectué un état de l'art des solutions de suivis de glissement de terrain (Poncet, 2016a,b). La suite de cette section présente différents outils et méthodes permettant de mesurer la dynamique de surface de mouvements gravitaires, tout en présentant des cas concrets d'application. Pour un panel plus complet de méthodes, on pourra se référer à la revue de la littérature effectuée par le CEREMA. Les outils évoqués sont répertoriés selon leurs résolutions dans la figure 1.6.

1.2.1 GPS continu

Afin de suivre le déplacement de surface d'un glacier, par exemple, il est possible d'installer un GPS en surface de celui-ci pour obtenir une mesure quasi continue de son déplacement. Ainsi la résolution temporelle est excellente puisque la mesure est continue,

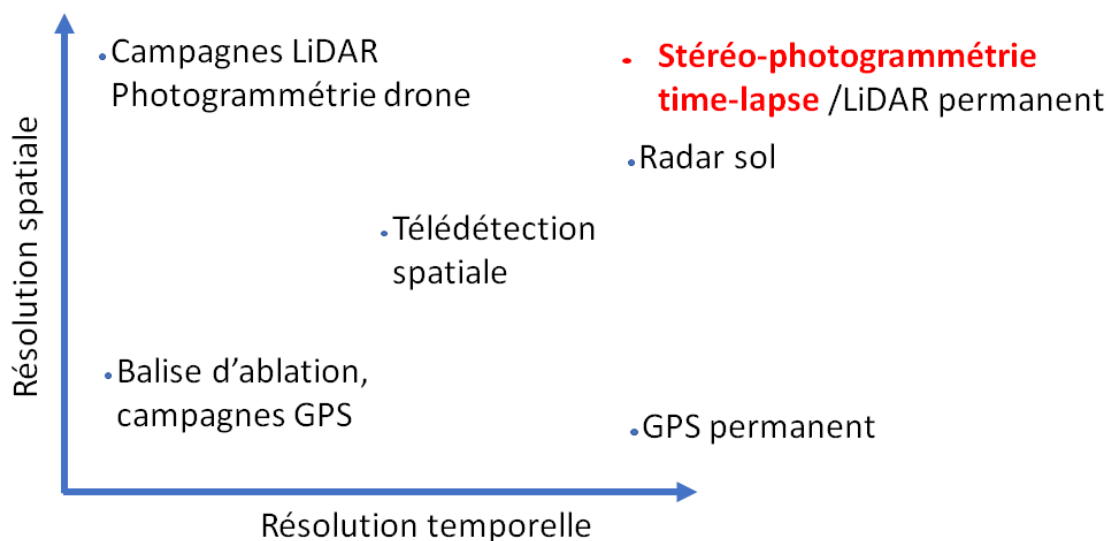


Figure 1.6 – Résolution spatiale et temporelle des différentes méthodes de suivi de la surface de mouvements gravitaires.

mais la résolution spatiale se limite au nombre de GPS installés sur le terrain. Il est donc possible de quantifier temporellement le déplacement du glacier en un point, mais il est difficile d’avoir une information spatialisée sur ce déplacement. Ainsi ce manque d’information spatiale peut biaiser les résultats, par exemple lorsque le GPS est installé sur un bloc rocheux à la surface d’un glacier : le bloc rocheux se réchauffant plus vite que la glace au soleil et restituant une partie de sa chaleur la nuit, peut entraîner une fonte accélérée de la glace sur un côté préférentiel du rocher, qui peut conduire à une rotation du bloc au cours du temps, entachant ainsi la mesure du GPS d’une composante qui n’est pas liée au déplacement du glacier (Fallourd *et al.*, 2011). De la même façon, pour le suivi de glaciers rocheux, un GPS installé sur un bloc rocheux à la surface du glacier mesurera à la fois le déplacement du glacier et la rotation du bloc induite par les contraintes mécaniques (Lambiel et Delaloye, 2004). Afin d’estimer la composante du déplacement venant de la rotation du matériel il est possible d’installer des inclinomètres pour mesurer la rotation du matériel au cours du temps (Wirz *et al.*, 2014). Cependant, du fait de la nature du terrain d’étude (fonte de la glace, blocs instables), l’installation et la maintenance de GPS est contraignante et demande des interventions fréquentes sur le terrain (Ponton *et al.*, 2014).

1.2.2 Campagnes GPS

Une autre méthode pour suivre les déplacements consiste à identifier des points remarquables à la surface, par exemple des blocs rocheux qui seront identifiés, afin de mesurer leur position périodiquement à l’aide d’un GPS ou d’une station totale. De cette façon, un nombre plus important de points peut être suivi pour un coût identique, mais la résolution temporelle dépend de la fréquence à laquelle les relevés sont effectués. Cette méthode a été utilisée pour suivre l’évolution de la vitesse de surface du glacier rocheux du Laurichard depuis les années 80 (Bodin *et al.*, 2009; Francou et Reynaud, 1992). Cependant, si cette méthode est adaptée pour capter des tendances pluriannuelles, il est difficile de l’utiliser pour obtenir des tendances saisonnières à cause du travail à réaliser sur le terrain.

1.2.3 Radar sol

L'utilisation de radar sol peut permettre d'acquérir avec une grande précision les déplacements à la surface d'objets selon la ligne de visée à une fréquence pouvant aller jusqu'à quelques minutes. Le déplacement est obtenu par la mesure de déphasage entre l'onde émise par le radar et l'onde réfléchiée par la surface. C'est une technique largement utilisée pour suivre les glissements de terrain et glaciers. Le premier cas d'application de cette méthode pour le suivi d'un glissement de terrain remonte à 2003, avec un suivi pouvant capter des déplacements de l'ordre de 1 m/j avec une précision millimétrique sur des pixels de résolution 2 x 2 m (Tarchi *et al.*, 2003). C'est en 2007 que l'on trouve le premier cas de l'utilisation de radar sol pour le suivi de glaciers : le glacier du Belvédère en Italie est suivi à l'aide de ce dispositif situé à plus de 3 km de celui-ci et semble permettre un suivi horaire des vitesses du glacier, sans toutefois pouvoir valider les mesures avec d'autres méthodes (Luzi *et al.*, 2007). L'apport de cette méthode réside dans sa précision puisqu'elle est capable de capter des déplacements millimétriques, mais selon une direction unique et à un coût d'instrumentation important. Pour avoir un état-de-l'art sur le suivi de mouvements à l'aide de tels systèmes, on pourra se référer au travail de Pieraccini et Miccinesi (2019).

1.2.4 Imagerie satellitaire

Que l'image soit optique ou radar, l'utilisation de l'imagerie satellitaire présente l'avantage de la couverture spatiale de la donnée. Sans instrumentation supplémentaire il est possible d'avoir de l'information sur l'ensemble du globe. C'est donc une méthode qui permet la réalisation d'inventaires ou d'analyses régionales du comportement de glaciers. On peut par exemple mentionner l'utilisation d'images optiques provenant du satellite Landsat 7 pour mettre en lumière la décélération récente des glaciers de l'Himalaya au cours du XXI^e siècle (Dehecq *et al.*, 2019). Autre exemple, l'imagerie radar, capable de capter des déplacements millimétriques, peut être utilisée afin de recenser les glaciers rocheux actifs d'une région du globe (Wang *et al.*, 2017). Cependant la résolution des capteurs optiques peut limiter l'amplitude des mouvements détectables. Par ailleurs, la fréquence de revisite des satellites au-dessus d'un même point est fixée et ne peut être modifiée, limitant ainsi la fréquence temporelle de mesure. De plus, dans le cas des capteurs optiques, la fréquence d'images exploitables peut encore être réduite dans le cas d'une couverture nuageuse au moment de la prise de vue. Enfin, les données ne sont pas toujours accessibles gratuitement et leur acquisition peut représenter un coût important.

1.2.5 Campagnes LiDAR

Les scanners LiDAR peuvent être utilisés afin d'obtenir la topographie de l'ensemble de la surface d'étude avec une résolution spatiale pouvant atteindre quelques centimètres. Ces appareils, qu'ils soient terrestres ou aéroportés, permettent d'acquérir des modèles numériques de terrain (MNT) de l'objet d'étude à différentes dates. Ces MNT peuvent ensuite être comparés entre eux afin de quantifier des déplacements de surface, ou mesurer des pertes ou des gains de volume entre les époques. Ainsi cette méthode a permis de quantifier spatialement les déplacements de surface du glacier rocheux du Laurichard à plusieurs d'années d'intervalle (Bodin *et al.*, 2018). Dans le cas de glaciers, l'utilisation de LiDAR peut permettre d'estimer la perte ou le gain d'altitude du glacier d'une période à l'autre pour estimer le bilan de masse de façon spatialisée en combinant avec des mesures

de balises sur le glacier (Réveillet, 2016). Bien que ces méthodes permettent une excellente résolution spatiale, la résolution temporelle dépend de la fréquence des acquisitions sur le terrain. En pratique ces acquisitions peuvent être difficiles à mettre en œuvre à cause du poids du matériel à transporter et de la nature du terrain qui peut rendre difficile l'évolution avec un tel matériel (voir figure 1.7). Il est donc difficile d'envisager un suivi intra-annuel avec de telles méthodes. Pour une idée des possibles applications du LiDAR terrestre ou aéroporté pour le suivi de la cryosphère, on pourra se référer à la revue effectuée par Bhardwaj *et al.* (2016) ou dans un cadre plus général des géosciences au travail de Telling *et al.* (2017).

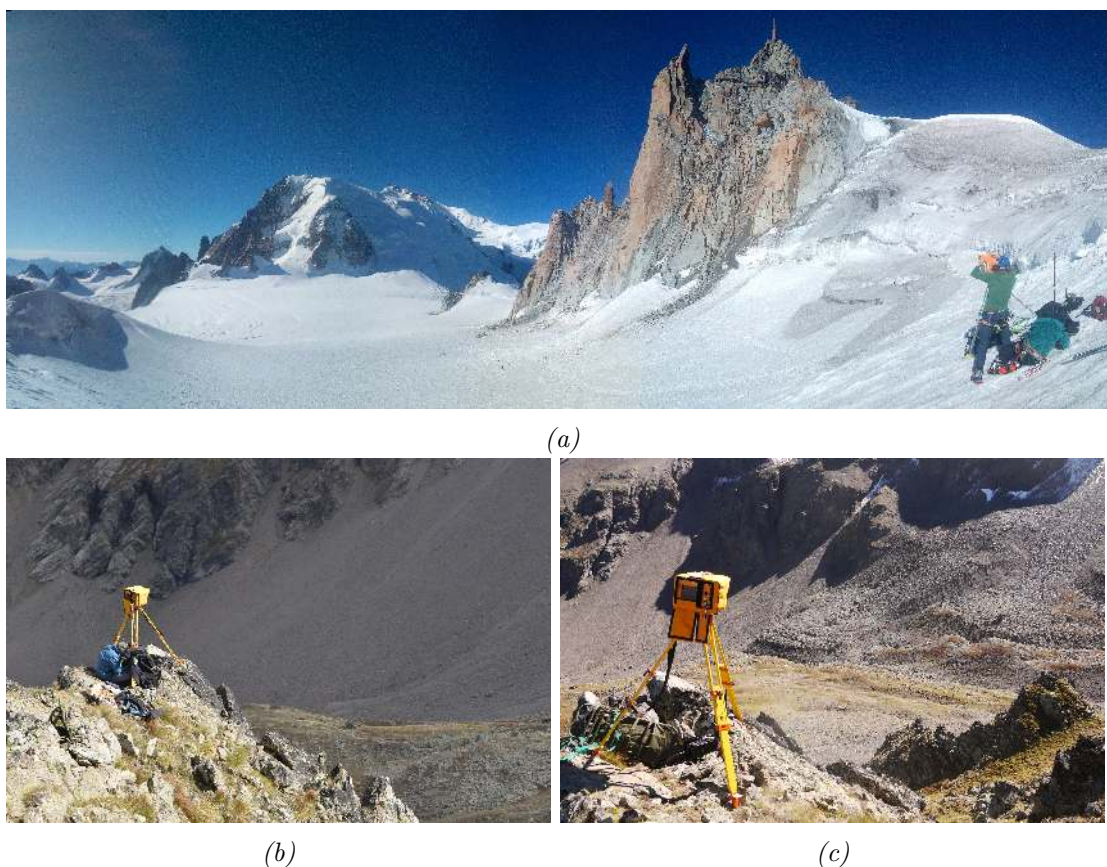


Figure 1.7 – Différents cas d'usage de levés LiDAR pour le suivi du permafrost dans des environnements difficiles d'accès. a) Suivi de l'arête des cosmiques suite à des écroulements pouvant impacter des infrastructures construites sur le permafrost (Ravel et al., 2013; Duvillard et al., 2015). b) et c) Le suivi du glacier rocheux du Laurichard par levés LiDAR (Bodin et al., 2018), demande de monter le matériel en haut d'une raide arête rocheuse afin d'avoir un point de vue optimal pour l'acquisition.

1.2.6 Campagnes photogrammétriques

Une autre manière d'obtenir un modèle 3D de la surface d'un mouvement de versant est l'utilisation d'images prises depuis différents points de vue. Les principes de Structure from Motion (SfM), permettent d'obtenir la topographie d'une surface, à partir d'une série d'images de celle-ci, depuis différents points de vue. Quand les alentours du site d'étude le permettent, une acquisition terrestre est possible, dans les autres cas, des appareils photo

embarqués sur des drones peuvent être utilisés. Enfin, le site remonterletemps.ign.fr met à disposition un ensemble de photographies aériennes du territoire français à différentes dates. Ces images peuvent permettre d'effectuer un suivi a posteriori. Si cette solution est moins onéreuse que l'utilisation de LiDAR, des précautions supplémentaires doivent être prises lors de l'acquisition sur le terrain. Ainsi le nombre de prises de vues, le recouvrement entre celles-ci, la qualité du capteur et de l'optique, ainsi que le placement de points de contrôles dans la scène sont des paramètres primordiaux afin d'obtenir un résultat de qualité (Eltner *et al.*, 2016; Scaioni *et al.*, 2018). De même que pour l'acquisition de modèles 3D à l'aide de LiDAR, les résultats obtenus à différentes dates peuvent être comparés entre eux, afin de réaliser un suivi de la surface d'étude. Ainsi, la résolution temporelle est limitée à la fréquence des acquisitions, alors que la résolution spatiale peut être de l'ordre du centimètre (James *et al.*, 2017; Bodin *et al.*, 2018).

1.2.7 Mesure par caméras fixes

On trouve dans la littérature de nombreux exemples de l'utilisation de caméras fixes pour le suivi de l'environnement. En effet, en plus de permettre d'effectuer la mesure par analyse automatique d'images, en cas de doute, il est facile d'expertiser humainement le contenu de l'image afin de vérifier les mesures obtenues. On peut par exemple mentionner la mesure de vitesses de surface en rivière et de niveau d'eau afin d'estimer les débits (Fourquet, 2005; Tsubaki *et al.*, 2011). Dans ce cas, avec l'hypothèse d'un écoulement dans un plan, il est possible en calibrant la caméra d'obtenir une mesure métrique des vitesses de surface depuis une unique vue. Plus proche des objets d'études de cette thèse, il est possible d'utiliser des caméras fixes afin de mesurer d'autres variables d'intérêts, comme l'extension du manteau neigeux (Barth, 2012; Fedorov *et al.*, 2016). Enfin, de façon similaire aux campagnes photogrammétriques décrites dans la section 1.2.6, il est possible d'utiliser des caméras fixes prenant des images du site d'étude depuis plusieurs points de vue différents, afin d'obtenir des modèles 3D de l'objet d'étude à des intervalles de temps réguliers. Ce type de méthodes a pu être appliqué au suivi d'une falaise présentant un risque de chutes de blocs (Kromer *et al.*, 2019), au suivi du vêlage d'un glacier (Mallalieu *et al.*, 2017), ou encore pour le suivi d'une parcelle agricole (Eltner *et al.*, 2017). Ces travaux posent les bases de l'utilisation de caméras fixes appliquée aux géosciences, avec notamment l'importance du recouvrement spatial entre les prises de vues, l'écartement et le nombre de caméras nécessaires. Cependant, ces travaux utilisent uniquement les modèles 3D obtenus pour tirer de l'information sur l'objet d'étude, les images ne servant qu'à la création des modèles. Dans le cadre de cette thèse, nous proposons de réduire le nombre de caméras à deux et d'utiliser les informations contenues dans les images pour enrichir la donnée produite.

1.3 Dispositif stéréo time-lapse

Le dispositif que nous proposons afin d'obtenir un suivi de surface de la cryosphère de montagne à haute résolution spatio-temporelle consiste en deux appareils photo autonomes et fixes enregistrant des images du site d'étude depuis deux points de vue différents. Le matériel est constitué d'appareils photo reflex plein format dont l'optique est choisie de

façon à adapter la distance focale aux contraintes du site d'étude. La mise au point est réalisée manuellement (à l'infini, étant donné les distances à l'objet) afin de ne pas utiliser l'autofocus qui pourrait être perturbé par certains artefacts (brouillard, pluie, neige), mais surtout pour réduire le mouvement des lentilles de l'appareil entre deux acquisitions. De la même façon l'ouverture du diaphragme est fixée à $f/8.0$ et le basculement du miroir est anticipé de quelques secondes pour limiter les mouvements parasites lors de la prise de vue. Le taux de compression des images au format JPEG est réglé au plus bas pour éviter les artefacts et ne pas altérer le contenu des images. L'appareil photo est piloté par un micro-contrôleur afin d'acquérir des images à heures fixes. Pour cela, une station de mesure Campbell CR200 est utilisée afin d'envoyer une impulsion, à heure fixe, via le port télécommande de l'appareil photo. Plusieurs images sont prises au cours de la journée (5 à 10) afin de maximiser les chances d'avoir une image où l'objet d'étude est visible en cas de mauvais temps. L'heure de prise de vue par les deux appareils est fixée de façon identique, cependant, les deux appareils ne sont pas synchronisés et l'on peut observer un décalage de plusieurs minutes entre les prises de vue. Même si le mouvement de l'objet d'étude est le plus souvent négligeable dans cet intervalle de temps il est important de synchroniser ponctuellement les horloges de façon précise afin d'éviter des dérives trop importantes des horloges internes, qui pourraient provoquer des conditions d'illuminations différentes entre les deux images. L'alimentation de l'appareil photo et de la station d'acquisition est assurée par une batterie et un panneau solaire. L'appareil photo, la station de mesure et la batterie sont stockés dans un boîtier en inox étanche qui est soit directement fixé sur un rocher soit sur un trépied métallique lui-même fixé au sol (figures 1.8). Dans le cas où un réseau 3G est disponible, il est envisageable de télé-transmettre les images directement sur un serveur distant. Cependant le volume important de données, du fait de la haute résolution des images et de leur fréquence, ainsi que la couverture du réseau en milieu de montagne peut rendre impossible le transfert des données. Dans ce cas là, les images sont stockées sur une carte SD de 64 Go. Cette capacité de stockage demande de se rendre sur site tous les six mois afin de décharger les images.

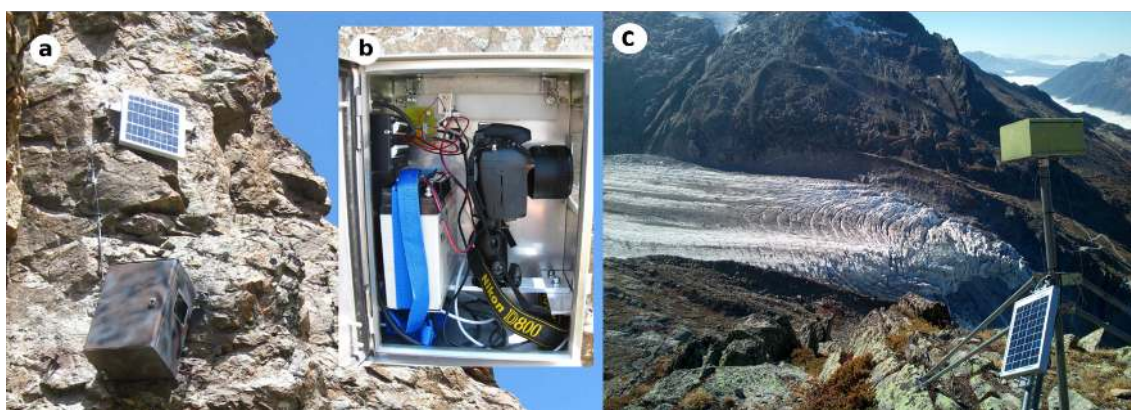


Figure 1.8 – a) Dispositif fixé sur une paroi rocheuse. b) Intérieur du dispositif, avec une batterie, un micro-contrôleur et un appareil photo reflex monté sur un pied photo. c) Dispositif installé sur un trépied fixé au sol en bordure du glacier d'Argentière. Un dispositif similaire est installé à 150 m.

1.4 Présentation des sites d'étude

Le dispositif présenté dans la section 1.3 a été mis en oeuvre sur deux sites, présentant des dynamiques différentes : un glacier rocheux présentant une vitesse de quelques millimètres par jour, et un glacier blanc ayant une vitesse d'une dizaine de centimètres par jour.

1.4.1 Laurichard

Présentation du site

Le glacier rocheux du Laurichard (figure 1.9) est situé dans le massif des Écrins dans les Hautes Alpes. Il se trouve entre 2450 et 2650 m d'altitude et présente une largeur entre 80 m au front et 200 m pour le reste du glacier. Orienté nord, il s'étend sur 500 m de long en prenant naissance au pied d'une haute face rocheuse qui culmine au Roc Noir du Combeynot à 3112 m d'altitude. Il s'agit de l'un des glaciers rocheux les plus étudiés dans les Alpes. Sa vitesse de surface est mesurée annuellement depuis 1986 en reportant la position des différents blocs rocheux à sa surface (Francou et Reynaud, 1992; Bodin *et al.*, 2009). De façon plus récente, ce suivi de vitesse est spatialisé à l'aide de l'utilisation de LiDAR et de photogrammétrie (Bodin *et al.*, 2018). Ces études montrent que le déplacement du glacier est autour de 1,5 m/an pour les zones présentant les plus fortes pentes ou proche du front en rive droite, à quelques centimètres par an pour les zones de faibles pentes proches du front en rive gauche. Afin de disposer de points de références fixes en dehors du glacier, 5 sphères de 35 cm de rayon se trouvent autour du glacier. Leur position a été mesurée à l'aide d'un GPS différentiel et permettent de géoréférencer les acquisitions LiDAR et photogrammétriques. Depuis l'automne 2017, le glacier est mis sur écoute à l'aide de l'installation de plusieurs capteurs sismiques. Cette instrumentation a pour but de mettre en lumière les changements saisonniers du glacier en profondeur, avec notamment le réchauffement du glacier et l'infiltration de l'eau lors de la fonte de la neige au printemps. Ce dispositif est autonome en énergie à l'aide de panneaux solaires et d'éoliennes. Les données sont transmises en temps réel à l'aide d'une connexion 4G. Enfin, plusieurs capteurs de température sont présents à la surface du glacier et en dehors. Cette richesse d'instrumentation vise à mieux comprendre le fonctionnement d'un glacier rocheux avec une approche saisonnière et pourrait permettre de modéliser son comportement. De plus, les précédentes mesures de la vitesse de surface par d'autres capteurs sont une base de comparaison pour nos résultats. C'est pour ces raisons que le site a été choisi pour être instrumenté par le dispositif stéréo time-lapse.

Dispositif stéréo time-lapse

L'installation du dispositif stéréo time-laps a été réalisée en deux temps. Un premier appareil photo réflex Nikon D800 a été installé en début d'été 2013, puis un second en juillet 2016. Ces appareils ont une résolution de 36 millions de pixels et un capteur plein format de taille 24 mm par 36 mm. Les deux appareils sont dans des boîtiers étanches directement ancrés à une paroi rocheuse à l'aide de spits. Un panneau solaire et une batterie assurent l'autonomie en énergie. Un micro-contrôleur pilote l'acquisition de douze images par jour entre 7 h et 19 h via le port télécommande de l'appareil. L'optique montée sur les appareils possède une focale de 85 mm. Les appareils sont situés sur la Pyramide du Laurichard, surplombant le glacier rocheux au nord-ouest, à une altitude de 2600 et 2650 m, soit 100 à 150 mètres au dessus de la zone du glacier qui est imagée par les appareils. La distance



Figure 1.9 – Glacier rocheux du Laurichard vu depuis la Pyramide éponyme.

entre les appareils est de 250 m et la distance au glacier est d'environ 500 m. Ainsi, l'angle de convergence des appareils photo est autour de 15° . Compte tenu des caractéristiques des appareils, de la distance focale de l'optique et de la distance au glacier, la taille d'un pixel représente en moyenne 3 cm au sol. La direction principale de déplacement du glacier est orientée vers le nord, nord-est, ce qui est plutôt perpendiculaire à l'axe de visée des appareils photo. En prenant un déplacement de 1 m à la surface du glacier (déplacement annuel moyen), cela représentera un déplacement de 33 pixels. La figure 1.10 illustre le positionnement du dispositif sur le site et la figure 1.11 présente les deux vues des appareils gauche et droit.

1.4.2 Argentière

Présentation du site

Le glacier d'Argentière est situé dans le massif du Mont-Blanc, il s'étend sur une dizaine de kilomètres entre 1600 m et 3600 m d'altitude, pour une superficie de 19 km². La partie située entre 1600 m et 2100 m d'altitude est déconnectée du reste du glacier depuis l'été 2005 et est uniquement alimentée en glace par la chute de sérac présente en amont. Au-dessus de cette chute de sérac, le glacier est dominé en rive droite par l'Aiguille du Chardonnet (3824 m) et en rive gauche par l'Aiguille Verte (4122 m) ainsi que le sommet des Droites (4000 m). En amont la source du glacier se trouve dans un vaste cirque formé par le Mont Dolent (3823 m) et l'Aiguille du Triolet (3808 m) (voir figures 1.13 et 1.12). Le glacier présente des affluents notables : à l'amont ce sont les glaciers des Améthystes et du Tour Noir et plus en aval le glacier des Rognons. Il s'agit d'un glacier tempéré. Au niveau de la chute de sérac, les eaux sous-glaciaires sont captées à l'aide de galeries creusées sous le glacier. L'eau captée alimente ensuite le lac de barrage d'Emosson sur le versant opposé. Les eaux sont ensuite turbinées pour produire de l'énergie hydroélectrique. Son ampleur, son accessibilité et ses galeries sous-glaciaires en font un des glaciers les plus étudiés en France et dans l'arc alpin. Des mesures y sont réalisées depuis le début du 20e siècle et son bilan de masse est relevé depuis 1975 (Vincent *et al.*, 2009). Le glacier fait l'objet d'un large panel d'instrumentation, de relevés terrain et de méthodes de suivi permettant d'étudier la dynamique des glaciers et fait figure d'un véritable laboratoire de recherche et d'expérimentations variées. On peut mentionner l'utilisation de différentes méthodes pour caractériser les vitesses de surfaces du glacier par photogrammétrie, imagerie satellitaire radar, géocubes, GPS (Ponton *et al.*, 2014; Benoit *et al.*, 2015). Mais aussi

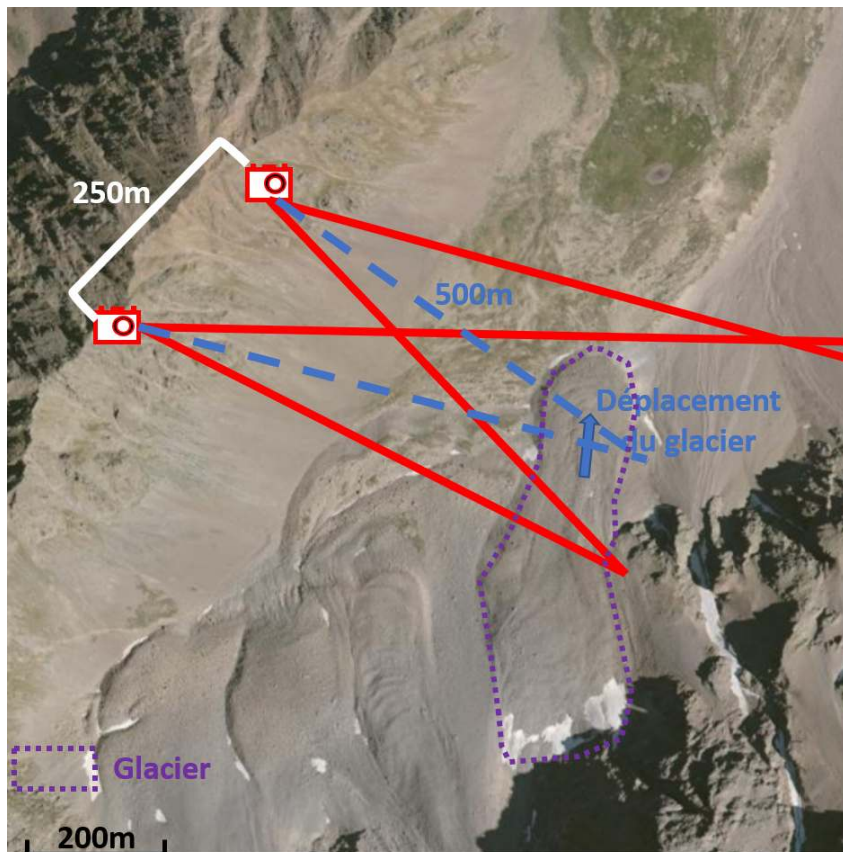


Figure 1.10 – Carte d'installation du dispositif stéréo time-lapse pour le glacier rocheux du Laurichard.



(a)



(b)

Figure 1.11 – Vues gauche et droite des appareils photo de Laurichard.

de l'utilisation d'une roue codeuse située sous le glacier afin de déterminer la vitesse basale du glacier (Vincent et Moreau, 2016). Entre les mesures de surface et basales, il est aussi possible de mesurer à travers la glace par écoute des signaux sismiques (Helmstetter *et al.*, 2015). L'ensemble de ces mesures permettent de mieux comprendre la dynamique du glacier et ainsi de pouvoir prédire l'avenir de celui-ci. Ainsi, la zone d'étude actuelle de cette thèse, autour du profil 4 (figure 1.13), sera probablement remplacée par un lac dans quelques dizaines d'années (Magnin *et al.*, 2020) et le glacier aura disparu à l'horizon 2100 si les projections climatiques s'avèrent exactes (Vincent *et al.*, 2019). L'autre avantage de ce grand nombre de mesures par différents instruments sur un même glacier est la possibilité de comparer les mesures provenant de nouveaux outils et méthodes afin de déterminer l'apport de celles-ci. C'est pour cette raison que nous avons choisi ce site pour installer notre dispositif stéréo time-lapse.



Figure 1.12 – Partie supérieure du Glacier d'Argentière vue depuis les abords du refuge éponyme en septembre 2016.

Dispositif stéréo time-lapse

Au cours de l'été 2017, nous avons pu installer un dispositif similaire à celui du glacier rocheux du Laurichard en rive droite du glacier d'Argentière. L'objectif de ce dispositif étant de suivre la zone autour du profil 4 du glacier (voir figure 1.13). La présence de nombreux couloirs d'avalanche, la rareté de points d'ancrage solides et la proximité de la voie normale du col du Passon, itinéraire très emprunté par les skieurs de randonnée au printemps, ont fortement contraint la localisation des appareils photo, au détriment d'une installation optimale d'un point de vue numérique. La nature du terrain impose l'utilisation de trépieds comme support des appareils photo. Les trépieds sont directement fixés au sol rocheux à l'aide de spits. Les appareils sont situés autour de 2650 m d'altitude, soit 250 m de dénivelé au-dessus du glacier et à une distance moyenne du glacier de 1 km. L'écart entre les appareils est de 155 m avec une direction de visée convergente de 8.8° . L'axe de visée des appareils est orienté vers le sud et l'angle d'incidence avec la surface du glacier est autour de 15° . Le glacier présente une pente relativement faible autour de 5° par rapport à l'horizontale et un écoulement préférentiel vers le nord-ouest. Nous verrons par la suite que cette configuration n'est pas optimale afin de reconstruire la surface en trois dimensions et de mesurer les vitesses de surface du glacier. Une carte représentant l'installation est

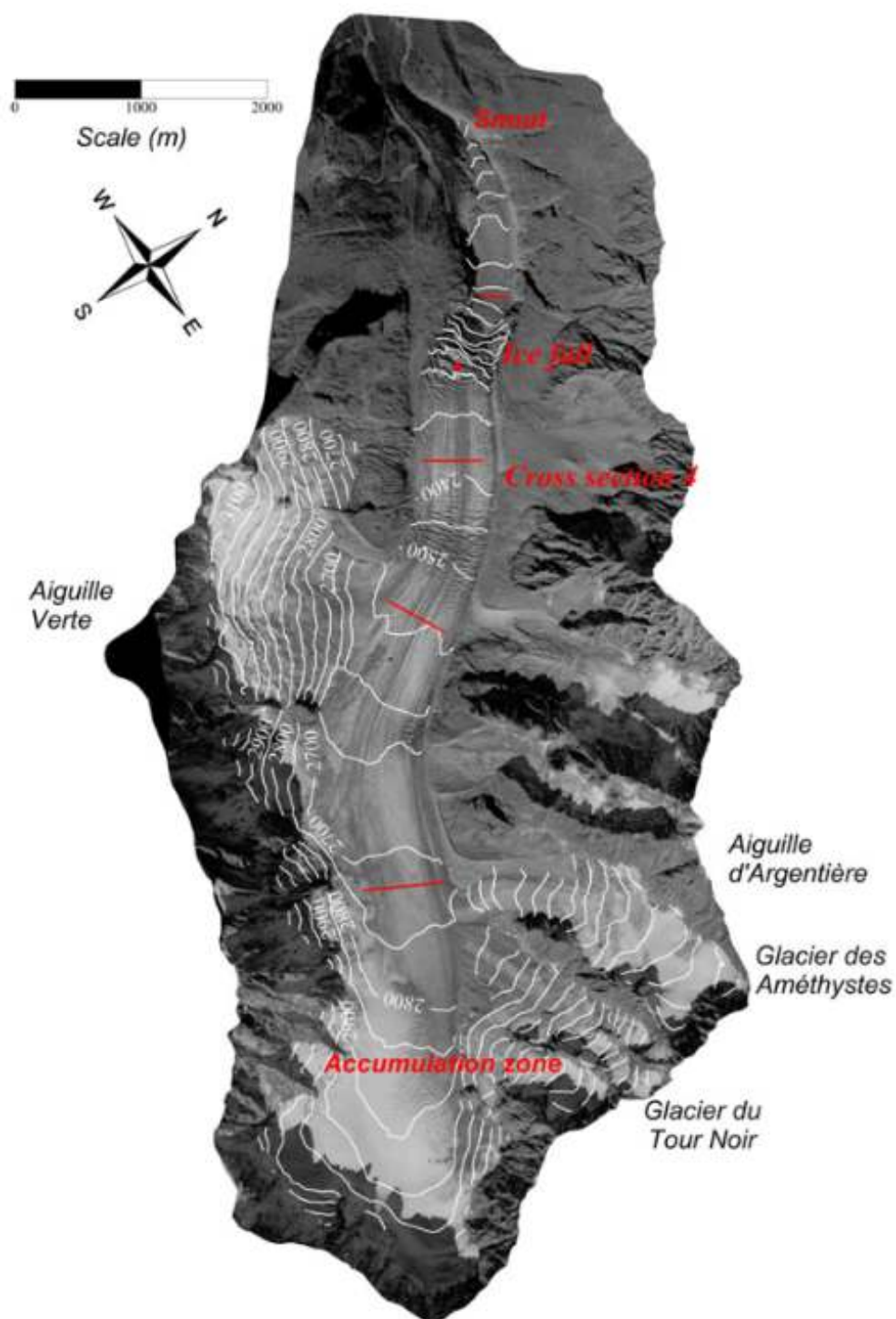


Figure 1.13 – Carte du glacier d'Argentière tirée de (Vincent et Moreau, 2016). La zone d'étude dans le cadre de cette thèse se situe autour du profil 4.

présente dans la figure 1.14. Les appareils photo utilisés sont des Nikon D810 possédant un capteur plein format (de taille 24 mm par 36 mm) de 36 millions de pixels, pilotés par une station d'acquisition. Cette dernière déclenche la prise de 5 images par jour, entre 10 h et 19 h qui sont ensuite enregistrées avec la compression JPEG la plus faible sur une carte SD de 64 Go. Le poids de chaque image est autour de 30 Mb. De juillet 2017 à juillet 2019, la focale des optiques montées sur les appareils était de 20 mm, résultant d'une taille de pixel autour de 25 cm sur le glacier. A partir de début juillet 2019 la focale était de 50 mm, améliorant la résolution des images avec un pixel représentant 10 cm au sol. C'est sur les données de l'été 2019 que nous nous sommes concentrés pour développer et valider les méthodes. La meilleure résolution peut laisser envisager de meilleurs résultats et nous disposons de mesures de comparaison provenant d'autres méthodes pour cette période de mesure. Les vues gauche et droite pour la focale de 50 mm sont présentées dans la figure 1.15.

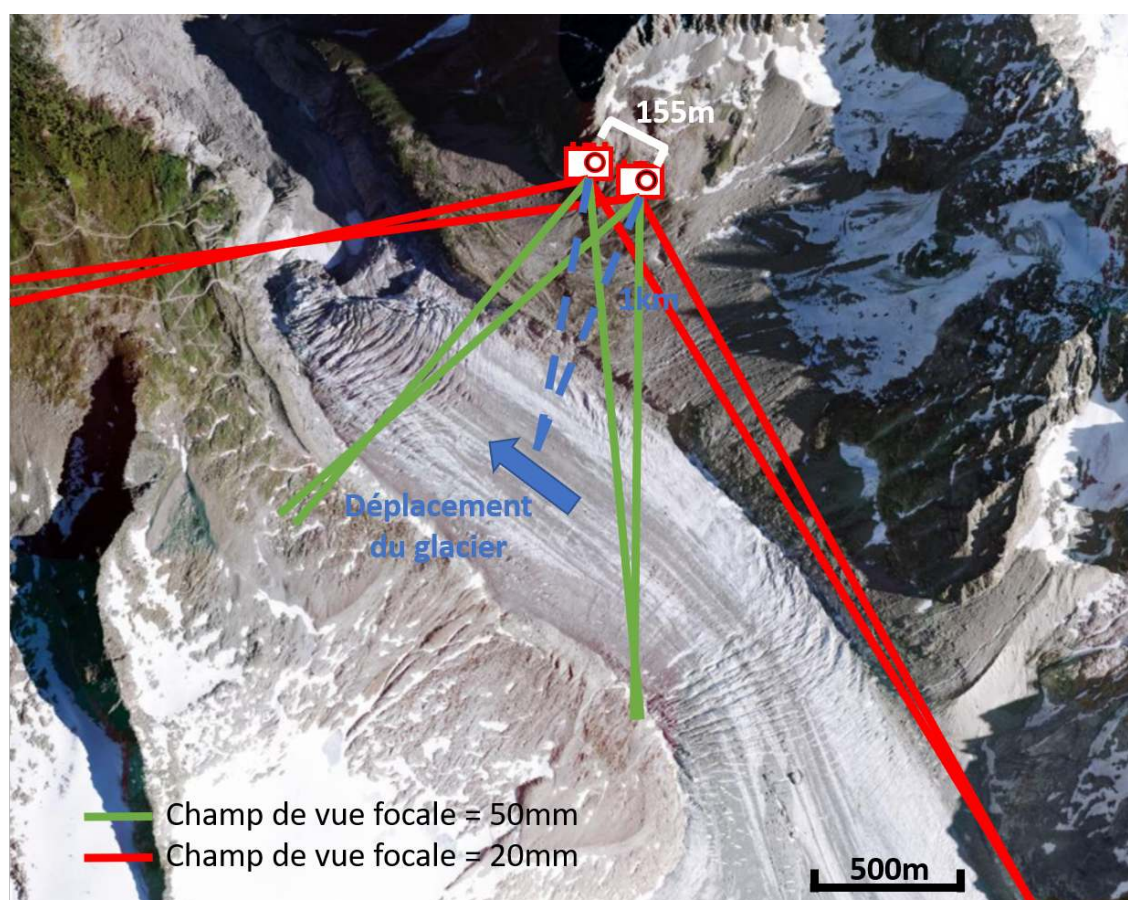


Figure 1.14 – Carte d'installation du dispositif stéréo time-lapse pour le glacier d'Argentièr.



(a)



(b)

Figure 1.15 – Vues gauche et droite des appareils photo d'Argentière (focale 50 mm).

1.5 Conclusion

Les mouvements de versant, tels que les glissements de terrain, glaciers et glaciers rocheux présentent des enjeux variés. Ils peuvent être d'ordre opérationnel, pour la protection des populations et des infrastructures, ou d'ordre scientifique afin de mieux comprendre les processus liés à leurs mouvements. Afin de répondre à ces enjeux, il est nécessaire d'effectuer un suivi de ces mouvements de versant. Plus particulièrement, il est primordial de suivre les mouvements et changements de leur surface, afin de mieux appréhender leur dynamique. Pour cela différentes solutions existent, cependant, il n'existe pas de solution permettant un suivi avec une haute résolution spatiale et temporelle et à moindre coût. C'est pourquoi ce travail de thèse propose une solution basée sur deux appareils photo fixes, enregistrant des images de façon quotidienne, et ce depuis deux points de vue différents. De façon à développer et tester les méthodes de traitements des images issues du dispositif, celui-ci a été installé sur deux sites d'études : le glacier rocheux du Laurichard et le glacier d'Argentière. Ces sites présentent des dynamiques et un aspect de surface différents. Par ailleurs, il s'agit de sites faisant l'objet d'un suivi depuis de nombreuses années à l'aide de différents instruments. Ces mesures pourront permettre d'effectuer une comparaison avec le dispositif que nous proposons et ainsi valider les méthodes utilisées.

2

Calcul et caractérisation de la variabilité spatiale des déplacements

Sommaire

2.1	Introduction	32
2.2	Etat de l'art	32
2.2.1	Suivi monoscopique	33
2.2.2	Suivi stéréoscopique	36
2.3	Méthodes et résultats	37
2.3.1	Sélection des images	37
2.3.2	Article I : Détection automatique de zones en mouvement dans des séries d'images non recalées : Application à la surveillance des mouvements gravitaires	38
2.3.3	Article II : Monitoring mountain cryosphere dynamics by time-lapse stereo photogrammetry	48
2.3.4	Temps d'exécution	58
2.4	Sources d'erreurs	59
2.4.1	Influence de la détermination des paramètres intrinsèques	60
2.5	Perspectives d'améliorations	67
2.6	Conclusion	67

2.1 Introduction

Le dispositif stéréo time-lapse a été présenté d'un point de vue matériel dans la section 1.3. Afin de réaliser un suivi de la surface des mouvements de versant, il est nécessaire de traiter les images issues du dispositif. La première étape consiste à développer des méthodes permettant de calculer des déplacements de la surface entre deux dates. Comme nous le verrons dans le chapitre 3, du fait du besoin de répéter ces calculs un grand nombre de fois, l'obtention des séries temporelles de déplacements repose sur des procédures automatisées et optimisées afin de s'exécuter dans des temps raisonnables. Nous commencerons ce chapitre par une revue de la littérature des méthodes de suivi des mouvements de versant à l'aide d'une ou plusieurs caméras. Cette revue, présentée dans la section 2.2, posera les bases des grandes étapes nécessaires afin d'obtenir des champs de déplacements et des modèles 3D du site d'étude à partir des images. Ensuite, nous présenterons les méthodes que nous avons retenues dans la section 2.3, ainsi qu'une analyse de la précision des résultats obtenus. Cette présentation se fera à travers deux articles publiés et un complément sur les sources d'incertitudes ainsi que sur les temps d'exécution des méthodes.

2.2 Etat de l'art

Comme mentionné dans la section 1.2.7, la mesure de variables d'intérêts en milieu naturel par l'image est largement utilisée par les différentes communautés des géosciences : géomorphologues, glaciologues, hydrologues, etc. Dans le cadre du suivi de surface de la cryosphère, on peut noter une utilisation d'appareil photos avant même l'ère du numérique (Harrison *et al.*, 1986; Krimmel et Rasmussen, 1986). Ainsi, le travail de Krimmel et Rasmussen (1986) pose les premières bases et recommandations pour l'utilisation de caméras afin de suivre un glacier. Ils conseillent notamment l'installation de la caméra de telle façon que la direction principale d'écoulement du glacier soit perpendiculaire à l'axe de visée de l'appareil et que celui-ci présente un angle d'azimut (angle d'incidence par rapport à la surface) suffisamment important par rapport à la surface du glacier, sans toutefois en être trop éloigné. Les auteurs abordent la calibration d'un tel système, en indiquant que des points de contrôle, dont les coordonnées 3D sont connues, doivent être visibles. Avec un système composé d'une caméra ayant une focale de 35 mm, à une distance du glacier de 1 km et une hypothèse sur la topographie du glacier, ils sont capables de mesurer une vitesse journalière du glacier de 5 m/j avec une incertitude de 1 m/j. À l'ère du numérique, la nature digitale des images et la puissance de calcul offerte par les ordinateurs permettent le développement d'algorithmes pouvant réaliser un tel suivi de manière automatique et avec une précision bien plus importante. Dans la suite de cette revue de la littérature, deux approches seront séparées : une approche mono-caméra et une approche multi-caméra. La première nécessite de connaître a priori la géométrie de la surface, par exemple grâce à un modèle numérique de terrain (MNT), afin d'obtenir des déplacements métriques, alors que la seconde permet de s'affranchir de cette

connaissance a priori.

2.2.1 Suivi monoscopique

Lorsqu'aucune information métrique sur le déplacement observé n'est attendue, ou qu'un MNT à haute résolution est disponible, le suivi mono-caméra est le plus simple et le moins coûteux à mettre en œuvre. En effet, l'effet de perspective intervenant dans la formation de l'image ne permet pas de dériver des informations métriques à partir des pixels de l'image. De tels systèmes sont utilisés afin de suivre les déplacements de surface de glaciers blancs (Maas *et al.*, 2013; Lenzano *et al.*, 2014; Benoit *et al.*, 2015; Schwalbe et Maas, 2017) ou pour de glaciers rocheux (Neyer, 2016; Kenner *et al.*, 2018) et enfin pour des glissements de terrain (Gance *et al.*, 2014; Liu et Huang, 2016; Gabrieli *et al.*, 2016; Desrues *et al.*, 2019). Dans ces différents travaux, on distingue le plus souvent les étapes suivantes pour réaliser le suivi (voir figure 2.1) :

- (A) la sélection des images à traiter afin d'écarter les images non traitables ;
- (B) le recalage des images ;
- (C) le calcul du déplacement dans l'image ;
- (D) la conversion du déplacement pixellique en mètres ;



Figure 2.1 – Chaîne de traitement classique pour le calcul de déplacements à l'aide d'un appareil fixe et d'un modèle numérique de terrain.

Sélection des images

La plupart des systèmes cités précédemment ont une fréquence d'acquisition des images bien supérieure au pas de temps désiré entre deux mesures. En effet, les conditions météorologiques ne permettent pas toujours d'obtenir des images pouvant être traitées : la présence de brouillard, de pluie ou de neige en sont les causes les plus courantes. Il est donc important d'écarter ces images pour se focaliser sur les images traitables. Comme dans les travaux de Neyer (2016), nous proposons dans un premier temps de sélectionner manuellement les images. Des pistes pour une approche automatique seront données dans la section 2.6.

Recalage

Bien que la caméra soit fixe, la plupart des auteurs reportent de légers déplacements dans les séries d'images. Ce phénomène provient de la dilatation des appareils ou du support de la caméra, entraînant un léger mouvement de celle-ci (Gance *et al.*, 2014; Neyer, 2016; Roncella *et al.*, 2014; Schwalbe et Maas, 2017). Avant de calculer un déplacement, il est donc nécessaire d'appliquer une étape consistant à estimer une transformation mathématique reliant entre elles les deux images à recalibrer. Si l'on fait l'hypothèse que le déplacement des

zones fixes provenant du mouvement de la caméra est uniquement dû à une rotation de la caméra autour de son centre optique sans translation, on peut utiliser un modèle basé sur l'homographie (Hartley et Zisserman, 2003). Cette hypothèse de rotation de la caméra est réaliste, étant donné la distance entre la caméra et la scène et que les appareils sont fixés au sol. Afin d'estimer cette transformation, plusieurs méthodes sont possibles : des méthodes basées sur l'intensité de régions d'images (Hadhri *et al.*, 2019) ou des méthodes visant à extraire des points de correspondance entre les deux images à recalculer (Schwalbe et Maas, 2017). Afin d'extraire ces points de correspondance, il existe différentes méthodes :

- utilisation de descripteur de points caractéristiques comme SIFT (Lowe, 2004) ou des détecteurs de type Harris (Harris et Stephens, 1988) sur les zones supposées fixes comme proposé par Gance *et al.* (2014) ;
- corrélation de différentes zones supposées fixes (Benoit *et al.*, 2015) ;
- extraction manuelle de points de correspondances (Roncella *et al.*, 2014).

On préférera les méthodes basées sur la mise en correspondance de points caractéristiques extraits automatiquement sur les zones fixes, qui, lorsqu'ils sont en nombre suffisamment important, permettent d'utiliser des méthodes d'estimation robustes aux éventuelles valeurs aberrantes (Gance *et al.*, 2014).

Calcul du déplacement

L'étape qui suit le recalage d'images est l'extraction du déplacement entre deux images. Deux approches sont possibles : la première vise à mettre en correspondance des pixels ou des groupes de pixels entre les deux images et la seconde vise à estimer le flux optique. La première peut se faire par corrélation : une sous-partie d'une image est extraite et est recherchée dans une zone de la seconde image de façon à maximiser le coefficient de corrélation entre les deux images. Plusieurs paramètres rentrent en compte dans cette approche de mise en correspondance de pixels :

- le nombre de pixels sur lesquels la mise en correspondance est effectuée (il est possible de faire la mise en correspondance pour l'ensemble des pixels de l'image, mais au prix d'un temps de calcul élevé) ;
- la taille de la fenêtre extraite autour du pixel considéré ;
- la taille de la zone de recherche dans la seconde image ; cette taille doit être fixée en fonction du mouvement maximum attendu.

Cette méthode est employée, par exemple, par Benoit *et al.* (2015); Gabrieli *et al.* (2016). Bien que pouvant produire des résultats avec une précision sous-pixellique, elle se limite au suivi de points suivant une translation pure. De plus, le choix de la taille de fenêtre utilisée pour la corrélation est un paramètre critique : si la fenêtre est trop grande, il est possible que l'ensemble des pixels contenus dans la fenêtre ne subisse pas le même déplacement, conduisant à un coefficient de corrélation faible. Si la fenêtre est trop petite, elle n'est pas assez caractéristique et peut conduire à un calcul de déplacement erroné, ceci est d'autant plus probable du fait de la nature des images utilisées ; sur les glaciers enneigés, les images sont peu texturées, et dans le cas de glissements de terrain ou des glaciers rocheux, les textures peuvent être répétitives.

Une autre catégorie de méthodes vise à calculer un flux optique épars (Lucas et Kanade, 1981) par une méthode basée sur une mise en correspondance selon les moindres carrés (Gruen, 1985), permettant d'obtenir une précision sous-pixellique. Ces outils permettent de choisir le modèle mathématique de déplacements (translation, affine, homographie, etc.)

ainsi que l'ajout de termes corrigeant la radiométrie. Ainsi, Neyer (2016) propose d'utiliser un modèle de déplacement affine ainsi que deux termes de correction radiométrique (gain et contraste) afin de suivre le déplacement de rochers en surface d'un glacier rocheux. Ces méthodes de flux optique éparses sont cependant limitées à un déplacement faible (de l'ordre du pixel), c'est pourquoi elles doivent être initialisées. Une première approche consiste à utiliser une approche multi-échelles, où une pyramide d'images est générée et le flux optique des niveaux de faible résolution dans la pyramide sert à l'initialisation des niveaux hauts (Bouguet *et al.*, 2001). On notera cependant qu'une erreur dans le premier niveau de pyramide se propagera aux niveaux supérieurs. Dans le cas des glaciers, Schwalbe et Maas (2017) proposent d'utiliser une approche par corrélation comme initialisation. Alors que Neyer (2016) utilise la mise en correspondance de descripteurs SURF (Bay *et al.*, 2006) pour le suivi d'un glacier rocheux et ce afin de réduire le temps de calcul de la phase d'initialisation tout en réduisant les points suivis à des points caractéristiques de l'image (zones présentant suffisamment de texture). Enfin, il est possible de calculer le déplacement pour l'ensemble des pixels de l'image afin d'obtenir un flux optique dense (Horn et Schunck, 1981). Ainsi, Hadhri *et al.* (2019) proposent d'initialiser un calcul de flux optique dense (Weinzaepfel *et al.*, 2013) à l'aide d'une mise en correspondance quasi-dense via une méthode basée sur de la corrélation, mais répliquant l'architecture des réseaux de neurones afin de relaxer les contraintes de rigidité sur le déplacement à l'intérieur d'une fenêtre de corrélation (Revaud *et al.*, 2016). Le principal avantage de l'estimation d'un flux optique dense est la cohérence spatiale du déplacement calculé, permettant de réduire l'étape visant à supprimer les valeurs aberrantes de déplacement. Cependant, l'inconvénient majeur se trouve dans le temps de calcul, qui est plusieurs ordres de grandeur supérieurs au flux optique éparses. C'est pourquoi, au final, le choix méthodologique de ce travail s'est porté sur un calcul du flux optique éparses.

Conversion du déplacement pixelique en un déplacement métrique

Une fois le déplacement pixelique extrait des images, il peut être nécessaire de le convertir en un déplacement métrique afin de supprimer l'effet de perspective. Or, une vue monoscopique ne permet pas d'obtenir l'information de profondeur pour les pixels de l'image. Il est donc nécessaire d'utiliser des informations complémentaires sur la surface vue par la caméra. La première étape consiste à calibrer la caméra, c'est-à-dire à déterminer comment un point du monde 3D est transformé en un point 2D sur l'image. Pour cela, il est nécessaire de déterminer les paramètres intrinsèques de la caméra – centre optique, distance focale, distorsion – et les paramètres extrinsèques : position et orientation de la caméra dans l'espace. Pour la calibration des paramètres intrinsèques, il est possible de réaliser une calibration en laboratoire, consistant à prendre une série d'images d'un objet de dimensions connues et d'identifier cet objet dans les images, la série de correspondances monde-image permettant de déterminer les paramètres intrinsèques (Hartley et Zisserman, 2003). Le plus souvent, un damier plan est utilisé comme objet de référence pour effectuer cette calibration. Les paramètres extrinsèques peuvent être ensuite déterminés lors de l'installation en spécifiant des angles et une position de la caméra, ou alors a posteriori en utilisant des correspondances entre des points 3D connus visibles dans l'image (Hartley et Zisserman, 2003). Il est aussi possible de réaliser une estimation conjointe des paramètres intrinsèques et extrinsèques à partir de correspondances de points 3D-2D. Cette méthode est préférée dans le cas d'un suivi par caméra sur le long terme, car les changements d'humidité et de température peuvent modifier légèrement les paramètres intrinsèques au cours du temps. Dans le travail de Liu et Huang (2016) et Travelletti *et al.* (2012), la calibration

est réalisée par l'utilisation de la DLT ("*Direct Linear Transform*") (Hartley et Zisserman, 2003) en utilisant des cibles visibles dans l'image dont la position est mesurée à l'aide d'un GPS. Cependant, la DLT estime une transformation linéaire des points 3D vers les points-image et émet donc l'hypothèse d'une distorsion nulle (distorsion le plus souvent modélisée par une distorsion radiale polynomiale (Hartley et Zisserman, 2003)). Cette hypothèse peut être applicable pour des optiques de bonne qualité avec des focales relativement longues, cependant, pour des focales grand-angle, il est souvent utile de réaliser une calibration non linéaire estimant aussi les paramètres de distorsion. Une fois la caméra calibrée, il est possible d'utiliser un MNT pour obtenir une position 3D pour chaque pixel de l'image, et donc, de convertir le déplacement pixellique en un déplacement métrique. Cette méthode est appelée *mono-plotting* et est, par exemple, utilisée par Neyer (2016) dans le cas d'un glacier rocheux et par Travelletti *et al.* (2012) pour un glissement de terrain. Cependant cette méthode repose sur l'hypothèse forte que la géométrie de la surface étudiée varie peu dans le temps. De plus, les MNT utilisés peuvent être d'une résolution relativement faible comparée à la taille représentée par un pixel au sol, et, dans le cas d'une vue oblique de la caméra, les erreurs dans la localisation d'un pixel en 3D peuvent être grandes (Neyer, 2016). C'est pourquoi il est préférable, quand cela est possible, d'utiliser plusieurs caméras afin d'utiliser les principes de la stéréoscopie pour convertir le déplacement pixellique en un déplacement métrique.

2.2.2 Suivi stéréoscopique

Dans le cas où le suivi du versant étudié nécessite une mesure métrique des déplacements et qu'un relevé numérique de terrain à haute résolution n'est pas disponible, ou que la géométrie de la surface évolue dans le temps, il est nécessaire d'utiliser une ou plusieurs caméras supplémentaires afin d'obtenir les informations tri-dimensionnelles requises à la conversion pixels-mètres. Dans la littérature on trouve de tels systèmes pour suivre les glaciers (Mallalieu *et al.*, 2017; Hadhri *et al.*, 2019), glacier rocheux (Kaufmann, 2012; Neyer, 2016) et les glissements de terrain (Roncella *et al.*, 2014; Gance *et al.*, 2014). Il est là aussi nécessaire de calibrer les caméras soit par une calibration individuelle des caméras comme celles présentées dans la section 2.2.1, ou via l'utilisation de points de correspondances entre les images prises depuis des vues différentes et l'utilisation de points de contrôle au sol (Hartley et Zisserman, 2003). Une fois les deux caméras calibrées, dans la mesure où un point est visible dans deux images et qu'il est mis en correspondance, il est possible de retrouver ses coordonnées dans le monde 3D. Afin de faciliter cette mise en correspondance de points entre différentes vues, il est possible de s'appuyer sur le fait que chaque pixel d'une image est lié à l'autre image par la géométrie épipolaire (Hartley et Zisserman, 2003), plus précisément chaque pixel d'une image se trouve selon une ligne de la seconde image (voir figure 2.2). Ainsi, les algorithmes de reconstruction 3D à partir de deux ou plusieurs vues exploitent cette propriété pour contraindre le problème de mise en correspondance de points. Ainsi Neyer (2016), de la même façon que pour le calcul du déplacement entre deux dates depuis la même vue, utilise une méthode de mise en correspondance basée sur les moindres carrés en utilisant un modèle de déplacement basé sur la géométrie épipolaire. Afin de dériver des champs de déplacement tridimensionnels pour chaque couple de paires d'images, il suffit d'effectuer une reconstruction 3D pour les deux couples d'images et réaliser le calcul du déplacement dans une paire et utiliser les deux reconstructions 3D pour projeter le déplacement 2D en 3D. C'est cette approche qui est utilisée par Neyer (2016); Roncella *et al.* (2014) et Hadhri *et al.* (2019).

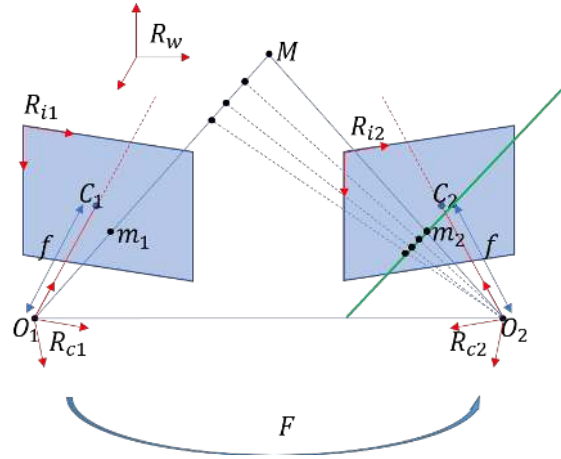


Figure 2.2 – Principe de la géométrie épipolaire : un pixel d'une image se trouve selon une ligne dans la seconde image.

2.3 Méthodes et résultats

Dans cette section, nous proposons de détailler les méthodes utilisées dans cette thèse pour déterminer le champ de vecteurs déplacements 3D à l'aide de deux paires d'images stéréo séparées dans le temps. Comme nous l'avons vu dans la section 2.2, plusieurs étapes sont nécessaires. Il faut sélectionner les images, les calibrer, corriger les mouvements de l'appareil photo dans le temps, calculer le déplacement dans les images et effectuer une reconstruction 3D à l'aide des deux images pour obtenir un déplacement métrique. À l'exception de l'étape de sélection des images, les méthodes sont détaillées dans deux articles. Le premier présente la méthode utilisée pour effectuer le recalage des images et le second présente la chaîne complète, comprenant la calibration, le recalage, le processus de reconstruction 3D et le calcul du déplacement.

2.3.1 Sélection des images

La première étape de sélection des images est effectuée manuellement. Pour cela, en plus d'écartier les images où l'objet d'étude n'est pas visible à cause des conditions météo, nous écartons celles où la surface du sol présente une couverture neigeuse importante. En effet, avec la fonte de cette dernière, l'aspect de surface change au cours du temps et vient perturber les calculs de déplacement. Enfin, nous sélectionnons uniquement les images sans soleil direct sur l'objet d'étude. Le soleil direct provoque des ombres portées dans la scène qui varient au cours de la journée et de la saison, perturbant les algorithmes. Comme le dispositif enregistre plusieurs images par jour, il est facile de trouver, au cours de la journée, une ou plusieurs images, le soir ou le matin, ou encore en cas de ciel couvert. Cette sélection manuelle des images est relativement rapide puisque la sélection d'une image par jour dans une série de 4 mois d'images prend moins de 30 minutes.

2.3.2 Article I : Détection automatique de zones en mouvement dans des séries d'images non recalées : Application à la surveillance des mouvements gravitaires

Comme le montrent les travaux antérieurs utilisant des caméras fixes, il est nécessaire de corriger les légers mouvements de la caméra au cours du temps. Afin de mettre en lumière ce phénomène et le corriger, cet article propose une méthode originale, permettant de détecter automatiquement les zones en mouvement dans des séries d'images non recalées. Cette détection se base sur une analyse temporelle des champs de vecteurs déplacements dans une série d'images. Une fois les zones en mouvement détectées, il est possible de corriger le déplacement dans les images provenant des mouvements de la caméra. Cette correction est effectuée en considérant uniquement les déplacements observés sur les zones fixes. Dans l'article, la méthode proposée est testée sur une série d'images du glacier rocheux du Laurichard, au cours de l'été et de l'automne 2016.

Détection automatique de zones en mouvement dans des séries d'images non recalées : Application à la surveillance des mouvements gravitaires

Objectifs

- Mettre en lumière l'importance de l'étape de recalage des images
- Proposer une méthode automatique pour corriger le mouvement de la caméra
- Evaluer la performance de cette correction.

Problématiques

- Comment l'étude du champ de vecteurs déplacements entre les images d'un time lapse peut mettre en lumière des mouvements de l'appareil photo?
- Comment cette étude peut être utilisée pour corriger automatiquement ce mouvement?

Données de test utilisées

- 469 images issues de l'appareil photo gauche du glacier rocheux du Laurichard au cours de l'été 2016.
- 612 champs de déplacements entre des images séparées d'au moins 40 jours. Les déplacements sont calculés à partir de la mise en correspondance de points d'intérêts.

Principaux résultats

- Le déplacement sur les zones fixes connues n'est pas négligeable sans correction du mouvement de la caméra : on y observe un déplacement moyen autour de 4 pixels sur les données de test.
- L'indicateur VVC dans sa version spatialisée est un bon indicateur pour détecter automatiquement les zones en mouvement.
- L'homographie est un modèle adapté pour corriger les mouvements de caméras.
- Le masque des zones fixes issu de la carte des VVC est suffisant pour déterminer l'homographie: les résultats sont identiques à ceux obtenues à l'aide d'un masque expertisé.
- Après correction le déplacement moyen sur les zones fixes est inférieur au pixel.

Contexte

- Article initialement accepté à la conférence française de photogrammétrie et télédétection (CFPT) à Marne la Vallée en juin 2018. Soumission avec comité de lecture et accepté pour un oral.
- Article ensuite enrichi pour le numéro spécial de la revue de la société française de photogrammétrie et télédétection (SFPT), 2018, pp. 25-31.

DÉTECTION AUTOMATIQUE DE ZONES EN MOUVEMENT DANS DES SÉRIES D'IMAGES NON RECALÉES : APPLICATION À LA SURVEILLANCE DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES

Guilhem Marsy^{1,2,3}, Flavien Vernier¹, Xavier Bodin², William Castaings³, Emmanuel Trouvé¹

1: Univ. Savoie Mont Blanc, LISTIC, 74000 Annecy, France

2: CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France, France

3: TENEVIA 38240 Meylan, France

Résumé

Dans le domaine des géosciences, l'utilisation d'appareils photographiques automatiques fixes pour la surveillance des mouvements gravitaires est de plus en plus courante. Les séries d'images ainsi acquises permettent de suivre dans le temps l'évolution du mouvement étudié. Bien que les appareils soient fixes, on observe que les conditions du milieu extérieur peuvent entraîner un déplacement/décalage des images qui peut dépasser le déplacement dû au phénomène étudié. Nous proposons ici une méthode automatique qui analyse le déplacement apparent sur toute l'image afin de segmenter la scène en séparant les zones du terrain en mouvement des zones fixes. Nous illustrons la méthode sur une série d'images, acquises au cours de l'été 2016, du glacier rocheux du Laurichard (Hautes Alpes, France), dont les mouvements sont par ailleurs bien connus et étudiés.

Mots clés : Recalage d'images, Série temporelle d'images, Mouvements gravitaires, Segmentation de déplacements

Abstract

Within Geosciences, it is now common to use fixed time-lapse photographic cameras for studying mass movement. The series of images these equipment produce allow to monitor in time the evolution of the surface displacements. Though the device is supposed to be immobile, it is often observed that the conditions of the environment can cause a random shift of the images that may overpass the displacement amplitude of the studied phenomena. We propose here an automated method to analyze the apparent displacement over the whole image in order to segment the scene and separate between moving terrain and fixed terrain. We illustrate the method with an image series that covers the summer 2016 of the Laurichard rock glacier (France), whose dynamics and movement are well known.

Keywords : Image registration, Time-lapse, Slope movement, Displacement segmentation

1. Introduction

On trouve dans la littérature un grand nombre d'utilisations d'une ou plusieurs caméras fixes pour suivre des mouvements gravitaires tels que l'avancement de glaciers (Hadhri et al., 2017), glaciers rocheux (Neyer, 2016) et les glissements de terrain (Roncella et al., 2014). Ce type de dispositif permet à la fois une bonne résolution spatiale (taille du pixel au sol) et une bonne résolution temporelle (pas entre deux acquisitions d'images), et ce à moindre coût et sans installation de matériel sur le terrain en mouvement. Bien que les caméras soient le plus souvent fixées solidement à un point fixe, comme le montre la figure 1, on observe que les variations des conditions du milieu extérieur (vent, humidité, température, rayonnement solaire...) peuvent modifier les paramètres de prise de vue, entraînant un décalage des images les unes par rapport aux autres. Selon la configuration optique du système et la distance à l'objet d'étude, ces mouvements liés à la caméra peuvent dépasser le déplacement dû au phénomène étudié. C'est pourquoi la plupart des chaînes de traitements visant à extraire un

déplacement de ces séries d'images commencent par une étape de recalage d'images (Gance et al., 2014; Roncella et al., 2014; Pham, 2015; Neyer, 2016; Hadhri et al., 2017). Cette étape vise à supprimer le déplacement dû à la modification des paramètres extrinsèques et intrinsèques par le milieu extérieur. Pour ce faire, plusieurs stratégies basées sur la mise en correspondance de points peuvent être mises en œuvre :

- extraction et mise en correspondances de descripteurs ou points d'intérêts de type « Scale-Invariant Feature Transform » (SIFT) (Lowe, 2004) ou Harris (Harris et Stephens, 1988) sur les zones supposées fixes (Gance et al., 2014),
- corrélation de différentes zones supposées fixes (Pham, 2015),
- extraction manuelle de points de correspondances (Roncella et al., 2014).

Une fois la mise en correspondance de points réalisée, une homographie (matrice 3x3) est estimée afin de recalculer l'image sur une image de référence. L'ensemble de ces méthodes sont basées sur une expertise visant à déterminer manuellement les zones fixes et mobiles. Or

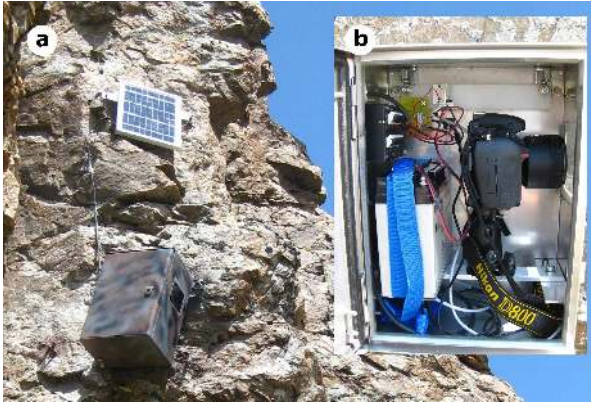


FIGURE 1: a) Présentation de l'installation de l'appareil photo sur le site du Laurichard : l'appareil photo est dans un caisson fixé à la paroi. b) À l'intérieur de la boîte, l'appareil est fixé sur un pied photo.

dans certains cas, il peut être difficile d'affirmer que des zones sont fixes ou mobiles.

Les auteurs de (Dehecq et al., 2015), proposent un coefficient permettant de juger de la cohérence d'un champ de vecteurs vitesse « Velocity Vector Coherence » (VVC) et notamment de l'utiliser comme indicateur du bon recalage d'images satellites optiques. Dans cet article, nous proposons d'utiliser ce coefficient de cohérence de champ de vecteurs vitesse afin de déterminer automatiquement les zones fixes et les zones mobiles.

La suite de cet article est organisée comme suit : dans un premier temps, nous présentons la stratégie retenue afin d'extraire les champs de vecteurs vitesse dans une série d'images, puis nous détaillons l'utilisation du coefficient VVC pour la segmentation automatique du champ de vecteurs vitesse. Puis nous montrons comment cette segmentation peut être utilisée pour obtenir un champ de vecteurs vitesse représentant uniquement le déplacement étudié. Enfin, nous présentons les résultats de ces méthodes sur une série d'images du glacier rocheux du Laurichard, tout en justifiant les paramètres utilisés.

2. Calcul du champ de vecteurs déplacement et segmentation

2.1. Calcul du champ de déplacement

De façon similaire à (Neyer, 2016), nous proposons d'extraire des points caractéristiques, mais en choisissant les descripteurs « Oriented Fast and Rotated Brief » (ORB) (Rublee et al., 2011) sur l'intégralité des deux images entre lesquelles nous souhaitons calculer le champ de déplacement. Le choix s'est porté sur les descripteurs ORB pour leur robustesse à la rotation, et leur rapidité en termes de temps de calcul comparé aux autres méthodes de l'état de l'art comme SIFT (Lowe, 1999) ou « Speeded Up Robust Features » (SURF) (Bay et al., 2006). Ces points caractéristiques sont ensuite mis en correspondance par une méthode « brute force », puis filtrés de façon à garantir une cohérence locale. Afin de

sélectionner les couples sur lesquels le traitement est effectué, nous choisissons des images suffisamment espacées dans le temps afin que le déplacement étudié soit au moins du même ordre de grandeur que le déplacement provenant du mouvement de la caméra. Nous réalisons donc le traitement sur le maximum de paires d'images disponibles satisfaisant ce critère.

2.2. Coefficient de cohérence de vecteurs vitesse

Le coefficient de cohérence de champ de vecteurs vitesse « Velocity Vector Coherence » (VVC) introduit dans (Dehecq et al., 2015), est défini par :

$$VVC(i, j) = \frac{\|\sum_{t \in T} \vec{V}(i, j, t)\|}{\sum_{t \in T} \|\vec{V}(i, j, t)\|}, \quad (1)$$

avec $\vec{V}(i, j, t)$ le vecteur déplacement au pixel de coordonnées i, j de l'image prise à l'instant t .

Ainsi sous l'hypothèse que le mouvement dû aux conditions extérieures entraînant une dilatation des lentilles de la caméra ou de la structure sur laquelle elle est fixée varie autour d'une position d'équilibre, sur un grand nombre d'images le coefficient VVC va tendre vers zéro tandis que pour des zones suivant un mouvement ne changeant pas de direction le VVC sera proche de 1. En pratique, cette hypothèse est le plus souvent vérifiée, mais il arrive que dans certains cas, le versant de montagne auquel la caméra est fixée bouge de façon significative, par exemple dans (Neyer, 2016), où l'auteur indique que le versant où se trouve une caméra surveillant un glacier rocheux se déplace de plus de 10 cm par an. Ainsi, dans de pareils cas, il n'est pas possible d'appliquer la méthode que nous présentons. À partir du calcul de ce coefficient sur l'ensemble de l'image à l'aide d'une série importante d'images, on peut segmenter simplement les zones fixes des zones mobiles en appliquant un seuil sur le coefficient VVC. Cependant, dans notre cas nous ne possédons pas une mesure assez dense de déplacement pour calculer le coefficient de cohérence de façon fiable pour l'ensemble des pixels de l'image. C'est pourquoi nous proposons de ne pas calculer le coefficient VVC pour chaque pixel, mais sur des fenêtres de pixels, ainsi le coefficient VVC sur une fenêtre w_l de taille $w \times w$ donne :

$$VVC(w_l) = \frac{\|\sum_{t \in T} \sum_{i, j \in w_l} \vec{V}(i, j, t)\|}{\sum_{t \in T} \sum_{i, j \in w_l} \|\vec{V}(i, j, t)\|}, \quad (2)$$

avec $\vec{V}(i, j, t) = \vec{0}$ si la vitesse n'est pas définie. La taille de la fenêtre w doit être choisie empiriquement par rapport à la densité de vecteurs déplacements extraits par la méthode de la section 2.1, densité qui dépend de la nature des images.

2.3. Détermination du masque des zones mobiles

Comme mentionné dans la section 2.2, le coefficient VVC est un indicateur des zones effectivement en mouvement : un coefficient élevé indique des zones en déplacement homogène dans le temps alors qu'un coefficient proche de zéro indique une zone fixe. Il faut donc

choisir un seuil sur le coefficient VVC au-dessus duquel la zone est considérée comme en mouvement. La détermination de ce seuil est critique pour une bonne segmentation et son influence sera présentée dans la section 3.3. Après analyse de l'histogramme du coefficient VVC calculé sur des séries d'images, il s'avère que l'histogramme présente deux modes écartés par une large vallée, le second mode correspondant aux valeurs de VVC associées à des zones en mouvements. On trouve un exemple d'histogramme du coefficient VVC dans la figure 2.5. Pour déterminer automatiquement le seuil entre ces deux modes nous avons utilisé une méthode dite de Huang, proposée dans (Huang et Wang, 1995), particulièrement adapté à la segmentation d'images dont les histogrammes présentent deux modes séparés par une large vallée. Enfin, afin d'améliorer la qualité de ce masque, des opérations morphologiques peuvent être appliquées pour réduire le bruit présent dans le masque.

3. Application au glacier rocheux du Laurichard

3.1. Glacier rocheux

Caractéristiques des milieux à permafrost, les glaciers rocheux sont très fréquents sur les versants alpins situés au-delà de 2500 m d'altitude. Ils sont constitués de masses de débris rocheux contenant en leur sein de la glace en quantité suffisante pour que l'ensemble soit animé d'un mouvement lent et continu (de l'ordre de quelques cm à quelques m/a) vers l'aval (Haeberli et al., 2006). Cette déformation confère aux glaciers rocheux une morphologie caractéristique, avec un aspect général d'une langue rayée de sillons arqués et délimités par des talus raides. La présence de débris rocheux en surface crée, sur les photos, une texture caractéristique facilement reconnaissable par les algorithmes de traitement d'images. La dynamique dans le temps et dans l'espace du glacier rocheux du Laurichard (figure 2.1 ; parc national des Écrins, Hautes Alpes) est relativement bien connue, grâce à un suivi en cours depuis 1984 (Bodin et al., 2009) ainsi que par des levés par LiDAR terrestre et par photogrammétrie (Bodin et al., 2018). La vitesse moyenne annuelle observée là où le glacier présente la plus grande pente est de l'ordre du mètre par an.

3.2. Segmentation du champ de déplacement

Le glacier rocheux du Laurichard (600 m de long pour 80 à 200 m de large) est instrumenté avec un appareil photo reflex Nikon D800 (capteur plein format, 36 Mp, 7360 x 4912 pixels) avec une focale de 85mm, situé à 300 mètres du glacier et enregistrant 8 images par jour. Ici, nous exploitons une série de 469 images prises entre le 7 juillet et le 22 septembre 2016, les images comportant trop d'artefacts (brouillard, neige, ombres trop importantes) ayant été retirées de la série. Ensuite une image par jour est sélectionnée manuellement en choisissant la plus favorable à l'algorithme calculant le déplacement. Il s'agit le plus souvent d'une image sans soleil direct ne comportant pas d'ombres projetées, qui au cours de

la journée peuvent dramatiquement changer l'aspect du glacier dans les images.

Les couples d'images pour le calcul du déplacement selon la méthode présentée dans la section 2.1 sont sélectionnés de manière à ce que le déplacement du glacier soit équivalent ou supérieur aux déplacements causés par le mouvement de la caméra. Dans le cas de Laurichard, une analyse empirique des déplacements dans les images a montré que le pas de temps minimum pour que le déplacement du glacier soit supérieur au déplacement provenant du mouvement de la caméra est d'une quarantaine de jours. Ainsi nous avons formé 612 couples d'images différents respectant un intervalle de temps supérieur à 40 jours.

Le coefficient de cohérence du champ de vecteurs déplacements est ensuite calculé selon l'équation 2, le résultat obtenu est ensuite binarisé de façon à conserver uniquement les pixels où le coefficient VVC supérieur à un seuil, seuil déterminé par une méthode de Huang. Enfin des opérations morphologiques de type fermeture et ouverture sont appliquées afin de réduire le bruit dans le masque formé après l'étape de binarisation. Nous obtenons ainsi un masque indiquant les zones en mouvement, correspondant bien à l'expertise géomorphologique proposée par (Bodin et al., 2009). Les résultats de ces différentes étapes sont présentés dans la figure 2. La section suivante présente l'influence des paramètres que sont la taille de fenêtre pour le calcul du coefficient VVC discret et la valeur du seuil pour discriminer les zones en mouvements des zones fixes.

3.3. Influence de la taille de fenêtre et de la valeur du seuil

Comme indiqué dans la section 3.1, le glacier rocheux du Laurichard est étudié depuis plus de 30 ans, il nous est donc possible de fournir une vérité terrain (déterminée manuellement) des zones en mouvements dans les images prises par l'appareil photo. La vérité terrain est présentée dans la figure 2.4. Grâce à cette vérité terrain il est donc possible de tester notre algorithme avec différents paramètres de taille de fenêtre w pour le calcul discret de VVC et du seuil sur le coefficient VVC pour réaliser la segmentation et ainsi déterminer leur influence sur la qualité du résultat. Les courbes de sensibilité/spécificité, ou courbes « Receiver Operating Characteristic » (ROC) sont l'outil idéal dans le cas d'un classificateur binaire dépendant d'un seuil, afin de déterminer l'influence du seuil et des paramètres du classificateur. Cette courbe représente le taux de vrais positifs en fonction du taux de faux positifs, chaque point de la courbe étant obtenu pour un seuil donné. Il est ensuite possible de comparer deux classifieurs ou un même classificateur avec différents paramètres en s'intéressant à l'aire sous la courbe : plus l'aire sous la courbe est importante plus le classificateur est performant. Dans le cas de Laurichard nous avons réalisé des courbes ROC en faisant varier la taille de fenêtre w pour le calcul du VVC de 10 à 100 pixels. Les courbes sont présentées dans

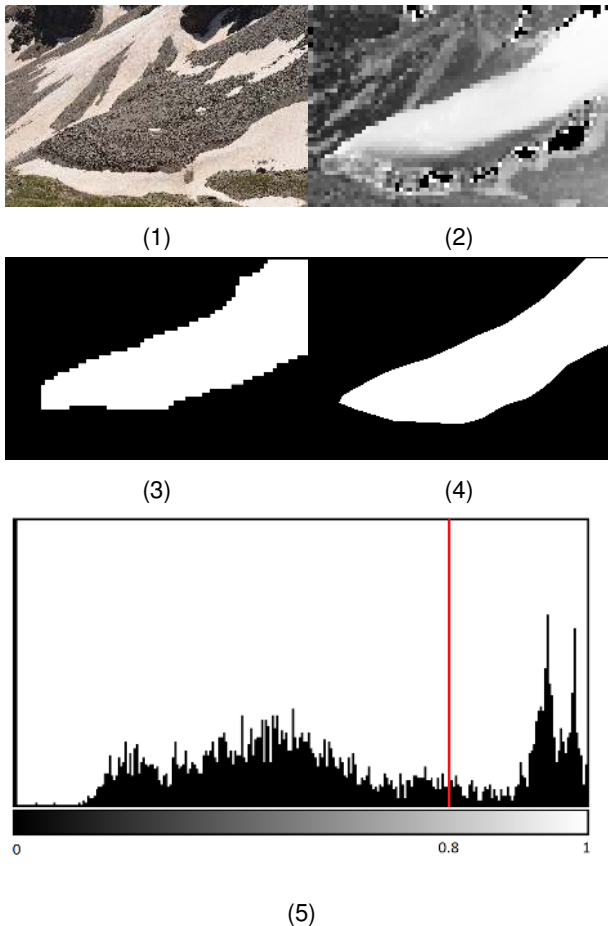


FIGURE 2: Segmentation automatique des zones en mouvements à partir du coefficient VVC sur une série d'images : (1) une image de la série ; (2) le coefficient VVC calculé selon l'équation 2 sur une série de 469 images et 612 couples ; (3) VVC après seuillage, binarisation et opérations morphologiques ; (4) le masque correspondant à la vérité terrain réalisé manuellement. (5) Histogramme du coefficient VVC de la figure 2.2. Le seuil, déterminé par la méthode de Huang, est présenté en rouge. Ce seuil sépare les pixels fixes des pixels en mouvements.

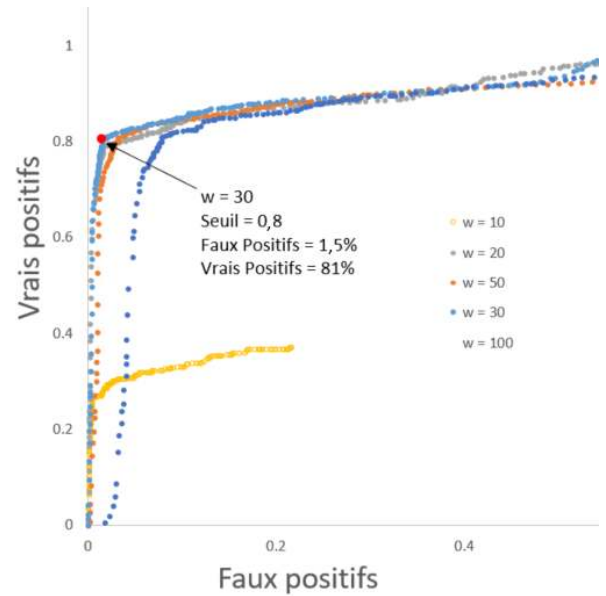


FIGURE 3: Courbes ROC de la segmentation de zones en mouvements à l'aide du coefficient VVC pour différentes tailles de fenêtres sur la série d'images du Laurichard. Le point rouge correspond à la configuration sélectionnée pour obtenir le masque des zones en mouvements utilisé pour estimer le déplacement réel du glacier.

la figure 3. Pour des tailles de fenêtres trop faibles (autour de 10 pixels) les opérations morphologiques appliquées ne permettent pas d'obtenir un taux de vrais positifs satisfaisant (taux inférieur à 0,4). Pour des tailles trop importantes (100 pixels) le taux de faux positifs est supérieur pour un taux de vrais positifs identiques à des tailles plus faibles (20, 30 pixels), cela indique que la segmentation est moins performante. Cela peut s'expliquer par le moyennage spatial trop important lors du calcul de VVC : les zones situées à la frontière entre les zones en déplacements et les zones fixes auront tendance à avoir un VVC moins important. Ces courbes montrent qu'une taille de fenêtre autour de 30 pixels semble adaptée dans le cas des images du Laurichard. Cela représente en moyenne une densité de 12 vecteurs déplacements par fenêtre pour chaque calcul de déplacement entre deux couples.

3.4. Calcul du déplacement réel

Pour corriger les déplacements de la caméra, une homographie est le plus souvent utilisée (Gance et al., 2014; Roncella et al., 2014; Hadhri et al., 2017). En effet l'homographie est le modèle mathématique adapté pour modéliser une transformation projective (Hartley et Zisserman, 2004). La caméra étant fixe, on peut supposer que le déplacement observé des images provient principalement d'une rotation de la caméra. Ainsi dans le cas où une caméra est en rotation autour de son centre optique, l'ensemble des points des pixels des images avant et après rotation sont liés par une homographie, et ce quelque que soit la géométrie de la scène (Hartley et Zisserman, 2004). Une fois le masque obtenu, on peut

donc utiliser les déplacements des zones fixes afin d'estimer une homographie (matrice H 3x3) de telle sorte que, pour chaque pixel de correspondance de coordonnées (x, y) , subissant un déplacement $(\Delta_{u_c}, \Delta_{v_c})$ du fait du mouvement de la caméra entre les images prises à t_0 et t_n , on obtienne :

$$H \begin{bmatrix} x \\ y \\ 1 \end{bmatrix}_{t_0} = \begin{bmatrix} x + \Delta_{u_c} \\ y + \Delta_{v_c} \\ 1 \end{bmatrix}_{t_n}. \quad (3)$$

Le champ de vecteurs déplacements étant bruité la méthode « RANdom SAmple Consensus » (RANSAC) (Fischler et Bolles, 1987) est utilisée afin d'écartier les déplacements aberrants. Le modèle utilisé pour le calcul du RANSAC est basé sur une estimation à l'aide de quatre points de correspondance, utilisant l'erreur de reprojection suivante, pour déterminer les déplacements aberrants :

$$e = \sum_{i=0}^N \left(x_i + \Delta_{u_c i} - \frac{h_{11}x_i + h_{12}y_i + h_{13}}{h_{31}x_i + h_{32}y_i + h_{33}} \right)^2 + \left(y_i + \Delta_{v_c i} - \frac{h_{21}x_i + h_{22}y_i + h_{23}}{h_{31}x_i + h_{32}y_i + h_{33}} \right)^2,$$

h_{ij} : coefficients de la matrice H .

N : nombre de points de correspondance.

Une fois les déplacements aberrants détectés à l'aide du RANSAC l'ensemble des déplacements corrects sont utilisés pour estimer l'homographie finale par moindres carrés. Une fois l'homographie estimée elle est appliquée à l'ensemble des coordonnées des pixels de correspondance de l'image prise au temps t_0 afin de compenser le déplacement capteur $(\Delta_{u_c}, \Delta_{v_c})$ et d'obtenir uniquement le déplacement du glacier (Δ_u, Δ_v) :

$$\begin{bmatrix} \Delta_u \\ \Delta_v \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x + \Delta_{u_c} + \Delta_u \\ y + \Delta_{v_c} + \Delta_v \\ 1 \end{bmatrix}_{t_n} - H \begin{bmatrix} x \\ y \\ 1 \end{bmatrix}_{t_0} + \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix}. \quad (4)$$

La figure 4 présente le résultat d'un calcul de champ de déplacement brut et ce même champ de déplacement après estimation de l'homographie et correction du champ de déplacement à l'aide de l'homographie. On remarque que les zones fixes ont un déplacement moins important après correction.

3.5. Étude du déplacement du capteur

Afin de mettre en évidence l'importance de l'étape de correction du déplacement, il est possible d'étudier le déplacement à l'intérieur de petites fenêtres situées sur des zones fixes et des zones mobiles. Pour des fenêtres suffisamment petites pour s'affranchir de l'effet de perspective dû à l'acquisition de l'image par une caméra, on s'attend à ce que la norme du déplacement brut moyen sur une fenêtre située sur une partie fixe soit non nulle à l'intérieur de la série et que son orientation varie au cours du temps. À l'inverse sur une série de déplacements recalés, la norme du vecteur moyen de cette même fenêtre

doit être nulle, et ce pour l'intégralité de la série. Concernant une fenêtre sur le glacier, on s'attend à ce que la norme et la direction varient dans une série non recalée et soient peu significatives par rapport au déplacement des zones fixes pour une série non recalée, alors que dans le cas d'une série recalée, le déplacement du glacier doit être significatif au vu du déplacement des zones fixes.

Afin de mettre cela en évidence, nous avons sélectionné quatre zones de l'image pour lesquelles nous avons analysé le déplacement moyen au cours de la série d'images. Les zones sont représentées par les rectangles de couleurs de la figure 4, deux étant situées sur des zones fixes (vert en haut et rose en bas) et deux sur le glacier qui est mobile (orange en haut et rouge en bas). Un zoom sur le déplacement de ces zones pour différentes images de la série est présent dans la figure 5. Nous avons ensuite analysé la variation de la norme du vecteur moyen de la fenêtre pour chaque fenêtre, dans différentes stratégies de correction du déplacement :

- sans correction,
- correction en estimant une homographie sur l'ensemble du champ de vecteurs,
- correction en estimant une homographie sur le champ de vecteurs masqués à l'aide du masque des zones mobiles issu du calcul du coefficient VVC,
- correction en estimant une homographie sur le champ de vecteurs masqués à l'aide du masque des zones mobiles issu de la vérité terrain.

Les résultats sont présentés dans le tableau 1. Dans le cas non recalé le déplacement moyen des zones fixes est de 4 pixels avec un écart type autour de 2 pixels, alors que le déplacement moyen du glacier est autour de 7 pixels, cela met bien en évidence l'importance de l'étape de correction du déplacement. Concernant la correction à l'aide d'une homographie estimée sur l'ensemble du champ de vecteurs, on observe une diminution du déplacement moyen de la zone fixe basse (de 4,2 à 1,4 pixels) mais une augmentation pour la zone fixe haute (de 4,0 à 9,1 pixels). Il ne semble donc pas possible d'utiliser l'intégralité du champ de vecteurs pour estimer une homographie. En effet même si le RANSAC utilisé pour estimer l'homographie peut en théorie gérer un taux important de valeurs aberrantes, le déplacement du glacier, de par sa cohérence spatiale, ne peut pas être assimilé à des valeurs aberrantes par rapport au déplacement des zones fixes lors de l'estimation d'une homographie. Enfin dans le cas où les zones mobiles sont masquées à l'aide de la vérité terrain ou du coefficient VVC, on observe des résultats similaires, où le déplacement moyen des zones fixes est autour du pixel. Ces résultats valident donc l'utilisation d'une homographie estimée sur les déplacements des zones fixes pour corriger le déplacement de la caméra et recalé le champ de vecteurs. De plus l'utilisation d'un masque issu du calcul du coefficient VVC donne un résultat similaire sur les champs de vecteurs recalés à l'utilisation d'un masque issu de la vérité terrain.

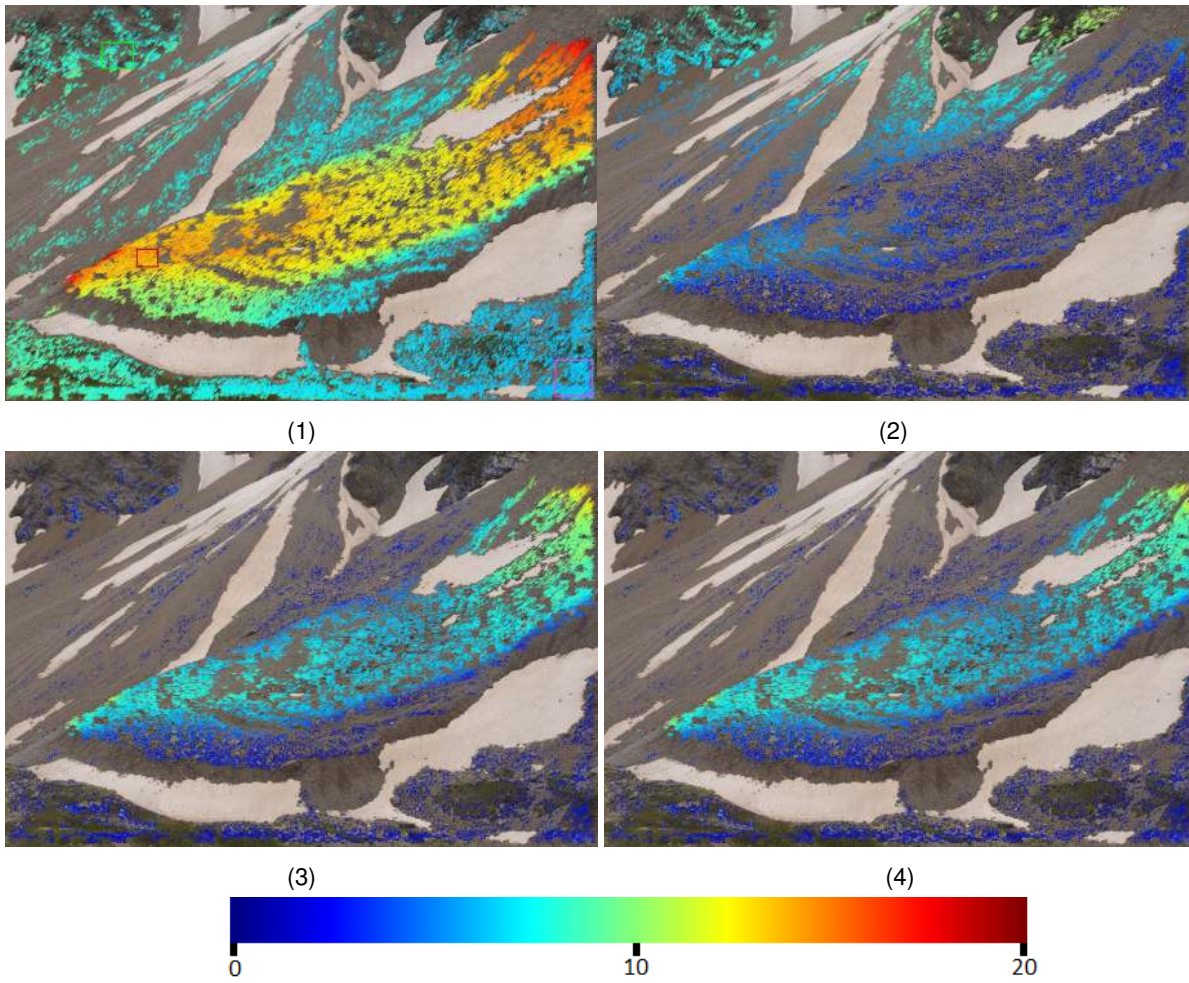


FIGURE 4: Champ de vecteurs déplacements (pixels) selon différentes stratégies de correction : (1) sans correction, (2) correction avec estimation de l'homographie sur l'ensemble du champ de vecteurs, (3) correction avec estimation de l'homographie sur le champ de vecteur masqué par le masque issu du calcul de VVC, (4) masque issu de la vérité terrain. La taille de flèches, indiquant la norme du déplacement, a été multipliée par 5 pour une meilleure visualisation.

		Zone Fixe		Zone Mobile	
		Zone Basse	Zone Haute	Zone Basse	Zone Haute
Brut	Moyenne	4,2	4,0	7,4	7,6
	Écart type	1,8	2,1	2,2	2,3
Sans Masque	Moyenne	1,4	9,1	2,8	1,8
	Écart type	1,3	5,5	2,0	1,8
Masque VVC	Moyenne	0,91	0,98	6,4	6,9
	Écart type	0,76	1,1	1,5	1,7
Masque vérité terrain	Moyenne	0,90	0,98	6,4	6,8
	Écart type	0,76	1,1	1,5	1,8

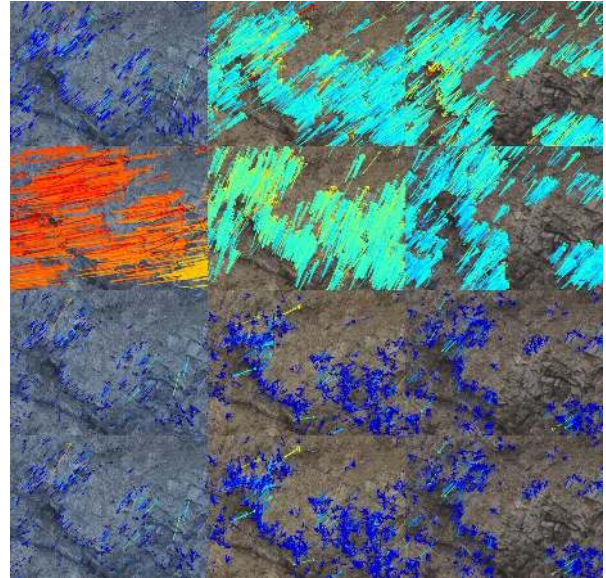
TABLE 1: Analyse de l'influence de la correction des déplacements sur une série d'images sur la norme du déplacement moyen de fenêtres centrées sur des zones fixes et mobiles dans les différents cas : champ brut non recalé, champ recalé avec une homographie estimée sur l'ensemble du champ de vecteur, champ recalé à l'aide d'une homographie estimée sur le champ de vecteur masqué par le masque des zones mobiles issu du calcul de VVC, champ recalé de la même manière, mais en utilisant un masque issu de la vérité terrain.

4. Conclusion

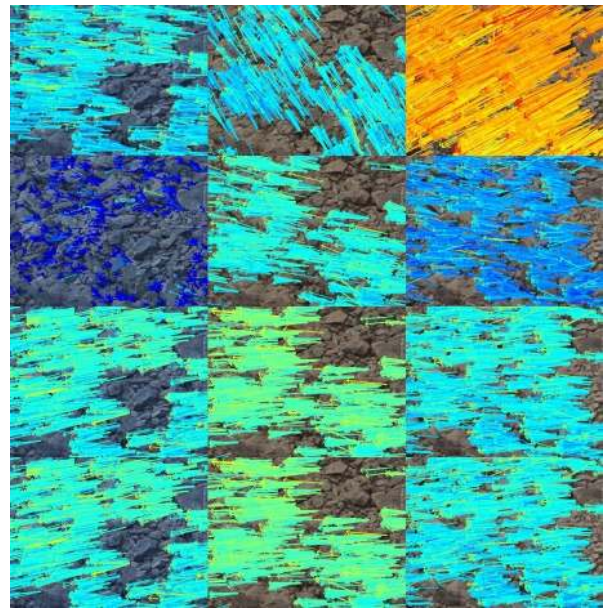
Nous avons présenté une méthode permettant, à partir d'une série d'images non recalées, d'extraire automatiquement un masque indiquant les zones fixes des zones en mouvement. Une fois les couples d'images sélectionnés, les déplacements sont calculés sur l'ensemble de l'image pour chaque couple avec une méthode basée sur les détecteurs ORB. Une fois les champs de vecteurs calculés, leur cohérence temporelle est analysée à l'aide du coefficient VVC. Les zones de l'image ayant une forte cohérence correspondent à des zones en mouvements. Un masque indiquant les zones mobiles peut ainsi être calculé à l'aide du coefficient VVC. Afin de valider la méthode, nous avons analysé une série de 612 paires d'images du glacier rocheux du Laurichard entre juillet et septembre 2016. Une fois le masque extrait par la méthode présentée, nous avons compensé le déplacement de la caméra au cours de la série d'images en estimant une homographie à partir des déplacements des zones fixes. En analysant la chronique de déplacements moyens sur des fenêtres centrées sur des zones fixes et mobiles, nous avons montré que le déplacement de la caméra au cours du temps est une réalité et que l'étape de correction du déplacement est essentielle pour effectuer un suivi d'un versant de montagne. Par ailleurs, le masque des zones fixes et zones mobiles calculé par notre méthode est suffisant pour ensuite réaliser cette étape de correction. Nos futurs travaux porteront sur l'évaluation de la précision du calcul du déplacement en se confrontant à une vérité terrain. Afin de pouvoir comparer notre méthode à une vérité terrain, nous devons convertir le déplacement pixellique en un déplacement métrique, en utilisant un modèle numérique de terrain ou en faisant appel à un second appareil photo.

Références

Bay, H., Tuytelaars, T., Gool, V., 2006. Surf : Speeded up robust features. Dans : European Conference on Computer Vision. Graz, Austria. pp. 404–417.



(1)



(2)

FIGURE 5: Détail du déplacement pour différents couples de la série d'images, selon différentes stratégies de correction du déplacement : sans correction (première ligne). Avec correction et estimation de l'homographie : sur l'ensemble du champ de vecteurs (seconde ligne), sur le champ de vecteur masqué par le masque issu du calcul de VVC (troisième ligne), masque issu de la vérité terrain (dernière ligne). (1) zone fixe en vert dans la figure 4, (2) zone en mouvement en rouge dans la figure 4.

- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L., Fort, M., 2009. Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 20 (4), 331–344.
- Bodin, X., Thibert, E., Sanchez, O., Rabatel, A., Jaillet, S., 2018. Multi-Annual Kinematics of an Active Rock Glacier Quantified from Very High-Resolution DEMs : An Application-Case in the French Alps. *Remote Sensing* 10 (4), 547.
- Dehecq, A., Gourmelen, N., Trouve, E., 2015. Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive : Application to the Pamir-Karakoram-Himalaya. *Remote Sensing of Environment* 162, 55–66.
- Fischler, M. A., Bolles, R. C., 1987. Random sample consensus : a paradigm for model fitting with applications to image analysis and automated cartography. Dans : *Readings in computer vision*. pp. 726–740.
- Gance, J., Malet, J.-P., Dewez, T., Travelletti, J., 2014. Target Detection and Tracking of moving objects for characterizing landslide displacements from time-lapse terrestrial optical images. *Engineering Geology* 172, 26–40.
- Hadhri, H., Vernier, F., ATTO, A. M., Trouvé, E., 2017. Traitement automatique de time lapse : application à la surveillance de glaciers alpins. Dans : *ORASIS 2017, journées francophones des jeunes chercheurs en vision par ordinateur*. Colleville-sur-Mer, France.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Mühl, D. V., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17 (3), 189–214.
- Harris, C., Stephens, M., 1988. A combined corner and edge detector. Dans : *In Proc. of Fourth Alvey Vision Conference*. pp. 147–151.
- Hartley, R., Zisserman, A., 2004. *Multiple View Geometry in Computer Vision*. Cambridge University Press.
- Huang, L.-K., Wang, M.-J. J., 1995. Image thresholding by minimizing the measures of fuzziness. *Pattern Recognition* 28 (1), 41–51.
- Lowe, D. G., 1999. Object recognition from local scale-invariant features. Dans : *Proceedings of ICCV*. Kerkyra, Greece. Vol. 2. IEEE, pp. 1150–1157.
- Lowe, D. G., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International Journal of Computer Vision* 60 (2), 91–110.
- Neyer, F., 2016. *Monitoring Rock Glaciers by Combining Photogrammetric and GNSS-Based Methods*. Thèse de doctorat, ETH Zurich, Suisse.
- Pham, H. T., 2015. *Analysis of optical stereo time lapse and radar satellite images : application to the measurement of glacier displacement*. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes, France.
- Roncella, R., Forlani, G., Fornari, M., Diotri, F., 2014. Landslide monitoring by fixed-base terrestrial stereo-photogrammetry. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* II-5, 297–304.
- Rublee, E., Rabaud, V., Konolige, K., Bradski, G., 2011. ORB : An efficient alternative to SIFT or SURF. Dans : *Proceedings of ICCV*. Washington, DC, USA, pp. 2564–2571.

2.3.3 Article II : Monitoring mountain cryosphere dynamics by time-lapse stereo photogrammetry

Le second article combine différentes méthodes existantes afin de répondre au problème de l'obtention de champs de vecteurs déplacements et de modèles 3D entre deux paires d'images stéréo séparées dans le temps. Les méthodes sont testées sur les deux sites d'étude, glacier d'Argentière et glacier rocheux de Laurichard. Chacune des étapes de la chaîne de traitement est évaluée soit à l'aide des informations contenues dans les images, soit à l'aide d'autres instruments de mesure. Cet article étant publié dans "ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences", le format limité à 7 pages n'a pas pu permettre de répondre en profondeur aux relecteurs : à cette fin, nous proposons ensuite d'approfondir sur les différentes sources d'incertitudes et notamment l'impact de la distorsion.

Monitoring mountain cryosphere dynamics by time lapse stereo photogrammetry

Objectifs

- Présenter la chaîne de traitement des paires stéréo pour le calcul de champs de déplacements 3D
- Proposer des métriques pour évaluer les différentes étapes
- Valider les champs de déplacements à l'aide de mesures LiDAR et GPS

Problématiques

- Par quels moyens et dans quelle mesure l'utilisation de paires d'images stéréo peut permettre le calcul de champs de vecteurs déplacements sur des glaciers?

Données de test utilisées

- 114 paires d'images du glacier du Laurichard de juillet à octobre 2018 + une paire en 2019
- 132 paires d'images du glacier d'Argentière de juillet à novembre 2019
- Modèles numériques de terrain du glacier du Laurichard acquis par LiDAR en 2018 et 2019
- Mesure de la position de 14 blocs rocheux par GPS entre 2018 et 2019

Principaux résultats

- Le dispositif stéréo time lapse peut produire des champs de vecteurs déplacements de façon automatique sur les deux glaciers.
- L'écart type du déplacement sur les zones fixes après recalage en x et y est d'un tier de pixel pour les deux sites d'étude.
- Les modèles 3D produits par le dispositif stéréo time lapse sont proches du résultat obtenu à l'aide du LiDAR : la distance moyenne entre les deux nuages est de 20 cm, majoritairement à cause d'un problème de géoréférencement et du bruit plus important dans le nuage stéréo.
- La dispersion des cartes de profondeurs est dépendante de la géométrie de la scène : lorsque la surface est perpendiculaire à l'axe de visée des appareils, la dispersion n'est que de l'ordre du mm. Sur le glacier du Laurichard elle est en moyenne de l'ordre du cm.
- Les champs de déplacements issus des paires stéréo sont comparables à ceux obtenus par corrélation de modèle numérique de terrain et aux données GPS.
- La précision du déplacement est plus faible selon la composante qui se trouve dans l'axe de visée des appareils photos.

Contexte

- Article accepté pour un oral à la XXIVème conférence ISPRS. Conférence avec comité de lecture. L'article sera publié dans ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. La conférence qui devait avoir lieu en juin 2020 à Nice est reportée à 2021 à cause de la pandémie provoquée par le virus Covid-19.

MONITORING MOUNTAIN CRYOSPHERE DYNAMICS BY TIME LAPSE STEREO PHOTOGRAMMETRY

G. Marsy^{1,2,3,*}, F. Vernier¹, X. Bodin², D. Cusicanqui^{2,4}, W. Castaing³, E. Trouvé¹

¹ Univ. Savoie Mont Blanc, LISTIC, 74000 Annecy, France

² CNRS, EDYTEM, Univ. Savoie Mont Blanc, 73000 Chambéry, France

³ TENEVIA 38240 Meylan, France

⁴ Université Grenoble Alpes, Institut de Géosciences de l'Environnement (IGE, UMR 5001), 38000, Grenoble France

Commission II, WG II/4,5

KEY WORDS: Photogrammetry, Cryosphere monitoring, Stereo time lapse, Image registration

ABSTRACT:

In this paper, we propose a method to monitor surface dynamics in mountain cryosphere environments, based on a device with two fixed cameras at two different locations and with a convergent angle. Computer vision methods are used to derive pixel displacements between images taken at different times and to reconstruct the 3D geometry of the scene to convert pixel displacements into meter displacements. The proposed methods overcome the drawbacks of traditional methods such as lack of time repeatability or lack of spatial resolution. We present the results on two study sites instrumented with the device located in the French Alps : a temperate glacier and a rock glacier. We propose different ways to assess the accuracy of each processing steps solely based on stereo images. The method is validated using traditional measurements (GPS and LiDAR) and shows results comparable or even more robust than these traditional methods.

1. INTRODUCTION

The methods to monitor mountain cryosphere, such as glaciers and rock glaciers dynamics rely on two classical approaches: repeated in-situ field work to acquire data and permanent monitoring. One way to collect displacement fields at high spatial resolution is to use an expensive laser scanner (LiDAR) or drone in order to construct 3D models by stereo photogrammetry. Nevertheless these methods lack of time repeatability (Bodin et al., 2018). On the other hand, to achieve high temporal resolution, one can instrument the site with a continuous GPS to capture seasonal changes but at only few positions in space (Kenner et al., 2017). To combine both high spatial and temporal resolution, we propose a time lapse stereo photogrammetry device, made up of two single lens reflex (36Mpx) at two different locations capturing several images per day.

This device has been installed on two study sites : the Argentièr glacier (Mont Blanc massif, France) and the Laurichard rock glacier (Ecrins massif, France). The two sites present very different type of dynamics: during summer the velocity of the Argentièr glacier is around 10-20 cm/day on the study area (Vincent, Moreau, 2016), whereas the annual velocity of the Laurichard rock glacier is around 1-1.5 m/year (Bodin et al., 2018).

2. RELATED WORK

In Geosciences, fixed cameras are commonly used to monitor slope movements. For instance, film cameras were used to monitor the displacements of glaciers in Alaska: displacements of several meters were detected at a distance of 5 km using a focal length of 105 mm with an error around one meter (Krimmel,

Rasmussen, 1986). Nowadays, the increase in sensor resolution and the digital nature of the images, coupled with new algorithms, allow movements of a few centimeters to be detected (Roncella et al., 2014). There are two different approaches: single camera based and multi-cameras based, both sharing some processing steps.

2.1 Single camera monitoring

The work proposed in (Travelletti et al., 2012) involves the cross-use of a fixed camera and a digital terrain model acquired using an airborne laser scanner to monitor a landslide. The displacement between two images is calculated by cross correlation and the digital terrain model allows the conversion of this pixel displacement into a metric displacement. This work highlights the problems caused by the slight movements of the cameras that induce displacement in the entire image. The extreme environment in which the cameras are installed can cause thermal expansion of the mounting system to which the camera is attached, or even of the camera lenses, which results in a displacement in the images that may be greater than the displacement we want to observe. The other limitation is the use of a single digital terrain model to project pixel displacements, which does not take into account changes in topography over time. To overcome the limitation due to small camera motions, the authors of (Roncella et al., 2014) hypothesize that these movements are solely due to a rotation of the camera and possible changes in its intrinsic parameters. Thus it is possible to correct the effects of these movements by applying a homography to the image. This homography is estimated using the displacements obtained over supposedly fixed areas.

2.2 Multi cameras monitoring

To overcome the limitation of the use of a single DEM, the authors of (Roncella et al., 2014) propose to use a second camera

*Corresponding author

to obtain a 3D model of the scene at each image acquisition by photogrammetry methods. However, in their work the displacements are not calculated in the images, but by difference of 3D models. This method suffers from a lack of spatial resolution, since the 3D models produced only have 700 points against the original 21 megapixel images. Thus they measure noisy displacements with a difference of several centimeters compared to displacements measured with a ground based SAR.

2.3 Contribution

In this paper, we introduce, a fully automated pipeline that allows the processing of time-lapse pairs of images taken by two fixed cameras. We propose a flexible calibration procedure of the cameras which reduce the number of ground control points needed. For computing pixel displacements in the images, a combination of key-points matching and optical flow is used in order to be robust to large displacements. The methods are tested on two different study sites with different dynamics, terrain characteristics and image features. Special attention is given to the evaluation of the accuracy and dispersion of the results after each processing steps and on the quality of the final displacement vector fields. These analysis are based on the stereo pairs themselves as well as on measurements from other sensors (LiDAR and GPS).

3. METHODS

3.1 Calibration

The first problem is the calibration procedure: to achieve 3D reconstruction from stereo images, ground control points are often used (Roncella et al., 2014), but the nature of the study sites can make it difficult to measure or to put enough recognizable ground control point in the camera field of view. We propose a flexible method based on image point correspondences across left and right views which can take advantage of ground control points if available. We estimate the relative orientation of the two cameras by extracting correspondences between left and right views. The correspondences come from Oriented FAST and Rotated BRIEF (ORB) keypoints matching (Rublee et al., 2011) with a filtering strategy based on grid motion statistics (GMS) (Bian et al., 2017). If we make the assumption that the two cameras have known intrinsic parameters, we can use these correspondences to estimate an essential matrix. The intrinsic parameters are not estimated but come from the manufacturer's specifications of the camera and the lens. The distortion is assumed to be negligible as the focal length used in the field are in a range of 50 - 85 mm. In addition, any distortion present is not stable due to thermal variations over time. Then the essential matrix is decomposed to get the relative orientation of the cameras and the distance between cameras is defined up to a scale factor, thus with this procedure we are able to compute a 3D reconstruction only up to a constant scale factor (Hartley, Zisserman, 2004). To remove scale ambiguity, in the minimal case where no ground control points are available, we can directly measure the baseline by GPS with a precision of few centimeters (this precision is a combination of the precision of the GPS measurements and the fact that the true position of the optical center of the cameras is unknown). If we consider two cameras with a focal length f , a baseline b and the disparity d (the distance between two corresponding pixels in two views), the depth z is given by $z = \frac{bf}{d}$. We can write the depth error δ_z

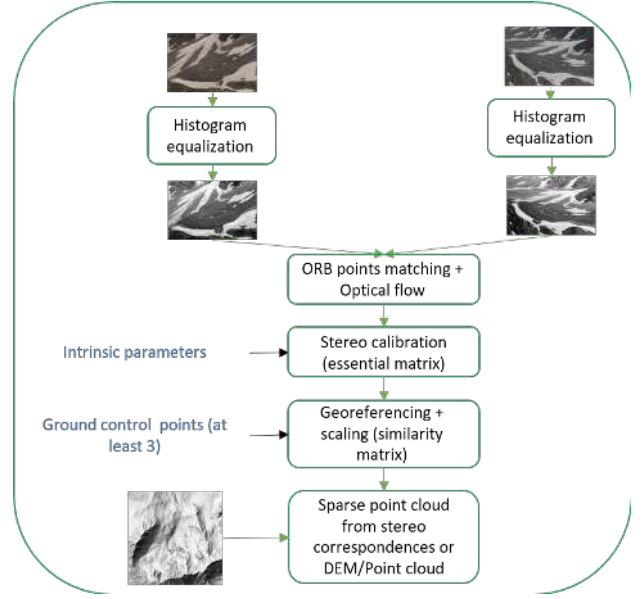


Figure 1. Calibration pipeline: the calibration is based on estimating essential matrix from left and right pixel correspondences and use of ground control points to estimate the scale and to georeference the calibration. If no ground control point is available, the scale is determined by direct measurement of the baseline between the cameras with GPS.

in terms of the error on the baseline measurement δ_b :

$$\delta_z = \frac{bf}{d} - \frac{f(b + \delta_b)}{d} = z(1 - \frac{b + \delta_b}{b}). \quad (1)$$

In practice the term $\frac{b + \delta_b}{b}$ is close to 1: the baseline can be a few hundred meters when the error on the baseline is only a few centimeters when it is measured with a GPS. The depth error due to error in baseline grows linearly with the depth, whereas the depth error due to error on the disparity is quadratic regarding the depth (Chang et al., 1994). In the optimal case where ground control points are available, the scaling can be determined from at least two points. If three or more points are available, it is possible to estimate a similarity transform to geo-reference the 3D models and the displacement vector fields. The similarity transform has 7 degrees of freedom: three rotations, a 3D translation and the scale. If there are more than three ground control points, the similarity transform is estimated by a least squares approach. This georeferencing allows the use of an external point cloud as a first guess for the 3D reconstruction step. The calibration pipeline is summarized in Figure 1.

3.2 Registration

One of the main problematic when fixed cameras are used in an outdoor setting is the registration of the images. Even if the camera is fixed to static landscape features (rock cliff or fixed tripod), the images are not still across time due to thermal dilation of the mounting system or even to the lenses in the camera itself (Roncella et al., 2014). The first step is to estimate this shift, by computing image motion over known fixed areas with a method based on ORB features matching and a filtering procedure based on GMS. Then these shifts are used to estimate an homography matrix which is the correct mathematical model if we assume that the image motion is only due to camera rotation and the translation is negligible (Hartley, Zisserman, 2004). This homography (matrix H 3×3) is estimated such that

for every pixel on fixed area of coordinates (x, y) undergoing a displacement $(\Delta_{u_c}, \Delta_{v_c})$ due to the camera movement between images taken at t_0 and t_n we obtain:

$$H \begin{bmatrix} x \\ y \\ 1 \end{bmatrix}_{t_0} = \begin{bmatrix} x + \Delta_{u_c} \\ y + \Delta_{v_c} \\ 1 \end{bmatrix}_{t_n}. \quad (2)$$

The displacement vector field being noisy, a RANSAC procedure is used to filter out aberrant displacements. The model used to calculate the RANSAC is based on an estimate using four correspondence points, using the following re-projection error to determine outliers:

$$e = \sum_{i=0}^N (x_i + \Delta_{u_c i} - \frac{h_{11}x_i + h_{12}y_i + h_{13}}{h_{31}x_i + h_{32}y_i + h_{33}})^2 + (y_i + \Delta_{v_c i} - \frac{h_{21}x_i + h_{22}y_i + h_{23}}{h_{31}x_i + h_{32}y_i + h_{33}})^2, \quad (3)$$

h_{ij} : entries of H .

$N + 1$: Number of corresponding points used to estimate H .

Since the nature of the scene remains mostly unchanged across time on fixed areas, we chose to register all the images on a reference pair. By doing this, we ensure that all the images share the same calibration, hence the stereo calibration can be done on only one stereo pair of images.

3.3 Depth map computation

When the calibration and the registration is done we are able to produce 3D models of the scene by stereo-photogrammetry for every pair of images. To achieve that we use the OpenMVS library which provides methods to perform point cloud generation and mesh from point cloud (Cernea, 2015). To compute 3D point cloud from images, the library implements a version of a patch match based approach (Bleyer et al., 2011). We have chosen this method because it is freely available in the OpenMVS library and the method performs well on the ETH3D high resolution two views stereo data set (Schops et al., 2017). The performance of these methods is improved when the calculation of the dense 3D reconstruction is initialized by a sparse 3D point cloud. In order to generate this scattered point cloud, we can use the correspondences between left and right views used to compute the calibration (section 3.1), in order to triangulate them to obtain a sparse 3D point cloud. In the case where a digital elevation model (DEM) or 3D reconstruction is available (from a LiDAR survey or by terrestrial or drone photogrammetry) and the calibration is in the optimal case where ground control points have allowed georeferencing, it is possible to use these reconstructions as initialization. Then the depth map, which stores the Z components of each pixel in a coordinate system attached to the camera, is obtained by ray tracing between the 3D reconstruction and the camera. The depth map will be used to convert the pixel position of coordinates (u, v) into 3D position of coordinates (X, Y, Z) , knowing the depth d with the following equation:

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = AR^{-1}dK^{-1} \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix}. \quad (4)$$

With R the rotation matrix given by the essential matrix in the calibration procedure, A the similarity transformation estimated from the ground control points, and K the intrinsic camera matrix. The steps to compute the registration and the depth map calculation are summarized in Figure 2.

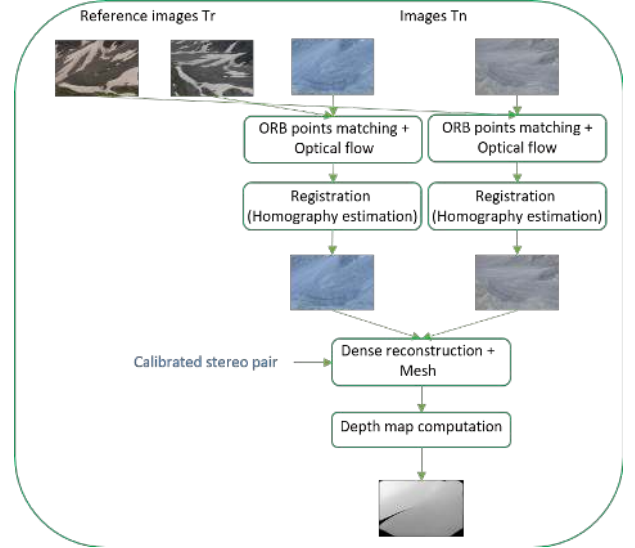


Figure 2. Depth map pipeline: first the images are registered on the stereo pair on which the calibration has been done. The registration is done by extracting corresponding pixels in fixed areas and use them to estimate an homography. Then structure from motion methods are used to produce 3D models and mesh. The depth map is obtained by ray tracing between the camera and the mesh.

3.4 Displacements extraction

To produce 3D displacement vector fields we propose to compute image displacements in one view and then project the start pixels with the depth map computed with the start stereo pair and the end pixels are projected with the depth map corresponding to the end stereo pair. The projection is calculated with Equation 4. Then, the similarity transform calculated during the calibration step is applied to the displacements to get scaled and georeferenced displacements. This strategy leads to a conversion between 2D displacements (pixels) to 3D displacements (meters). The image displacements are computed by optical flow methods such as (Lucas, Kanade, 1981), which is initialized by ORB features correspondences to be robust to large displacements. Then the displacements are filtered with the assumption that locally the displacements should have the same direction and amplitude. Working with high-resolution images, the choice was made for a sparse optical flow method to save computing time. For the same reason, the optical flow is only calculated in one view and the second view is not used to detect possible errors in flow. An analysis of displacement calculated on fixed areas can fulfill this role. The procedure to calculate the displacement vector field is synthesized in Figure 3.

4. STUDY SITES

4.1 Laurichard rock glacier

Two single lens reflex (Nikon D800) have been installed at the Laurichard rock glacier in July 2016. This 500m long and between 80m and 200m wide rock glacier is located around 45 deg N between 2400m and 2700m. It is facing north and lies at the bottom of a high rock face. This is one of the most studied rock glacier in the Alps and its interannual displacement has been measured with total station and DGPS (differential GPS) since 1986 (Francou, Reynaud, 1992, Bodin et al.,

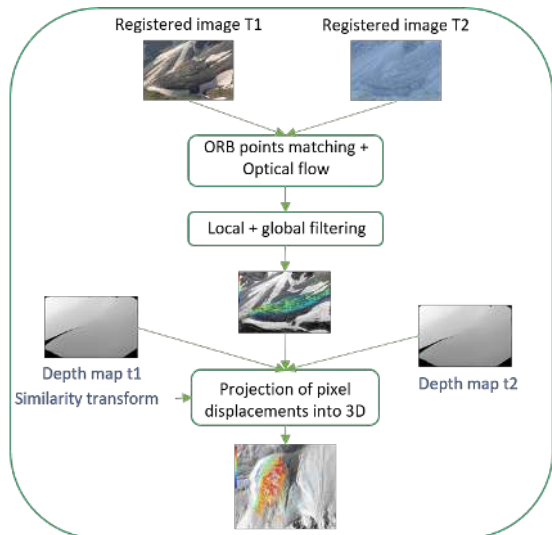


Figure 3. a) : Vector field pipeline: corresponding pixels in images taken at different time within one view are computed by ORB keypoint matching and refined by optical flow. The result is filtered to enforce a local coherence in norm and direction. Then depth maps are used to remove the perspective effect on the displacement field. Finally the similarity transform calculated in the calibration step is used to scale and georeference the displacement vector field.

2009). The cameras are situated 500m away from the glacier, with a baseline of 200m and a 85mm lens is mounted on the cameras. The cameras are recording 7 stereo images per day, and, at the most, one image is selected manually such that there is no cast shadows in the images, which leads to changes in image gradient and can disrupt the registration process and the optical flow algorithm. We are able to process images taken from early July (when the glacier is snow free) to the end of October, before the first snowfall. To calibrate the cameras, five 35cm diameter spheres, easily recognizable in the images, are grounded on blocks around and on the glacier and have been measured by DGPS. To add more ground control points, six temporary targets have been installed in the cameras field of view and have been measured by DGPS. The targets are only visible in the reference images, and have been removed after the calibration procedure.

4.2 Argentiere glacier

Argentiere glacier is situated in the Mont Blanc massif (France) and is in a range between 3400m and 1600m with a total extend of around 10km. It is also one of the most studied temperate glacier, with measurements starting in the beginning of the 20th century, and annual mass balance has been carried since 1975 (Vincent et al., 2009). The glacier dynamics has also been studied by combining different methods such as remote sensing, photogrammetry and basal “cavitometer” (Benoit et al., 2015). Except the “cavitometer” which, continuously measures basal velocity at one location, all the methods are not suitable for measuring daily velocity variations. That is why, we installed in 2017 a time lapse stereoscopic device looking at the part of the glacier situated at 2400m. The device consists of two Nikon D810 single lens reflex, with a 50mm lens, situated at about 1km of the glacier with a baseline of 155m. We process images only when the glacier is free of snow and covered by debris or show opened crevasses that leads to texture in the images. The camera calibration is done with 4 temporary targets placed on

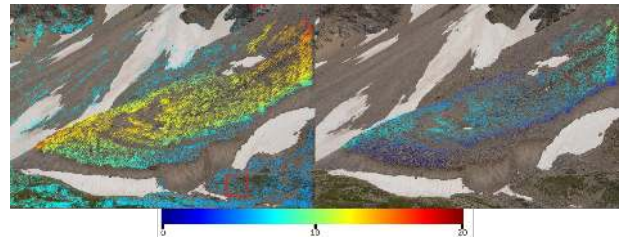


Figure 4. Pixel displacements calculated between 07/07/2016 and 06/09/2016 on the Laurichard rock glacier. (The arrow lengths have been scaled by a factor 5 to improve visibility). Left: before registration. Right: after registration. After the registration the displacement over fixed areas is corrected and close to zero. The red rectangles show the areas considered for the numerical analysis of displacement over fixed areas (see Figure 5).

the right bank of the glacier and 3 permanent painted disk on rocks on the left bank.

5. RESULTS

5.1 Registration and pixel displacement accuracy

The first source of uncertainty of our methods comes from the calculation of displacement in the images and their registration. Indeed, without registration, the displacement calculated using the method described in section 3.4 is distorted, as shown for example in Figure 4 where we can see a displacement field in pixels before and after registration on the Laurichard rock glacier. The areas on the periphery of the glacier move before registration, whereas they are supposed to be fixed. After registration the displacements outside the glacier is close to zero, and the direction of displacement on the glacier is closer to the direction of greater slope.

In order to quantitatively evaluate the registration step and the displacement calculation, we have used 114 images taken between July and October 2018 of the Laurichard rock glacier by one of the two cameras. From these images we have calculated the displacement after registration on two fixed zones with the reference image. The selected areas are presented by red rectangles in Figure 4, on which we took the average value of the displacements calculated by the method described in Section 3.4. Then we have calculated the histograms of the displacement for each dimensions, as well as the mean and standard deviation in order to compare the histograms to a probability density function of a normal distribution. These histograms are presented in Figure 5. For both dimensions, we obtain a mean close to 0 pixel and a standard deviation of 0.32 pixels along the x axis and 0.52 along the y axis. The greater standard deviation along y axis is due to large registration errors in this direction for few images. A same analysis has been conducted on 132 images of the Argentiere glacier. The results are also reported in Figure 5. The zones on which the displacements are averaged is illustrated by red rectangles in Figure 12. The accuracy of the registration step is similar as Laurichard but with less outliers. The standard deviation is 0.32 pixels in both directions. In order to discard poorly registered images we have chosen a threshold on the norm of the average displacement over fixed areas of 1 pixel. This filter rejects 30% of images for Laurichard and 5% for Argentiere. The high percentage of filtered images in the Laurichard case might be due to the low illumination of one of

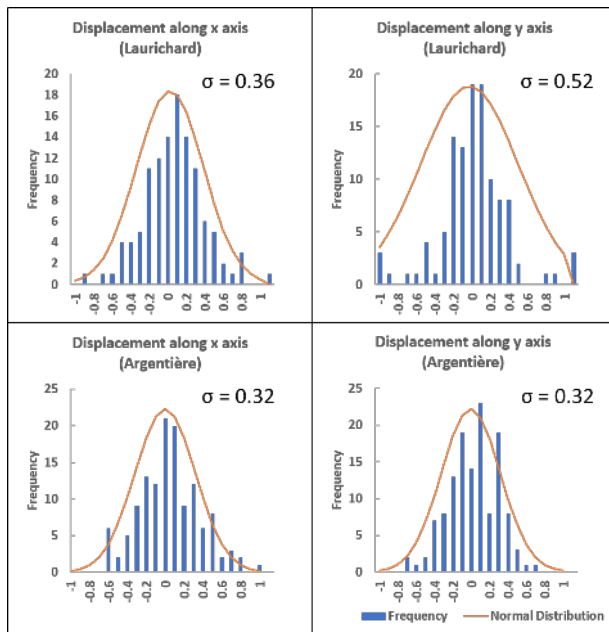


Figure 5. Histogram of displacement over fixed area computed on 114 (Laurichard) and 132 (Argentière) images with reference images.

the validation area which is close to the image corner and is located at a bottom of steep cliff (see red rectangles on Figure 4).

5.2 3D reconstruction accuracy

To assess the quality of the depth map computed from the stereo images, we can compare the point cloud obtained from our device with one obtained by a LiDAR survey. We used an Optech®Iris 3D long range scanner to acquire the point cloud from a position close to the left camera of the stereo device installed at the Laurichard rock glacier and with a field of view similar to the camera. Then the point cloud has been georeferenced by identifying 4 spheres in the scene which have been measured by GPS on the same day. The LiDAR point cloud has 7.6 millions points, and the 3D reconstruction from the stereo device on the same date has 4.6 millions. The spatial distribution of point density is similar in both clouds, with a higher density close to the device and when the slope is perpendicular to the device view. The average distance between clouds is around 20cm, and seems mostly due to small georeferencing errors and noise in the stereo point cloud. A profile analysis shows that the point cloud from the stereo device has more noise as is not perfectly registered, but all the features, such as boulders and slope variations, are present. The two clouds, the density, the distance between them and the profiles are illustrated in Figure 6. Unfortunately we do not have a similar LiDAR survey on the Argentière glacier to assess our 3D reconstruction.

5.3 Depth map dispersion

Laurichard To evaluate the reproducibility of depth map computation step we calculated a standard deviation map from a series of 460 depth maps computed from images taken between July 2018 and October 2018 of the Laurichard rock glacier: standard deviation is computed with depth map within a sliding window of one week. Then all the map are averaged to produce the final standard deviation map (see Figure 7). The size of the temporal window is chosen such that the glacier displacement is

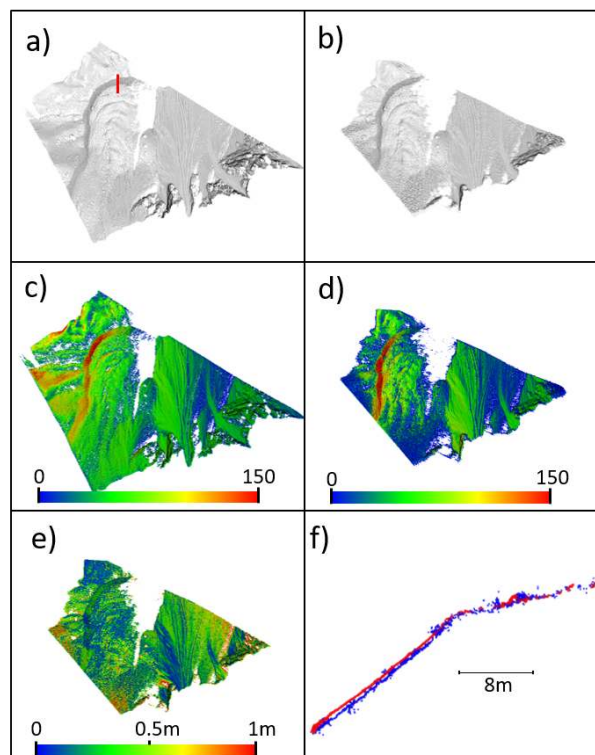


Figure 6. a) : Point clouds comparison: a) point cloud from LiDAR, b) point cloud from stereo images, number of points in a sphere of 50cm for the LiDAR c) and for the stereo images d), e) distance between the two clouds, f) profile extracted from the two clouds (red LiDAR, blue stereo). The position of the profile is represented in red on a).

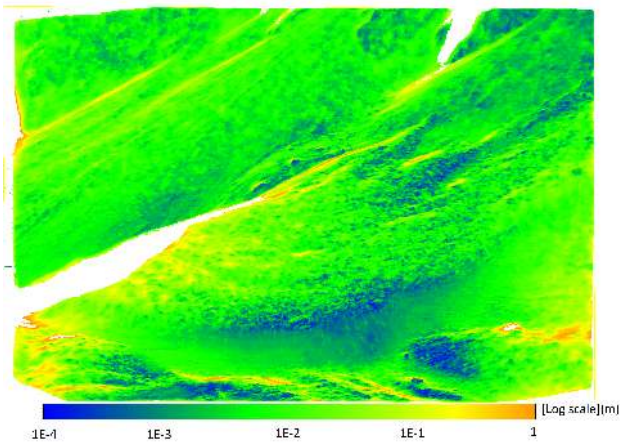


Figure 7. Average standard deviation of depth maps computed on images of the Laurichard rock glacier. The standard deviation map is calculated from a series of 460 depth maps from images taken between July 2018 and October 2018: standard deviation is computed with a sliding window of one week. Then all the maps are averaged to produce the final standard deviation map.

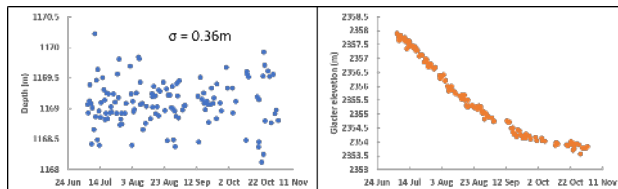


Figure 8. Left: depth of a pixel over fixed areas on images of Argentièr glacier during summer 2019. Right: elevation computed from depth of a pixel over the glacier.

negligible regarding the resolution of the depth map: from previous studies, the glacier velocity is at most 4mm/day (Bodin et al., 2009), which corresponds to a displacement of 2.1cm in one week, which is below the average pixel size of 2.5cm on the glacier. The surfaces with a normal pointing toward the camera have a low standard deviation ($1e^{-3}$ to $1e^{-4}$ meters) whereas the zones next to strong discontinuities in depth or with a normal pointing in an opposite direction to the cameras have a greater standard deviation, synonym of a poor confidence on the depth map in these zones and hence a greater error in the displacement calculation.

Argentièr In the case of Argentièr glacier, the glacier horizontal velocity is around 10-20/day and vertical velocity could be in the range of 0-10cm/day (Ponton et al., 2014). Such amplitudes are not compatible with the hypothesis of negligible depth over one week. We cannot therefore apply the same procedure as Laurichard. To assess the dispersion of the depth maps we have chosen one pixel on fixed areas, on which the depth has been calculated for the 132 depth maps during summer 2019. The standard deviation is 36cm. We did the same analysis on a pixel which is on the glacier, and have plotted the corresponding glacier elevation. The results are presented in Figure 8. The result seems coherent with glacier dynamic, with a linear altitude loss during July and August, mostly due to ablation and a decrease during fall when temperature and solar radiation decrease.

5.4 Evaluation of 3D displacement vector field

Laurichard The methods described in the section 3, allow displacement vector fields to be computed between any two stereo pair of images. In order to assess the final result of our methods, we compare displacements measured from traditional methods between summer 2018 and 2019. The reference measurements are the positions of 14 rocks measured by DGPS (Differential GPS) on the 18/10/2018 and the 10/09/2019 with a centimeter precision. A second comparison data set comes from correlation of DEM computed from LiDAR surveys from the same position on the 25/09/2018 and the 22/07/2019. The spheres around the glaciers were used to geo-reference the point clouds, then the 2019 point cloud has been registered on the 2018 cloud using common fixed known areas. The co-registration error is estimated as 5cm along x and y and 8cm along z axis. Both point clouds have been re-sampled in a DEM of 50cm resolution. To produce displacement vector field, we have calculated correlation between DEM, with a template window of 64 pixels and a search window of 128 pixels with five meters spacing. More details on the procedure can be found in (Bodin et al., 2018). We calculated a velocity vector field from stereo pairs taken at the same date as the LiDAR surveys. Both vector fields are presented in Figure 9, as well as the position of the rocks measured by DGPS and devices' viewing directions. The stereo result has a higher vector density with more than 990000 vectors on the glacier and only around 7000 vectors with the DEM correlation method. The spatial distribution of velocity is similar, with low velocities around the glaciers borders, and high velocity at the top and next to the right side glacier's front. With the stereo methods, no vectors are present on the right side, which is due to the low confidence on the depth maps in those areas (see Figure 7). In order to compare the three measurements we have plotted two profiles passing through GPS measurements, one longitudinal and one transverse. Each vector within one meter around the profile is reported in Figure 10. The stereo profile is less noisy as the DEM profile and is closer to the GPS measurements, even if the velocity seems to be overestimated. In order to conduct a quantitative analysis, the GPS measurements have been directly compared to stereo and DEM measurements. For each GPS measurements, all stereo and DEM measurements in a radius of 0.5m and 2m respectively were extracted and a median vector was calculated for both methods. Those median vectors were directly compared to the GPS measurements, by extracting difference on the three dimension and norm. We also have calculated linear regression of stereo and DEM measurements versus GPS for the 3 dimensions. The results are presented in Figure 11 and Table 1. The overall results are better with our stereo device, with less difference and better correlation (0.98) with GPS measurements. The X-axis displacements, measured by the stereo device, has the least correlation with GPS measurements of the three dimensions. This can be explained by the camera's viewing direction, which is collinear with this axis (see Figure 9), making the device less sensitive to movement in this direction. Conversely, the result according to the Z dimension measured by DEM correlation shows the best correlation of the three dimensions. This can be explained by the method which is based on the correlation of altitudes between DEM.

Argentièr Concerning the Argentièr glacier, it is difficult to obtain displacement vector fields from images taken during different summer seasons. Indeed, the nature of the glacier surface changes between two summers due to ice melt, snowfall and the glacier flow. Thus we can only qualitatively analyze the

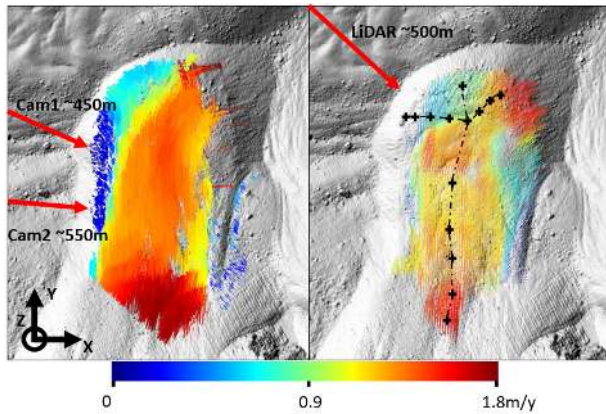


Figure 9. Comparison of two different methods to compute velocity vector field on the Laurichard rock glacier between the 25/09/2018 and the 22/07/2019: left, vector field computed by our stereo device and right, vector field computed by DEM (from LiDAR) cross correlation (Bodin et al., 2018). The stereo displacement vector field is 100 times denser than the LiDAR field. There is no vector on the right side of the glacier with the stereo method due to poor 3D reconstruction in this area (see Figure 7). The red arrows indicates the devices' point of view and the crosses indicate the rocks measured by GPS.

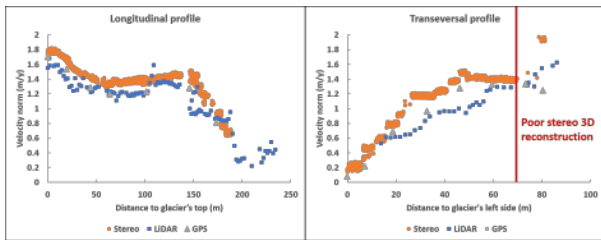


Figure 10. Velocity profiles of the Laurichard glacier from GPS, DEM and stereo. The profiles follow the GPS measurements which are presented in Figure 9. The stereo profile is closer to the GPS measurements and is less noisy even if the velocity seems overestimated.

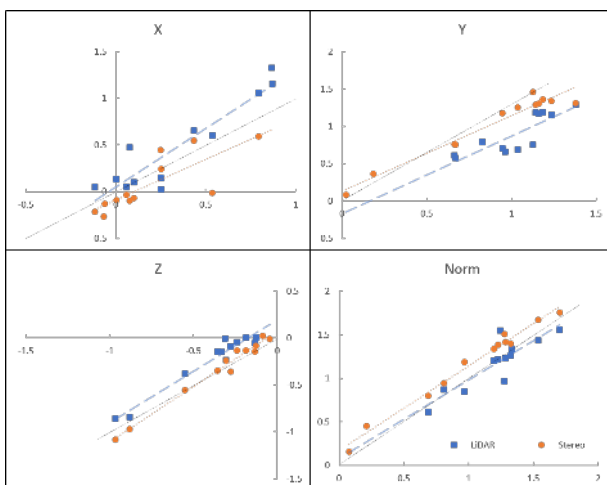


Figure 11. Correlation of DEM and stereo velocity versus GPS measurements.

	LiDAR	Stereo
Mean density	2.8 (R=2m)	56 (R = 0.5m)
Mean X difference	14cm	-11cm
σ X difference	19cm	18cm
Correlation slope X	1.26	0.87
R^2 X	0.86	0.64
Mean Y difference	-13cm	14cm
σ Y difference	14cm	10cm
Correlation slope Y	1.045	0.95
R^2 Y	0.71	0.95
Mean Z difference	15cm	1cm
σ Z difference	10cm	7cm
Correlation slope Z	1.1	1.2
R^2 Z	0.95	0.98
Mean norm difference	32cm	24cm
σ norm difference	15cm	16cm
Correlation slope norm	0.90	0.97
R^2 norm	0.76	0.98

Table 1. Comparison between GPS velocity measurements (14 rocks measured during field campaign the 18/10/2018 and the 10/09/2019) and velocity obtained from DEM (from LiDAR) correlation and by our methods. For each GPS measurements (each rock), neighbor vectors (radius 0.5m for stereo and 2m for LiDAR) are extracted from LiDAR and stereo field and a median filter is apply to be directly compared with the GPS measurements. Then mean, standard deviation σ , correlation slope, and R squared value are extracted for each dimension.

field of displacement vectors extracted using separate images at most a few days. Figure 12 shows the surface velocity calculated by our methods between July 25 and August 11, 2019. The vector direction is given by the pixel displacement vector and the magnitude is proportional to the 3D surface norm. This displacement vector field seems consistent with glaciological interpretations: the velocity is maximal at the glacier center compared to the borders. The average magnitude of 15cm/day is also coherent with previous studies on the same area at different dates (Rabatel et al., 2018, Benoit et al., 2015).

6. CONCLUSION

We have presented a fully automated pipeline able to process pairs of images taken by a stereoscopic time lapse device, to produce displacement vector field and 3D models. The proposed methods are sufficiently generic to be able to adapt to different sites with different textures and dynamics. The methods were tested on two study sites, a glacier and a rock glacier. The results suggest that this device makes it possible to monitor the dynamics of the study sites with a spatio-temporal resolution unequalled by traditional methods. The comparison with GPS and LiDAR measurements shows that our methods produce similar results as traditional GPS surveys and outperform the DEM correlation methods by providing more accurate vector fields. Finally, we have proposed metrics, only based on stereo pair, to draw a confidence map of our results. Future work will focus on assessing the temporal accuracy of displacements calculated with our device in order to measure temporal changes in glacier dynamics.

7. ACKNOWLEDGMENTS

GM's PhD is partly funded by a CIFRE grant from ANRT. Instrumentation on Laurichard and Argentière sites was funded by Univ. Savoie Mont-Blanc, SFR-VOR and OSUG grants. Devices were designed and mounted by Emmanuel Malet in

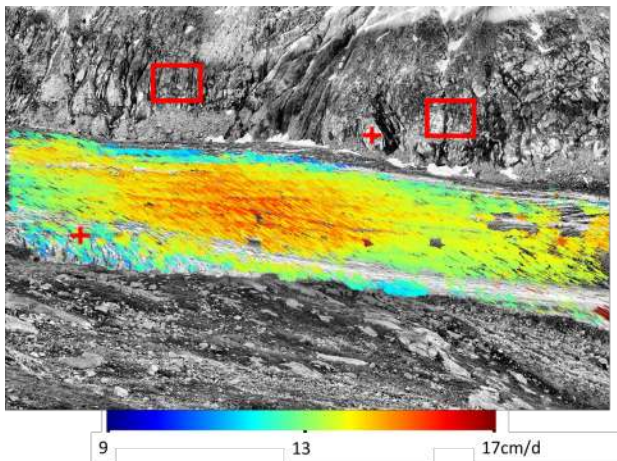


Figure 12. Surface velocity between images taken the 25/07/2019 and the 11/08/2019, calculated with our methods. The red crosses indicate the location of the depth map analysis presented in Figure 8 and the red rectangles the position of the registration analysis presented in Figure 5

EDYTEM, who also largely contributed to their installation on the two sites: we warmly thank him! We are grateful to the many people who helped on the field for installing and maintaining the two pairs of devices. Emmanuel Thibert and the Parc national des Ecrins are also greatly acknowledged for providing the GPS data they annually survey on the Laurichard rock glacier.

REFERENCES

- Benoit, L., Dehecq, A., Pham, H.-T., Vernier, F., Trouvé, E., Moreau, L., Martin, O., Thom, C., Pierrot-Deseilligny, M., Briole, P., 2015. Multi-method monitoring of Glacier d'Argentière dynamics. *Annals of Glaciology*, 56(70), 118–128.
- Bian, J., Lin, W.-Y., Matsushita, Y., Yeung, S.-K., Nguyen, T.-D., Cheng, M.-M., 2017. Gms: Grid-based motion statistics for fast, ultra-robust feature correspondence. *The IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR)*.
- Bleyer, M., Rhemann, C., Rother, C., 2011. Patchmatch stereo - stereo matching with slanted support windows. *British Machine Vision Conference 2011*, 1–11.
- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L., Fort, M., 2009. Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4), 331–344.
- Bodin, X., Thibert, E., Sanchez, O., Rabatel, A., Jailliet, S., 2018. Multi-Annual Kinematics of an Active Rock Glacier Quantified from Very High-Resolution DEMs: An Application-Case in the French Alps. *Remote Sensing*, 10, 547.
- Cernea, D., 2015. Openmvs: Open multiple view stereovision.
- Chang, C., Chatterjee, S., Kube, P. R., 1994. A quantization error analysis for convergent stereo. *Proceedings of 1st International Conference on Image Processing*, 2, IEEE, 735–739.
- Francou, B., Reynaud, L., 1992. 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 209–213.
- Hartley, R., Zisserman, A., 2004. *Multiple View Geometry in Computer Vision*. Cambridge University Press. OCLC: 804793563.
- Kenner, R., Phillips, M., Beutel, J., Hiller, M., Limpach, P., Pointner, E., Volken, M., 2017. Factors Controlling Velocity Variations at Short-Term, Seasonal and Multi-year Time Scales, Ritigraben Rock Glacier, Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 675–684. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ppp.1953/abstract>.
- Krimmel, R., Rasmussen, L., 1986. Using sequential photography to estimate ice velocity at the terminus of Columbia Glacier, Alaska. *Annals of Glaciology*, 8, 117–123.
- Lucas, B. D., Kanade, T., 1981. An iterative image registration technique with an application to stereo vision. *Proceedings of the 7th International Joint Conference on Artificial Intelligence - Volume 2, IJCAI'81*, Morgan Kaufmann Publishers Inc., San Francisco, CA, USA, 674–679.
- Ponton, F., Trouvé, E., Gay, M., Walpersdorf, A., Fallourd, R., Nicolas, J.-M., Vernier, F., Mugnier, J.-L., 2014. Observation of the Argentière glacier flow variability from 2009 to 2011 by TerraSAR-X and GPS displacement measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(8), 3274–3284.
- Rabatel, A., Sanchez, O., Vincent, C., Six, D., 2018. Estimation of glacier thickness from surface mass balance and ice flow velocities: a case study on Argentière Glacier, France. *Frontiers in Earth Science*, 6, 112.
- Roncella, R., Forlani, G., Fornari, M., Diotri, F., 2014. Landslide monitoring by fixed-base terrestrial stereo-photogrammetry. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, II-5, 297–304.
- Rublee, E., Rabaud, V., Konolige, K., Bradski, G., 2011. ORB: An efficient alternative to SIFT or SURF. *Computer Vision (ICCV), 2011 IEEE International Conference On*, IEEE, 2564–2571.
- Schops, T., Schonberger, J. L., Galliani, S., Sattler, T., Schindler, K., Pollefeys, M., Geiger, A., 2017. A multi-view stereo benchmark with high-resolution images and multi-camera videos. *Proceedings of the IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition*, 3260–3269.
- Travalletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., Bastard, M., 2012. Correlation of Multi-Temporal Ground-Based Optical Images for Landslide Monitoring: Application, Potential and Limitations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 70, 39–55.
- Vincent, C., Moreau, L., 2016. Sliding velocity fluctuations and subglacial hydrology over the last two decades on Argentière glacier, Mont Blanc area. *Journal of Glaciology*, 62(235), 805–815.
- Vincent, C., Soruco, A., Six, D., Le Meur, E., 2009. Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France. *Annals of glaciology*, 50(50), 73–79.

2.3.4 Temps d'exécution

La question du temps de calcul n'étant pas abordée dans les articles, il nous semble nécessaire de donner ici un ordre de grandeur du temps passé sur chacune des étapes, notamment afin de comprendre certains choix méthodologiques. Il est possible de décomposer la chaîne de traitements en plusieurs grandes étapes. Ce découpage est aussi respecté dans l'implémentation afin de pouvoir effectuer à nouveau une grande étape ou de tester un autre paramètre par exemple, sans avoir à recommencer les traitements depuis le début.

La première étape consiste à calibrer la paire de référence (section 3.1 et figure 1 de l'article II). Cette étape est réalisée une seule fois. La seconde étape consiste à recalculer les images gauches et droites sur les deux images de référence (article I et section 3.2 de l'article II). Ce recalage est effectué pour l'ensemble des images de la série. L'étape suivante est le calcul des cartes de profondeurs pour chacune des dates de la série à l'aide des images recalées et de la calibration de référence. Enfin la dernière étape permet le calcul du déplacement entre deux dates de la série. Cette étape est réalisée autant de fois qu'il y a de couples de déplacement désirés.

Afin d'optimiser le temps de calcul, il est plus intéressant de se focaliser sur les étapes de recalage et de calcul des cartes de profondeur, qui sont les plus exigeantes en ressources. Cependant, si, dans cette section, le calcul du déplacement se fait uniquement entre quelques couples de dates, nous verrons dans la section sur l'aspect temporel (section 3), que le calcul du déplacement se fait avec un grand nombre de couples, justifiant le besoin d'optimiser son temps de calcul. Afin de donner un ordre d'idée de la performance de la chaîne de traitement en termes de temps de calcul, nous avons reporté dans le tableau 2.1 les temps d'exécution de chacune des étapes pour le traitement d'une série d'images du glacier rocheux du Laurichard.

Chaque étape possède son lot de paramètres qui peut influencer le temps de calcul. On peut citer le nombre de points d'intérêts extraits pour la mise en correspondance de points homologues entre les vues gauche et droite durant la calibration, ou entre des images séparées dans le temps pour le recalage et le calcul du déplacement. Pour la calibration, 50 000 points sont extraits dans les deux vues, pour le recalage et le calcul du déplacement, par imagerie d'un million de pixels, 10 000 points sont extraits. Enfin pour l'étape du calcul des cartes de profondeur, la résolution des images est divisée par deux. Afin de réduire le temps de calcul, une grande partie des calculs sont parallélisés, notamment dès lors que des correspondances entre pixels sont calculées. Le traitement a été réalisé sur une machine PowerEdge R730 possédant 64Go de RAM et 24 cœurs (24 CPU) Intel Xeon E5-2650 v4 2.2GHz 30M Cache 9.60GT/s QPI Turbo HT 12C/24T. Les résultats sont présentés dans le tableau 2.1. Dans le cas où le temps de calcul est limité, par exemple pour des enjeux de temps réel avec des machines moins performantes, il est possible de jouer sur les paramètres pour réduire celui-ci. On peut notamment réduire le nombre de points extraits pour effectuer le recalage ou lors du calcul du déplacement. Pour réduire l'étape du calcul des cartes de profondeur, il est possible de diminuer la résolution des images. Cependant, nous n'avons pas quantifié l'impact de chacun des paramètres sur la qualité du résultat.

	Nombre de dates	Temps total	Temps moyen par date
Calibration	1	2 min 07	2 min 07
Recalage	459	7h48	1 min
Carte de profondeur	460	51h14	6 min 40
Champ de vitesses	1	29s	29s

Tableau 2.1 – Temps d'exécution des algorithmes de la partie spatiale pour la saison 2018 du glacier rocheux du Laurichard

2.4 Sources d'erreurs

À chacune des étapes de la chaîne de traitement décrite dans l'article II, des erreurs peuvent impacter le résultat final. Nous détaillons ici les principales sources d'erreur et nous proposons une quantification de celles-ci lorsque cela est possible.

Recalage Les erreurs de recalage peuvent avoir un double impact. Le premier porte sur le calcul du déplacement dans les images, qui sera entaché d'une erreur qui se répercutera directement lors de la projection sur les modèles 3D. Le second impact concerne la calibration et le calcul des modèles 3D. En effet, si le recalage n'est pas bien effectué, la calibration de référence n'est plus valide pour l'image mal recalée. Ainsi, la reconstruction 3D associée sera de mauvaise qualité. Comme nous l'avons vu dans les articles I et II, cette erreur de recalage est facilement quantifiable en analysant le déplacement sur les zones fixes. Un déplacement non nul, présentant une forte cohérence spatiale, est synonyme d'un mauvais recalage.

Calcul du déplacement pixellique Une erreur sur le déplacement pixellique se répercutera sur le déplacement 3D lors de la projection à l'aide des cartes de profondeurs. Là aussi il est possible de quantifier cette erreur en analysant les résultats sur les zones fixes de l'image. Comme nous l'avons vu dans l'article I et II, après recalage le déplacement moyen sur les zones fixes est inférieur au pixel. L'impact sur le déplacement final dépendra des caractéristiques de l'appareil photo et de la distance à la scène.

Calcul des cartes de profondeur Afin d'obtenir un déplacement 3D, nous avons fait le choix de calculer le déplacement dans une vue, puis de le projeter en 3D à l'aide des cartes de profondeur correspondant aux deux images entre lesquelles le déplacement est calculé. Une erreur sur la carte de profondeur provoquera une erreur sur la localisation en 3D du déplacement et donc une erreur sur le résultat final. Si l'erreur est constante dans le temps, les déplacements à plusieurs instants seront comparables entre eux. Si cette erreur varie, les déplacements ne seront plus comparables. Pour mesurer l'erreur, nous avons vu dans l'article II, qu'une mesure LiDAR peut être utilisée pour comparer les modèles 3D. Afin de quantifier la variation de cette erreur dans le temps, nous avons proposé de mesurer la dispersion des cartes de profondeur. Cette mesure permet d'avoir une vue spatialisée des erreurs. Ainsi, sur une série d'images du glacier rocheux du Laurichard, cette dispersion sur les cartes de profondeur varie entre moins de 1 mm et plus de 1 m selon les zones de l'image. Ces variations sont principalement expliquées par la géométrie de la surface d'étude et la localisation des appareils photo.

Calibration initiale La calibration initiale telle que décrite dans l'article II peut se décomposer en deux étapes. La première vise à estimer l'orientation relative des caméras et éventuellement les paramètres internes de celles-ci. Ces paramètres permettent de simplifier la recherche de correspondances entre les vues gauche et droite, et de trianguler ces correspondances pour obtenir une position en 3D. Une mauvaise calibration impactera la qualité des modèles 3D. Dans la section 2.4.1, nous proposons une étude de l'influence de la façon de déterminer les paramètres intrinsèques, sur les modèles 3D. La seconde étape de la calibration est l'estimation de la transformation affine, de manière à mettre à l'échelle et géoréférencer les résultats. Cette estimation se fait à l'aide de correspondances entre des points de coordonnées connues (mesurés à l'aide d'un GPS) et des points dans les images. Une erreur sur l'estimation de cette transformation aura uniquement un impact sur la localisation des vecteurs déplacements et leur norme si l'échelle n'est pas bien estimée. Cependant, les résultats seront comparables dans le temps.

2.4.1 Influence de la détermination des paramètres intrinsèques

Dans l'article II, la distorsion est supposée négligeable. Lors du processus de relecture de celui-ci, un re-lecteur a formulé le commentaire suivant : "*Assuming that the radial distortion is negligible is almost certainly not permissible, any close-range lens I know has rather high distortion (up to several pixels to tens of pixels) in radial direction, so it appears crazy to ignore it when working with optic flow, which is a sub-pixel technique.*" Nous avons répondu qu'après avoir mené des expérimentations sur le terrain d'étude en prenant plusieurs photos du glacier, depuis différentes positions et réalisant un ajustement de faisceau ("*bundle adjustment*" en anglais) afin d'estimer la pose et la distorsion de la caméra, cette distorsion est inférieure à un pixel pour 90% de l'image. Nous détaillons à présent le résultat de cette expérimentation et l'impact de cette distorsion sur les résultats.

Modèle de caméra

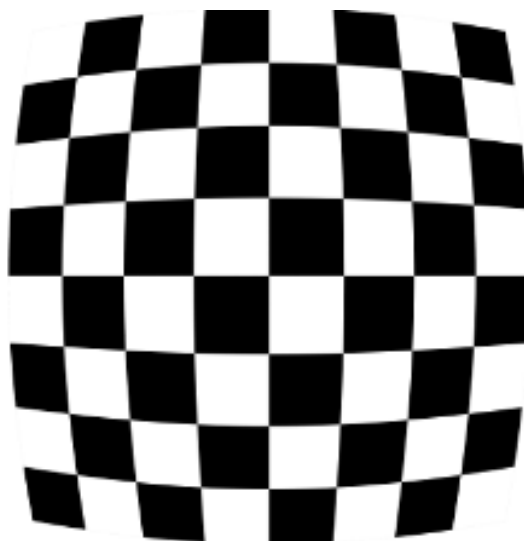


Figure 2.3 – Exemple de l'effet de la distorsion sur un damier régulier.

Avant de détailler l'estimation de la distorsion des appareils photo, nous proposons

d'abord de présenter le modèle mathématique utilisé pour projeter un point de l'espace vers le plan image.

Si l'on considère un repère orthonormé R_c centré sur le point O correspondant à la position de la caméra, avec l'axe Z – axe de visée – pointant vers la scène à imager, on peut relier la position d'un point $M \begin{bmatrix} M_x^c & M_y^c & M_z^c \end{bmatrix}^T$ exprimé dans un repère R_c à sa position $m \begin{bmatrix} m'_u & m'_v \end{bmatrix}^T$ dans l'image par l'équation 2.1.

$$\begin{bmatrix} m'_u \\ m'_v \\ 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_x & 0 & C_x \\ 0 & f_y & C_y \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} M_x^c \\ M_y^c \\ M_z^c \end{bmatrix} \quad (2.1)$$

Avec f_x et f_y , les distances focales en pixels et C_x et C_y , la position du centre optique. À cette transformation linéaire vers le plan image, il est possible de rajouter une transformation liée à la distorsion de l'optique. Le plus souvent, pour des objectifs et des caméras de bonne qualité, on modélise cette distorsion par un polynôme dépendant de la distance au centre optique. Un exemple de l'effet de cette distorsion sur l'image est présenté dans la figure 2.3. Ici nous utilisons un polynôme de degré six afin de corriger les coordonnées $\begin{bmatrix} m'_u & m'_v \end{bmatrix}^T$ de la distorsion de la façon suivante :

$$\begin{bmatrix} m''_u \\ m''_v \end{bmatrix} = (1 + k_1 r^2 + k_2 r^4 + k_3 r^6) \begin{bmatrix} m'_u \\ m'_v \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

avec k_1, k_2, k_3 les paramètres du modèle de distorsion et r la distance au centre optique.

Estimation des paramètres intrinsèques

Classiquement, l'estimation de la distorsion d'une caméra se fait à l'aide d'un damier de dimensions connues. Plusieurs photos du damier sont prises pour différentes orientations de celui-ci. Afin de déterminer avec précision les paramètres intrinsèques de la caméra, le damier doit occuper une large proportion de l'image. Ensuite, les coins du damier sont détectés automatiquement à l'aide d'un détecteur de coins dans les images, de type Harris (Harris et Stephens, 1988). Cependant, ce type d'approche n'est pas applicable sur les caméras du terrain d'étude. En effet, les focales élevées et la mise au point sur l'objet d'étude demanderaient un damier de la taille de l'objet d'étude.

Une autre solution consiste à placer des cibles dans la scène, à mesurer leur position à l'aide d'un GPS, et ensuite à les identifier dans l'image. La correspondance entre les coordonnées GPS et images peut permettre à la fois d'estimer la focale et la position du centre optique à l'aide d'une résolution linéaire de l'équation 2.1, puis utiliser ce premier résultat pour le raffiner et estimer la distorsion à l'aide d'une résolution non linéaire. Cette stratégie a pu être réalisée sur le site du Laurichard. Nous avons placé et mesuré par GPS 11 cibles, qui consistent soit en des mires temporaires soit des sphères permanentes (voir Bodin *et al.* 2018). Ensuite, leur position est identifiée manuellement dans les images. La résolution linéaire des paramètres intrinsèques donne une erreur de reprojection moyenne de 40.5 pixels. Cette erreur de reprojection est donnée par la racine de l'erreur quadratique moyenne entre les coordonnées images d'entrées et celles re-projetées après estimation du modèle. Après l'estimation non linéaire de la calibration de la caméra (comportant

l'estimation de la distorsion), cette erreur est de 10.1 pixels. La position des 11 points utilisés, ainsi que l'écart entre les coordonnées images d'entrées et celles après reprojection (dans le cas linéaire et non linéaire) sont reportés dans la figure 2.4. Il est ensuite possible de

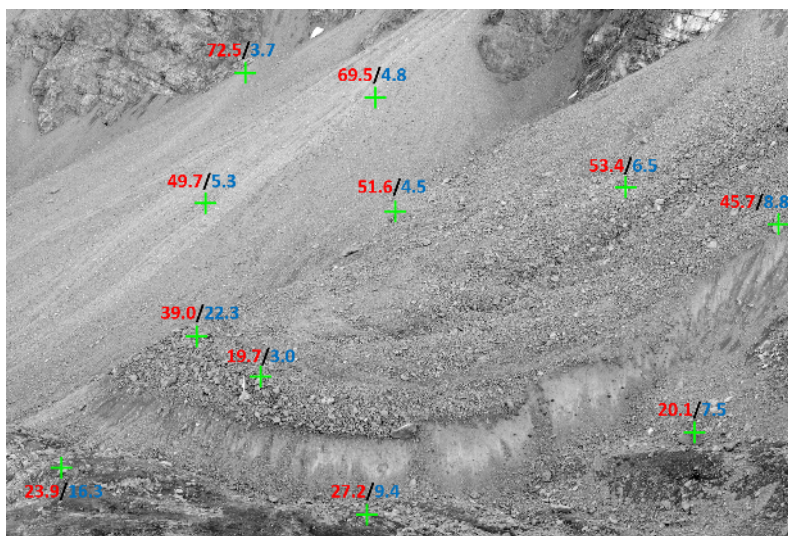


Figure 2.4 – Position des points utilisés pour la calibration des caméras : la norme en pixels des différences entre les coordonnées d'entrées et les coordonnées reprojétées est indiquée au dessus de chaque point, en rouge pour la calibration sans estimation de la distorsion et bleu pour la calibration avec prise en compte de celle-ci

calculer la différence entre les coordonnées pixels corrigées et non corrigés de la distorsion en fonction de la distance au centre optique. Ce résultat est présenté dans la figure 2.5.

Cette figure nous montre que la distorsion est sensible et dépasse un pixel à partir d'une distance de 1000 pixels du centre optique. Sur les bords de l'image, celle-ci peut atteindre plus de 5 pixels. On peut cependant noter que la calibration de la caméra est peu précise à cause de l'erreur de reprojection de plus de 10 pixels. La source de cette erreur est multiple. On peut tout d'abord noter l'incertitude de la mesure des coordonnées en trois dimensions à l'aide du GPS. Celui-ci étant monté sur une canne au-dessus du point de mesure, l'incertitude de mesure peut atteindre quelques centimètres. L'autre source d'erreur provient de l'incertitude de la localisation de la cible dans l'image. On peut estimer que la détermination de la position de la mire ou du centre de la sphère est précise à quelques pixels près. Il est donc possible que, lors de la résolution du système d'équations non linéaires, il y ait compensation de ces incertitudes par le sur-apprentissage des paramètres de distorsions. Cette hypothèse est renforcée par la forme de la fonction de distorsion observée dans la figure 2.5. Il est donc nécessaire d'utiliser une autre méthode pour estimer la distorsion avec précision.

Afin de rester dans les mêmes conditions d'acquisition et sur le même site d'étude, nous proposons d'utiliser les principes de reconstruction 3D à partir de plusieurs vues, ou "*structure from motion*" (SfM), pour calibrer plus finement la caméra. Ainsi, quinze images du glacier du Laurichard prises depuis des points de vue différents, mais respectant un cadrage similaire pour chacune d'elles ont été acquises. La distance entre la position de la première et la dernière de la série est de 370 mètres. Chaque image est prise avec le même appareil. Nous avons ensuite utilisé ces images pour réaliser un ajustement de faisceau ("*bundle adjustment*"). Cette procédure vise à optimiser à la fois la position,

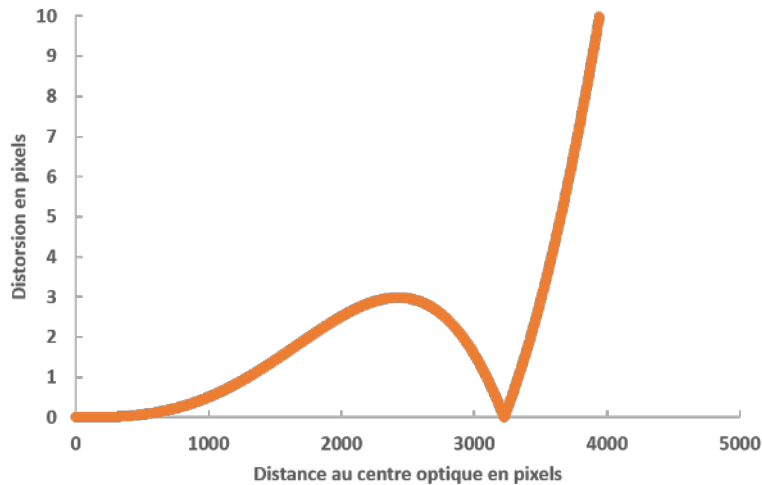


Figure 2.5 – Évolution de la différence entre la position d'un pixel avant et après correction de la distorsion en fonction de sa distance au centre optique. Distorsion calculée pour un appareil photo du site du Laurichard, dont le capteur possède une résolution de 7360 par 4912 pixels, à l'aide de la mesure, par GPS de cibles visibles dans les images. La baisse de la distorsion pour une distance comprise en 2500 et 3200 pixels est probablement expliquée par un sur-apprentissage des paramètres de distorsion, afin de compenser les erreurs dans les coordonnées des correspondances 2D - 3D.

l'orientation, les paramètres intrinsèques (dont la distorsion) des caméras et la position en 3D de pixels de correspondances entre les vues. Afin d'extraire ces correspondances et réaliser l'ajustement de faisceau, nous faisons appel à la librairie OpenMVG (Moulon *et al.*, 2016). À la fin de cette procédure, nous obtenons également une erreur de reprojection entre la position 3D calculée à partir de positions dans les images et sa projection dans ces mêmes images. L'erreur de reprojection obtenue est de 0.5 pixel. De la même façon que précédemment nous pouvons tracer l'évolution de la distorsion en fonction de la distance au centre optique pour les paramètres intrinsèques obtenus après l'ajustement de faisceau. Le résultat est présenté dans la figure 2.6. Afin de bien visualiser la distorsion dans l'image, nous avons tracé quatre cercles d'iso-distorsion autour du centre optique (figure 2.7).

De par son erreur de reprojection plus faible, cette méthode semble plus adaptée pour estimer la distorsion, qui est alors inférieure au pixel pour une grande majorité de l'image. Cependant, la question de l'influence de cette distorsion, même minime, sur les résultats se pose.

Influence de la distorsion

La distorsion peut affecter le processus de reconstruction 3D. En effet, les algorithmes utilisés cherchent des correspondances entre les vues droites et gauches à l'aide d'hypothèses basées sur la géométrie épipolaire. Si la caméra est calibrée, un point dans une des images se retrouve dans l'autre vue selon une ligne (voir figure 2.2). Ainsi, la recherche des pixels homologues est facilitée à l'aide de cette hypothèse. La méthode utilisée dans le cadre de cette thèse s'appuie sur l'hypothèse de plans locaux en trois dimensions, qui sont liés d'une image à l'autre par une homographie (Bleyer *et al.*, 2011). Dans le cas d'images présentant de la distorsion, ces hypothèses ne sont plus vérifiées et donc les reconstructions 3D peuvent

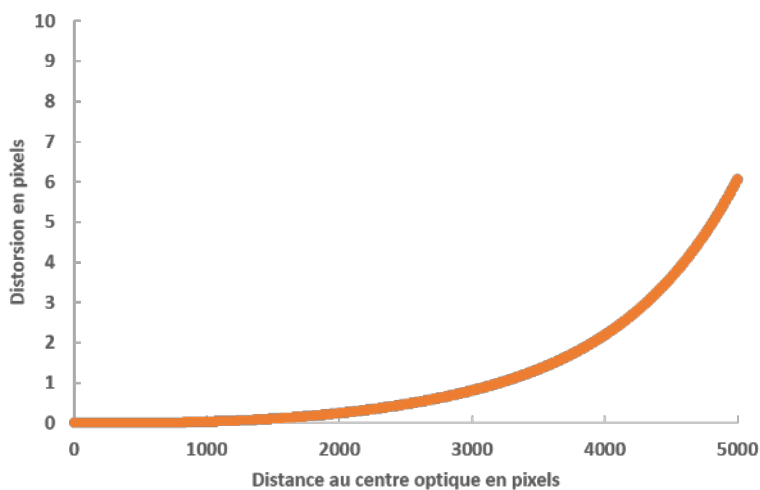


Figure 2.6 – Évolution de la différence entre la position d'un pixel avant et après correction de la distorsion en fonction de sa distance au centre optique. Distorsion calculée pour un appareil photo du site du Laurichard, de résolution 7360×4912 pixels, à l'aide d'un ajustement de faisceau réalisé à partir de quinze images.



Figure 2.7 – Visualisation de la distorsion calculée par ajustement de faisceau, d'un appareil photo reflex Nikon D800 avec une focale de 85 mm. Le premier cercle indique une distorsion de 0.1 pixel, le second 0.25 pixel, le troisième 0.5 pixel et le dernier 1 pixel.

souffrir d'imprécisions.

Afin d'évaluer l'impact des hypothèses simplistes sur les paramètres intrinsèques (pas de distorsion, centre optique au milieu de l'image et distance focale déterminée à partir des fiches techniques), nous proposons de comparer les reconstructions 3D obtenues avec et sans estimation des paramètres intrinsèques au préalable. Pour cela, nous utilisons les paramètres intrinsèques obtenus à l'aide de la méthode basée sur l'ajustement de faisceau à partir de plusieurs vues, puis les images sont corrigées de la distorsion avant le calcul de l'orientation relative des appareils photo (appariement de quelques points entre les deux vues pour estimer la matrice essentielle) et le calcul du modèle 3D. Ce modèle 3D est comparé à celui calculé sans estimation des paramètres intrinsèques au préalable et à celui obtenu par une mesure par LiDAR terrestre le même jour. L'acquisition LiDAR est la même que celle utilisée dans l'article II.

Afin d'évaluer les modèles 3D, nous avons calculé les distances entre les nuages produits par notre méthode et le nuage issu du levé LiDAR, ainsi que les distances entre les nuages avec et sans estimation des paramètres intrinsèques. Les résultats sont reportés dans la figure 2.8, on constate que les différences au modèle LiDAR, avec ou sans estimation des paramètres intrinsèques, sont sensiblement identiques. La distribution spatiale et l'ordre de grandeur des différences sont semblables. Les différences entre les deux modèles issus du dispositif stéréo sont seulement dans les zones où la distance au modèle LiDAR est importante (supérieure à 50 cm). Cette comparaison montre que la prise en compte de la distorsion ne semble pas avoir un impact sur la reconstruction 3D de cette date. Une analyse de la variabilité temporelle des cartes de profondeur (comme celle présentée dans l'article II) a pu montrer que cette variabilité est comparable avec ou sans estimation des paramètres intrinsèques (différences d'écart-type sur la profondeur inférieures à 1 cm). On peut donc conclure que, dans le cas de l'instrumentation du glacier rocheux du Laurichard, l'estimation des paramètres intrinsèques et la prise en compte de la distorsion, n'améliorent pas la qualité des reconstructions 3D.

L'autre source de perturbation due à la distorsion peut provenir du calcul du déplacement entre deux images d'une même vue, mais séparées d'un certain temps. Comme la distorsion n'est pas la même dans toutes les régions de l'image, il est possible d'observer un déplacement d'une zone où la distorsion est faible, à une zone où elle serait plus forte. Ces différences de distorsions peuvent modifier le déplacement apparent. Cependant, les déplacements observés ainsi que la distorsion étant faibles, cet impact est limité. Prenons par exemple une zone située à une distance du centre optique autour 4000 pixels, la distorsion observée y est de 2.19 pixels, si cette zone se déplace de 100 pixels dans une direction opposée au centre optique, on observe dans cette zone de l'image une distorsion de 2.49 pixels. La différence de distorsion n'est que de 0.3 pixels. Or un déplacement de 100 pixels dans l'image représente un déplacement de l'ordre de 2.5 mètres dans le cas du glacier rocheux du Laurichard. Un tel déplacement s'observe sur une durée supérieure à un an. Le déplacement observable au cours d'une saison est plutôt de l'ordre de 20 pixels, soit une différence de distorsion de 0.02 pixel à 4000 pixels du centre optique. Cette différence est bien inférieure à la précision des algorithmes de flux optique qui ont une précision de l'ordre de 0.1 pixel. Dans le cas du glacier rocheux du Laurichard, la distorsion a donc une influence négligeable sur les calculs de déplacements à l'aide du dispositif stéréo time-lapse. Cependant, dans le cas du glacier d'Argentière, la même analyse reste à mener : l'amplitude des déplacements plus importante, ainsi que la distance focale plus courte, peuvent mener à un impact plus important de la distorsion. Dans le cas où celle-ci ne serait plus négligeable, il est envisageable de corriger les images de la distorsion en amont de la chaîne

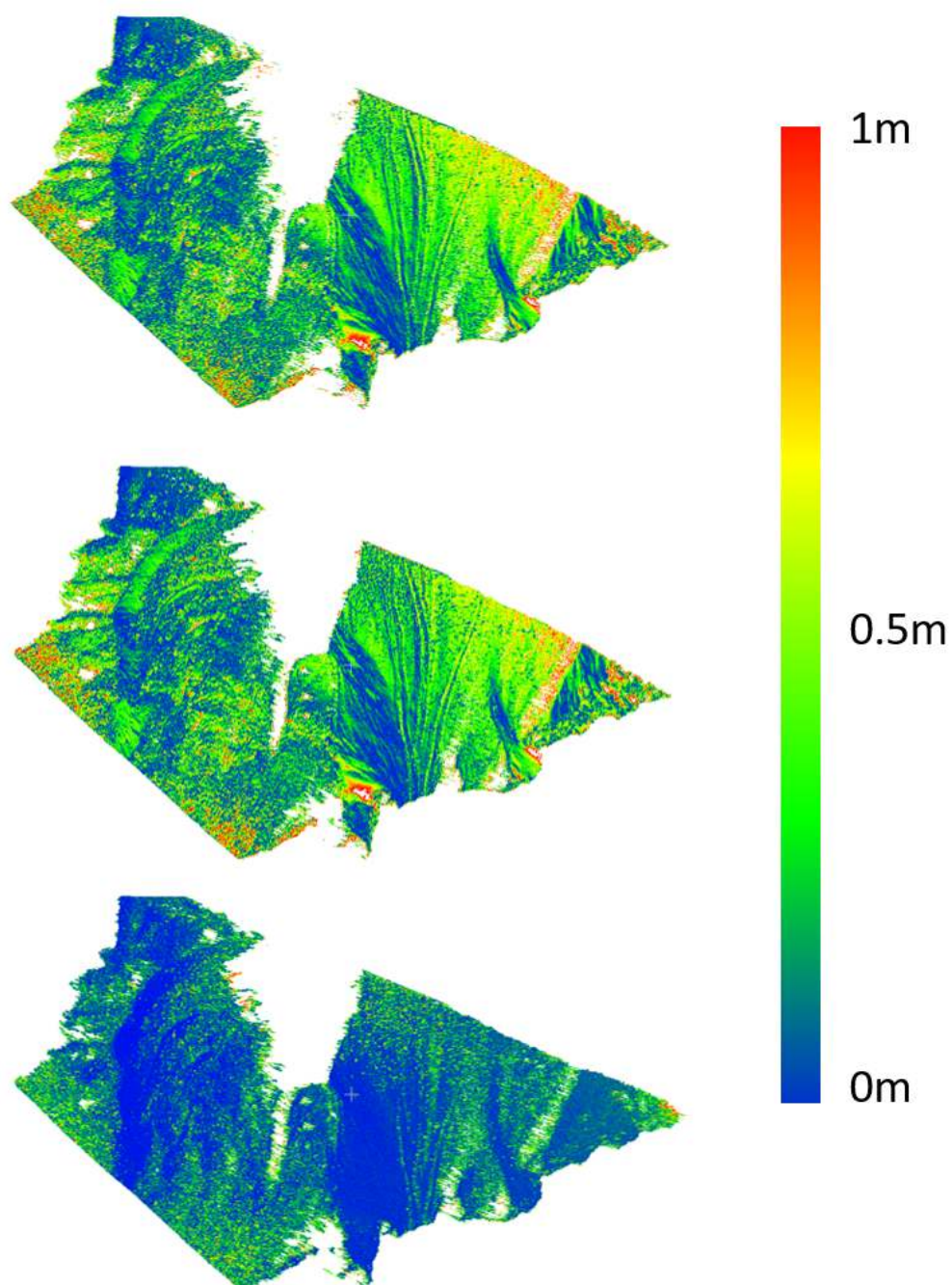


Figure 2.8 – Distance entre modèles 3D du glacier rocheux du Laurichard. En haut, distance sans estimation des paramètres intrinsèques et levé LiDAR, au milieu distance avec estimation des paramètres intrinsèques et levé LiDAR, en bas distance avec et sans estimation des paramètres intrinsèques.

de traitements.

2.5 Perspectives d'améliorations

Les méthodes proposées dans cette section sont automatiques et ne demandent que peu d'interventions manuelles. Les seules parties non automatisées sont la sélection des images de telle sorte que la zone d'étude soit visible et sans soleil direct sur la scène, et l'identification de points dans les images dont les coordonnées 3D sont connues, afin de réaliser le géoréférencement des résultats. S'il est imaginable d'automatiser l'étape de sélection des images, il est peu intéressant d'automatiser la localisation des points de références dans les images, car cette opération ne doit être réalisée qu'une fois pour chaque site. Concernant l'étape de sélection des images, il est envisageable d'utiliser différentes méthodes pour réaliser l'automatisation. Premièrement, les images de mauvais temps peuvent être identifiées par l'absence de gradient et le bruit important lorsque la zone d'étude est dans les nuages. Afin d'identifier les images sans soleil direct, une première approche basée sur la date, l'heure de prise de vue, ainsi que la topographie environnante pourrait permettre de déterminer si la zone d'étude se situe dans l'ombre d'un versant de montagne. Dans le cas des glaciers du Laurichard et d'Argentière, cette méthode sélectionnera des images le matin et le soir, à partir d'une heure dépendante du jour de l'année. Enfin, pour prendre en compte plus d'images, notamment les images en journée lorsque le ciel est couvert, des méthodes basées sur l'apprentissage pourraient être utilisées. La nature des images étant différente d'un site à l'autre, il est probable que la phase d'apprentissage soit nécessaire pour chaque nouveau site.

Une autre voie d'amélioration porte sur les algorithmes utilisés pour le calcul du déplacement 3D. Dans la version que nous proposons, les correspondances entre les pixels des images prises par une des deux vues ne sont pas utilisées et l'estimation du déplacement 2D est dissociée de l'estimation de la 3D de la scène (voir figure 2.9). Il serait envisageable d'utiliser des méthodes permettant d'estimer conjointement les déplacements et la 3D de la scène à partir des deux paires d'images (flux de scène). Cependant, ces méthodes demandent le plus souvent un calcul dense du déplacement, or, du fait de la haute résolution des images, ce calcul peut être coûteux. Nous verrons dans le chapitre suivant qu'un grand nombre de couples de déplacements peut être calculé, afin de tirer partie de la redondance de l'information. Il est donc nécessaire de garder des temps de calcul raisonnables. Pour réduire les temps de calcul, les algorithmes de flux de scène peuvent être implémentés sur des unités graphiques (GPU). Cependant toutes les machines ne sont pas équipées et cela peut réduire la portabilité du code vers différentes architectures matérielles.

2.6 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons vu qu'il est possible d'utiliser le dispositif stéréo time-lapse afin de calculer des champs de vecteurs déplacements entre deux dates, ainsi que des reconstructions 3D de la surface d'étude à chaque pas de temps. Afin d'obtenir ces

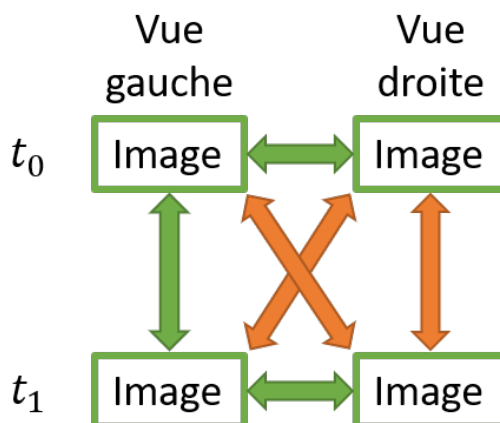


Figure 2.9 – Principe du flux de scène : des correspondances entre différentes vues à différents instants doivent être extraites de manière à obtenir un déplacement 3D. Les flèches vertes représentent les correspondances extraites de façon indépendantes dans la chaîne de traitement proposée. Une estimation conjointe de ces correspondances, associée à l’estimation des correspondances oranges, pourrait produire des déplacements 3D plus robustes.

résultats, plusieurs étapes sont nécessaires, la première consiste en une calibration d’une paire d’images de référence. Cette calibration repose sur une hypothèse de paramètres intrinsèques connus et sur l’estimation de la matrice essentielle à partir de correspondances entre les deux vues. Si des points visibles dans les images, dont les coordonnées 3D sont connues, sont disponibles, ils sont utilisés pour géoréférencer et mettre à l’échelle les résultats. Les paramètres intrinsèques peuvent directement venir des fiches techniques du matériel utilisé, ou être calculés par ajustement de faisceau, à partir d’une série d’images acquises sur le terrain depuis différents points de vue. Dans le cas du Laurichard, nous n’observons pas de différences notables entre ces deux approches. La seconde étape consiste à recalculer la série d’images sur la paire de référence. Cette étape de recalage est essentielle afin de corriger les mouvements de la caméra qui affectent à la fois la calibration des appareils et le calcul du déplacement dans les images. Pour se faire les déplacements sont calculés sur les zones supposées fixes et une homographie est estimée, homographie qui est ensuite utilisée pour recalculer les images. En recalculant la série d’images sur une unique paire de référence, on s’assure que toutes les images partagent la même calibration et on évite un éventuel cumul d’erreurs. Pour calculer les déplacements entre deux dates, nous avons fait le choix de calculer les déplacements dans une seule vue et ensuite de projeter ce déplacement en 3D en utilisant les modèles 3D de départ et d’arrivée. Les modèles 3D sont calculés à l’aide de méthodes issues de l’état-de-l’art en stéréo multi-vues à partir de la calibration de référence. Le déplacement dans les images est, quant à lui, calculé à l’aide d’un flux optique épars.

Ces méthodes ont pu être appliquées aux deux sites d’études. Les comparaisons avec d’autres moyens de mesure ont pu mettre en évidence leur caractère transposable, sans besoin d’ajuster de paramètres d’un site à l’autre. Afin de valider les mesures, nous avons mis en place différents moyens de validation.

Une première échelle de validation peut être faite sans donnée extérieure, avec notamment l’estimation de la performance de l’étape de recalage. Cette étape est validée en analysant le déplacement résultant après recalage sur des zones supposées fixes. Cette ana-

lyse a pu montrer que, sur les deux sites, l'erreur de recalage est inférieure au pixel. Une autre validation, uniquement à partir des images, provient de l'analyse de la variabilité temporelle des cartes de profondeurs. En choisissant un pas de temps suffisamment faible pour que les changements de topographie 3D soient négligeables (par exemple une semaine pour le glacier rocheux du Laurichard), il est possible de calculer l'écart-type moyen de la profondeur de chaque pixel sur l'ensemble de la série d'images. Cette analyse permet de dresser une carte d'incertitudes des reconstructions 3D. Dans le cas du glacier rocheux du Laurichard, cette analyse a pu montrer une forte variabilité spatiale de la dispersion des cartes de profondeur. Ainsi, la dispersion peut être inférieure à 1 mm pour des zones faisant face à la caméra, à plus de 1 m dans une zone dont la surface est tangente à l'axe de visées de la caméra et présentant une forte discontinuité de profondeur (interface entre des plans de l'espace très éloignés).

Une seconde échelle de validation se base sur des mesures provenant d'autres sources. Par exemple, le modèle 3D du glacier rocheux du Laurichard obtenu à l'aide de notre dispositif, a pu être comparé à celui issu d'une mesure par LiDAR terrestre réalisée le même jour et depuis un point de vue similaire. Cette comparaison a mis en évidence des différences de l'ordre de 50 cm, principalement à cause d'un nuage de points légèrement plus bruité et des erreurs de géoréférencement. Les résultats des déplacements calculés à partir de notre dispositif ont pu être validés à partir de mesures GPS de blocs à la surface du glacier. Cette comparaison a montré que l'écart type entre les deux moyens de mesure est de 16 cm, avec une plus grande précision pour les composantes perpendiculaires à l'axe de visée des appareils. Par ailleurs, les champs de vecteurs de déplacement obtenus à l'aide de nos méthodes sont plus fidèles aux données GPS que ceux obtenus par la méthode de corrélation de modèles 3D LiDAR. Le dispositif stéréo time-lapse est donc plus adapté que la méthode utilisée jusqu'à maintenant pour calculer des champs de vecteurs sur l'ensemble de la surface du glacier (par corrélation d'image à partir des MNT issus de levés LiDAR). L'ensemble de ces comparaisons et analyses permettent de valider les méthodes utilisées pour le calcul de champs de vecteurs déplacements ainsi que pour la génération de modèles 3D. En plus de proposer une méthode plus simple à mettre en œuvre pour remplir ce rôle, ces analyses mettent en lumière les caractéristiques d'un dispositif optimal. Ainsi, il est nécessaire d'avoir un dispositif dont les caméras ont des axes de visée le plus perpendiculaire possible à la surface d'étude. Les fortes discontinuités de profondeur dans la scène sont à proscrire. Si ces deux contraintes sont respectées, les reconstructions 3D seront de meilleure qualité. Par ailleurs, il est préférable que le mouvement observé soit dans une direction perpendiculaire aux axes optiques des caméras, à cause de l'incertitude importante lors de la triangulation stéréo.

L'ensemble de ces méthodes et processus de validations constituent donc des bases solides pour une analyse temporelle des déplacements des sites d'études.

3

Calcul et caractérisation de la variabilité temporelle des déplacements

Sommaire

3.1	Introduction	72
3.2	État de l'art	74
3.3	Méthodes et résultats	75
3.3.1	Articles III et IV : Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series	75
3.3.2	Temps d'exécution	96
3.4	Sources d'erreurs	97
3.5	Conclusion	100

3.1 Introduction

Après avoir mis en œuvre des algorithmes visant à obtenir de manière automatique des champs de vecteurs déplacements entre des paires stéréo, il s'agit ensuite de combiner ces champs afin d'aboutir à des séries temporelles de déplacements ou de vitesses du mouvement de versant. En effet l'avantage d'un système de suivi permanent est de pouvoir suivre les mouvements de l'objet d'étude au cours du temps. Dans le cas des glissements de terrain, des glaciers et des glaciers rocheux, peu de méthodes permettent d'effectuer un suivi saisonnier de l'objet d'étude de façon spatialisée. La méthode qui s'en rapproche le plus est l'utilisation de GPS permanents directement installés sur la surface d'étude. Cependant, les coûts d'instrumentation et la maintenance du matériel limitent le nombre de GPS que l'on peut installer. Les articles suivants proposent une méthode permettant d'agréger un grand nombre de champs de vecteurs déplacements pour former des séries temporelles de déplacements et de vitesses. Afin de simplifier l'analyse, nous nous sommes concentrés sur quelques zones du glacier où les vecteurs déplacements sont moyennés pour obtenir une mesure de déplacement par zone entre deux paires stéréo.

L'article III introduit une méthode basée sur la médiane de multiples séries à référence commune. La méthode est testée sur les données du glacier rocheux du Laurichard. Des difficultés d'instrumentation n'ont pas permis la comparaison avec des données GPS. La saison 2019 devait pouvoir apporter de telles mesures, mais une défaillance du système pilotant un des appareils photo a entraîné la perte d'une grande partie des images de la saison, alors que deux GPS venaient d'être installés à la surface du glacier. Les zones sélectionnées pour réaliser l'analyse temporelle dans l'article III sont choisies afin de représenter toute la dynamique du glacier, tout en restant dans une zone où les champs de vecteurs déplacements sont valides (voir la figure 7 de l'article II).

L'article IV est une extension de l'article III où l'on propose la même méthode d'exploitation de la redondance des données, mais en l'élargissant au cas où il n'est pas possible de calculer des déplacements entre des images trop éloignées dans le temps. Cette adaptation est nécessaire afin de pouvoir traiter les déplacements du glacier d'Argentière. La surface du glacier change d'aspect à cause de la fonte et des chutes de neige, limitant ainsi l'écart temporel entre deux images où il est possible de calculer le déplacement. Ce phénomène n'intervient pas dans les données sur le glacier rocheux du Laurichard où il est possible de calculer des déplacements même entre des images séparées de plusieurs années comme montré dans l'article II. Cette extension de méthode est donc testée sur le glacier d'Argentière. Sur la période de début juillet à fin octobre 2019, grâce au travail mené par le laboratoire ISTerre et notamment par Andrea Walsperdorf, nous disposons de données de GPS permanents. Si, à l'origine, 5 GPS étaient présents sur une même ligne de flux du glacier, seulement 4 sont utilisés dans l'article. Le cinquième GPS souffre d'erreurs de mesures sur une large période, erreurs liées à la chute progressive du mât supportant l'antenne. En effet pour ne pas subir la fonte de surface et l'influencer, les GPS sont sur des pieux enfoncés de plusieurs mètres dans la glace. Un exemple de l'installation est donné dans la figure 3.1. Cependant, avec la fonte de la glace en surface et la dynamique du glacier, ces pieux finissent par basculer puis tomber. Au cours de l'été il a donc fallu intervenir à plusieurs reprises pour ancrer à nouveau les GPS.



Figure 3.1 – Un des GPS à la surface du glacier d’Argentière mi-novembre 2019.

3.2 État de l'art

Les méthodes décrites dans le chapitre 2 permettent d'obtenir des champs de déplacements tri-dimensionnels entre des couples d'images séparés d'un certain temps. Ainsi, il semble possible d'obtenir des chroniques temporelles de déplacements relatifs en analysant uniquement des couples d'images successifs. Par exemple, dans le cas où l'on dispose d'une image par jour sur une période de 7 jours, on peut construire la chronique de déplacements relatifs en calculant les déplacements entre la première image et la seconde, puis entre la première et la troisième, la première et la quatrième, ainsi de suite. Cette approche est appelée "Common Master". Si on s'intéresse aux variations journalières de vitesses, on peut calculer les déplacements entre la première image et la seconde, entre la seconde et la troisième, la troisième et la quatrième, ainsi de suite. Cette approche porte le nom de "Leap Frog" (voir figure 3.2). De telles approches permettent d'obtenir rapidement ce type de chroniques, mais seulement quelques combinaisons de dates sont utilisées. En effet, le déplacement entre la première image et la troisième image contient de l'information sur le déplacement entre la première image et la seconde et le déplacement entre la seconde et la troisième. De plus, les mesures de déplacements entre les images sont entachées d'un certain bruit, provenant des étapes nécessaires au calcul de ce déplacement : recalage, mise en correspondances des pixels, reconstruction 3D etc. Il peut donc être intéressant d'utiliser l'ensemble des couples disponibles pour réduire le bruit dans les chroniques de déplacements ou de vitesses. Dans la littérature, cette dernière étape de construction de séries temporelles n'est que peu abordée dans le cas de l'utilisation de caméras pour le suivi de mouvements de versants. On peut cependant noter les travaux de Hadhri *et al.* (2019), proposant d'appliquer des méthodes d'inversions (ou de fermeture temporelle) utilisées dans l'élaboration de séries temporelles de déplacements dérivées à partir d'images satellitaires radar (Doin *et al.*, 2011) ou optique (Bontemps *et al.*, 2018). Bien que validés sur des données simulées, les résultats des traitements sur les images d'un glacier n'ont pas été comparés à d'autres méthodes de suivi. Il est donc difficile de conclure sur le fait que ces méthodes permettent un suivi des tendances saisonnières des vitesses de surface du glacier.

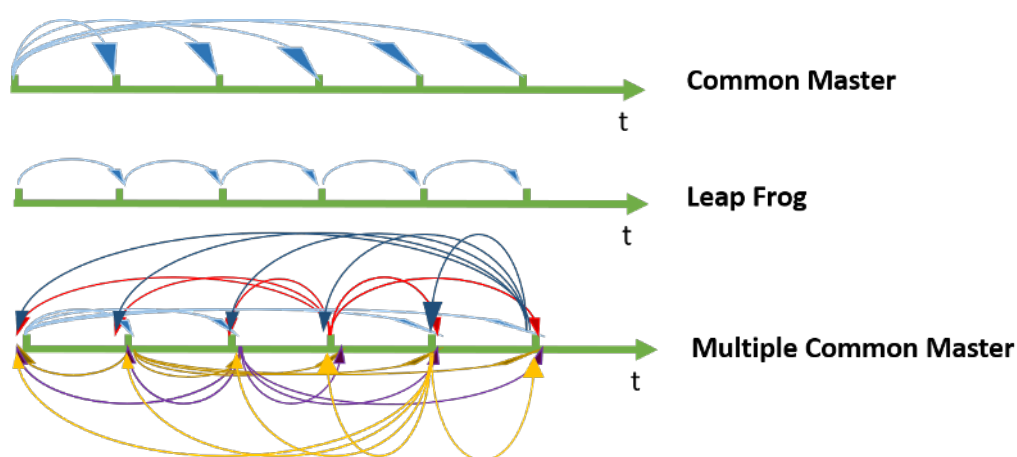


Figure 3.2 – Différentes stratégies de traitement pour le calcul de séries temporelles de déplacements.

3.3 Méthodes et résultats

3.3.1 Articles III et IV : Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series

Dans les articles III et IV, nous proposons une nouvelle méthode afin de combiner les déplacements obtenus à l'aide des méthodes décrites dans l'article II. La méthode que nous proposons est basée sur un filtre médian appliqué à de multiples séries "Common Master". La méthode proposée fonctionne lorsqu'il est possible de calculer des déplacements quelque soit l'écart de temps entre les images, c'est à dire, lorsque l'aspect de la surface d'étude change relativement peu avec le temps. Dans ce cas, la méthode proposée porte le nom de "*Median of Multiple Common Master Series*" (MMCMS). Cette approche est décrite dans l'article III et testée sur les données d'une saison du glacier rocheux du Laurichard. En effet, la texture de surface du glacier rocheux change relativement peu dans le temps, il est donc possible de calculer des déplacements entre des images séparées de plus d'un an.

Dans le cas du glacier d'Argentière, l'hypothèse de pouvoir calculer des déplacements entre des images éloignées dans le temps, par exemple entre l'été et l'automne, n'est pas réaliste. En effet, l'ablation de la glace provoque des changements importants à la surface, et les débris rocheux présents en surface présentent des mouvements de rotation et sont peu à peu découverts. Ainsi, nous avons proposé une extension de la méthode MMCMS de façon à l'adapter à des cas où il n'est pas possible de calculer des déplacements entre des images trop éloignées dans le temps. Cette extension porte le nom de "*Sliding Median of Multiple Common Master Series*" (SMMCMS) et est présentée dans l'article IV. Cet article propose une application aux données d'un été et d'un automne du glacier d'Argentière. Dans les deux articles, les méthodes que nous proposons sont comparées à la méthode par inversion. Des analyses uniquement sur des déplacements provenant des images sont conduites de façon à comparer la performance des méthodes, mais aussi grâce à des mesures de GPS permanents dans le cas d'Argentière.

Il est préférable de se référer uniquement à l'article IV pour la description des méthodes. Comme il s'agit d'un article dans une revue le format permet une description plus complète. Concernant les résultats il faut se référer à l'article III dans le cas de Laurichard et à l'article IV pour Argentière.

Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series (IGARSS Version)

Objectifs

- Proposer une méthode pour exploiter la redondance d'informations provenant des nombreux couples d'images possibles
- Comparer cette méthode à la méthode de l'état de l'art par inversion
- Appliquer les méthodes sur les données du glacier du Laurichard

Problématiques

- Comment combiner les déplacements calculés entre les nombreuses paires stéréo afin d'obtenir une chronique de déplacements relatifs permettant de dégager les tendances saisonnières de la vitesse du glacier?

Données de test utilisées

- 114 paires d'images du glacier du Laurichard de juillet à novembre 2019
- 12882 champs de vecteurs déplacements calculés à partir des 114 paires d'images, sur 6 zones sur le glacier et 2 en dehors pour validation

Principaux résultats

- La méthode proposée, basée sur la médiane de multiples séries maître-esclave (MMCMS), permet de combiner un grand nombre de déplacements en une seule série temporelle de déplacements relatifs.
- La méthode MMCMS produit des séries temporelles moins bruitées et plus en phase avec le mouvement du glacier que la méthode classique par inversion.
- Avec la méthode MMCMS le déplacement moyen sur les zones fixes est de 6.7mm à 21mm selon la zone.
- Quelque soit la méthode, il n'est pas possible d'utiliser une dérivée discrète pour le calcul de la vitesse du glacier, à cause du bruit présent dans les séries temporelles de déplacements relatifs résultats. Pour visualiser les tendances saisonnières nous proposons de visualiser l'écart à la tendance linéaire sur la saison.
- Sur le glacier les écarts à cette tendance saisonnière ne sont pas corrélés au déplacement sur les zones fixes, laissant supposer qu'il s'agit d'un véritable signal physique et non des erreurs de recalage.
- Les écarts à la tendance linéaire sont du même ordre que le déplacement sur les zones fixes.
- Sans données de validation il est difficile de déterminer si le glacier change de vitesse au cours du temps.

Contexte

- Article accepté pour un oral à la conférence IGARSS à Hawaii en juillet 2020. Conférence avec comité de lecture. Cet article est étendu dans l'article suivant pour la revue JSTARS.

TEMPORAL CONSOLIDATION STRATEGY FOR GROUND BASED IMAGE DISPLACEMENT TIME SERIES

G. Marsy^{1,2,3}, F. Vernier¹, X. Bodin², W. Castaing³, E. Trouvé¹

¹ Univ. Savoie Mont Blanc, LISTIC, 74000 Annecy, France

² CNRS, EDYTEM, 73000 Chambéry, France, France

³ TENEVIA 38240 Meylan, France

ABSTRACT

In this paper, we propose a new method to combine displacement measurements from images with a low signal to noise ratio. The method takes advantage of the temporal redundancy of displacements that can be calculated from different image pairs to combine them in a single relative displacement time series robust to outliers. The method has only two parameters which determines the smoothness of the result. The proposed algorithm has been tested on displacements calculated from ground based stereo images of the Laurichard rock glacier. On the test data, our method outperforms the traditional inversion method by providing relative displacement time series with negligible noise and no outlier.

Index Terms— Photogrammetry, Cryosphere monitoring, Displacement, Time series analysis.

1. INTRODUCTION

In the field of Earth observation and geosciences, the use of images to calculate surface displacements is becoming more and more frequent. As an example, satellite images can be used to monitor glaciers over a whole region of the world [1]. More closely, fixed digital cameras can also be used to monitor slope movements such as glaciers and landslides [2]. The characteristic of these approaches is to provide redundant displacement information from a set of available images and many possible combinations to calculate displacements between them. The most naive approaches to combine these images are common master approaches to obtain time series of relative displacements: displacements are calculated between a reference image and all the images in the series. The second approach, called leap frog, consists in calculating the displacements between successive images, so if the images are spaced one day apart, we obtain a chronicle of daily velocity.

However, with these approaches, only a few displacement pairs are calculated, which does not allow the use of redundant information to reduce noise or gaps in observations. Indeed, the measurement of displacements by images suffers from different sources of noise, whatever the sensor used. We

can for example cite errors in registration, changes in the appearance of the surface to be monitored, noise in the images, weather conditions, etc. To filter noisy displacements, a median filtering has been used to calculate yearly glacier velocity on displacement calculated on images separated by one year [1]. A similar approach has been used on landslide images taken the same day [3]. With this method, only few image combinations are used, thus the information redundancy is limited. To combine many image combinations, a method based on the inversion of all the measured displacement has been used to construct robust time series from InSAR images [4], optical satellite images [5] and from ground based stereo time lapse images [2].

In this paper, we propose a new method which is described in Section 2, which is compared to the traditional inversion method in Section 4 on test data described in Section 3. The method is based on median of multiple common master series, referred as MMCMS in the paper.

2. METHODS

The proposed method takes as input all possible relative displacements between images in the series. The idea is to build several relative displacement time series and then combine them into one single time series robust to outliers. We define a relative displacement time series (RDTS) by considering one reference date which is used to compute displacement with all the other dates (common master): if we consider N different dates and take the date 0 as the reference, the RDTS will be formed by the displacement between the date 0 and the date 1 noted \vec{d}_{0-1} , the displacements $\vec{d}_{0-2}, \vec{d}_{0-3}, \dots, \vec{d}_{0-N-1}$. Let us note that, in the case of measurements without any noise or errors, the difference between 2 RDTS is constant and equal to the displacement between the two reference dates:

$$\vec{d}_{i-r_1} = \vec{d}_{i-r_2} + \vec{d}_{r_2-r_1}, \forall i \in N,$$

where r_1 and r_2 are respectively the reference dates of the first and second RDTS.

Taking advantage of this property, it is possible to estimate this offset with a simple mean distance between each point of

the two series:

$$\vec{d}_{r_2-r_1} = \frac{\sum_{i \in N} \vec{d}_{i-r_1} - \vec{d}_{i-r_2}}{N}.$$

Knowing the offset between series, we can match them to obtain two different measures at each point of the RDTS. This principle is illustrated in Figure 1. We can repeat this for all possible reference pairs N , to get N measures at each point of the RDTS, thus building a consolidated RDTS which stores the following displacements:

$$\begin{aligned} D_{0-1} &= \{\vec{d}_{0-1,r_0}, \vec{d}_{0-1,r_1}, \dots, \vec{d}_{0-1,r_N}\}, \\ D_{0-2} &= \{\vec{d}_{0-2,r_0}, \vec{d}_{0-2,r_1}, \dots, \vec{d}_{0-2,r_N}\}, \\ &\dots \\ D_{0-N} &= \{\vec{d}_{0-N,r_0}, \vec{d}_{0-N,r_1}, \dots, \vec{d}_{0-N,r_N}\}, \end{aligned}$$

with \vec{d}_{0-1,r_0} the displacement between the dates 0 and 1 estimated with the reference date r_0 . To select the reference RDTS on which all the series will be matched, we test all the RDTS as reference and select the one which minimizes the following matching error:

$$error = \frac{\sum_{i \in N} \sum_{j \in N} \|\vec{d}_{0-i,r_{ref}} - \vec{d}_{0-i,r_j}\|}{N^2}. \quad (1)$$

When the reference series is selected, a robust RDTS is built, which presents several measurements at each dates. Then, the median position and the median absolute deviation (MAD) at each date are calculated. A simple threshold on the position based on the MAD and the median can be used to detect outliers in the observations. The observations identified as outliers can then be removed from the initial set of observations and the procedure of obtaining robust RDTS can be recomputed without these observations. By removing the outliers, the offset between series is more robustly estimated, leading to less dispersion in the final RDTS. A median RDTS with only one measurement per date can be constructed by taking the median of all the displacements within a time frame of a given duration. The longer is the time frame the smoother RDTS will be. The principle of this algorithm is summarized in Figure 2.

3. TEST SITE

The method has been tested on displacements calculated from stereo pairs of images taken by a time lapse device looking at the Laurichard rock glacier, between July and October 2018. Displacements vector fields were calculated by a classic stereo time lapse pipeline [2], only 8 specific interest zones (6 on the glacier and 2 on fixed areas for validation) were selected on which a spatial mean displacement vector was calculated for each vector field between two dates. The localisation of the zones is presented in Figure 3. 114 images at

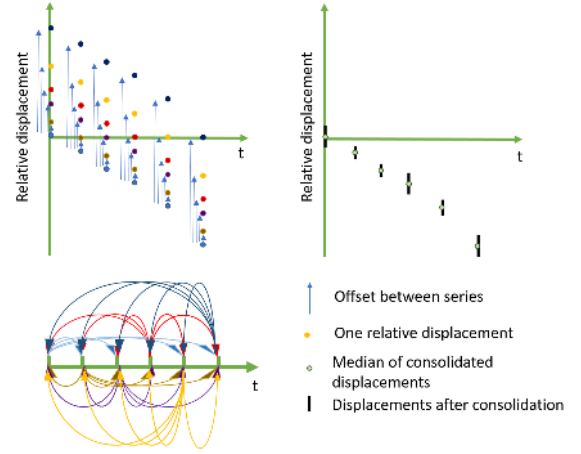


Fig. 1. Time series consolidation principle: relative time series are computed for all reference dates and are consolidated by estimating the offset between them. After consolidation all dates have different measurement coming from the different relative displacement time series, a unique RDTS is built by taking the median of all measurements in a temporal window.

different dates are available, and all the possible displacement pairs, forward and backward, were calculated which correspond to 12882 displacements. A first filtering step was done by removing displacement pairs on which the measured displacement over fixed area is higher than a threshold arbitrarily set to 10 cm. The result is 6984 displacement pairs. The proportion of rejected displacement pairs is explained by image registration errors and poor stereo reconstructions.

4. RESULTS

All the different zones are processed separately, i.e. the calculation of the reference series which minimize the consolidation error of Equation 1, is done independently for each zone. The median filter has a size of 3 days and the threshold to reject a displacement from the initial measurements is set to 1.5 times the MAD around the median. After the first consolidation step the consolidation error was between 4.3 mm and 7.7 mm depending on the zone with an average of 5.2 mm. After the second consolidation step, without the measurements too far from the median RDTS, the error has been reduced by 0.4 mm on average, leading to an error of 4.8 mm. This filtering step has removed 38% percent of the 6984 displacement pairs. The consolidated RDTS before and after the filtering step are presented in Figure 4. The result is also compared to the time series obtained by the inversion of the input measurements with the relative displacement inversion formulation described in [2]. The result with MMCMS is less noisy and does not present outliers compared to the result of the inversion.

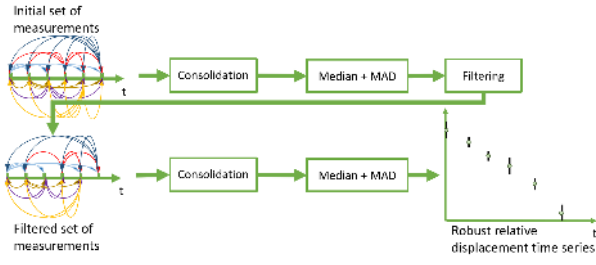


Fig. 2. Complete pipeline to build robust relative displacement time series from redundant displacements. The consolidation step is first applied to the initial set of measurements (see Figure 1), and then outliers are removed from the initial pool of measurements and the consolidation is recomputed without them.



Fig. 3. Localization of the different interest zones over the Laurichard rock glacier. Zones v1 and v2 are outside the glacier over fixed areas.

Since no ground truth relative displacement time series is available, a first validation can be given by the displacement over fixed areas. Both methods present an average displacement over fixed area within the same order (see Table 1). At first order the glacier velocity is constant during the measuring period. To highlight velocity changes, without using a discrete derivative which is too sensitive to noise, the difference between the calculated position and the linear trend is computed for each zones for both methods. The results are presented in Figure 5. As first validation, we look at the correlation between the displacement over fixed areas and the difference to the linear trend of each zones. In both methods and for all the zones the R^2 value (see Table 1) is below 0.1, which indicates that displacement variation is not due to registration errors. Another way to evaluate the methods is to check if the measured displacement is coherent with the known glacier dynamics. From previous studies we have information on the

spatial distribution and amplitude of the inter-annual velocity of the glacier [6]. It is clear that the glacier is a gravitational movement that follows the line of greatest slope, hence, the relative displacement time series must be an increasing monotonic function. If the measured displacement has a negative velocity, it highlights an error in the measurements. To quantify these errors, we have reported the percentage of measurements for which the current relative displacement $\|\vec{d}_{0-i}\|$ is lower than the relative displacement measured the day before $\|\vec{d}_{0-i-1}\|$, two days before $\|\vec{d}_{0-i-2}\|$, and up to four days before $\|\vec{d}_{0-i-4}\|$. The results are presented in Table 1. From the results, it is clear that MMCMS produces more credible displacements time series regarding physics of glaciers.

	MMCMS	Inversion
R^2 Glacier/Zone v1	0.014	0.082
R^2 Glacier/Zone v2	0.083	0.073
Mean v1	21mm	21mm
Mean v2	6.7mm	9.6mm
$\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-1}\ $	12%	35%
$\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-2}\ $	6%	25%
$\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-3}\ $	3%	17%
$\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-4}\ $	2%	12%

Table 1. Metrics to evaluate the relative displacement time series from MMCMS and from inversion. The first two lines show that, with both methods, the variation of the glacier displacement is not correlated to the measured displacement of fixed areas. The next two lines indicate the measured displacement over fixed area. And last lines indicate how many times the measured position is in contradiction with the known glacier dynamics.

5. CONCLUSION

The proposed method MMCMS is able to reconstruct relative displacement time series from displacement measurements containing noisy data. The method is designed in two steps: the first one reconstruct a time series with all the measurements and identify the outliers which are removed in the second step to build a time series without them. The method has only two parameters that are the size of the temporal median filter and the threshold on the median absolute deviation to identify outliers. The method has been tested on displacements measured by a ground based time lapse stereo device looking at the Laurichard rock glacier. On these test data, our method in two steps outperforms the traditional inversion method by producing a relative displacement time series without outliers and with less noise. The measured displacements with MMCMS are also more in tune with the glacier dynamics. The future work will focus on extending our method to smaller temporal baseline to be able to process longer time series or to adapt to rapidly moving gravitational movements.

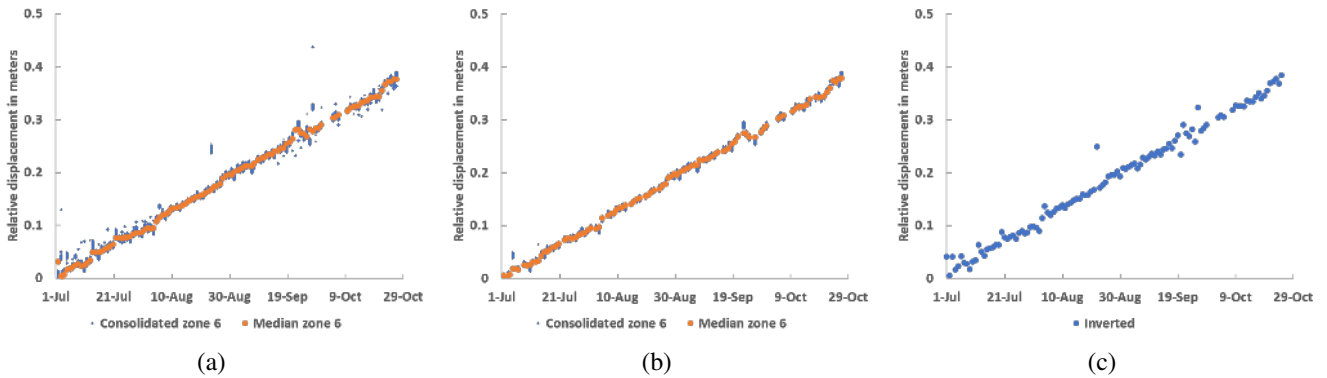


Fig. 4. Relative displacement series of the zone 6 (see Figure 3), computed with different algorithms: a) result after the first consolidation with MMCMS, b) final result of MMCMS, c) result from displacement inversion (implementation of the relative displacement time series inversion described in [2]). The result from MMCMS seems less noisy and does not present outliers.

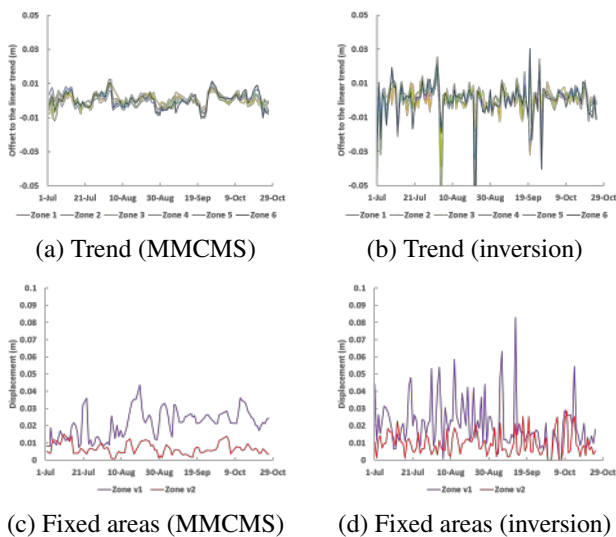


Fig. 5. Difference to the linear trend for each zone on the glacier computed with MMCMS a) and with inversion b). The displacement over fixed areas c) and d) can be used as a validation. The amplitude of the displacement is less important with MMCMS and the result is less noisy.

6. REFERENCES

- [1] Amaury Dehecq, Noel Gourmelen, and Emmanuel Trouvé, “Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive: Application to the pamir-karakoram-himalaya,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 162, pp. 55–66, 2015.
- [2] Hela Hadhri, Flavien Vernier, Abdourrahmane M Atto, and Emmanuel Trouvé, “Time-lapse optical flow regularization for geophysical complex phenomena monitoring,” *ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing*, vol. 150, pp. 135–156, 2019.
- [3] André Stumpf, Jean-Philippe Malet, and Christophe Delacourt, “Correlation of satellite image time-series for the detection and monitoring of slow-moving landslides,” *Remote sensing of environment*, vol. 189, pp. 40–55, 2017.
- [4] Marie-Pierre Doin, Felicity Lodge, Stephane Guillaso, Romain Jolivet, Cecile Lasserre, Gabriel Ducret, Raphael Grand in, Erwan Pathier, and Virginie Pinel, “Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example: the ETNA deformation monitoring from 2003 to 2010 using ENVISAT data,” in *Fringe 2011*, Jan. 2012, vol. 697 of *ESA Special Publication*, p. 98.
- [5] Noelie Bontemps, Pascal Lacroix, and Marie-Pierre Doin, “Inversion of deformation fields time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in peru,” *Remote sensing of environment*, vol. 210, pp. 144–158, 2018.
- [6] Xavier Bodin, Emmanuel Thibert, Olivier Sanchez, Antoine Rabatel, and Stéphane Jaillat, “Multi-annual kinematics of an active rock glacier quantified from very high-resolution dems: An application-case in the french alps,” *Remote Sensing*, vol. 10, no. 4, pp. 547, 2018.

Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series (JSTARS Version)

Objectifs

- Proposer une méthode pour exploiter la redondance d'informations provenant des nombreux couples d'images possibles
- Comparer cette méthode à la méthode de l'état de l'art par inversion et maître-esclave.
- Appliquer les méthodes sur les données du glacier d'Argentière
- Détecter une dynamique saisonnière de la vitesse du glacier
- Utiliser des données de GPS permanents pour valider les résultats

Problématiques

- Comment combiner les déplacements calculés entre les nombreuses paires stéréo afin d'obtenir une chronique de déplacements relatifs permettant de dégager les tendances saisonnières de la vitesse du glacier?

Données de test utilisées

- 114 paires d'images du glacier d'Argentière de juillet à novembre 2019
- 12882 champs de vecteurs déplacements calculés à partir des 114 paires d'images, sur 5 zones sur le glacier et une en dehors pour validation
- 5 séries temporelles de déplacements relatifs mesurés à l'aide de GPS permanents sur le glacier

Principaux résultats

- La méthode proposée, basée sur la médiane de multiples séries maître-esclave (MMCMS), permet de combiner un grand nombre de déplacements en une seule série temporelle de déplacements relatifs, même lorsque il n'est pas possible de calculer des déplacements entre des images trop éloignées dans le temps.
- La méthode MMCMS produit des séries temporelles moins bruitées et plus en phase avec le mouvement du glacier qu'avec la méthode classique par inversion et la méthode maître esclave.
- La simple approche maître esclave ne permet pas de mesurer la vitesse moyenne du glacier à cause du bruit dans les mesures.
- La méthode par inversion et la méthode MMCMS permettent de mesurer la vitesse moyenne du glacier avec une précision de l'ordre du cm/jour.
- L'écart aux mesures GPS est plus faible avec notre méthode que pour l'inversion et maître-esclave.
- Afin d'obtenir des variations saisonnières de vitesse il est nécessaire de moyenniser la vitesse sur plusieurs jours.
- Seule la méthode proposée permet de capter les variations saisonnière de vitesse.
- Nous avons montré que la méthode MMCMS permet de mesurer des variations de vitesses à partir de séries temporelles de vitesse moyennée sur au moins 20 jours.
- La précision des séries temporelles est plus importante selon la direction perpendiculaire à l'axe de visée des appareils.
- Le glacier d'Argentière ralentit après les premières chutes de neige de l'automne.

Contexte

- Article soumis à la revue JSTARS. Cet article est une extension de l'article précédent, accepté pour la conférence IGARSS 2020.

Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series

Guilhem Marsy, Flavien Vernier, Xavier Bodin, Emmanuel Trouvé *Senior Member, IEEE*,
William Castaings, Andrea Walpersdorf, Emmanuel Malet, Blaise Girard

Abstract

In this paper, we present a method for combining image-based displacements to build time series. This method takes advantage of the redundancy of these displacements which comes from multiple possible combinations between images. The proposed method combines common master series having a different master date, in order to construct a single time series of relative displacements. We were able to test this method on displacements computed using images from a stereo time lapse device recording images of the Argentière glacier during the summer and fall 2019. Our method was compared to two other displacement aggregation strategies: a simple common master approach and the classical inversion method. In order to perform this comparison, displacement data from 4 permanent GPS are used. The results show that our method provides more accurate time series of relative displacements than those obtained with the other methods. The higher accuracy of the proposed method makes the detection of seasonal variations in glacier velocity possible.

Index Terms

Displacement measurement, Glacier monitoring, Photogrammetry, Time series analysis.

I. INTRODUCTION

IN the fields of Earth observation and geosciences, the use of images to calculate surface displacements is becoming more and more frequent. As an example, satellite images can be used to monitor glaciers over a whole region of the world [1]. More closely, fixed digital cameras can also be used to monitor slope movements such as glaciers and landslides [2], [3]. The characteristic of these approaches is to provide redundant displacement information from a set of available images and many possible combinations to calculate displacements between them. The simplest approaches to combine these images are common master approaches to obtain time series of relative displacements: displacements are calculated between a reference image and all the images in the series. The second approach, called leap frog, consists in calculating the displacements between successive images, so if the images are separated by one day, we obtain a chronicle of daily velocity.

However, with these approaches, only a few displacement pairs are calculated, which does not allow the use of redundant information to reduce noise or gaps in observations. Indeed, the measurement of displacements by images suffers from different sources of noise, independently of the sensor used. As example we can cite errors in registration, changes in the appearance of the surface to be monitored, noise in the images, weather conditions, etc. To filter noisy displacements, a median filter has been used to calculate yearly glacier velocity on displacement calculated on images separated by one year [1]. A similar approach has been used on landslide images taken the same day [4], [3]. We can also note the use of a temporal median filter applied on depth map differences for the detection of change from a stereo time lapse images [5]. With this kind of methods, only few image combinations are used, thus the information redundancy is limited. To overcome this issue and use many image combinations, methods based on the inversion of all the measured displacement have been developed to construct robust time series from InSAR images [6], optical satellite images [7], [8] and from ground based stereo time lapse images [2]. Other methods attempt to model the displacement by making assumptions of linearity or oscillation [9], or by using physical models [10]. However, these methods are not easily transposed from one study site to another.

In a previous work, we have presented a method for calculating time series of displacements, in the case of small temporal baseline: when it is possible to compute displacements between all the images in the series. This method based on the median of multiple common master series, referred as MMCMS, has been validated on displacement series of the Laurichard rock glacier [11]. In this paper, we propose to extend this method in the case of larger temporal baselines: when it is not possible to compute displacements between images that are too far apart in time. In Section II we review the MMCMS method and propose its sliding extension (S-MMCMS) to adapt to longer baselines. In order to evaluate the methods we use displacement data of the Argentière glacier, computed from a stereo time lapse device and GPS measurements for validation purposes. These data are presented in Section III. In section IV, we propose to detail the results of a comparison between the S-MMCMS method and the common master and inversion methods.

G. Marsy is with LISTIC, Univ Savoie Mont Blanc, 74000 Annecy and EDYTEM, Univ Savoie Mont Blanc, 73000 Chambéry and TENEVIA, 38240 Meylan, France (corresponding author e-mail: guilhem.marsy@univ-smb.fr).

F. Vernier, E. Trouvé and B. Girard are with LISTIC, Univ Savoie Mont Blanc, 74000 Annecy, France (e-mail: flavien.vernier@univ-smb.fr and emmanuel.trouve@univ-smb.fr).

X. Bodin and E. Malet are with EDYTEM, Univ Savoie Mont Blanc, 73000 Chambéry, France (e-mail: xavier.bodin@univ-smb.fr).

A. Walpersdorf is with ISTerre, Univ Grenoble Alpes, 38000 Grenoble, France (e-mail: andrea.walpersdorf@univ-grenoble-alpes.fr).

W. Castaings is with TENEVIA, 38240 Meylan, France (e-mail: william.castaings@tenevia.com).

II. METHODS

The proposed methods can be decomposed in two sub-problems. The first one is the time series calculation in a context of small temporal baseline. Specifically, when the changes between the first and the last image are small enough to allow the calculation of the displacement between them. The second problem concerns the calculation of time series over long periods of time when it is not possible to calculate shifts between images due to important changes between images. To answer these issues, we propose the MMCMS method to address the first problem, then we extend it to the S-MMCMS method to solve the second.

A. Small temporal baseline time series

The first proposed method takes as input all possible relative displacements between images in the series. The idea is to build several relative displacement time series and then combine them into one single time series without outliers. We define a Relative Displacement Time Series (RDTS) by considering one reference date (the so-called common master) which is used to compute displacement with all the other dates: if the image time series has N different dates and we take $r_j, j \in [0, N-1]$ as the reference date, the associated RDTS is formed by the displacements between all the dates i and the date r_j noted $\vec{d}^{(r_j, i)}$: $\vec{d}^{(r_j, 0)}, \dots, \vec{d}^{(r_j, i)}, \dots, \vec{d}^{(r_j, N-1)}$.

Let us note that, in the case of measurements without any noise or errors, the difference between 2 RDTS is constant and equal to the displacement between the two reference dates r_j and r_k :

$$\vec{d}^{(r_j, r_k)} = \vec{d}^{(r_j, i)} - \vec{d}^{(r_k, i)}, \forall i \in [0, N-1]. \quad (1)$$

Taking advantage of this property, it is possible to estimate this offset with a simple mean difference between each point of the two series:

$$\vec{d}^{(r_j, r_k)} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \vec{d}^{(r_j, i)} - \vec{d}^{(r_k, i)}. \quad (2)$$

Knowing the offset between two RDTS, we can align them to a single reference series r_j , by applying the offset given by Equation 2. We obtain two different measures at each point of the RDTS (see Figure 1), one directly from the RDTS which has r_j as reference, and one from the RDTS which has reference r_k corrected by the offset estimated between r_j and r_k , noted $\vec{d}_{r_k}^{(r_j, i)}$:

$$\vec{d}_{r_k}^{(r_j, i)} = \vec{d}^{(r_k, i)} - \vec{d}^{(r_j, r_k)}, \forall i \in [0, N-1]. \quad (3)$$

We can repeat this for all possible reference pairs N and choose one reference date r_{ref} on which all the series are aligned using Equation 3 to get N measures at each point of the RDTS. The results is a consolidated RDTS (noted C-RDTS) which stores the following displacements:

$$\begin{aligned} D_{r_{ref}}^{(0,1)} &= \{\vec{d}_{r_0}^{(0,1)}, \vec{d}_{r_1}^{(0,1)}, \dots, \vec{d}_{r_{N-1}}^{(0,1)}\}, \\ D_{r_{ref}}^{(0,2)} &= \{\vec{d}_{r_0}^{(0,2)}, \vec{d}_{r_1}^{(0,2)}, \dots, \vec{d}_{r_{N-1}}^{(0,2)}\}, \\ &\dots \\ D_{r_{ref}}^{(0,N-1)} &= \{\vec{d}_{r_0}^{(0,N-1)}, \vec{d}_{r_1}^{(0,N-1)}, \dots, \vec{d}_{r_{N-1}}^{(0,N-1)}\}. \end{aligned}$$

To select the reference date r_{ref} on which all the series will be matched, we test all the RDTS as reference and select the one which minimizes the following matching error:

$$error = \frac{\sum_{i \in N} \sum_{j \in N} \|\vec{d}_{r_{ref}}^{(0,i)} - \vec{d}_{r_j}^{(0,i)}\|}{N^2}. \quad (4)$$

Then, the marginal median vector (median of each vector component) and the Median Absolute Deviation (MAD) at each date are calculated. A simple threshold on the vector values based on the MAD and the median can be used to detect outliers in the observations. The observations identified as outliers can then be removed from the initial set of observations and the procedure of obtaining C-RDTS can be recomputed without these observations. By removing the outliers, the offset between series is more robustly estimated, leading to less dispersion in the final C-RDTS. A median RDTS with only one measurement per date can be constructed by taking the median of all the displacements within a time frame of a given duration. The longer is the time frame the smoother RDTS will be. The principle of this algorithm is summarized in Figure 2 and Algorithm 1.

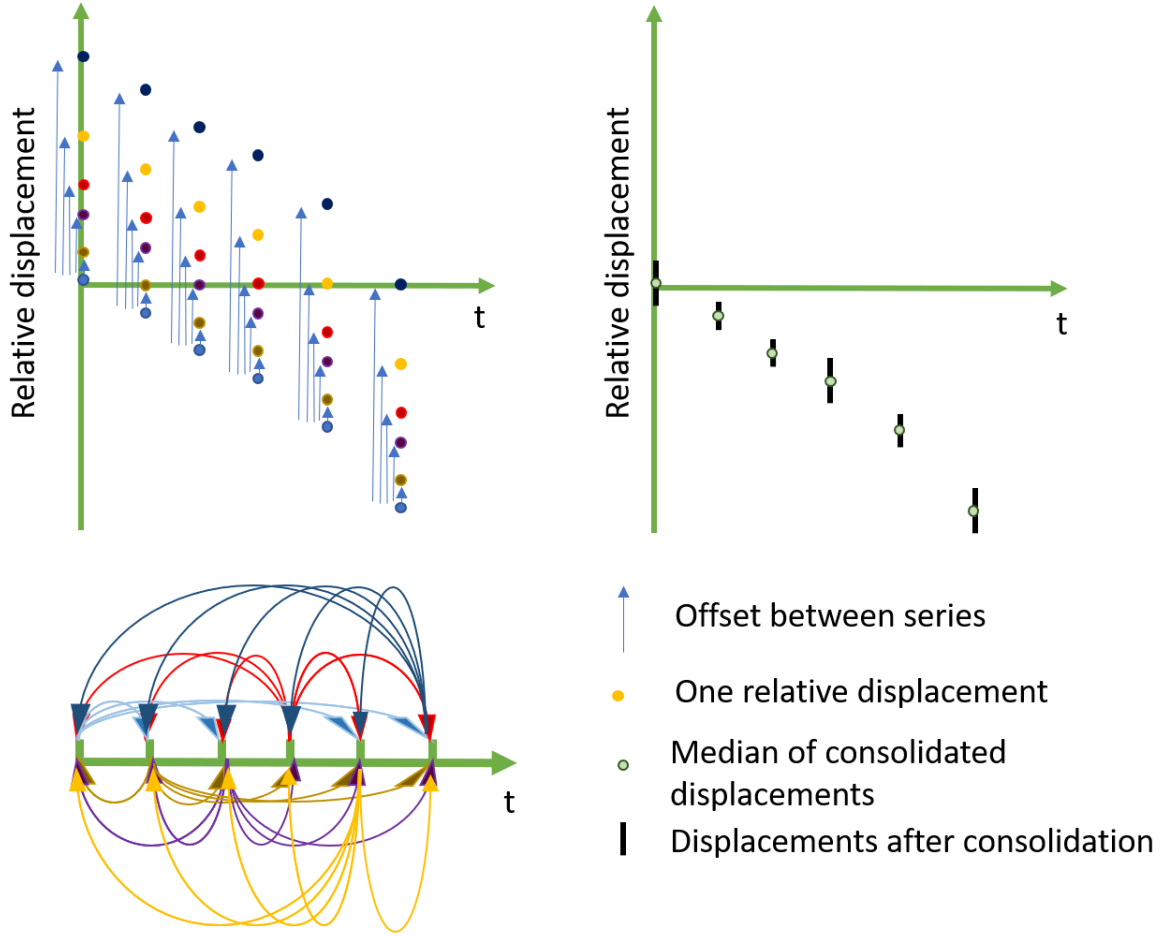


Fig. 1. Time series consolidation principle: relative time series are computed for all reference dates and are consolidated by estimating the offset between them. After consolidation all dates have different measurement coming from the different relative displacement time series (C-RDTS), a unique RDTS is built by taking the median of all measurements in a temporal window.

B. Long temporal baseline time series

When the temporal baseline is long and involves changes in the images that are too large to calculate displacements between them, it is not possible to obtain a reference time series over the entire time period. Let Δt_{max} denotes the maximum time between two images for which it is possible to calculate a displacement. We propose to construct the reference series incrementally by applying the MMCMS method on sub-series. Starting from a reference date r_{ref} in the series, and for each dates in the image series, we apply the MMCMS method to construct a robust sub-RDTS (noted sRDTS) with displacements within Δt_{max} . The first sRDTS initialize the beginning of the reference C-RDTS. Then, the sRDTS related to the date r_{ref+1} and r_{ref-1} in the series are built with the MMCMS method and are corrected by estimating the offset with the reference series on the common dates with Equation 2. Then the reference C-RDTS is updated with the median of the corrected sRDTS and previous reference C-RDTS values coming from previous sRDTS, for each displacement $\vec{d}^{(r_{ref}, i)}$ when the value is present in each series, or directly with the corrected sRDTS value when the displacement is not present in the reference C-RDTS. This operation is repeated for each date in the image series. The choice of the starting date of the procedure has an influence on the result: if the corresponding sRDTS is affected by an important error, this has repercussions on all the dates. Thus the date is chosen so that the corresponding sRDTS minimizes the error of Equation 4. This sliding version of the MMCMS algorithm is detailed in Algorithm 2.

C. Velocity time series

MMCMS and S-MMCMS methods, make it possible to obtain relative displacement time series. In some cases, the variable of interest is the variations of these displacements over time. It is therefore necessary to obtain velocity time series from RDTS. Since RDTS displacement measurements can be noisy, it is not always feasible to use a simple discrete derivative which is too

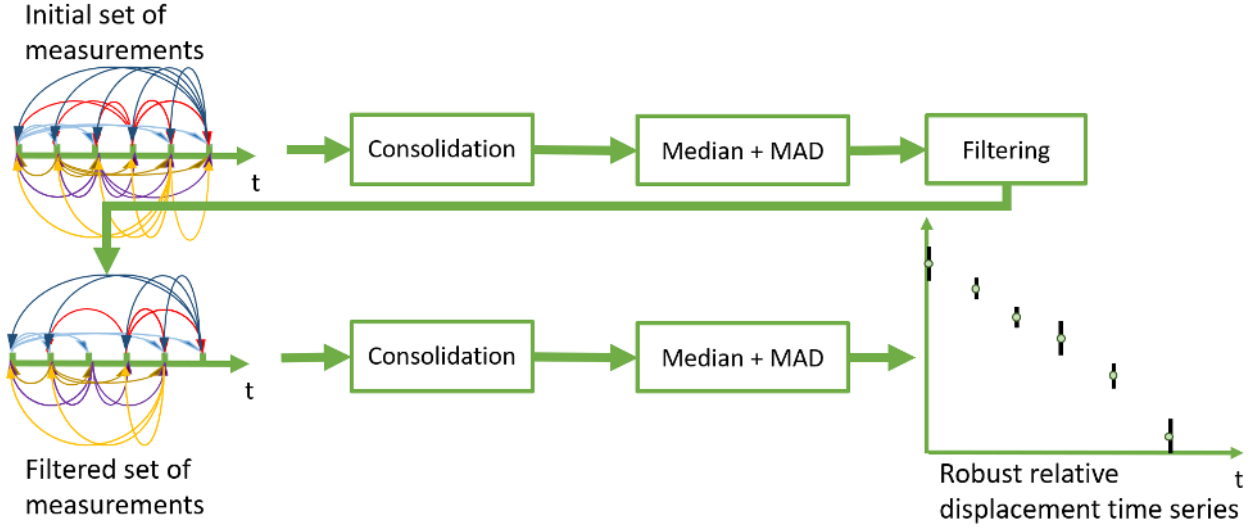


Fig. 2. Complete pipeline to build robust relative displacement time series from redundant displacements. The consolidation step is first applied to the initial set of measurements (see Figure 1), and then outliers are removed from the initial pool of measurements and the consolidation is recomputed without them.

Data: $DATA$: array of $[d^{(i,j)}] \forall i, j \in [0 : N[$
Result: A RDTs : array of $[d^{(0,i)}] \forall i \in [0 : N[$;
Function buildCM ($DATA$: array of $[d^{(i,j)}] \forall i, j \in [0 : N[$):
 foreach $d_{i-j} \in DATA$ **do**
 $CM[i][j] \leftarrow d_{i-j}$
 end
 return CM ;
End Function;
 $min_{score} \leftarrow -1$;
 $min_{idx} \leftarrow -1$;
 $CM = buildCM(DATA)$;
for $i \leftarrow 0$ **to** $N - 1$ **do**
 $error \leftarrow 0$;
 for $j \leftarrow 0$ **to** $N - 1$ **do**
 $error \leftarrow error + calcError(CM[i], CM[j])$ (see Equation 4);
 end
 if $min_{score} = -1$ **or** $error < min_{score}$ **then**
 $min_{score} \leftarrow error$;
 $min_{idx} \leftarrow i$;
 end
end
for $i \leftarrow 0$ **to** $N - 1$ **do**
 $o \leftarrow offset(CM[idx_{min}], CM[i])$ (see Equation 2);
 for $j \leftarrow 0$ **to** $N - 1$ **do**
 $C-RDTS[j].add(CM[i][j] - o)$
 end
end
for $i \leftarrow 0$ **to** $N - 1$ **do**
 $RDTS[i] \leftarrow median(C-RDTS[i])$;
end
for $i \leftarrow 0$ **to** $N - 1$ **do**
 $RDTS[i] \leftarrow RDTS[i] - RDTS[0]$;
end

Algorithm 1: MMCMS algorithm.

Data: array of $[\vec{d}^{(i,j)}] \forall i, j \in [0 : N[$
Result: A RDTS : array of $[\vec{d}^{(0,i)}] \forall i \in [0 : N[;$
Function `getSubSeries` (array DATA of $[\vec{d}^{(i,j)}] \forall i, j \in [0 : N[, date, \Delta t_{max}) :$

```

    foreach  $\vec{d}^{(i,j)} \in DATA$  do
        if  $date - \Delta t_{max} < i < date + \Delta t_{max}$  and  $date - \Delta t_{max} < j < date + \Delta t_{max}$  then
            |  $sDATA.add(\vec{d}^{(i,j)})$ ;
        end
    end
    return  $sDATA$ ;
End Function ;
for  $i \leftarrow 0$  to  $N - 1$  do
    |  $sRDTS[i] \leftarrow MMCMS(getSubSeries(i, \Delta t_{max}))$  ;
    |  $errors[i] \leftarrow sRDTS[i].error$  ;
end
 $min_{idx} \leftarrow \text{indexOfMin}(errors)$  ;
 $RDTS \leftarrow sRDTS[min_{idx}]$  ;
 $j \leftarrow \max(0, min_{idx} - \Delta t_{max})$ ;
for  $k \leftarrow 0$  to  $len(sRDTS[min_{idx}]) - 1$  do
    |  $C-RDTS[j].add(sRDTS[min_{idx}][k])$ ;
    |  $j \leftarrow j + 1$ 
end
for  $i \leftarrow min_{idx} + 1$  to  $N - 1$  do
    |  $j \leftarrow \max(0, i - \Delta t_{max})$ ;
    |  $o \leftarrow \text{offset}(RDTS, sRDTS[i])$  (see Equation 2);
    for  $k \leftarrow 0$  to  $len(sRDTS) - 1$  do
        |  $C-RDTS[j].add(sRDTS[k] - o)$ ;
        |  $RDTS[j] \leftarrow \text{median}(C-RDTS[j])$ ;
        |  $j \leftarrow j + 1$ 
    end
end
for  $i \leftarrow min_{idx} - 1$  to  $0$  do
    |  $j \leftarrow \max(0, i - \Delta t_{max})$ ;
    |  $o \leftarrow \text{offset}(RDTS, sRDTS[i])$  (see Equation 2);
    for  $k \leftarrow 0$  to  $len(sRDTS) - 1$  do
        |  $C-RDTS[j].add(sRDTS[k] - o)$ ;
        |  $RDTS[j] \leftarrow \text{median}(C-RDTS[j])$ ;
        |  $j \leftarrow j + 1$ 
    end
end
end
```

Algorithm 2: The sliding version of the MMCMS algorithm.

sensitive to noise. We propose to use the RDTS to determine an average velocity at each time step. This average velocity is calculated using a linear regression on the displacements calculated over a centered temporal window noted Δt . This temporal window can vary in order to accentuate the smoothing: the higher Δt is, the more the velocity is averaged.

III. EXPERIMENTAL DATA

A. Test site

The method is tested on displacements calculated from stereo pairs of images taken by a time lapse device looking at the Argentière glacier (Mont-Blanc massif, France), between July and October 2019. This glacier is one of the most studied glacier in the Alps and mass balance measurements have been carried since 1975 [12]. The glacier altitude extends between 3400 m a.s.l. and 1600 m a.s.l.. Along the glacier tongue, several transverse profiles are studied with the help of ablation stakes measurements and of GPS measurement campaigns on a punctual or permanent basis. The time lapse stereo device is installed in order to measure the displacements around one of the study profiles located at an altitude of 2400 m a.s.l.. The characteristics of the equipment, the placement of the cameras and the methods are detailed in [13]. The availability of abundant measurements in this area and during this period allows to obtain comparative measurements in order to evaluate the accuracy of the methods based on the exploitation of the images from the stereo time lapse device [14].



Fig. 3. Localization of the 4 zones on the glacier (in green) and the validation zone over fixed area (in red). The 4 zones are centered around GPS position in the middle of the measurement period.

B. Displacements data

Displacements vector fields are calculated by a stereo time lapse pipeline [13]. 5 specific interest zones (4 on the glacier and 1 on fixed area for uncertainty evaluation) are selected on which a spatial mean displacement vector is calculated for each vector field between two dates. The localization of the zones is presented in Figure 3. 131 images at different dates are available, but due to ice melt and glacier dynamics, it is not always possible to calculate displacements over a long period of time, as illustrated in Figure 4. In order to overcome this limitation and to apply the S-MMCMS method, a maximum temporal baseline between two images has to be set. There is a trade off between a short temporal baseline with highly accurate displacements and a long baseline which will be more robust to missing images in the data set.

During the ablation period (when the glacier is free of snow), the displacement algorithms mostly track rocks at the glacier surface. When a snow fall occurs, the snow can stay few days on the glacier surface before it melts, especially during autumn, leading to changes in the texture. During those events, it is not possible to calculate displacements with images before the snow fall, and we have to wait until the snow has completely melted, leading to gaps in the displacements series. If the gap is longer than the maximum time between images to calculate displacements, it will not be possible to build a full RDTS. On our data set the longest gap is 12 days in the beginning of September, due to bad weather and persistent snow cover.

In order to determine the maximum time between images (Δt_{max}), we calculate all the possible displacements with the first image and record the number of vectors, the standard deviation of the norm and the optical flow mean error over time. A decrease in vector number with a high standard deviation in the norm and an increase in optical flow error are indicators of poor displacements and can be used to choose the maximum time between images. The optical flow error is given by the minimum eigen value of the spatial gradient matrix in the formulation given in [15]. The results on mobile and fixed zones are reported in Figure 5. A maximal duration of 20 days seems a correct threshold, above, the different indicators on mobile area differ from those on fixed zone.

C. GPS data

Permanent GPS measurements of the glacier surface are used as a reference [16]. These GPS, that functioned over the entire measurement period, are located on stakes anchored several meters into the ice. Thus, only the horizontal displacement components are comparable, since the GPS are not subject to surface ablation of the glacier. Each of the 4 calculation zones corresponds to a GPS position. However, due to the melting of the surface ice and the dynamics of the glacier, the stakes on which the GPS are mounted must be re-anchored in the ground periodically to ensure stability. The maintenance of these GPS therefore requires significant amount of field work to ensure continuity of measurement. Thus, there are a few days without GPS data, when maintenance could not be carried out.

IV. RESULTS

A. Consolidation methods

To evaluate the performance of the method we evaluate the RDTS computed from our S-MMCMS method, an inversion method as described in [2] and a simple common master approach with the first image of the series. The three strategies are tested on the same displacement pairs. In order to quantify the differences, we focus on the displacement over the known fixed zones as well as on the physical coherence of the observed glacier displacement. Indeed, the glacier undergoes a downward gravitational movement and therefore the RDTS is a monotonous function. A comparison to GPS measurements is also proposed.



Fig. 4. Same crop location of images taken in July (top) and October (bottom). The glacier surface has considerably changed and only the biggest boulders are recognizable.

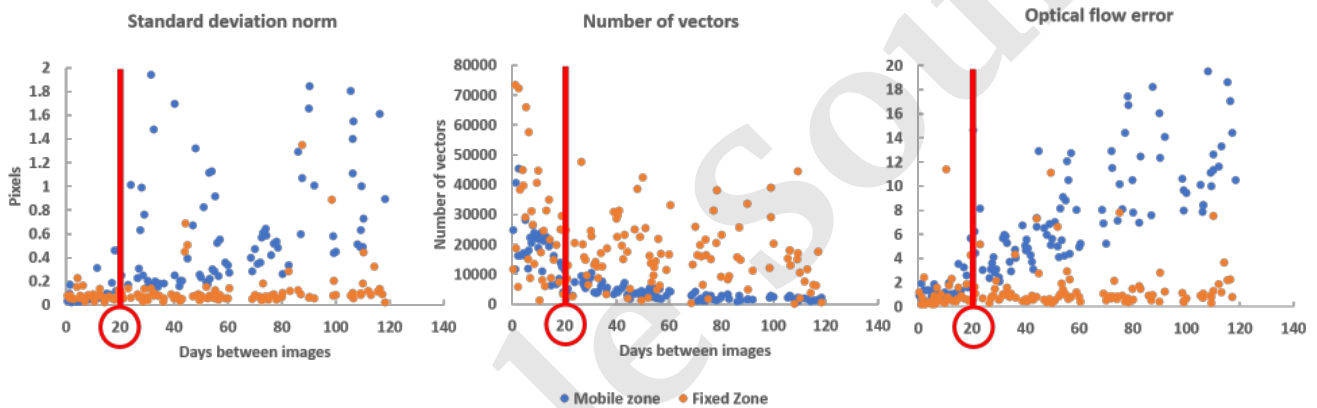


Fig. 5. Different indicators on the displacements computed on the glacier and outside, for different temporal baseline. Above 20 days the standard deviation of the displacement on the considered areas, the number of vectors and the optical flow errors differs significantly from static and fixed areas.

B. Relative displacement time series comparison

In order to deal with the different areas, we chose to estimate the best reference series independently for each of them. On average, each sub-series with a maximum deviation of 20 days for each time step represents 1519 pairs of displacements. After consolidation of these sub-series, the average residual error (Equation 4) is 6 cm before filtering and 4 cm after, and the average number of displacement pairs per sub-series is 750.

We propose several criteria to analyze the performance of the methods. The first criterion is based on the average displacement norm over the fixed area according to the three processing strategies. It is important to note that the fixed area does not have the same characteristics as the glacier: it is located further away from the cameras, it is less textured and has a different orientation. It is thus not possible to extrapolate this average measurement error to the glacier. The second criterion is based on the average velocity of the glacier on the entire measurement period. As shown in Figure 6, at first-order, the glacier is moving at a constant velocity. It is therefore possible to compare the average velocity obtained for each of the X and Y components with the three methods and GPS measurements. This comparison indicates whether first-order glacier dynamics can be measured by displacement combination methods. Another way to evaluate the performance of the methods in reducing measurement noise is to analyze the root mean square error (RMSE) between the linear trend and the measurements. To do this, for each area and for each measurement method we calculate the average velocity using linear regression over the entire measurement period and then calculate the RMSE to this linear trend. The RMSE should be comparable to the one computed from the GPS RDTS. We then propose to evaluate the concordance of the time series with the physical properties of the glacier.

The glacier is advancing continuously downstream, so RDTs must be a monotonic increasing functions (when looking on the flow direction). In order to check if this physical constraint is respected, we propose to count the number of times the current relative displacement is less than the day before, two days before and up to four days before. The last criterion is based on a direct error measurements (RMSE) between GPS RDTs and RDTs computed from different consolidation methods. The results of the comparisons according to the first 3 criteria (mean velocities, deviation from linear trend and monotony) are presented in Table I. The RMSE for each consolidation methods and zones, regarding the GPS measurements, are detailed in Table II.

In the common master case, the displacement over fixed area is 65 cm, for the inversion method 21 cm and 14.1 cm for S-MMCMS. Our method presents the less noise on this area, which is confirmed by the average velocity calculation. Displacements from common master strategy do not allow the average velocity of the glacier to be measured. The measurements are contaminated by a large number of outliers which leads to an average absolute difference in velocity compared to GPS over the 4 zones of 13.3 cm/day along X and 9.8 cm/day along Y . On the other hand, inversion and S-MMCMS methods are suitable to measure the average velocity of the glacier over the season with centimetric precision. An absolute difference with average velocity computed from GPS data is measured along X of 0.7 cm/day and 0.4 cm/day for inversion and S-MMCMS respectively and according to Y 1.4 cm/day and 0.5 cm/day. When looking to the RMSE to the linear trend, the common master and inversion methods have a large error, ranging from a few tens of centimeters to several meters. In the case of S-MMCMS method the error according to X is comparable to GPS (around 10 cm) and larger along Y (around 20 cm). This larger error according to Y can be explained by the direction of the input displacements which are more noisy according to this component. Indeed, the displacements come from a time-lapse stereo system whose cameras have viewing direction mainly oriented according to the Y component and the uncertainty is higher according to the viewing axes because of the problem of triangulation in space whose error increases quadratically with depth. Concerning the physical consistency of the measured displacement, GPS measurements and displacement computed from our S-MMCMS method, the RDTs are indeed monotonic increasing functions for each area, with one exception for an area with the S-MMCMS method. In the case of the inversion and common master method, this property is not respected. Finally, the RMSE to the GPS data averaged over all areas is 1110 cm in X direction, 99 cm and 22 cm for the common master, inversion and S-MMCMS approaches, respectively. In Y the corresponding error is 1016 cm, 247 cm and 37 cm.

C. Velocity time series comparison

These analyses allow an evaluation of time series of relative displacements. At the first order we observe that the glacier velocity is constant over time and that methods (inversion and S-MMCMS) based on the temporal redundancy of the pairs of displacements are necessary to measure this velocity. However, stereo time lapse devices for monitoring the glacier at daily time steps may be useful in order to highlight the variations that may occur at second order. Thus it is interesting to determine whether temporal consolidation methods allow us to observe variations in velocity during the summer as well as the temporal order of magnitude of these changes: daily, weekly or monthly variations. The difficulty lies in the fact that these variations, on different time scales, have different amplitudes.

In order to determine at which time scales the consolidation methods can highlight variations in glacier velocities, we propose to compare the velocities obtained with the method described in Section II-C and different levels of temporal smoothing (Δt) between the consolidation methods and the GPS data. This processing is applied to both GPS data and time series obtained by inversion and the S-MMCMS methods for each zone. The time series obtained using the common master strategy is not used because of its noise level, which does not even allow the determination of the average speed over the entire measurement series with precision. It is then possible to compare the velocity time series by calculating the root mean square error with the velocity series from the GPS data. In order to obtain an indicator of the amplitude of the velocity variations during the season and for the different levels of smoothing, we use the difference between the minimum and maximum velocity measured by the GPS. Thus, for a temporal smoothing level, if the RMSE between the series resulting from one of the two consolidation methods is less than this maximum difference, it means that velocity variations on this temporal smoothing scale can be detected by the temporal consolidation methods. Thus we are able to plot, for the inversion method and the S-MMCMS method, the evolution of the RMSE and the maximum difference in velocity in the series derived from GPS data as a function of the maximum time between the time step considered and the displacements used to perform the linear regression.

The results are presented in Figure 7. These results show that for any temporal smoothing, the S-MMCMS method gives velocities closer to those measured by the GPS than the inversion method. Moreover, the accuracy seems to be better on the X component whatever the smoothing is. This is in agreement with the comparison data on time series of relative displacements. Finally, in the case of the S-MMCMS method, the difference between the RMSE and the maximum velocity difference becomes really significant for a maximum range of 10 days, i.e. for a speed calculated over a maximum of 20 days (10 days before and 10 days after), for both dimensions. In the case of the inversion method, this difference is significant only beyond 40 days range for the X dimension, whereas in the case of the Y direction the error is greater than the maximum variation. Given the measurement period of 135 days, only the S-MMCMS method seems to be able to detect seasonal trends in velocity. Thus, Figure 8, presents the time series of speeds over Zone 2 from GPS data, using the inversion and S-MMCMS methods, with a

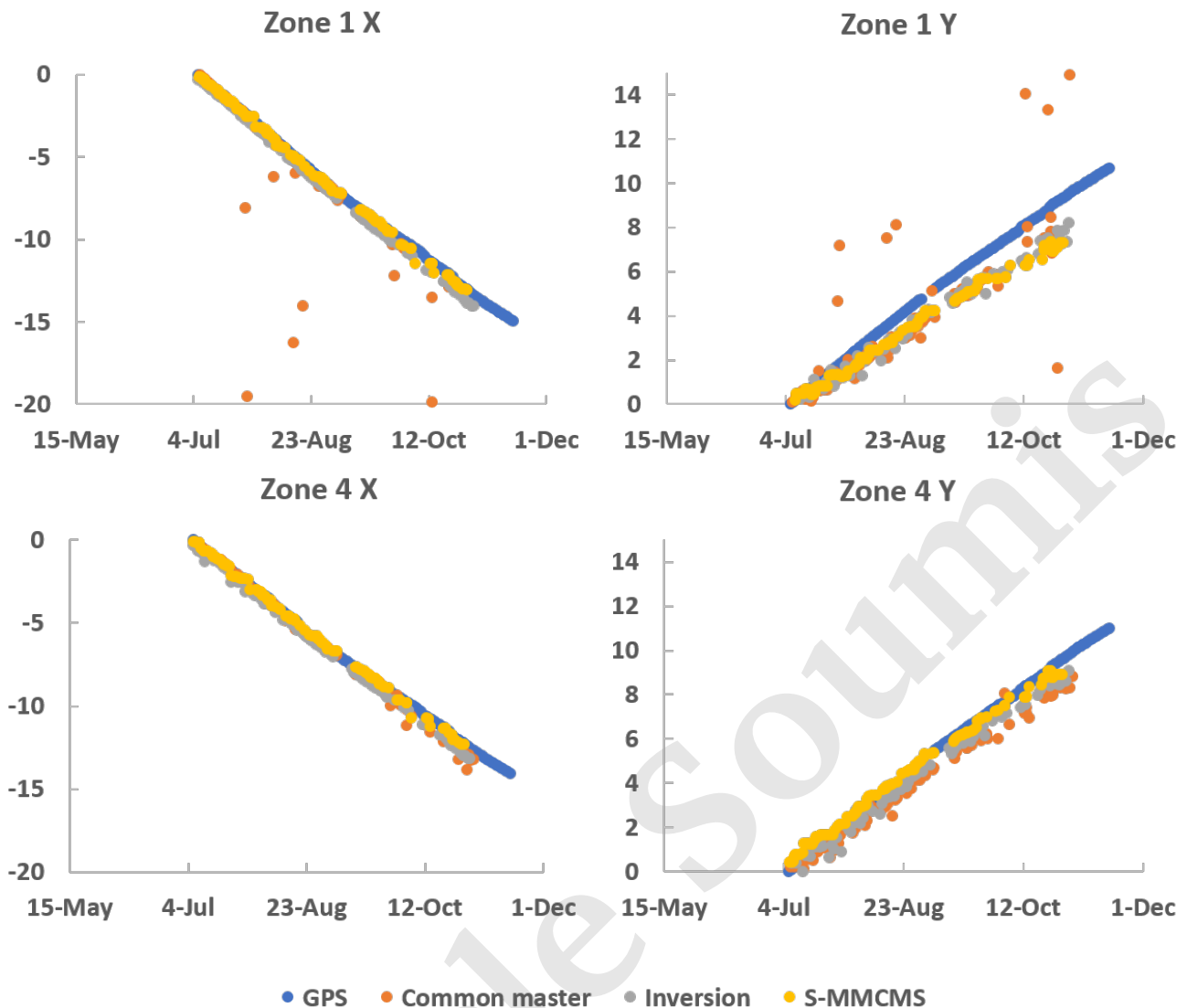


Fig. 6. Relative displacement time series of two different zones on the glacier, computed from GPS measurements, common master (CM), inversion and sliding median of multiple common master series (S-MMCMS) strategies. Similar results are observed for all zones situated on the glacier.

smoothing over a maximum range of 15 days (smoothing over a maximum of one month). The noise present in the inversion method results makes the detection of the glacier deceleration that occurs in fall impossible, whereas it is perceived by the S-MMCMS method.

D. Sliding window size influence

At the beginning of this section we justified the choice of the Δt_{max} parameter at 20 days, by comparing the characteristics of the displacements on the fixed and moving zones according to the duration between the images. Having GPS data as reference, it is possible to evaluate the importance of this parameter on the deviation from this reference measurement. To do so, we are able to perform the same analysis as shown in Figure 7 for different values of this parameter. This analysis is presented in Figure 9. It is interesting to note that the error on the average glacier velocity value is not very dependent on this parameter: it varies from 4.6 mm/day for a Δt_{max} of 110 days, to 3.9 mm/day for a Δt_{max} of 20 days. In the case of weekly to monthly velocities, similar differences are measured between the different values of Δt_{max} . The difference is only significant for a Δt_{max} of 10 days. This can be explained by the fact that the longest period without measurements lasts 12 days due to the presence of snow on the glacier. A Δt_{max} of 10 days is not enough to overcome such a gap. It can therefore be concluded that the S-MMCMS method is sufficiently robust to uncertain displacements and that the maximum time between two images to calculate a displacement has little influence on the resulting time series as long as it is long enough to overcome long missing data periods.

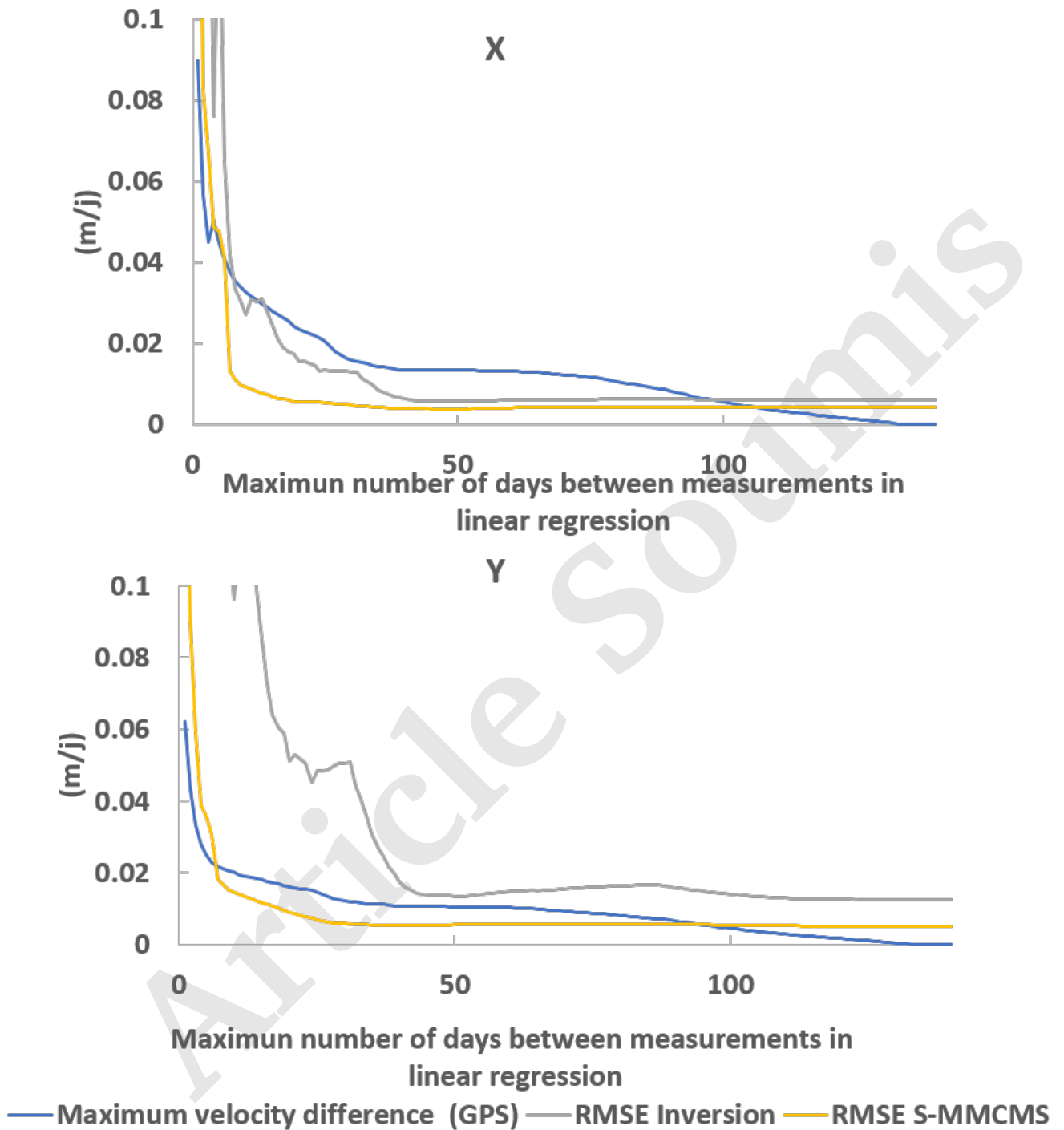


Fig. 7. Root mean square error of velocity time series computed from inversion and S-MMCMS series to GPS velocity for different temporal velocity smoothing and for both X and Y components.

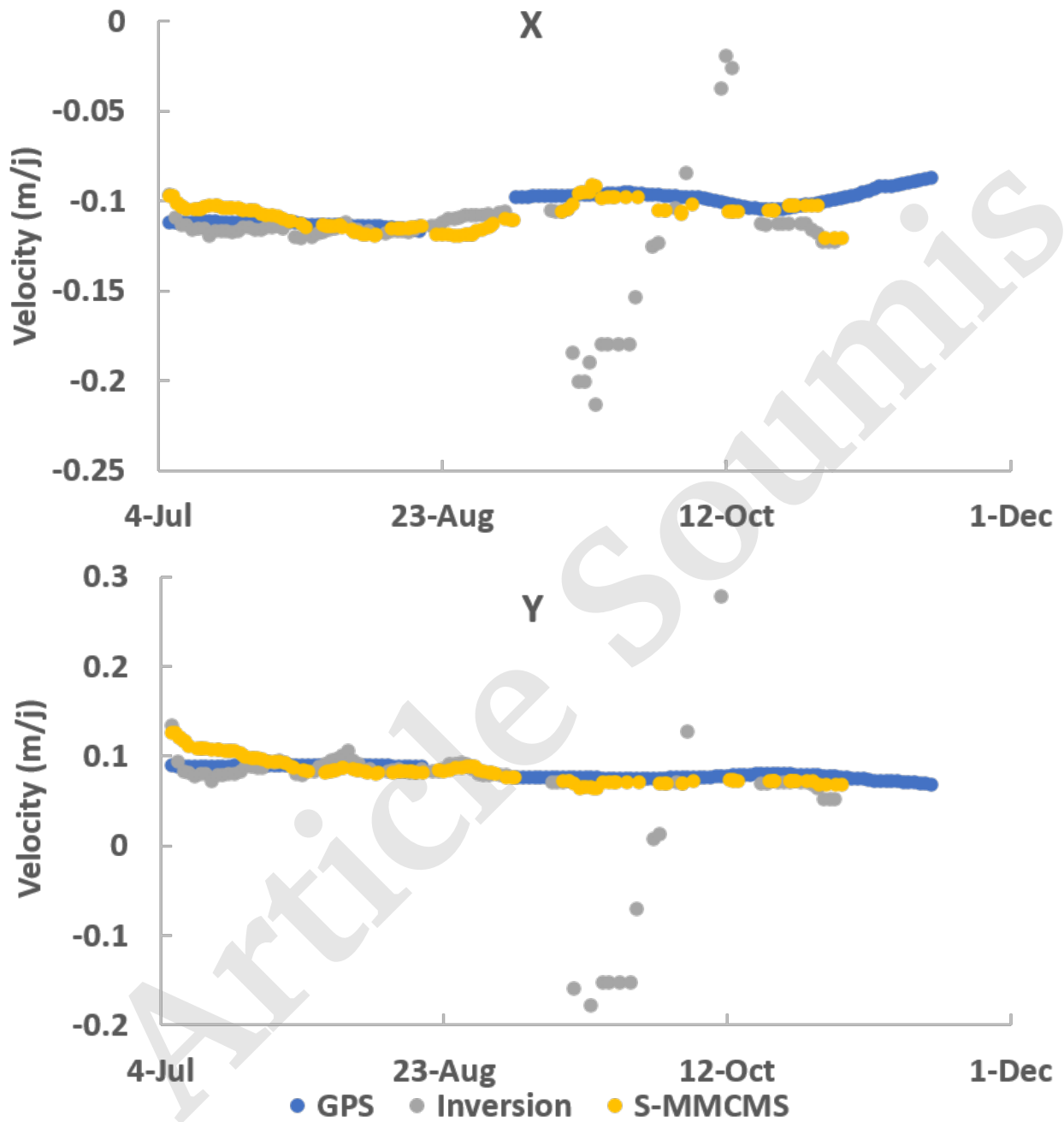


Fig. 8. Velocity time series of the second zone on the glacier, computed from GPS measurements, inversion and sliding median of multiple common master series (S-MMCMS) strategies. Each velocity point has been calculated by linear regression on displacements separated by at most 15 days.

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
GPS Vmean X (cm/j)	-11.2	-11.6	-10.6	-9.9
GPS Vmean Y (cm/j)	8	8.3	8.3	7.7
CM Vmean X (cm/j)	-20.1	-12.4	-11.5	3.3
CM Vmean Y (cm/j)	6.5	7.5	9.5	-27.5
Inversion Vmean X (cm/jour)	-11.9	-11.8	-11.3	-11.1
Inversion Vmean Y (cm/jour)	6	6.9	7.2	6.4
S-MMCMS Vmean X (cm/jour)	-11.8	-11.5	-10.9	-10.6
S-MMCMS Vmean Y (cm/jour)	7.2	7.7	7.9	7.2
GPS RMSE X (cm)	14.8	23.3	13.6	13.6
GPS RMSE Y (cm)	11	13.2	13.6	13.6
CM RMSE X (cm)	877.5	915	19.7	1300
CM RMSE Y (cm)	530.5	528.2	28.5	1300
Inversion RMSE X (cm)	41.1	68.5	84.3	112.5
Inversion RMSE Y (cm)	283.3	254.4	243.9	209.4
S-MMCMS RMSE X (cm)	17.5	17.4	15.7	15.4
S-MMCMS RMSE Y (cm)	27.9	22.7	22.9	18.7
GPS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-1}\ $	0%	0%	0%	0%
GPS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-2}\ $	0%	0%	0%	0%
GPS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-3}\ $	0%	0%	0%	0%
GPS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-4}\ $	0%	0%	0%	0%
CM $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-1}\ $	28.2%	18.3%	9.9%	29%
CM $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-2}\ $	19.8%	9.9%	7.6%	26.7%
CM $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-3}\ $	16%	8.4%	3.8%	25.2%
CM $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-4}\ $	16%	8.4%	3.8%	25.2%
Inversion $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-1}\ $	13.9%	8.1%	8.1%	2.3%
Inversion $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-2}\ $	2.3%	1.2%	2.3%	0%
Inversion $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-3}\ $	1.2%	3.5%	2.4%	1.2%
Inversion $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-4}\ $	0%	0%	2.7%	0%
S-MMCS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-1}\ $	2.8%	0%	0%	0%
S-MMCS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-2}\ $	0%	0%	0%	0%
S-MMCS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-3}\ $	0%	0%	0%	0%
S-MMCS $\ \vec{d}_{0-i}\ < \ \vec{d}_{0-i-4}\ $	0%	0%	0%	0%

TABLE I

ANALYSIS OF RELATIVE DISPLACEMENTS TIME SERIES ON FOUR DIFFERENT ZONES ON THE GLACIER FROM GPS MEASUREMENTS AND COMPUTED FROM COMMON MASTER (CM), INVERSION, AND SLIDING MEDIAN OF MULTIPLE COMMON MASTER SERIES STRATEGIES (S-MMCMS). THE AVERAGE VELOCITY (VMEAN) CALCULATED BY LINEAR REGRESSION ON THE ENTIRE PERIOD IS PRESENTED, AS WELL AS THE ROOT MEAN SQUARE ERROR(RMSE) TO THIS LINEAR TREND. MONOTONICITY IS ASSESSED BY COUNTING THE NUMBER OF TIMES THE NORM OF THE CURRENT DISPLACEMENT IS LESS THAN THE DISPLACEMENT OF THE PREVIOUS DAYS.

V. CONCLUSIONS

In this paper, we proposed a sliding version of the median of multiple common master series method (S-MMCMS) to combine displacements measurements computed from long image time series in order to build robust time series of relative displacements. The performances of the proposed method are illustrated on a photogrammetric data set over the Argentière glacier where a simple common master approach is not sufficient to determine the average glacier velocity with precision. Comparison with the inversion consolidation method, using data from permanent GPS, shows that our method produces a time series of relative displacements with a better signal to noise ratio. While both methods can determine with centimeter accuracy the value of the average glacier velocity over the measurement period, only our method can be used to detect seasonal velocity variations. Indeed, the computation of a velocity time series from relative displacements time series requires a derivative that is sensitive to noise. We were able to show that our method can detect changes in velocity on a scale of about twenty days. Thus, it is possible to observe the slowing down of the glacier that occurs during the autumn. Future work could focus on

	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4
CM X	1047	954	158	2279
CM Y	753	684	428	2199
Inversion X	117	66	43	50
Inversion Y	87	72	63	65
S-MMCMS X	22.7	22.7	17.5	25.4
S-MMCMS Y	52.5	38.5	26.7	28.9

TABLE II

ROOT MEAN SQUARE ERROR (CENTIMETERS) TO THE GPS MEASUREMENTS FOR EACH RELATIVE DISPLACEMENT TIME SERIES COMPUTED FROM COMMON MASTER (CM), INVERSION AND SLIDING MEDIAN OF MULTIPLE COMMON MASTERS SERIES STRATEGIES (S-MMCMS).

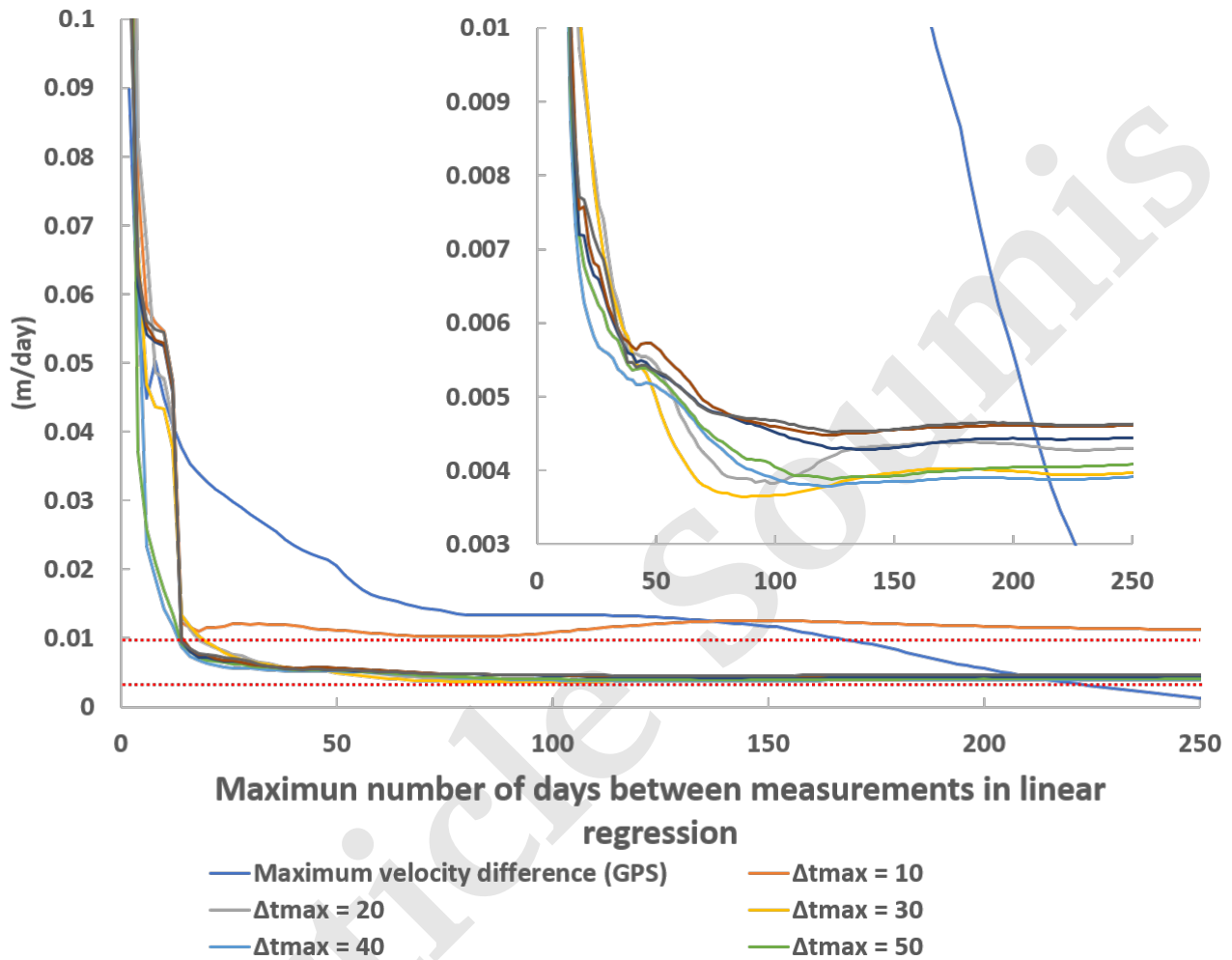


Fig. 9. Root mean square error of velocity time series computed from and S-MMCMS series to GPS velocity for different temporal velocity smoothing and value of Δt_{max} parameters in S-MMCMS method. A zoom on the range 0.003-0.01 is present on the top right corner.

using the displacements computed from images over the entire glacier to highlight possible spatial differences in the seasonal dynamics of the glacier. Finally, the joint use of GPS and image data could be used to calculate the evolution of the mass balance during the season.

REFERENCES

- [1] Amaury Dehecq, Noel Gourmelen, and Emmanuel Trouvé, "Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive: Application to the pamir-karakoram-himalaya," *Remote Sensing of Environment*, vol. 162, pp. 55–66, 2015.
- [2] Hela Hadhri, Flavien Vernier, Abdourrahmane M Atto, and Emmanuel Trouvé, "Time-lapse optical flow regularization for geophysical complex phenomena monitoring," *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, vol. 150, pp. 135–156, 2019.
- [3] Mathilde Desrues, Jean-Philippe Malet, Ombeline Brenguier, Julien Point, André Stumpf, and Lionel Lorier, "Tsm—tracing surface motion: A generic toolbox for analyzing ground-based image time series of slope deformation," *Remote Sensing*, vol. 11, no. 19, pp. 2189, 2019.
- [4] André Stumpf, Jean-Philippe Malet, and Christophe Delacourt, "Correlation of satellite image time-series for the detection and monitoring of slow-moving landslides," *Remote sensing of environment*, vol. 189, pp. 40–55, 2017.

- [5] Anette Eltner, Andreas Kaiser, Antonio Abellan, and Marcus Schindewolf, "Time lapse structure-from-motion photogrammetry for continuous geomorphic monitoring," *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 42, no. 14, pp. 2240–2253, 2017.
- [6] Marie-Pierre Doin, S Guillaso, R Jolivet, C Lasserre, F Lodge, Gabriel Ducret, and Raphael Grandin, "Presentation of the small baseline nsbas processing chain on a case example: The etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using envisat data," in *Proceedings of the Fringe symposium*. ES, 2011, pp. 3434–3437.
- [7] Noëlie Bontemps, Pascal Lacroix, and Marie-Pierre Doin, "Inversion of deformation fields time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in peru," *Remote sensing of environment*, vol. 210, pp. 144–158, 2018.
- [8] Bas Altena, Ted Scambos, Mark Fahnestock, and Andreas Kääb, "Extracting recent short-term glacier velocity evolution over southern alaska and the yukon from a large collection of landsat data.," *Cryosphere*, vol. 13, no. 3, 2019.
- [9] Pascal Lacroix, Gael Araujo, James Hollingsworth, and Edu Taïpe, "Self-entrainment motion of a slow-moving landslide inferred from landsat-8 time series," *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 124, no. 5, pp. 1201–1216, 2019.
- [10] Oliver Maksymiuk, Christoph Mayer, and Uwe Stilla, "Velocity estimation of glaciers with physically-based spatial regularization—experiments using satellite sar intensity images," *Remote Sensing of Environment*, vol. 172, pp. 190–204, 2016.
- [11] Guilhem Marsy, Flavien Vernier, Xavier Bodin, William Castaings, and Emmanuel Trouvé, "Temporal consolidation strategy for ground based image displacement time series," in *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Waikoloa, Hawaii, USA*, (accepted) 2020.
- [12] Christian Vincent, Alvaro Soruco, Delphine Six, and Emmanuel Le Meur, "Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on glacier d'argentière, mont blanc area, france," *Annals of glaciology*, vol. 50, no. 50, pp. 73–79, 2009.
- [13] Guilhem Marsy, Flavien Vernier, Xavier Bodin, William Castaings, and Emmanuel Trouvé, "Monitoring mountain cryosphere dynamics by time lapse stereo photogrammetry," *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, p. (to appear), 2020.
- [14] Lionel Benoit, Amaury Dehecq, Ha-Thai Pham, Flavien Vernier, Emmanuel Trouvé, Luc Moreau, Olivier Martin, Christian Thom, Marc Pierrot-Deseilligny, and Pierre Briole, "Multi-method monitoring of glacier d'argentière dynamics," *Annals of Glaciology*, vol. 56, no. 70, pp. 118–128, 2015.
- [15] Jean-Yves Bouguet et al., "Pyramidal implementation of the affine lucas kanade feature tracker description of the algorithm," *Intel Corporation*, vol. 5, no. 1-10, pp. 4, 2001.
- [16] Fanny Ponton, Emmanuel Trouvé, Michel Gay, Andrea Walpersdorf, Renaud Fallourd, Jean-Marie Nicolas, Flavien Vernier, and Jean-Louis Mugnier, "Observation of the argentière glacier flow variability from 2009 to 2011 by terrasars-x and gps displacement measurements," *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 7, no. 8, pp. 3274–3284, 2014.

3.3.2 Temps d'exécution

De la même façon que pour le chapitre 2, nous proposons ici une présentation des temps d'exécutions des méthodes présentées dans les articles III et IV. Concernant le glacier rocheux du Laurichard, nous avons traité une saison de données en 2018. Comme mentionné dans l'article III, nous avons calculé des déplacements entre 12 882 couples d'images différents, sur neuf zones sur le glacier (seulement six zones représentatives sont présentées dans l'article) et deux en dehors. Ces déplacements ont pu être calculés à l'aide d'une machine PowerEdge R730 possédant 64Go de RAM est 24 cœurs (24 CPU) Intel Xeon E5-2650 v4 2.2GHz 30M Cache 9.60GT/s QPI Turbo HT 12C/24T. Le calcul de ces déplacements a duré 45 heures et 52 minutes, ce qui correspond à un temps moyen pour un couple de déplacement de 12,8 s. Il faut cependant noter que la machine n'était pas entièrement dédiée à cette tâche durant le calcul : on estime à 90% des ressources allouées au calcul des déplacements. La procédure MMCMS utilisée pour calculer des séries temporelles de déplacements relatifs, pour chacune des huit zones, a été effectuée sur un seul cœur Intel i5-7300HQ cadencé à 2.5GHz. Cette procédure prend 0.7 s pour la construction d'une série temporelle de déplacements relatifs pour une zone. De la même façon, la procédure SMMCMS a pu être appliquée pour le calcul de séries temporelles des déplacements relatifs de huit zones différentes pour le glacier d'Argentière. Le calcul des 17 292 couples de déplacements au cours de la saison 2019, pour huit différentes zones, a duré 69 heures et 29 minutes, soit un temps moyen de 14.5 secondes pour le calcul d'un couple. Parmi ces couples, nous avons sélectionné ceux respectant moins de 20 jours entre les deux dates. Le calcul des séries temporelles de déplacements relatifs, via la méthode SMMCMS, a duré 8.6 s par zone. Pour un seuil de 40 jours, le temps d'exécution passe à 54.7 s. Quels que soient le site et la méthode, le temps de calcul nécessaire pour effectuer la consolidation est donc négligeable devant le temps pour obtenir les déplacements entre les différents couples. Il est donc essentiel que l'étape du calcul de déplacements entre deux paires d'images soit le plus rapide possible.

	Laurichard	Argentière
Nombre de couples	12 882	17 292
Nombre de zones	11	8
Temps total calcul des déplacements	45h52	69h29
Temps moyen calcul d'un déplacement	12.8s	14.5 s
Temps calcul série temporelle	0.7s (MMCMS)	8.6s (SMMCMS/20j) 54.7s (SMMCMS/40j)

Tableau 3.1 – Temps d'exécution des algorithmes pour la création de séries temporelles de déplacements relatifs, dans le cas de Laurichard et Argentière.

3.4 Sources d'erreurs

Sans données de comparaison appropriées, il est difficile de déterminer la réduction des erreurs obtenue grâce à la méthode de combinaison que nous proposons. Cependant, cette dernière donne une mesure de la dispersion des valeurs de déplacements pour chacune des dates. En effet, après l'estimation des "offsets" entre chaque série temporelle de référence commune pour chaque date, nous obtenons autant de valeurs de déplacements que de séries référence commune contenant cette date. Cette information de dispersion peut être utilisée pour identifier les couples de déplacements aberrants, ou même les paires stéréo qui conduisent au calcul de déplacements incertains. Cette mesure de la dispersion donne une information sur la précision des mesures. Dans le cas du glacier rocheux du Laurichard, en moyenne sur toutes les zones et sur la durée de la série, l'écart moyen au déplacement médian est 4.8 mm (voir équation 2 de l'article IV). Pour Argentière, cette erreur est de 4 cm. Pour rappel, la résolution moyenne d'un pixel au sol dans le cas d'Argentière est de 10 cm, contre 3 cm dans le cas du site du Laurichard. C'est cette différence de résolution qui peut expliquer, en partie, l'ordre de grandeur de différence dans les erreurs entre les deux sites. La configuration des appareils photo par rapport au site d'étude et à son mouvement est aussi responsable de ces différences. En effet, dans l'article IV nous avons vu que la composante Y du déplacement du glacier d'Argentière était la plus éloignée des mesures GPS. En analysant séparément les composantes des déplacements après estimation des offsets, on peut mettre en lumière cette incertitude plus grande selon l'axe Y . Les séries temporelles consolidées (après estimation des offsets) pour chaque composante, de la zone 4 du glacier d'Argentière (voir figure 3 de l'article IV) sont représentées dans la figure 3.3 et dans la figure 3.4 pour les déplacements pixelliques. Il est possible de quantifier ces différences de dispersion selon les composantes, en calculant l'écart type moyen de toutes les mesures présentes à chaque date. Afin de quantifier les incertitudes provenant du calcul des modèles 3D ou du calcul des déplacements dans les images, il est possible d'effectuer le même traitement pour les déplacements pixelliques. Les résultats des écarts types moyens des mesures de déplacement pour chaque date, sur l'ensemble de la période de mesure, sont présentés dans le tableau 3.2. Il en ressort que la dispersion des déplacements est plus de deux fois plus importante selon l'axe Y (4.2 cm) que pour les composantes selon X (2.0 cm) et Z (1.9 cm). La dispersion des déplacements pixelliques est identique selon les deux axes de l'image et vaut 0.2 pixel. On remarquera que la taille représentée par un pixel étant de 10 cm, 0,2 pixel correspond à 2 cm, ce qui correspond à la dispersion observée selon les axes X et Z . En effet, comme le montre la figure 1.14, la composante X du déplacement du glacier est parallèle à l'axe u des images et de même pour les composantes Z et v . C'est pourquoi, la forme des déplacements selon u et v correspond à la forme des déplacements selon X et Z respectivement, dans les figures 3.3 et 3.4. L'axe Y étant plus proche de l'axe de visée des appareils et la dispersion des déplacements selon cet axe étant plus important, on peut conclure que c'est l'étape de reconstruction 3D qui entraîne le plus d'incertitude sur le résultat. La méthode de consolidation de séries temporelles de déplacements permet donc de quantifier, en partie, les sources d'incertitudes sur les résultats.

	X	Y	Z	u	v
Écart type moyen	2.0 cm	4.2 cm	1.9 cm	0.23 pixel	0.20 pixel

Tableau 3.2 – Écarts types moyens, sur la période de mesure, des déplacements consolidés à chaque date, pour la zone 4 du glacier d'Argentière.

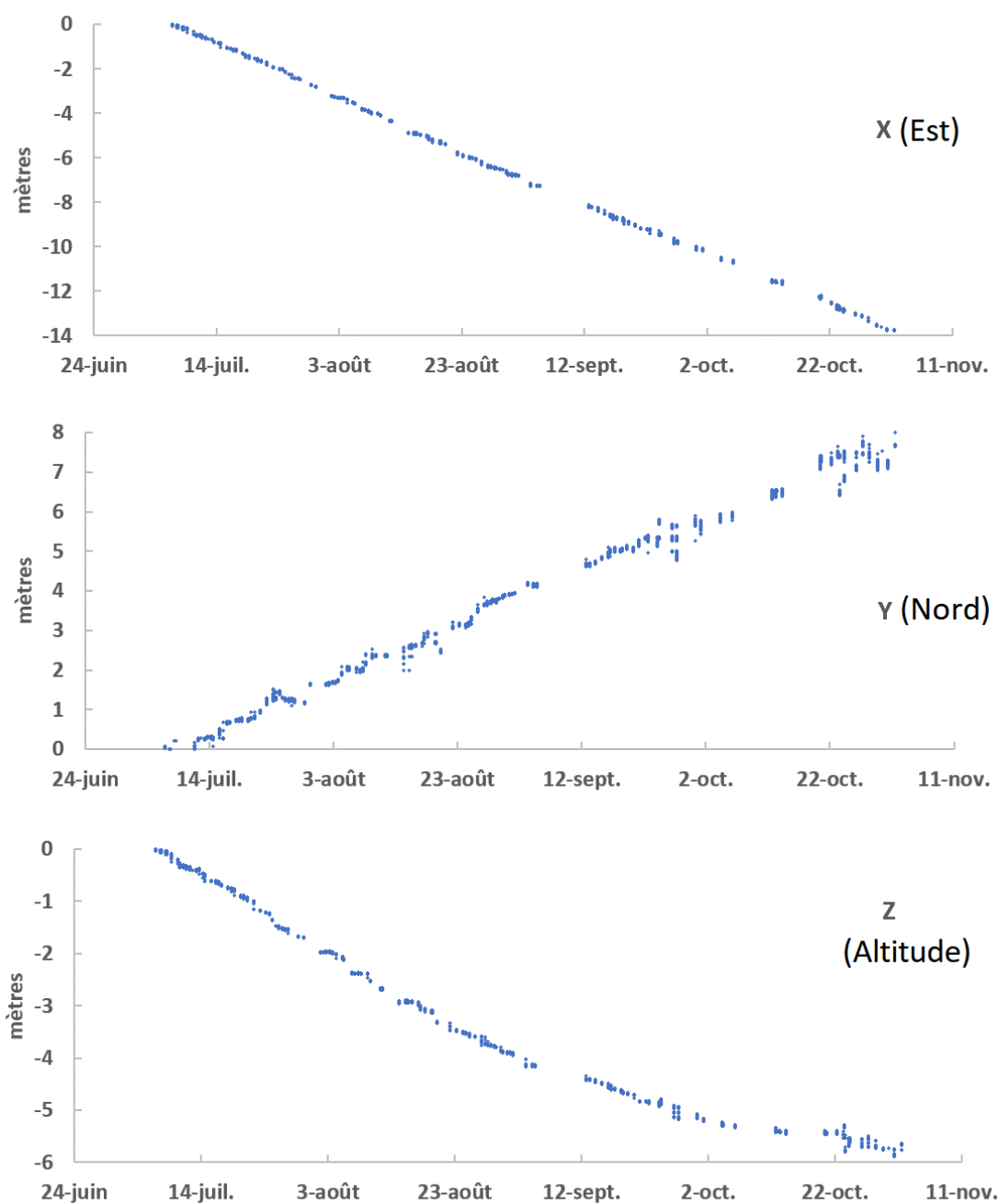


Figure 3.3 – Séries temporelles de déplacement 3D pour chaque composante de la zone 4 du glacier d'Argentière.

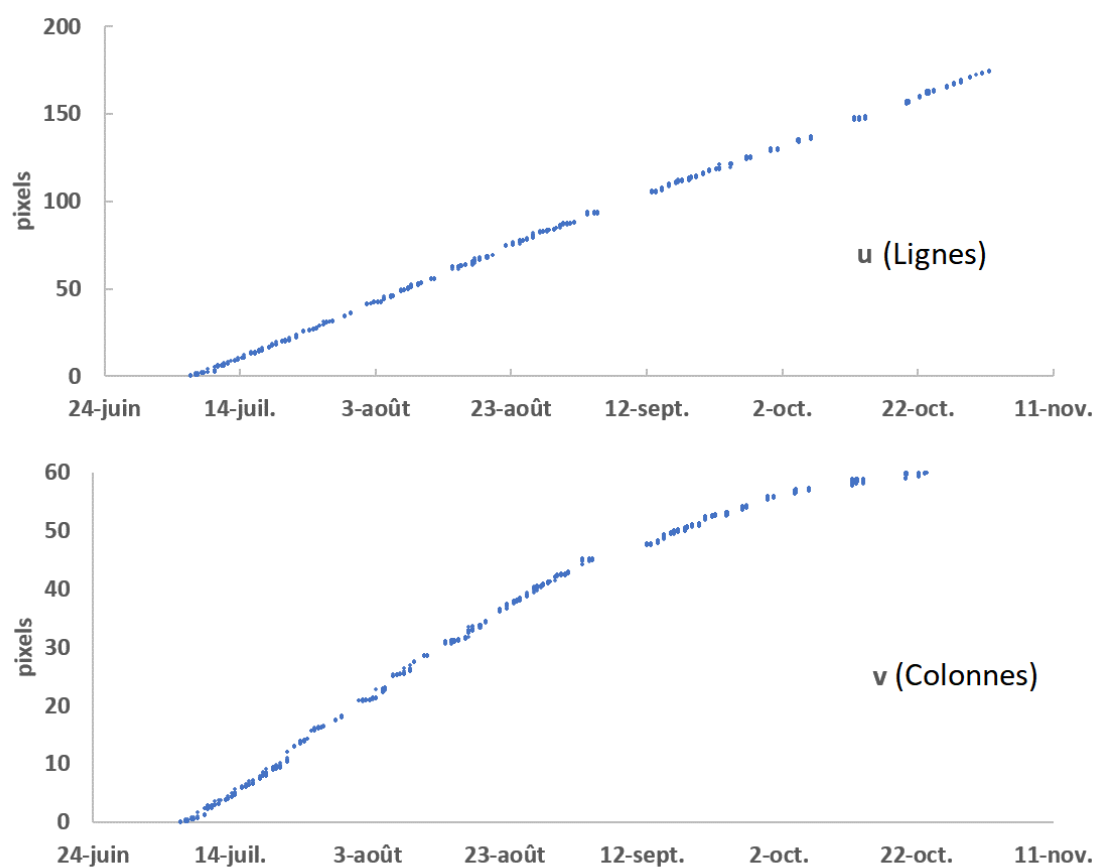


Figure 3.4 – Séries temporelles de déplacement pixellique pour chaque composante de la zone 4 du glacier d'Argentière.

3.5 Conclusion

Les deux articles présentés dans cette section portant sur l'aspect temporel des traitements ont permis de proposer et valider une méthode pour exploiter les champs de déplacements entre les paires stéréo. La méthode proposée exploite l'ensemble des déplacements calculables entre les paires d'images stéréo afin d'identifier les erreurs de mesure et réduire le bruit dans les séries temporelles résultantes. La méthode se base sur la fusion de multiples séries temporelles à référence commune à l'aide d'un filtre médian. Cette méthode a pu être testée sur une série d'images du glacier rocheux du Laurichard et une autre sur le glacier d'Argentière. Sur les deux sites, notre méthode présente de meilleurs résultats que les méthodes classiques de l'état de l'art : référence commune et par inversion. Les critères de cette évaluation se portent sur l'analyse d'une série temporelle de déplacement sur les zones fixes après traitement par les différentes méthodes, mais aussi sur la cohérence physique des résultats avec le comportement connu des glaciers. Par ailleurs, dans le cas d'Argentière, des données de GPS permanents ont pu servir de référence pour évaluer les méthodes. Pour les deux sites d'études, notre dispositif stéréo time-lapse et la chaîne de traitement associée permettent de déterminer avec précision la dynamique des glaciers au premier ordre. Dans les deux cas, il s'agit d'une vitesse constante au cours du temps. Au second ordre, les résultats sont plus nuancés. Dans le cas du glacier rocheux du Laurichard, les écarts à la tendance saisonnière sont du même ordre de grandeur que le déplacement mesuré sur les zones fixes (de 2 cm à quelques mm). Cependant ces écarts ne sont pas corrélés aux déplacements mesurés sur les zones immobiles. En l'absence de données de validation (par exemple à l'aide d'un GPS), ou d'explication physique de ces variations, il est difficile de conclure sur la dynamique intra-saisonnière du glacier. Dans le cas du glacier d'Argentière, nous avons pu montrer que celui-ci ralentit au moment de l'automne. Ce ralentissement a pu être capté à l'aide d'un calcul de vitesses moyennées sur une vingtaine de jours. On observe le même comportement à l'aide des données GPS. Cependant, avec notre dispositif et nos méthodes, il ne semble pas possible de mesurer des variations à des échelles de temps plus réduites à cause du bruit dans les mesures. Notons que sans la méthode exploitant la redondance des déplacements que nous proposons, il n'est pas possible de mesurer une quelconque évolution de la vitesse des deux glaciers au cours de la saison.

4

Application au calcul de bilans de masse

Sommaire

4.1	Introduction	104
4.2	Dynamique des glaciers	104
4.2.1	Bilan de masse	104
4.2.2	Dynamique interne et vitesses	105
4.2.3	Méthodes de calcul du bilan de masse	107
4.3	Validation des données	109
4.4	Bilan de masse journalier	111
4.4.1	Méthodes	111
4.4.2	Données	114
4.4.3	Résultats	117
4.5	Conclusion	121

4.1 Introduction

Les chapitres précédents et les différents articles de cette thèse ont permis de démontrer l'applicabilité et les limites du dispositif stéréo time-lapse. Ainsi, nous avons pu voir, d'une part que les déplacements produits par notre dispositif sont similaires à ceux que l'on peut obtenir par mesure GPS ponctuelle, d'autre part que les champs de vecteurs sont au moins aussi fidèles que ceux obtenus par corrélation de MNT LiDAR et enfin que les séries temporelles de déplacements obtenues permettent de capter la dynamique du glacier d'Argentière à l'échelle de quelques dizaines de jours. Dans ce chapitre, nous proposons une application nouvelle, permettant de calculer le bilan de masse journalier et les contributions de différentes variables à celui-ci. Cette application se base sur l'utilisation de données de GPS permanents à la surface du glacier et l'utilisation du dispositif stéréo time-lapse. Dans un premier temps, nous reviendrons sur quelques bases de la dynamique des glaciers dans la section 4.2, puis nous proposerons une validation supplémentaire des mesures issues du dispositif à l'aide des mesures ponctuelles (dans le temps et l'espace) par GPS d'un réseau de balises d'ablation dans la section 4.3. Enfin, nous présenterons nos résultats du calcul du bilan de masse journalier en quelques points du glacier dans la section 4.4.

4.2 Dynamique des glaciers

4.2.1 Bilan de masse

Afin de bien comprendre quelles sont les variables d'intérêts permettant de caractériser le comportement d'un glacier, il est important de poser quelques bases de leur physique et leur dynamique. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéressons uniquement aux glaciers tempérés. Ces derniers sont caractérisés par une température proche du point de fusion une partie au moins de l'année, l'eau liquide coexistant donc avec la glace. Ces glaciers comportent deux zones : à l'amont, là où la température est plus froide, les chutes de neige s'accumulent à la surface du glacier et cette neige se transforme en glace du fait du tassement au cours du temps, c'est la zone d'accumulation. À l'aval, les températures élevées ne permettent pas l'accumulation de neige et la glace fond durant la période estivale, c'est la zone d'ablation. Puisque la glace est présente dans la zone d'ablation, là où les températures sont trop élevées pour permettre l'existence de neige toute l'année, un transfert de glace s'opère de l'amont vers l'aval sous l'effet de la gravité. Ce transfert permet de garder un équilibre entre l'apport de glace par les précipitations neigeuses et la fonte dans la zone d'ablation. Comme illustré dans la figure 4.1, il existe une ligne d'équilibre séparant ces deux zones. Dans le cas d'un forçage climatique apportant plus de précipitations dans la zone d'accumulation et/ou moins de fonte dans la zone d'ablation, cette ligne d'équilibre ainsi que le front du glacier progresseront vers l'aval. À l'inverse, si l'ablation augmente, à cause de la hausse des températures par exemple, le front du glacier et cette ligne se situeront plus en amont.

De ce constat découle la notion de bilan de masse du glacier, qui se définit comme la différence entre la quantité de glace apportée par les chutes de neige et celle perdue du fait de la fonte du glacier. Il se mesure généralement en mètres équivalent eau, ce qui nécessite des hypothèses ou des mesures de densité de la glace en zone d'ablation et de la neige en zone d'accumulation. Afin de permettre des comparaisons interannuelles, le bilan de masse

d'un glacier est calculé à la fin de chaque année hydrologique (fin de la période d'ablation et début de la période d'accumulation sur l'ensemble du glacier), ce qui correspond à début octobre dans les Alpes. Un bilan de masse intermédiaire (au printemps) peut être réalisé afin de séparer les bilans hivernaux et estivaux. En effet un bilan de masse négatif peut s'expliquer par de faibles précipitations ou par des températures élevées favorisant l'ablation. Le bilan de masse b_i peut être calculé en un point i ou pour l'ensemble du glacier d'aire A de la façon suivante :

$$B = \int_A b_i dA \quad (4.1)$$

Afin de mesurer ce bilan de masse il est important de comprendre la dynamique interne du glacier de manière à déterminer quelles sont les variables d'intérêts à mesurer, ainsi que les outils et moyens de mesure à mettre en œuvre.

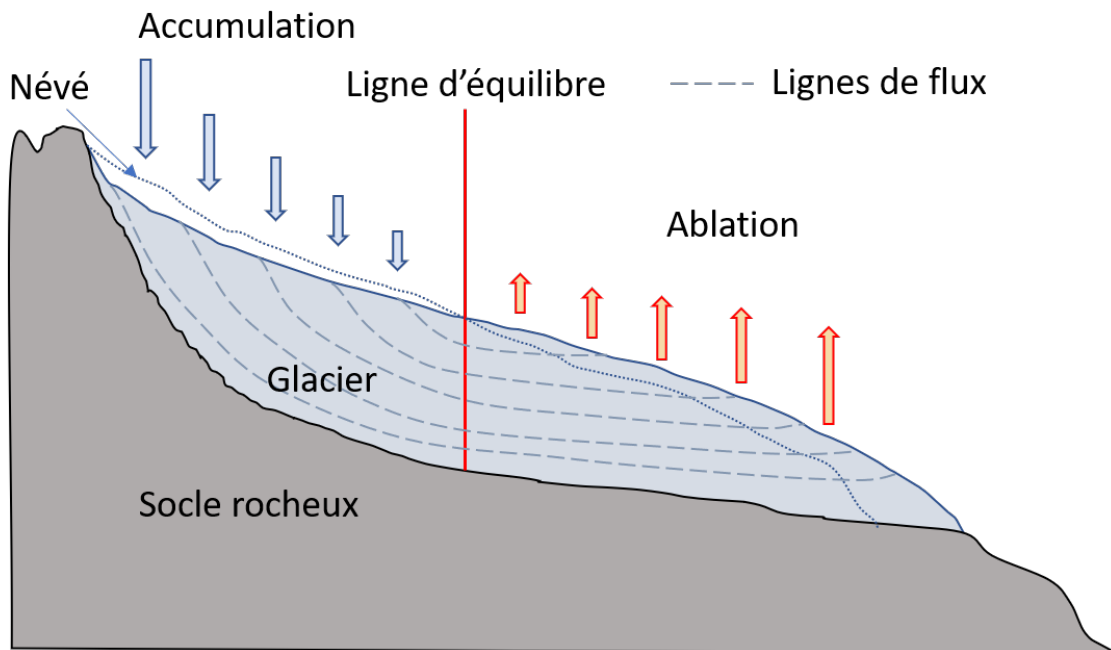


Figure 4.1 – Glacier alpin en coupe longitudinale.

4.2.2 Dynamique interne et vitesses

Comme nous l'avons vu, les phénomènes d'accumulation à l'amont et d'ablation à l'aval impliquent un déplacement de la masse du glacier. Afin de comprendre la dynamique de ce déplacement, commençons par définir le flux de glace Q_{tot} à travers une section transversale du glacier de hauteur H et largeur Y dans un repère où l'axe des x est orienté dans la direction de l'écoulement, y est perpendiculaire à cet écoulement et z pointe vers le haut (voir figure 4.2) :

$$Q_{tot} = \int_Y \int_H \rho(z,y)u(z,y)dzdy = \bar{\rho}\bar{u}HY. \quad (4.2)$$

Le flux de glace dépend donc de la masse volumique de la glace ρ et de la vitesse u selon la profondeur et selon y , ou plus simplement de leurs valeurs moyennes sur l'ensemble de la hauteur du glacier $\bar{\rho}\bar{u}$. On obtient donc un flux de glace s'exprimant en unité de masse par unité de temps.

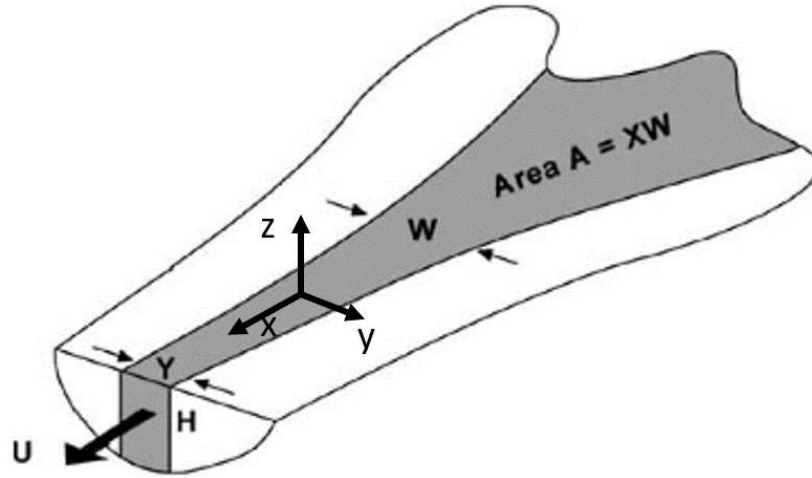


Figure 4.2 – Schéma d'une section d'un glacier. Adapté de (Cuffey et Paterson, 2010).

Ainsi, les variations de masse dM/dt à l'amont d'une section du glacier, d'aire A , peuvent s'exprimer comme la différence entre le bilan de masse à l'amont de la section (équation 4.1) et le flux de glace Q_{tot} en sortie de la section :

$$\frac{dM}{dt} = \rho_i \int_A b_i dA - Q_{tot}. \quad (4.3)$$

En supposant un glacier à l'équilibre, ou dans le cas où la variation de masse est négligeable, on peut combiner les équations 4.2 et 4.3, afin d'écrire le bilan de masse en fonction du flux de glace :

$$\rho_i \int_A b_i dA = \bar{\rho} u H Y. \quad (4.4)$$

Le bilan de masse est ainsi directement lié à la vitesse du glacier et à son épaisseur. En zone d'accumulation, le bilan de masse $\int b_i$ augmente de la source du glacier jusqu'à la ligne d'équilibre. En effet, la surface augmentant, l'accumulation et la contribution de bilans de masse b_i positifs augmentent. En faisant une hypothèse d'épaisseur de glace constante, c'est la vitesse moyenne qui doit augmenter pour compenser l'accumulation. A l'inverse, dans la zone d'ablation, l'intégrale des bilans de masse ponctuels diminue à cause de la fonte de glace, pour devenir nulle au front dans le cas d'un glacier à l'équilibre. Ainsi les vitesses diminuent en s'éloignant de la zone d'équilibre. La figure 4.3 illustre cette distribution spatialisée des vitesses d'un glacier. Cela a des conséquences sur les composantes verticales de la vitesse à l'intérieur du glacier. La zone d'accumulation se trouve étirée, car les vitesses augmentent jusqu'à la ligne d'équilibre, alors que la zone d'ablation est en compression du fait de la diminution de la vitesse. Dans le cas de glaciers alpins prisonniers dans des vallées et du fait du caractère incompressible de la glace, la seule façon de réagir à ces contraintes est un amincissement du glacier dans la zone d'accumulation et un épaissement dans la zone d'ablation. Il existe donc un déplacement vertical w_s de la glace à l'intérieur du glacier qui est directement lié aux gradients de déplacements de surface. On peut définir un déplacement vertical corrigée de l'écoulement selon une certaine pente d'angle α avec

un déplacement de surface selon l'horizontal V_S :

$$w_e = w_s - V_S \tan(\alpha). \quad (4.5)$$

Ce déplacement est appelé l'émergence. Si le signe du déplacement vertical w_s dépend essentiellement de la pente comme le montre la figure 4.4, le signe de l'émergence est positif dans la zone d'ablation, et négatif dans la zone d'accumulation. Le terme "émergence" vient des balises d'ablation ancrées dans la glace, qui ont tendance à émerger de la surface avec le temps, en plus de la fonte de glace en surface. Ayant ces a priori sur les vitesses à l'intérieur du glacier, il est possible de tracer des lignes de flux telles que présentées dans la figure 4.1.

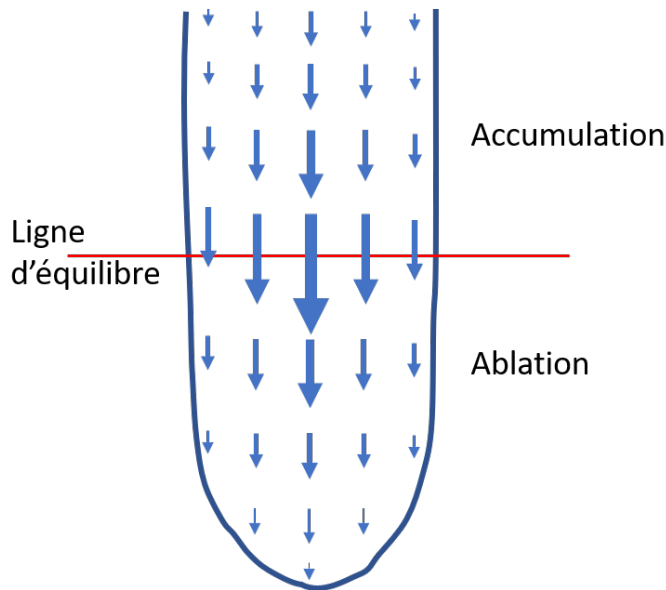


Figure 4.3 – Distribution spatiale des vitesses d'un glacier vu de dessus, dans le cas idéalisé où l'épaisseur du glacier est constante avec l'altitude.

4.2.3 Méthodes de calcul du bilan de masse

Il existe différentes méthodes pour calculer le bilan de masse des glaciers. Le choix de méthode peut varier en fonction de l'échelle à laquelle on souhaite obtenir le bilan de masse : pour l'ensemble du glacier, pour une section, pour un point. Mais ce sont souvent les données disponibles qui imposent les méthodes à utiliser. Par la suite, nous allons évoquer différentes méthodes ainsi que leurs implications en termes de mesures à réaliser. Cependant nous ne rentrerons pas dans les détails de la justification mathématique et physique de ces méthodes qui peut se trouver dans le livre de Cuffey et Paterson (2010).

Méthode glaciologique. La méthode glaciologique permet de mesurer le bilan de masse b_i du glacier en un point. Pour calculer ce dernier, cette méthode nécessite de connaître l'émergence w_e (voir équation 4.5) de balises ancrées dans la glace, les variations de hauteur δh et la masse volumique de la glace ρ_i :

$$\delta h = \frac{b_i}{\rho_i} + w_s - V_S \tan(\alpha). \quad (4.6)$$

En un point du glacier, le bilan de masse est donc gouverné par les variations d'altitude de la surface du glacier et par la dynamique interne de celui-ci. Cette méthode demande alors un grand nombre de mesures afin de déterminer le bilan de masse local b_i . Certaines peuvent être réalisées de façon non intrusives : variation d'altitude de la surface δh , mesure de la vitesse horizontale de surface V_S , et la pente α (ces variables sont indiquées en vert dans la figure 4.4), alors que la vitesse verticale w_s nécessite une mesure intrusive. En pratique, des balises de longueur connue sont ancrées à plusieurs mètres de profondeur dans la glace, et la hauteur enfouie est relevée h_{e1} . Après un certain temps, la hauteur enfouie h_{e2} est à nouveau mesurée et la différence avec le relevé précédent représente la quantité de glace perdue : $\frac{b_i}{\rho_i} = h_{e2} - h_{e1}$. Il s'agit donc d'une mesure directe du bilan de masse sans passer par la mesure des différentes variables impactant le bilan de masse. Pour décomposer les variables, il est possible de combiner des outils de mesure à la fois intrusifs (balise d'ablation soumise à la vitesse verticale du glacier) et non intrusifs pour mesurer la vitesse et l'altitude de la surface ainsi que la pente. Afin d'obtenir le bilan de masse total du glacier, il convient d'intégrer les bilans de masse locaux sur l'ensemble du glacier. Comme il s'agit de mesures ponctuelles, il s'agit en pratique de sommer les bilans, voire de les interpoler afin d'obtenir le bilan de masse total. En pratique cette méthode demande donc un travail de terrain important afin de réaliser la maintenance d'un réseau de balises et de réaliser leurs relevés.

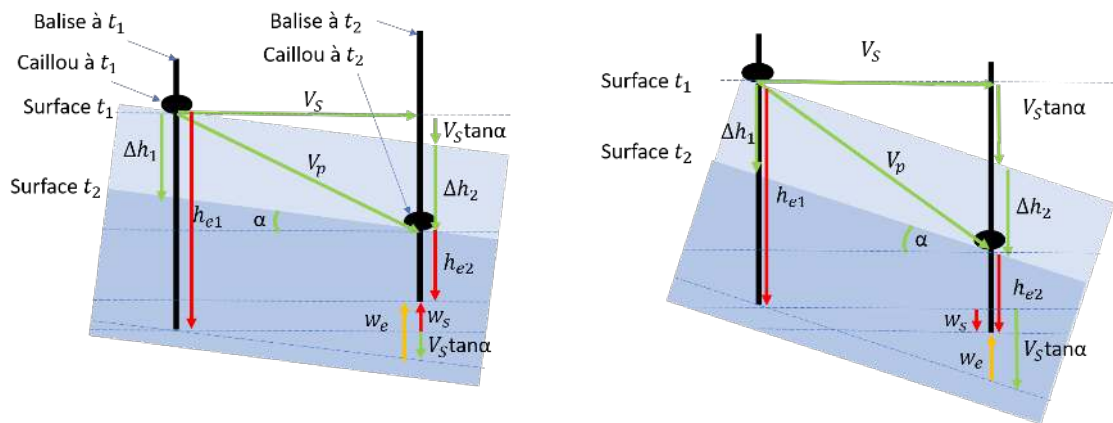


Figure 4.4 – Schémas des différentes vitesses et mesures possibles en zone d'ablation à l'aide de balises ou à l'aide de mesures par GPS ou photogrammétrie, pour une pente faible à gauche et pour une pente plus importante à droite. Les éléments mesurables uniquement par des méthodes intrusives sont en rouge (utilisation de balises), alors que les éléments qui peuvent être mesurables uniquement à l'aide de données de surface sont en vert (mesurable par photogrammétrie). Ces mesures sont utilisées pour réaliser le bilan de masse par la méthode glaciologique.

Méthode géodésique ou photogrammétrique. Comme nous venons de le voir, la variation de hauteur de la surface du glacier n'est pas directement liée au bilan de masse. Il faut tenir compte des transferts de glace à l'intérieur de celui-ci. Cependant, en considérant l'ensemble du glacier, la variation de hauteur du glacier dh_i/dt sur toute sa surface S est égale au bilan de masse total du glacier :

$$\int_S b_i = \int_S \rho_i \frac{dh_i}{dt}. \quad (4.7)$$

La contrainte de cette méthode est d'obtenir les variations de hauteur de façon spatialisée, et ce sur l'ensemble du glacier. C'est donc uniquement à partir d'images de télédétection qu'il est possible de remonter à cette information. Par ailleurs, une hypothèse sur la densité de la glace doit être émise. En zone d'ablation, une masse volumique constante de 900 kg.m^{-3} peut être raisonnablement utilisée (Cuffey et Paterson, 2010), alors qu'en zone d'accumulation la densité de la neige accumulée peut varier à la surface du glacier comme en profondeur.

Méthode par flux. De la même façon que la méthode glaciologique, le bilan de masse est directement lié aux variations de hauteur et au flux de glace. Au lieu de calculer le flux de glace en un point, ce qui nécessite des mesures intrusives pour obtenir la composante verticale de vitesse, il est possible de calculer le flux entre deux sections du glacier. La soustraction du flux amont Q_{amont} et du flux Q_{aval} sommé aux variations de hauteur du glacier dans le temps, donne le bilan de masse entre les deux sections. Cette méthode par flux nécessite de mesurer les vitesses de surface, ainsi que d'utiliser un modèle afin d'extrapoler ces vitesses à travers la profondeur du glacier. De plus, il est nécessaire de connaître la profondeur du glacier sur deux sections au moins, donnée néanmoins difficilement disponible pour l'ensemble des glaciers.

4.3 Validation des données

L'article IV comporte une validation des séries temporelles produites par le dispositif stéréo time-lapse, pour quatre zones du glacier. La validation proposée, basée sur des données de GPS permanents, permet uniquement la comparaison des composantes horizontales du déplacement V_s . La composante verticale n'est pas comparable. En effet, comme le montre la figure 4.4, la composante Z , notée V_Z^{GPS} d'une balise ancrée dans la glace correspond à la vitesse verticale interne du glacier w_s :

$$V_Z^{GPS} = w_s = V_s \tan \alpha + w_e. \quad (4.8)$$

Dans le cas de la mesure par l'image, la composante Z , notée V_Z^{Image} correspond à l'écoulement du glacier selon une certaine pente et à une variation de l'altitude de la surface, elle-même dépendante de l'ablation (bilan de masse) et de la vitesse verticale :

$$V_Z^{Image} = \delta h + V_s \tan \alpha = \frac{b_i}{\rho_i} + w_s. \quad (4.9)$$

Comme nous l'avons vu dans l'article IV, il existe des différences de précision entre les composantes du déplacement mesuré à l'aide de notre dispositif. Ces différences proviennent directement de la géométrie de l'installation des caméras, et de la direction du mouvement de l'objet d'étude. Ainsi, avant d'utiliser les données produites par notre dispositif pour mener des analyses d'ordre glaciologique, il est nécessaire d'évaluer la précision du dispositif selon la composante verticale. De la même façon que pour les composantes horizontales, nous pourrions installer un GPS permanent posé à la surface du glacier, afin de mesurer les mêmes variables que celles mesurées par les images.

En pratique, cette approche n'est pas possible : il est difficile d'installer de manière pérenne un GPS à la surface du glacier, sans que son installation n'influence localement la

fonte. Toutefois, grâce au travail mené par l’Institut des Géosciences de l’Environnement (IGE) et notamment par Christian Vincent, nous disposons de données de positions d’un réseau de balises d’ablation au cours de la saison 2019¹. Ce réseau est composé de plus de 30 balises qui sont réparties dans la zone imagée par les appareils photo. Au cours de l’été et de l’automne 2019, pendant la période où les mesures sont possibles à l’aide de notre dispositif, la position des balises a pu être relevée six fois. Afin d’effectuer cette mesure, la position de la balise à la surface du glacier a été mesurée à l’aide d’un GPS différentiel. Christian Vincent (communication personnelle) évalue l’incertitude de mesure à ± 5 cm. Cette incertitude est une combinaison de l’erreur de mesure du GPS et de la difficulté de mesurer exactement le même point d’une campagne de mesure à l’autre. En relevant directement la position de la balise à la surface du glacier au cours du temps la mesure est directement comparable à celle obtenue par analyse d’images ($V_Z^{Image} = V_Z^{Balise}$). La comparaison s’appuie sur la stratégie décrite dans l’article II, initialement utilisée pour la comparaison des déplacements stéréo et les mesures ponctuelles par GPS de la position de blocs à la surface du glacier rocheux du Laurichard.

Nous avons donc d’abord calculé un champ de vecteurs déplacements sur l’ensemble du glacier aux mêmes dates que les relevés GPS, puis nous avons moyenné les vecteurs dans un rayon d’un mètre (projeté dans le plan du référentiel géographique des données GPS) autour de chaque balise. Sur les six relevés effectués entre juillet et novembre 2019, seulement quatre sont utilisés afin de produire deux couples de déplacements. Nous avons privilégié les couples de relevés les plus proches dans le temps pour obtenir des champs de vecteurs les plus robustes (voir article IV). Ainsi le premier couple est entre le 25 juillet et le 11 août et le second entre le 4 et le 23 octobre. Les résultats des comparaisons pour chacune des composantes et la norme du déplacement pour les deux couples de déplacements, sont présentés dans les figures 4.5 et 4.6.

A première vue, la distribution spatiale de la norme des déplacements n’est pas la même entre les mesures GPS et stéréo. Les données GPS montrent des vitesses plus importantes à l’amont et en rive droite, alors que les données stéréo semblent indiquer une vitesse plus importante au centre du glacier. On peut ainsi observer des écarts de plus de 50 cm (15-20%) entre les deux moyens de mesure. Lorsque l’on décompose la comparaison selon les trois composantes X , Y et Z (avec X pointant vers l’est, Y vers le nord et Z vers le haut), on peut expliquer cette différence de répartition spatiale des vitesses. Selon les composantes X et Z , la distribution spatiale semble identique pour les deux moyens de mesure, alors qu’elle diffère pour la composante Y . On observe que dans le cas stéréo, le champ de vecteurs est plus bruité selon cette composante et qu’il semble plus difficile de capter la dynamique spatiale de la scène. Cette plus grande incertitude sur les déplacements selon cet axe a déjà pu être observée lors de l’analyse temporelle des déplacements stéréo dans le cadre de l’article IV. Ce phénomène peut s’expliquer par le positionnement des appareils photo. Comme le montre la figure 1.14, l’axe de visé des appareils est majoritairement orienté selon l’axe Y , or c’est selon la profondeur que l’erreur stéréo est la plus grande. Pour les deux couples de déplacements, nous avons reporté la différence moyenne et l’écart type entre la mesure GPS et la moyenne des vecteurs stéréo dans un rayon d’un mètre autour de chaque balise. Ces résultats sont présentés dans les tableaux 4.1 et 4.2.

1. Réseau de balise installé et maintenu à l’aide d’un financement de l’Observatoire Des Sciences et de l’Univers de Grenoble (OSUG) et de l’institut des sciences de l’univers (INSU-CNRS) dans le cadre du projet GLACIOCLIM (Les GLACIers, un Observatoire du CLIMat), avec un financement additionnel de l’agence nationale de la recherche via le projet SAUSSURE (Sliding of glACIers and sUBglacial water preSSURE, ANR 18 CE1 0015 01)

Avec des écarts entre les deux moyens de mesure de l'ordre de l'incertitude de la mesure GPS, selon les dimensions X et Z , il semble envisageable de réaliser une analyse temporelle plus poussée des déplacements selon la verticale. Concernant le déplacement selon l'axe Y , nous verrons par la suite qu'il est corrélé au déplacement selon X dans le temps. Cela signifie que la direction du déplacement du glacier ne change pas au cours du temps. Ainsi, il est envisageable de déduire la composante Y de la mesure de la composante X du déplacement

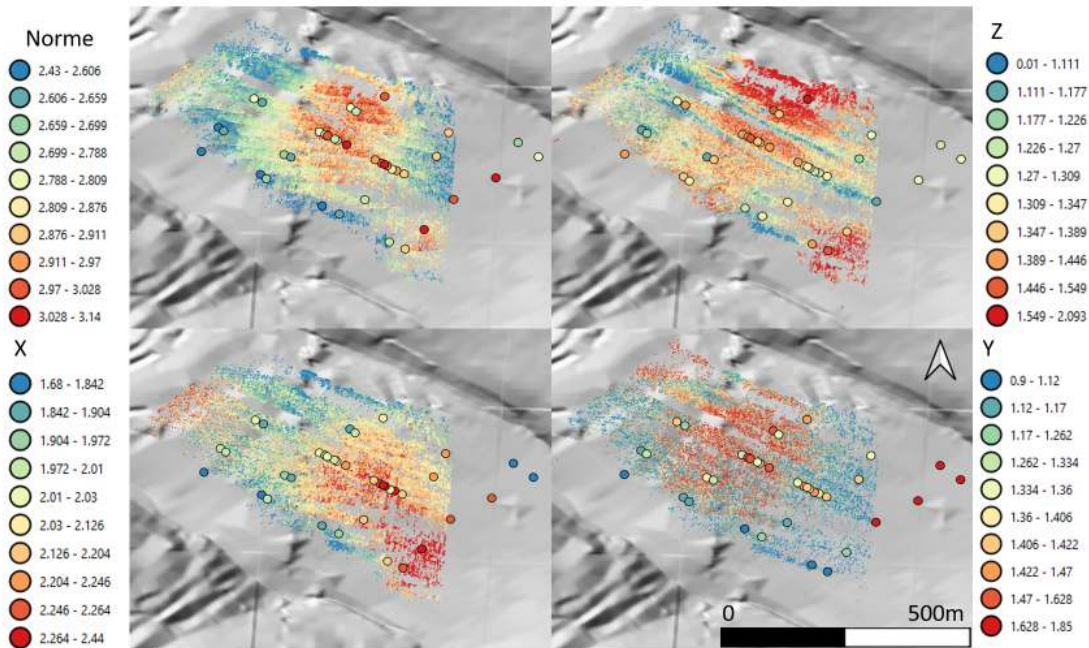


Figure 4.5 – Comparaison du déplacement de la surface du glacier d'Argentière du 25 juillet au 11 août 2019, pour différents moyens de mesure. Le déplacement stéréo est représenté en fond, alors que la mesure des balises par GPS est présentée par les points de contour noir. L'échelle des couleurs est similaire pour les valeurs stéréo et pour les valeurs GPS, mais varie par contre d'une carte à l'autre. La localisation de la zone d'étude est présentée dans la figure 1.14 (focale de 50mm).

4.4 Bilan de masse journalier

4.4.1 Méthodes

Comme nous l'avons vu dans la section 4.2, notamment à travers l'équation 4.6 et la figure 4.4, il n'est pas possible de mesurer le bilan de masse en un point du glacier à l'aide uniquement de mesures non intrusives. Il est nécessaire de connaître le terme correspondant à la vitesse verticale interne du glacier w_s (voir équation 4.9). Les autres variables peuvent se déduire de mesures par le dispositif stéréo time-lapse : la vitesse de surface horizontale V_s correspond à la vitesse mesurée selon le plan XY , la pente locale α peut se déduire des modèles 3D obtenus à chaque date à l'aide des vues gauche et droite,

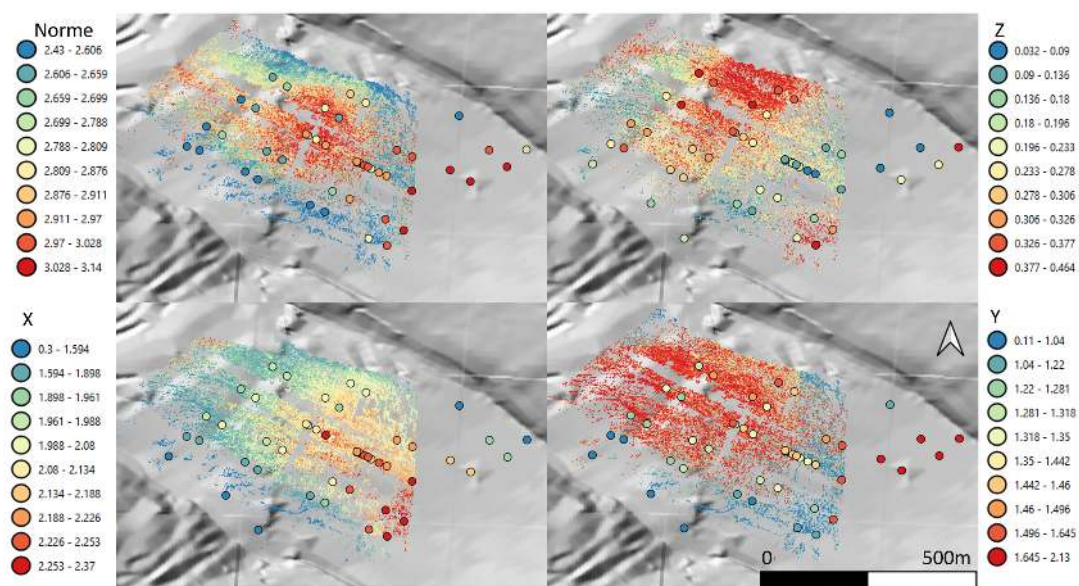


Figure 4.6 – Comparaison du déplacement de la surface du glacier d’Argentière du 4 au 23 octobre 2019, pour différents moyens de mesure. Le déplacement stéréo est représenté en fond, alors que la mesure des balises par GPS est présentée par les points de contour noir. L’échelle des couleurs est similaire pour les valeurs stéréo et pour les valeurs GPS, mais varie par contre d’une carte à l’autre.

	Différence moyenne	Écart type des différences
X (Est)	-2 cm	13 cm
Y (Nord)	-25 cm	33 cm
Z (Altitude)	-4 cm	8 cm
Norme	40 cm	19 cm

Tableau 4.1 – Statistiques sur la différence entre les mesures GPS et les mesures stéréo du déplacement du glacier d’Argentière entre le 25 juillet et le 11 août 2019, pour les différentes composantes du mouvement et pour sa norme.

	Différence moyenne	Écart type des différences
X (Est)	-5 cm	10 cm
Y (Nord)	-8 cm	40 cm
Z (Altitude)	-0 cm	22 cm
Norme	17 cm	28 cm

Tableau 4.2 – Statistiques sur la différence entre les mesures GPS et les mesures stéréo du déplacement du glacier d’Argentière entre le 4 et le 23 octobre 2019.

et la variation d'altitude de surface δh se déduit de la composante Z de la vitesse, de la vitesse de surface V_s et de la pente locale α . En combinant des mesures de GPS permanents sur des pieux ancrés dans la glace à des mesures par stéréo time-lapse, il est possible de calculer le bilan de masse puisque la composante Z du déplacement mesuré par GPS correspond au déplacement vertical interne du glacier w_s . Le couplage de ces deux moyens de mesure permet donc de déterminer le bilan de masse du glacier à l'échelle journalière de début juillet à fin octobre. Pour toutes ces variables, on parlera de vitesse quand on s'intéressera à l'évolution du bilan de masse au cours du temps db/dt , et de déplacement pour les bilans de masse relatifs entre deux dates. Comme nous l'avons vu dans l'article IV, grâce au travail mené par Andrea Walspersdorf et son équipe au laboratoire ISTerre, nous disposons de mesures de GPS permanents sur toute la saison 2019. Avant de présenter les résultats du bilan de masse relatif du glacier en plusieurs points (là où des données GPS sont disponibles) au cours de l'été et de l'automne 2019, nous proposons de détailler les traitements effectués pour obtenir chacun des termes de l'équation 4.6.

Déplacement et vitesse de surface V_s . Concernant les déplacements de surface, nous utilisons directement les données GPS, en prenant les composantes horizontales du déplacement. Cependant, à cause des besoins réguliers de maintenance des installations, notamment pour ré-ancrer les mâts au fur et à mesure qu'ils émergent, il existe des périodes sans données. Afin de combler ces données manquantes, nous proposons de les interpoler en faisant une hypothèse de vitesse constante et en appliquant la vitesse moyenne calculée sur les 10 jours suivants la réinstallation. Il est préférable d'utiliser la vitesse après intervention sur le terrain, car celle avant intervention peut être affectée par des perturbations liées à un mât mal ancré. Selon les GPS, ces trous dans les données peuvent intervenir jusqu'à quatre fois dans la série de mesure, pour des durées allant de deux jours à plus d'une semaine. Nous préférons utiliser la donnée de déplacement provenant des GPS plutôt que celle des appareils photo, car celle-ci est moins bruitée (voir article IV).

Déplacement et vitesse verticale w_s . Là aussi nous utilisons directement la mesure GPS (composante verticale) en réalisant les mêmes hypothèses et traitements pour combler les données manquantes que pour le déplacement de surface. Notons que sur un GPS, la mesure du déplacement vertical est fortement influencée par une mauvaise installation du mâts en début de saison. En effet, l'installation consiste à forer un trou dans la glace, puis d'y insérer le mât. Cependant, si le mât n'est pas inséré jusqu'au fond du trou de forage, celui-ci peut glisser lentement lors de la fonte des parois du trou. Si ce phénomène intervient sur une large hauteur et une longue période de temps, il devient difficile d'exploiter la donnée.

Pente locale α . Il est important de déterminer la pente locale selon la direction de déplacement du glacier. Afin de déterminer cette direction nous utilisons la direction moyenne sur toute la saison calculée à l'aide de la vitesse de surface V_s , mesurée avec des GPS. La donnée stéréo pourrait être utilisée, mais l'incertitude plus grande sur la direction Y pourrait venir fausser la direction. Ensuite, pour chaque paire stéréo de la série d'images, nous utilisons les reconstructions 3D générées, pour estimer un plan moyen autour de la position du GPS. Cette estimation est faite par moindres carrés. Pour ne pas être sensibles à des erreurs de modèles 3D, nous moyennons sur la saison l'ensemble des plans. Le plan résultant est utilisé pour calculer une donnée de pente locale suivant la direction d'écoulement.

Variation d'altitude de la surface δh . Pour calculer les variations d'altitude de la surface nous utilisons la composante Z du déplacement calculé à partir du dispositif stéréo time-lapse, à laquelle nous retranchons la composante venant du déplacement de surface selon une certaine pente. Nous utilisons les méthodes décrites précédemment pour le calcul du déplacement de surface et de la pente locale.

4.4.2 Données

Données GPS. Pour réaliser cette analyse du bilan de masse relatif (perte de masse relativement à la date de début de mesure), nous disposons de cinq GPS à la surface du glacier. Les GPS se situent sur une même ligne d'écoulement et sont visibles dans les images (voir figure 4.7). Comme évoqué précédemment, il est nécessaire de réaliser une maintenance régulière des installations afin d'obtenir des séries temporelles complètes sans biais dans les mesures. Avant d'utiliser les données pour réaliser des interprétations glaciologiques, il est nécessaire de valider la donnée. Comme première validation, nous proposons de calculer des séries temporelles de vitesse à partir des déplacements mesurés par GPS. Cette série de vitesse est calculée en effectuant une régression linéaire sur les déplacements d'une fenêtre maximale de 30 jours pour chacun des pas de temps. Cette fenêtre temporelle pourrait être plus faible, mais elle correspond à la fenêtre temporelle utilisée dans l'article IV et permet un résultat suffisamment lissé pour exploiter les données des déplacements mesurés par stéréo. Les résultats de ces séries temporelles de vitesses sont présentés dans la figure 4.8, pour les composantes X et Y de chacun des 5 GPS.

Pour le GPS 3, on observe une dynamique différente des autres GPS. Pour analyser plus en détail ces différences, la vitesse selon l'axe X est représentée en fonction de la vitesse selon Y (figure 4.9). Pour l'ensemble des GPS, à l'exception du GPS numéro 3, il y a corrélation entre la vitesse selon X et selon Y . Ceci est le signe que la direction de l'avancée du glacier ne change pas au cours du temps. Pour le GPS numéro 3 cette corrélation n'est pas présente, certainement dû à une erreur de mesure causée par un problème matériel venant du mât utilisé pour supporter le GPS. Il est donc préférable d'exclure les données provenant de ce GPS pour la suite des analyses. Enfin, pour les GPS restants, nous proposons de tracer l'évolution du déplacement vertical du GPS au cours du temps (ce qui correspond au terme w_s). Ce graphique est présenté dans la figure 4.10.

Nous pouvons constater que le GPS numéro 4 présente un déplacement vertical non cohérent avec celui des autres GPS et notamment une accélération forte avant une période d'interruption de mesures. Cette accélération est probablement expliquée par un glissement du mât le long de son trou de forage. Il est aussi préférable d'écarter ces mesures pour les analyses. On note un comportement similaire pour le GPS numéro 2, mais de moindre mesure. Ces données GPS permettent des mesures précises à une fréquence temporelle élevée, mais cela nécessite un travail de terrain conséquent pour sa maintenance, ainsi qu'une instrumentation minutieuse afin de disposer de séries temporelles complètes sans données manquantes. Ainsi, sur les 5 GPS permanents, seuls trois présentent des données exploitables sur l'ensemble de la saison.

Données stéréo time-lapse. Comme mentionné dans l'article IV, nous avons calculé des séries temporelles de déplacements relatifs pour des zones centrées sur les positions des GPS. Les paramètres de traitements et les résultats pour les composantes horizontales sont présentés dans l'article IV. La composante verticale du déplacement mesuré n'a pas été présentée dans l'article, puisque nous ne disposons pas de données de validation à la même fréquence temporelle. En effet, cette composante est liée à la variation d'altitude δh



Figure 4.7 – Localisation des zones de traitements. En vert, celles sur le glacier, centrées autour de la position des GPS. En rouge, la zone de validation.

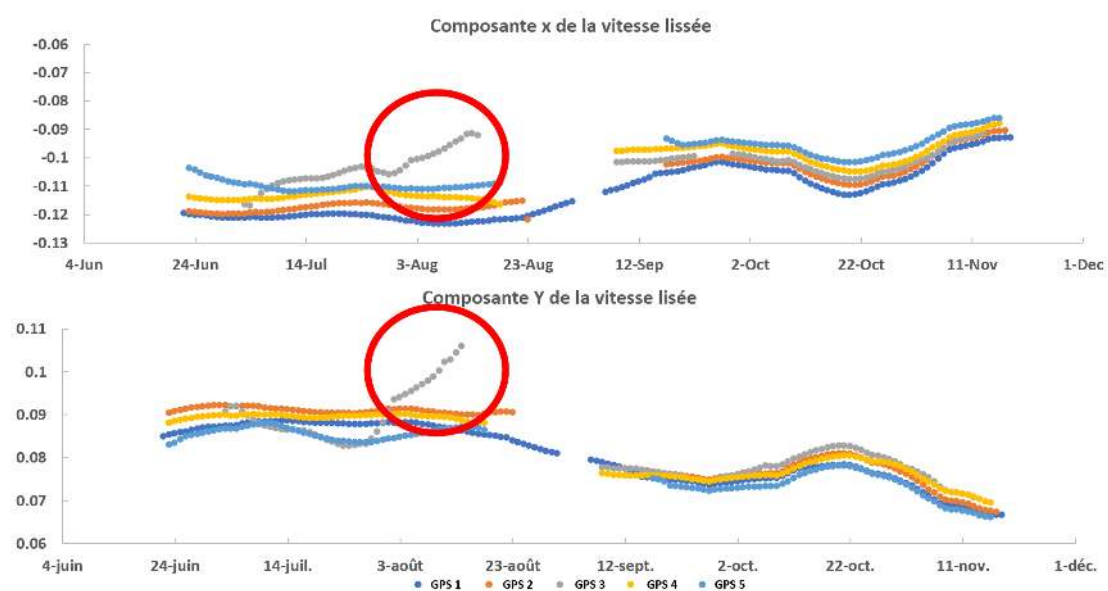


Figure 4.8 – Vitesse horizontale moyennée sur une fenêtre maximale d'un mois par régression linéaire du glacier d'Argentière mesurée par GPS. Les cercles rouges indiquent un comportement différent du GPS numéro 3 par rapport aux autres GPS.

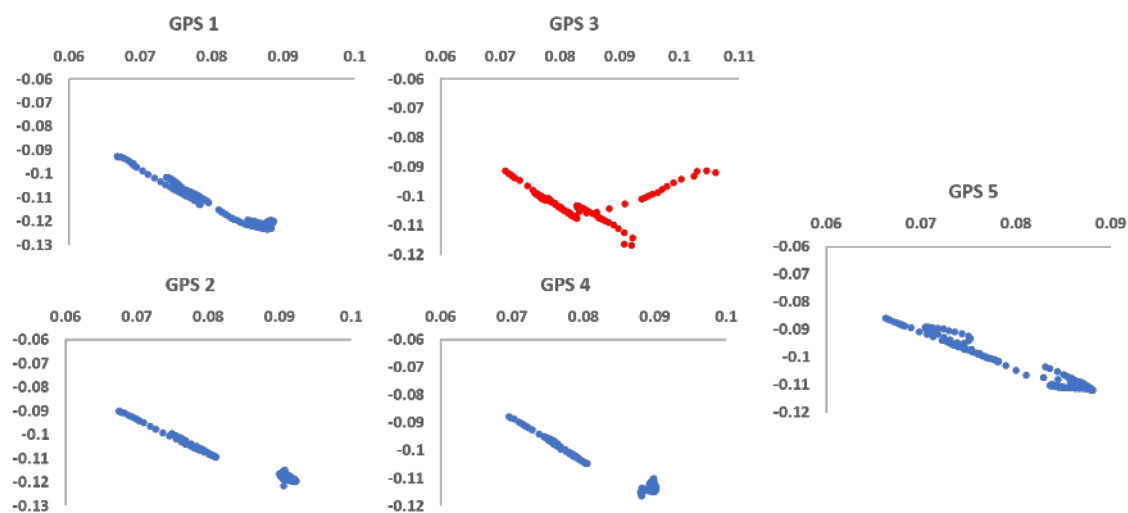


Figure 4.9 – Vitesse selon X en fonction de la vitesse selon Y pour chacun des GPS. Le GPS 3 est le seul ne présentant pas une corrélation entre les deux variables.

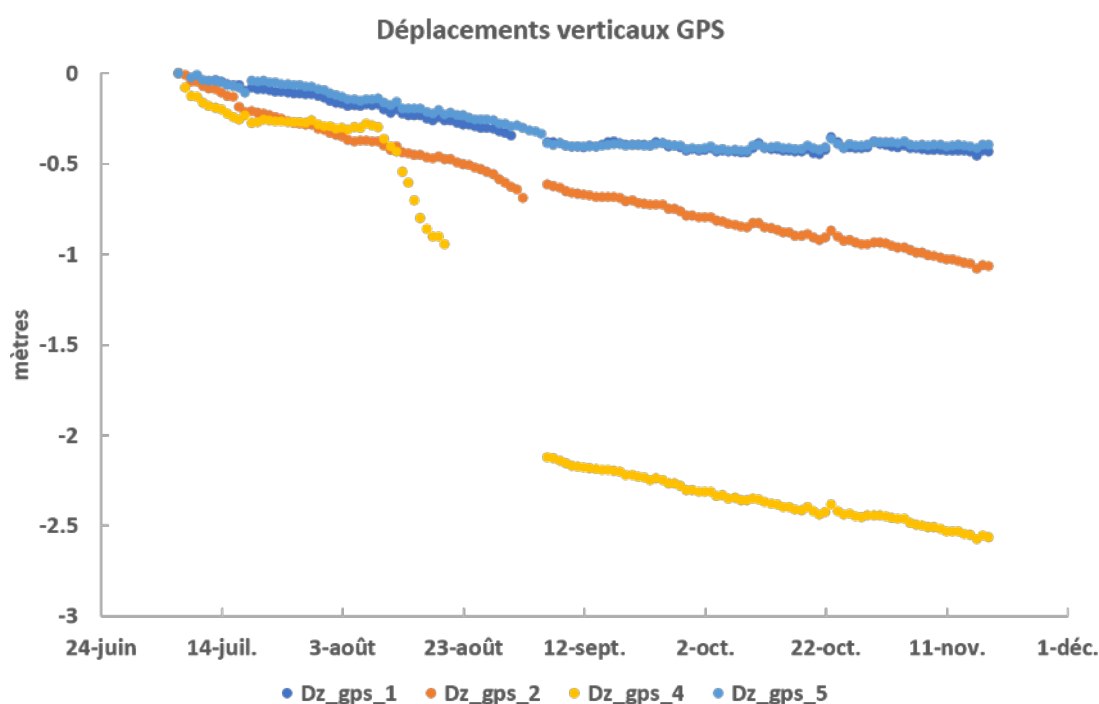


Figure 4.10 – Déplacements verticaux enregistrés par les GPS installés à la surface du glacier d'Argentière.

de la surface et au déplacement de surface V_s selon une pente α . La composante verticale, mesurée pour chacune des zones, est présentée dans la figure 4.11. Le déplacement vertical semble cohérent : les vitesses sont plus importantes durant l'été lorsque les températures sont les plus élevées et l'ablation la plus forte et un ralentissement à l'automne lorsque les températures diminuent.

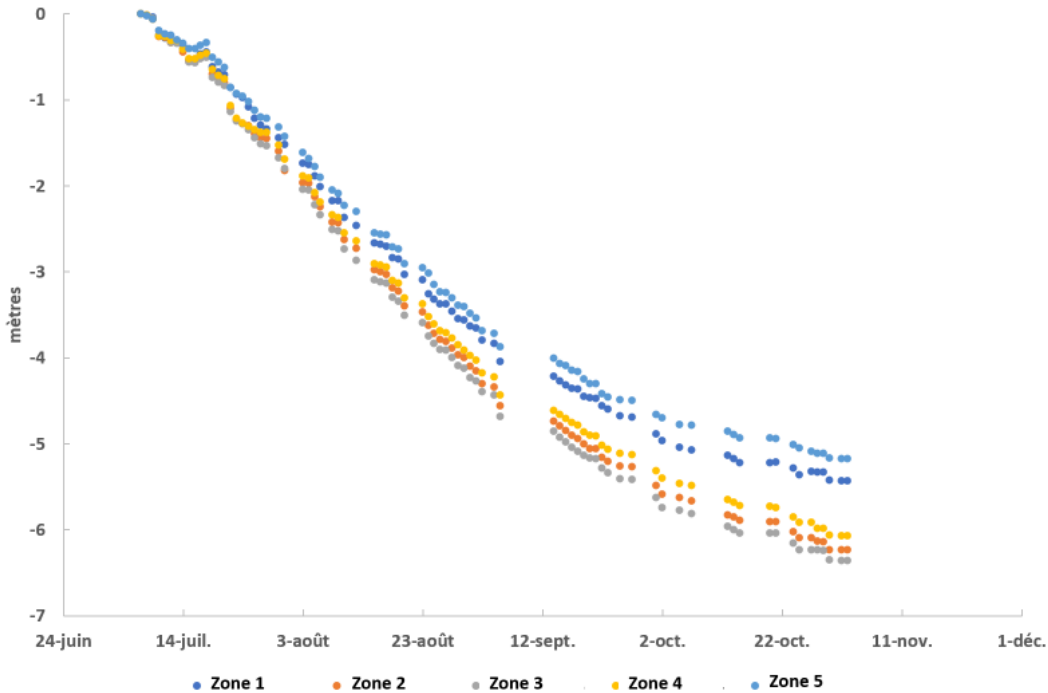


Figure 4.11 – Déplacements verticaux mesurés par le dispositif stéréo time-lapse, autour des cinq GPS installés sur le glacier d'Argentière.

4.4.3 Résultats

Nous disposons donc de trois zones pour lesquelles nous avons l'ensemble des variables de l'équation 4.6 du bilan de masse. Il nous est donc possible de calculer un bilan de masse journalier relatif à la première date de mesure : ici le 6 juillet 2019. Nous pouvons donc visualiser à la fois le bilan de masse, mais aussi chacune des variables intervenant dans son calcul, comme illustré dans la figure 4.12. Sur la période du 6 juillet au 1er novembre 2019, les résultats montrent que le glacier a perdu entre 4.7 m et 5 m de glace. Sur cette période, le bilan de masse dépend à 80% de la variation d'altitude de la surface et à 20% de la vitesse d'émergence. Il est donc essentiel de tenir compte de cette vitesse dans le calcul du bilan de masse, des mesures non intrusives ne suffisent pas au calcul du bilan de masse. Afin de valider ces bilans de masse, il est possible d'utiliser les mesures réalisées sur le réseau de balises d'ablation présenté dans la section 4.3. Pour chacune des balises du réseau, à chaque date, la hauteur émergée de la balise est relevée, puis le bilan de masse entre deux dates est donné par la différence de hauteur. L'altitude de la surface est également mesurée à chaque relevé, ce qui permet, par différence avec le bilan de masse,

d'obtenir le déplacement vertical interne du glacier.

Nous avons donc utilisé les balises d'ablation les plus proches des GPS permanents et comparé les bilans de masse ainsi que les variations d'altitude. Pour la première zone, la balise la plus proche se situe à 34 m, pour la seconde à 0.7 m et la cinquième zone la balise la plus proche est située à 16 m. Par ailleurs, la date de référence diffère entre les mesures continues (GPS et stéréo) et les mesures ponctuelles. Le relevé le plus proche de la date de début des données stéréo et GPS a eu lieu deux jours avant. La comparaison entre les bilans de masse ponctuels et continus est présentée dans la figure 4.13. Les différences entre ces mesures du bilan de masse, de la composante V_Z^{Image} et V_Z^{Balise} et du déplacement vertical du glacier W_s (V_Z^{GPS}) sont reportés sous forme de différence moyenne et d'écart types de ces différences dans le tableau 4.3. Une partie des différences peut s'expliquer par l'écart de deux jours entre les dates de référence et la distance entre les points de mesures. Enfin l'écart type des différences entre les mesures est du même ordre de grandeur que la précision de la mesure GPS ponctuelle. Cependant, si les écarts types des différences semblent être du même ordre de grandeur (quelques centimètres), cette variabilité des mesures représente un pourcentage plus fort pour la vitesse verticale. En prenant la valeur maximale du déplacement vertical, l'écart type des différences représente plus de 16%, contre 1% pour la composante Z du déplacement de surface et 8% pour le bilan de masse.

	Moyenne des différences	Ecart type des différences
Bilan Zone 1	-30.4 cm	3.6 cm
Z Zone 1	-14.4 cm	8.1 cm
Ws Zone 1	16.1 cm	6.4 cm
Bilan Zone 2	-22.4 cm	9.6 cm
Z Zone 2	-32.4 cm	4.6 cm
Ws Zone 2	-10 cm	9.2 cm
Bilan Zone 5	-68.7 cm	8.2 cm
Z Zone 5	-84.7 cm	9 cm
Ws Zone 5	-16 cm	4.6 cm

Tableau 4.3 – Différences entre les mesures ponctuelles de balises d'ablation et la mesure continue à l'aide des GPS et du dispositif stéréo time-lapse. L'analyse porte sur 5 dates.

Disposant d'une série temporelle de bilans de masse relatifs sur l'ensemble de la saison, il est possible de calculer les vitesses associées, c'est-à-dire exprimer le bilan de masse en perte de glace journalière. De la même façon que pour les vitesses de surface, nous proposons de moyenniser la vitesse verticale des GPS ainsi que celle obtenue par stéréo sur une durée maximale d'un mois, par régression linéaire sur cette période. La vitesse de chacune des variables est présentée dans la figure 4.14. On observe le même comportement du glacier pour l'ensemble des trois zones, avec une accélération de la fonte durant le mois de juillet, une légère décélération durant le mois d'août, suivie d'une décélération forte au mois de septembre juste après les premières chutes de neige de début septembre et avant une stabilisation au mois d'octobre. La variation d'altitude de la surface suit le même comportement. Concernant la vitesse verticale, celle-ci décélère à l'automne. Il est possible de hiérarchiser les contributions de chacune de ces variables au bilan de masse en exprimant les rapports entre la différence des vitesses minimums et maximums de chacune

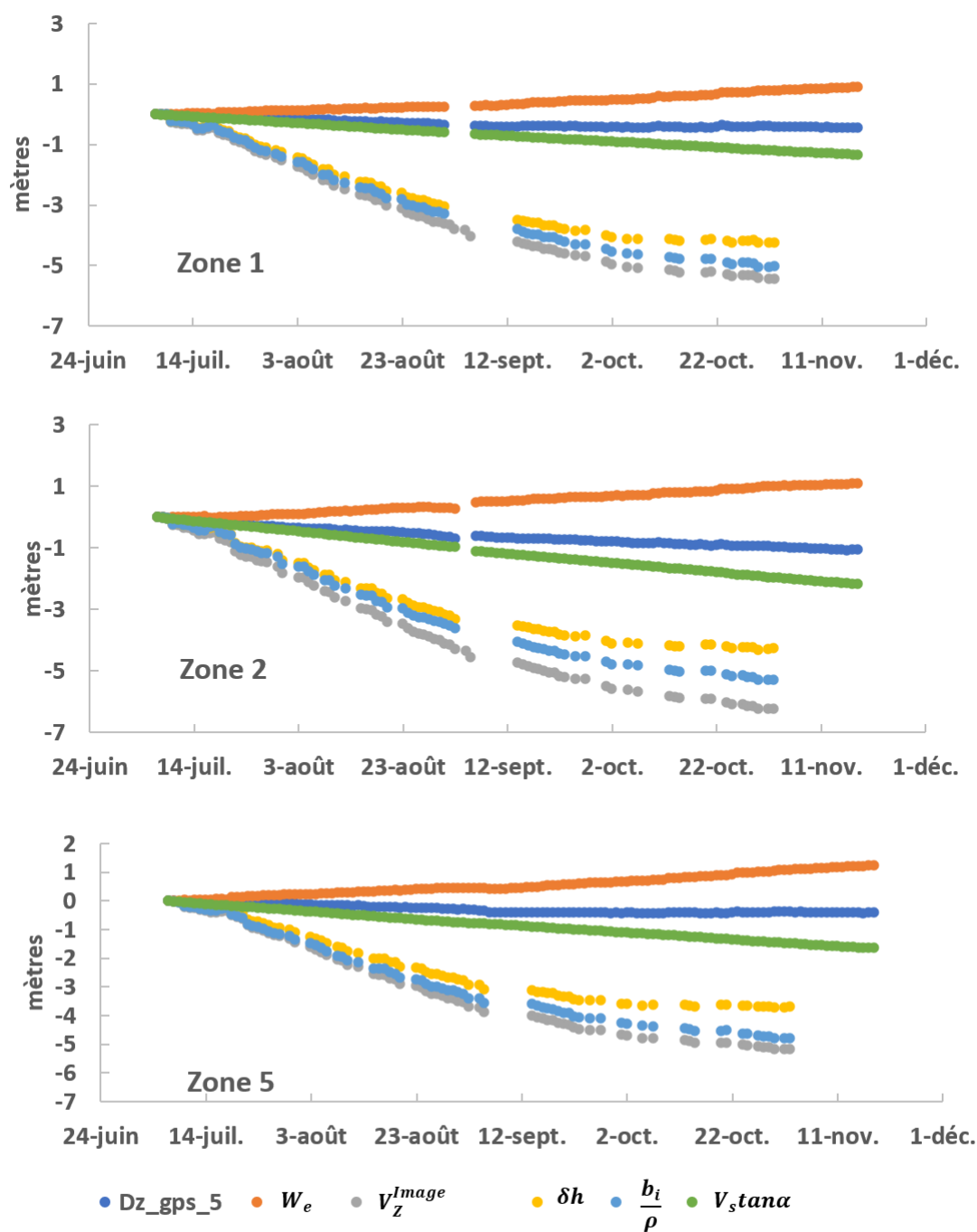


Figure 4.12 – Bilan de masse et contribution de chacune des variables à celui-ci pour trois zones autour des GPS installés sur le glacier d’Argentière.

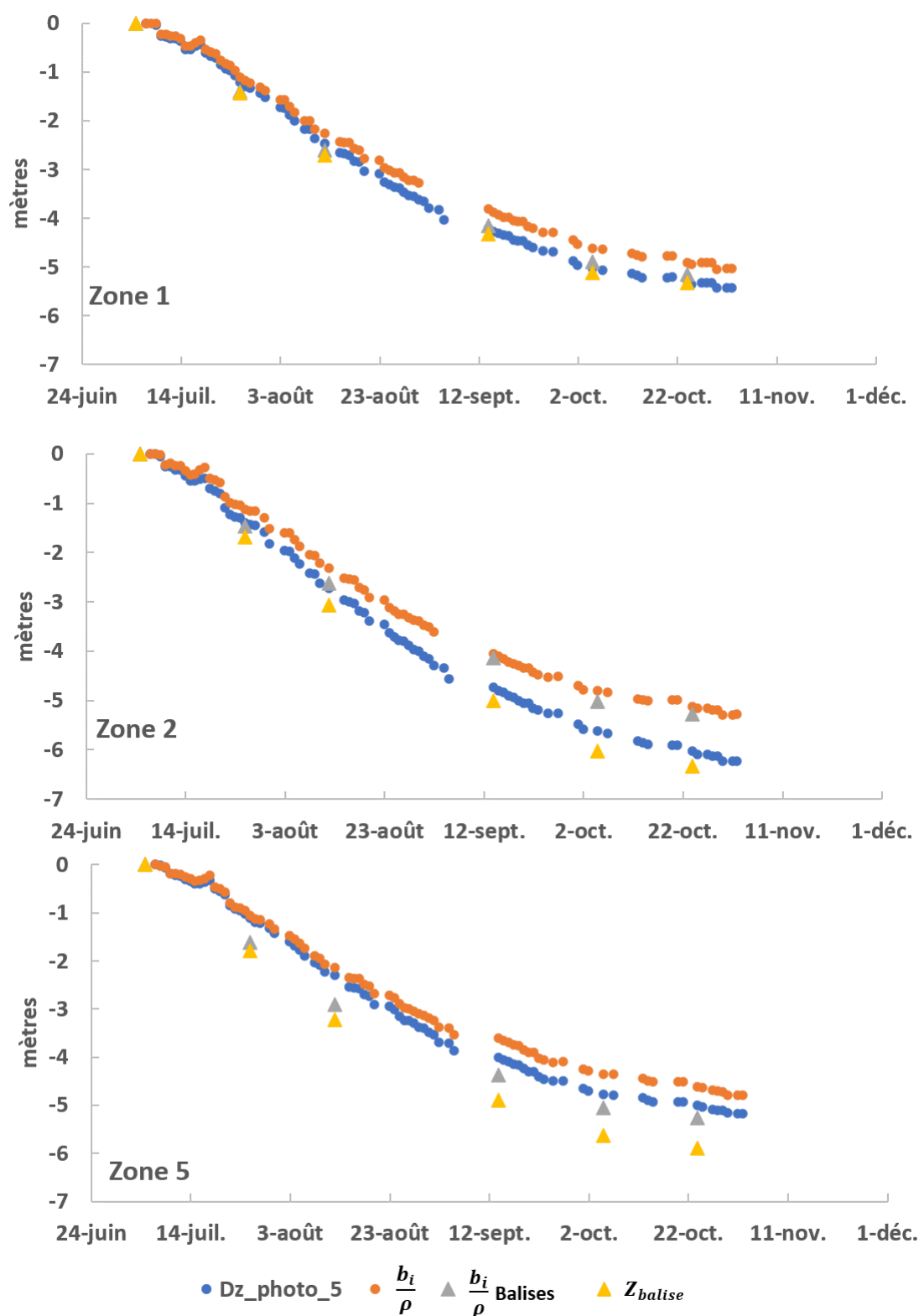


Figure 4.13 – Comparaison des bilans de masse et de la perte d'altitude de surface entre une mesure basée GPS/stéréo et des relevés de balises.

des variables et la différence des vitesses minimums et maximums de la vitesse de fonte (bilan de masse). Ainsi, la différence des vitesses pour le bilan de masse de la zone 2 est de 6.6 cm/j (min -1.2 cm/j, max -7.8 cm/j). Pour l'altitude de la surface, cette différence est de 4.1 cm/j, soit 62% de la différence maximale de vitesse de fonte. Pour la vitesse de surface selon la pente on obtient 6% et 22% pour la vitesse verticale. Il est donc possible d'expliquer 78% des variations de vitesse de fonte par des mesures photogrammétriques. On retrouve les mêmes pourcentages que pour le bilan de masse relatif.

4.5 Conclusion

À travers cette expérimentation visant à combiner des mesures de GPS in-situ et des mesures photogrammétriques, nous avons pu montrer qu'il est possible de calculer un bilan de masse au pas de temps journalier ainsi que chacune des variables y contribuant. Les mesures ont pu être validées à l'aide d'un réseau de balise d'ablation, pour lesquelles l'ensemble des variables a pu être relevé six fois sur la période de mesure. Les mesures obtenues sont du même ordre de grandeur, mais soulignent la variabilité spatiale du bilan de masse. La décomposition du bilan de masse par ses composantes (variation de l'altitude de la surface, déplacement vertical du glacier et vitesse horizontale selon la pente) a pu montrer que 80% du bilan de masse est expliqué par des mesures qui peuvent être réalisées de manière non intrusive (comme par exemple uniquement à l'aide du dispositif stéréo time-lapse). Les 20% restants viennent du déplacement vertical interne du glacier qui ne peut être mesuré que de façon intrusive.

On retrouve la même répartition concernant les vitesses de fonte au cours de la saison. Il est donc nécessaire de connaître la vitesse verticale du glacier au cours du temps pour calculer à la fois le bilan de masse et son évolution au cours du temps. De futurs travaux pourraient s'intéresser à l'extrapolation spatio-temporelle de mesures ponctuelles de cette vitesse, afin d'obtenir une estimation du bilan de masse du glacier de façon spatialisée uniquement à l'aide du dispositif stéréo time-lapse. Il faudrait être en mesure de caractériser le nombre de points de mesure ainsi que la fréquence des relevés nécessaires pour obtenir une mesure du bilan de masse avec une incertitude inférieure à un certain seuil. Par ailleurs, il serait intéressant de caractériser l'évolution de ces vitesses verticales d'année en année, pour éventuellement pouvoir extrapoler ces mesures à des années ultérieures.

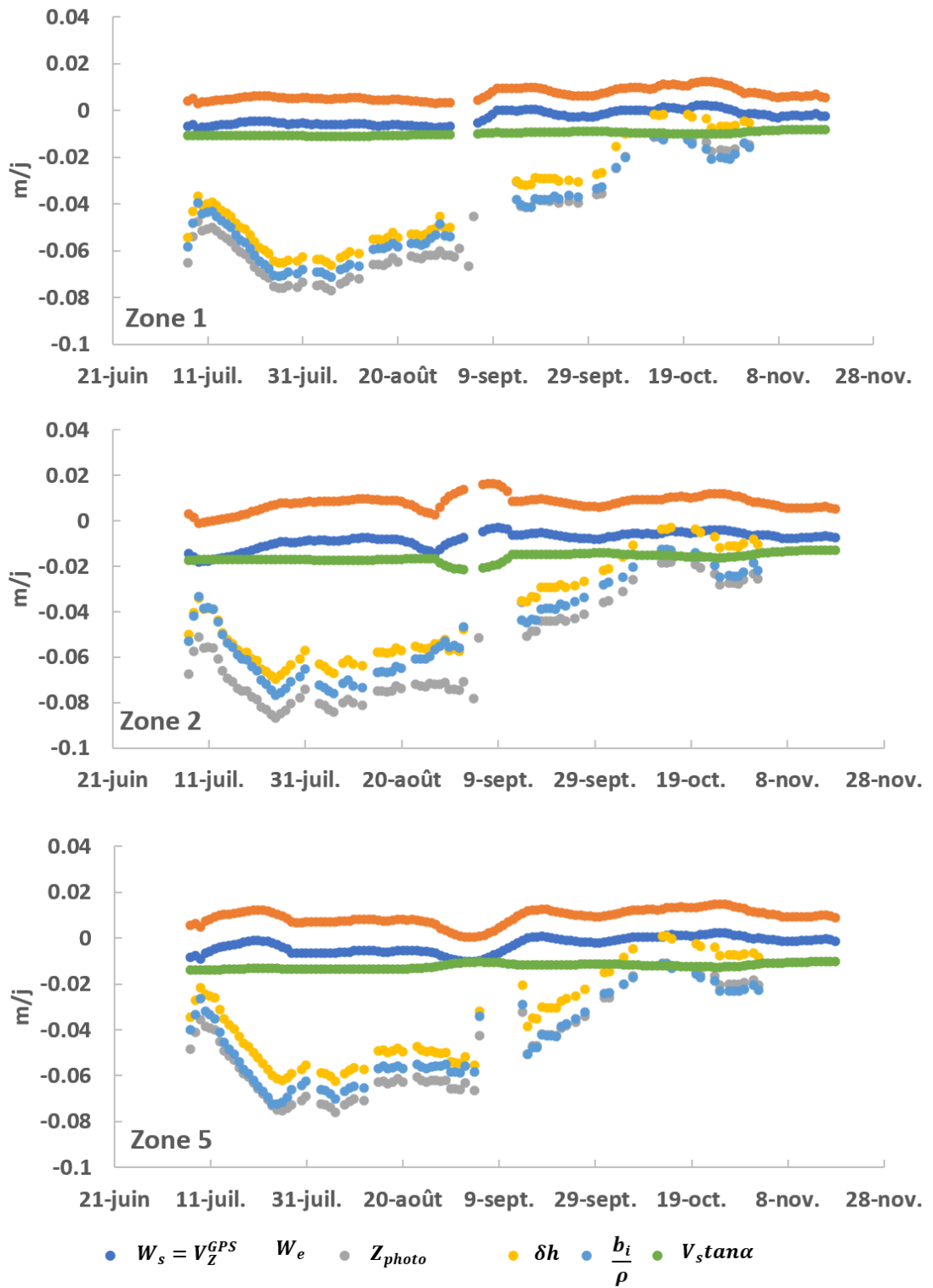


Figure 4.14 – Vitesse moyennée sur un mois des variables impactant le bilan de masse pour trois zones du glacier centrées sur la position d'un GPS permanent.

Conclusion et perspectives

L'étude des mouvements gravitaires en milieu de montagne fait face à de nombreux enjeux, notamment l'amélioration de la connaissance, les problématiques opérationnelles de protection des populations et infrastructures, la gestion de la ressource en eau dans le cas des glaciers, etc. Afin d'y répondre, les scientifiques et les gestionnaires utilisent différentes méthodes permettant d'acquérir de la donnée, pour mieux comprendre le phénomène observé, modéliser son comportement ou anticiper des événements. Le panel de méthodes existantes est très large de manière à s'adapter à l'objet d'étude, à l'objectif à atteindre et au budget alloué pour réaliser des mesures. Une des variables d'intérêt est notamment le déplacement et les changements s'opérant à la surface de l'objet d'étude. Afin de réaliser ces mesures, il existe plusieurs méthodes et instruments. Cependant, il est difficile de disposer d'un moyen de mesure permettant d'obtenir à la fois une donnée spatialisée, une résolution temporelle élevée, demandant peu de maintenance sur le terrain et à faible coût. C'est pourquoi nous avons développé un nouvel outil basé sur un dispositif stéréo time-lapse. Composé de deux appareils photo fixes, le système enregistre de façon automatique des images depuis deux points de vue différents et effectue de façon quasi-automatique les traitements pour aboutir à des séries de données sur les variables d'intérêt. À travers cette thèse, nous avons pu détailler les méthodes permettant d'exploiter les images issues du dispositif, afin d'effectuer un suivi de mouvements gravitaires. Ces méthodes ont pu être validées sur deux sites d'études différents : le glacier d'Argentière et le glacier rocheux du Laurichard. Nous précisons ici l'apport et les perspectives du dispositif stéréo time-lapse pour la quantification à haute résolution spatio-temporelle des mouvements de versants.

Apports méthodologiques

Dans le chapitre 2, nous avons présenté un enchaînement de méthodes permettant de calculer des modèles 3D et des champs de déplacements à l'aide de deux paires d'images, issues du dispositif stéréo time-lapse, à différentes dates. Si chacune des méthodes, répondant aux grandes étapes de traitement (calibration, recalage, calcul du déplacement, calcul des modèles 3D), est issue de la littérature, l'enchaînement de celles-ci est original, et permet de répondre à notre problématique. Ainsi, la chaîne de traitement peut se résumer en 4 étapes :

- une calibration d'une paire stéréo de référence ;
- un recalage de l'ensemble des images sur cette paire de référence (ainsi toutes les paires partagent la même calibration) ;
- un calcul des cartes de profondeur à partir des images recalées et de la calibration de référence ;
- le calcul du déplacement entre des images d'une même vue et la projection en trois dimensions à l'aide des cartes de profondeurs correspondantes.

Par ailleurs, nous avons proposé des moyens simples de qualifier les résultats à l'aide uniquement des informations contenues dans les images. Ainsi, les étapes du calcul du déplacement et du recalage peuvent être évaluées en observant le déplacement sur les zones fixes. À partir des données recueillies pour cette thèse sur les deux sites d'étude, nous montrons que le déplacement résiduel sur les zones fixes est inférieur au pixel. Nous avons aussi proposé une méthode permettant de caractériser spatialement la dispersion des cartes de profondeur dans le temps. Cette information spatialisée permet d'obtenir une carte de confiance sur les résultats des champs de vecteurs déplacements. En effet, la dispersion des cartes de profondeurs n'est pas homogène spatialement et dépend de la géométrie de la surface. Ces méthodes ont pu être comparées à des mesures GPS ponctuelles. Ces comparaisons montrent des résultats similaires, avec des écarts proches de l'incertitude des mesures GPS (quelques centimètres). Cette chaîne de traitements semble donc être adaptée pour réaliser un suivi spatialisé des déplacements de la surface des mouvements gravitaires. On notera que cette chaîne semble transposable au suivi de divers mouvements de versants, puisque la chaîne a permis de calculer des déplacements pour les deux sites d'études, sans nécessiter d'adaptation, alors que les deux sites présentent des dynamiques et une apparence différente.

Cependant, il reste des points d'amélioration méthodologique, notamment à travers une sélection automatique des images à traiter et sur l'utilisation du déplacement 3D. Il serait imaginable d'utiliser d'autres méthodes de calcul de flot de scène, afin notamment d'utiliser pleinement la redondance d'information contenue entre deux paires d'images stéréo. Dans la chaîne de méthodes proposée, les correspondances entre les images des vues gauches et droites et les correspondances entre les images d'une même vue, mais séparées dans le temps, sont estimées séparément (voir figure 2.9). Une estimation conjointe de ces correspondances pourrait produire des champs de vecteurs déplacements plus robustes. Cependant, les images à haute résolution utilisées en données d'entrée nécessitent d'utiliser des méthodes efficaces en termes de temps de calcul. En effet, afin de produire des séries temporelles de déplacement, nous avons développé des méthodes demandant de calculer des déplacements entre un grand nombre de couples. Ainsi, il convient de limiter le temps de calcul des déplacements unitaires.

Afin de produire des séries temporelles de déplacements relatifs ou de vitesse, nous avons vu à travers l'article IV, que les méthodes simples n'exploitant pas la redondance entre les couples de paires stéréo, ne permettent pas de réaliser un suivi intra-annuel des sites d'études. Le bruit et les erreurs de mesures dans le calcul des champs de déplacements sont trop importants par rapport à la variation saisonnière des phénomènes étudiés. C'est pourquoi, à travers les articles III et IV, nous avons développé une méthode permettant de combiner l'ensemble des déplacements calculable entre une série de paires d'images. Cette méthode, nommée MMCMS, ou SMMCMS dans sa version glissante, se base sur un filtre médian appliqué à la combinaison de multiples séries temporelles "common master". Cette méthode permet d'obtenir des séries temporelles de déplacements plus robustes au bruit, avec une indication de la dispersion des mesures à chacune des dates. Cette mesure de la dispersion des mesures, à chacune des dates et selon les différentes composantes, peut servir de critère pour l'évaluation de différentes méthodes pour le calcul de déplacement unitaire. Une diminution de cette dispersion indiquera que les méthodes choisies produisent des résultats moins bruités, permettant de détecter des variations plus faibles des vitesses de déplacement. Les méthodes MMCMS et SMMCMS ont pu être comparées à la méthode par inversion que l'on trouve dans l'état de l'art. Notre méthode donne des résultats moins bruités, plus cohérents physiquement et plus proches des mesures sur le terrain, par exemple

celle provenant de GPS permanents, lorsque ces mesures sont disponibles.

En définitive, nous avons proposé une association de méthodes afin d'obtenir des champs de vecteurs déplacement tri-dimensionnels. Ces champs sont ensuite combinés à l'aide d'une méthode originale, permettant d'obtenir des séries temporelles de déplacements relatifs, en surpassant les méthodes existantes. On peut donc conclure que le dispositif stéréo time-lapse associé à cet ensemble de méthodes forment un nouvel outil efficient pour le suivi des mouvements de versants.

Considérations relatives à l'instrumentation

À travers le test de nos méthodes, et la comparaison des résultats à ceux obtenus à l'aide d'autres moyens de mesure, nous avons pu mettre en lumière quelques considérations relatives à l'instrumentation des sites. Une première limitation de l'utilisation d'un dispositif stéréo time-lapse provient des difficultés relatives à son implantation. À travers les exemples du glacier rocheux du Laurichard et du glacier d'Argentière, nous avons vu que l'orientation des caméras par rapport à la surface d'étude et à son mouvement a une influence sur les résultats. Ainsi, l'analyse de la dispersion des cartes de profondeur (voir article II), a pu montrer que celles-ci sont plus stables dans le temps lorsque l'axe de visée des caméras est perpendiculaire à la surface. Lorsque celui-ci est plus tangent, l'erreur d'une carte de profondeur à l'autre peut être de un à plusieurs ordres de grandeur plus importants. Cette erreur est d'autant plus importante lorsque la profondeur présente une forte discontinuité, c'est-à-dire, lorsque des plans éloignés apparaissent proches dans les images. Ces considérations peuvent s'expliquer par la nature des algorithmes utilisés pour le calcul des cartes de profondeur. Il est donc préférable de placer les caméras de façon à ce que leur axe de visée soit perpendiculaire à la surface d'étude. En pratique, il peut être difficile de satisfaire cette contrainte : il faut le plus souvent pouvoir se placer de manière surplombante au site à étudier, ou sur un versant en face du site d'étude.

La comparaison des déplacements obtenus à l'aide du dispositif stéréo time-lapse, à ceux obtenus à l'aide de mesures GPS ponctuelles ou permanentes, a pu montrer une influence de la direction de déplacement par rapport à l'axe de visée des caméras. Ainsi, lorsque le déplacement s'effectue selon l'axe de visée des appareils, celui-ci est plus incertain que lorsqu'il est perpendiculaire. Ce phénomène s'observe dans le cas du glacier d'Argentière : le glacier avance de façon transversale par rapport à l'axe de visée des appareils (voir figure 1.14). La comparaison aux mesures ponctuelles de positions de balises d'ablation (voir section 4.3) et aux données des GPS permanents (voir article IV), a montré une erreur plus importante selon la composante Y , orientée vers le nord, alors que l'axe optique des appareils est majoritairement selon cette composante. Pour les composantes X et Z , les erreurs sont plus faibles. Cela s'explique par la plus grande incertitude sur le calcul des cartes de profondeur, par rapport au calcul des déplacements dans les images. En plus de privilégier une installation perpendiculaire à la surface d'étude, il faut s'assurer que le déplacement ne se fasse pas dans la direction des appareils.

À ces considérations sur l'orientation des appareils photo, il faut ajouter des contraintes de cadrage. Il est nécessaire que la zone d'étude en mouvement soit entourée de zones fixes ne changeant pas ou peu avec le temps. Si ce n'est pas le cas, le recalage pourrait échouer, ou n'être valide qu'à proximité des zones fixes visibles. Si l'étape de recalage échoue, c'est

toute la suite de la chaîne de traitement qui ne pourra fonctionner. En pratique, il peut être difficile de satisfaire à l'ensemble de ces contraintes. La topographie environnante peut ne pas permettre de prendre suffisamment de recul par rapport au mouvement à étudier, ou la nature du terrain peut rendre difficile l'implantation du matériel de manière pérenne et fixe. Pour cela, il serait intéressant de pouvoir modéliser les sources d'erreurs en fonction d'une implantation. Ainsi, il serait possible de savoir à l'avance les variations de mouvements détectables pour une implantation donnée. Pour ce faire, il faudrait étudier l'influence de la distance entre les appareils photo sur le résultat. Si, en théorie, plus les axes de visées des appareils photo sont perpendiculaires entre eux, plus les cartes de profondeurs calculées auront le moins d'erreurs (incertitude sur la triangulation dans l'espace), il existe un seuil, à partir duquel il est plus difficile de déterminer précisément les pixels homologues entre les vues gauche et droite. Cette incertitude sur l'appariement des pixels influence la précision de la localisation du point correspondant dans l'espace. Ce seuil est probablement dépendant de la nature de la surface (fortement texturée, cela peut faciliter l'appariement), mais aussi de la géométrie de l'orientation des axes de visées par rapport à la surface.

Application au suivi du glacier rocheux du Laurichard

Les méthodes développées ont pu être testées sur le glacier rocheux du Laurichard. Le dispositif installé depuis 2016 a pu acquérir plusieurs saisons d'images. Ce glacier ne présente pas d'enjeux opérationnels, mais fait figure de glacier rocheux de référence dans les Alpes françaises. Son suivi régulier depuis les années 80 a permis une amélioration des connaissances sur la dynamique des glaciers rocheux et leur réponse au changement climatique. Jusqu'à maintenant le suivi de son déplacement était réalisé de façon inter-annuelle, à l'aide de levés GPS de blocs à la surface du glacier et de campagnes photogrammétriques ou LiDAR. Ces campagnes demandent un travail de terrain important, ainsi que le transport de matériel conséquent (GPS, trépieds, scanner, batteries, cibles ponctuelles, etc.). À travers l'article II, nous avons montré que le dispositif stéréo time-lapse est capable de produire des champs de vecteurs déplacements, au moins aussi précis que ceux obtenus par corrélation de modèles 3D issus d'acquisitions LiDAR et comparables aux mesures GPS lorsqu'elles sont disponibles. Le suivi inter-annuel en est donc simplifié, en proposant une méthode basée sur du matériel peu onéreux, demandant peu d'interventions sur le terrain et dont le traitement des données est automatique. Ainsi, le temps dégagé peut permettre l'instrumentation et le suivi d'autres sites, pour mener une analyse régionale de l'évolution des déplacements des glaciers rocheux.

D'un point de vue du suivi intra-saisonnier, les résultats montrent qu'il est possible de capter la vitesse moyenne du glacier (autour de 4 mm/j). Cependant, les variations observées autour de cette vitesse, même si elles présentent de la cohérence spatiale, sont proches de l'erreur de mesure. En l'absence de données de validation, il est difficile de conclure sur l'apport de notre dispositif pour le suivi intra-saisonnier. Il serait donc intéressant d'installer des GPS permanents sur une saison afin de valider les mesures.

Application au suivi du glacier d'Argentière

Le glacier d'Argentière est le deuxième site sur lequel le dispositif et les méthodes ont été testés. De la même façon que le glacier rocheux du Laurichard, le glacier d'Argentière est un site suivi depuis plusieurs décennies et fait figure de référence pour l'amélioration de la connaissance sur la dynamique des glaciers. Par ailleurs, ses eaux de fonte sont captées afin de produire de l'énergie hydroélectrique, ce qui ajoute un enjeu économique. Nous avons montré que le dispositif stéréo time-lapse est capable de réaliser un suivi intra-annuel de la surface. Les mesures de déplacements se comparent à celles réalisées ponctuellement ou de façon continue à l'aide de GPS. Il est par exemple possible de capter le ralentissement du glacier qui intervient durant l'automne. En comparaison à la dynamique du glacier rocheux du Laurichard, ce suivi intra-annuel est possible du fait de la plus grande amplitude des mouvements (déplacement autour de 10 cm/jour), même si la résolution est plus faible (10 cm contre 3 cm pour Laurichard). Grâce à ces résultats, nous avons proposé une première application, de façon à calculer le bilan de masse quotidien du glacier en certains points, en combinant les données issues du dispositif stéréo time-lapse et les données de GPS permanents mesurant la vitesse verticale interne du glacier. Les résultats sont comparables aux bilans de masse mesurés ponctuellement à l'aide de balise d'ablation. Cette mesure quotidienne a pu mettre en lumière la contribution des différentes variables au bilan de masse et à ces variations. Dans les deux cas, les seules mesures issues du dispositif stéréo time-lapse (déplacement horizontal et variation d'altitude de la surface) permettent d'expliquer 80% du bilan de masse et ses variations, alors que la vitesse d'émergence ne représente que 20%. Une étude complémentaire pourrait déterminer la fréquence spatio-temporelle des mesures de la vitesse verticale nécessaires pour calculer le bilan de masse de façon spatialisée à partir des données stéréo time-lapse uniquement. Il s'agit là d'une première application directe des données issues du dispositif, il est probable que d'autres applications soient possibles. Il est par exemple possible d'utiliser le dispositif pour réaliser un suivi, à l'échelle inter ou intra-annuelle, de l'altitude de la surface du glacier, et ce de façon spatialisée.

Application à d'autres mouvements de versants

Les méthodes que nous avons présentées ont pu être testées sur un glacier et un glacier rocheux. Les deux sites de test présentent des dynamiques et des aspects différents. Il est

donc envisageable que le dispositif puisse s'adapter au suivi d'autres glaciers et glaciers rocheux. De la même façon, il semble possible d'assurer le suivi de glissements de terrain, puisqu'il s'agit aussi d'un glissement sans rupture, au même titre que les glaciers et glaciers rocheux. D'une façon plus générale, des mouvements gravitaires plus rapides pourraient être suivis en augmentant la fréquence d'acquisition des images. Il convient juste de respecter les recommandations d'installation évoquées ci-dessus. Toutefois, la contrainte d'une zone fixe autour du mouvement à étudier pour effectuer le recalage tendrait à privilégier les mouvements de versants situés en montagne, au-dessus de l'étage forestier. Dans un cadre plus large, les méthodes que nous avons développées pourraient être adaptées au suivi d'autres mouvements gravitaires. Le dispositif étant capable de générer des modèles 3D de façon régulière, il pourrait être utilisé pour quantifier et localiser des chutes de blocs depuis une falaise, l'engravement de plage de dépôt dans un contexte torrentiel, le suivi de l'évolution du littoral, ou encore le suivi de carrières, etc. Toutes ces applications nécessiteraient un travail approfondi sur les modèles 3D obtenus à l'aide du dispositif, notamment le développement d'une régularisation spatio-temporelle de ceux-ci, afin de détecter et quantifier des changements. Le dispositif pourrait être utilisé pour le suivi de mouvements gravitaires rapides, comme les laves torrentielles, avalanches ou même les cours d'eau. Ici le caractère rapide des mouvements demande des adaptations matérielles du dispositif, notamment une synchronisation précise des prises de vues par les appareils. Par ailleurs, les méthodes d'exploitation de la redondance temporelle pourraient être adaptées, afin d'être appliquées à des temps plus courts. N'oublions pas également que le temps de traitement est un élément critique et que pour notre étude, nous nous sommes focalisés sur des zones d'intérêt et non sur la globalité de l'image, afin de réduire les temps de calcul. Quel que soit le site d'application, l'étude de cette problématique permettrait d'estimer, a priori, le coût de traitement dans un objectif applicatif opérationnel.

Bibliographie

- Robert ANDERSON, David GALLUP, Jonathan T BARRON, Janne KONTKANEN, Noah SNAVELY, Carlos HERNÁNDEZ, Sameer AGARWAL et Steven M SEITZ : Jump : virtual reality video. *ACM Transactions on Graphics (TOG)*, 35(6):1–13, 2016.
- P ANTOINE, P CAMPOROTA, A GIRAUD et L ROCHET : La menace d’écroulement aux ruines de séchelienne (isère). *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées*, 1987. ISSN 0458-5860.
- Dietrich BARSCH : *Rockglaciers : indicators for the present and former geocology in high mountain environments*, volume 16. Springer Science & Business Media, 2012.
- Thierry BARTH : *Vers une observation inter-disciplinaire des phénomènes naturels sur les bassins versants de montagne : Hydrogéologie à coût limité du bassin du Vorz (Massif de Belledonne, Isère)*. Thèse de doctorat, Grenoble, 2012.
- Herbert BAY, Tinne TUYTELAARS et Luc VAN GOOL : Surf : Speeded up robust features. *In European conference on computer vision*, pages 404–417. Springer, 2006.
- Martin BENISTON, Daniel FARINOTTI, Markus STOFFEL, Liss M ANDREASSEN, Erika COPPOLA, Nicolas ECKERT, Adriano FANTINI, Florie GIACONA, Christian HAUCK, Matthias HUSS *et al.* : The european mountain cryosphere : a review of its current state, trends, and future challenges. *Cryosphere*, 12(2):759–794, 2018.
- Lionel BENOIT, Amaury DEHECQ, Ha-Thai PHAM, Flavien VERNIER, Emmanuel TROUVÉ, Luc MOREAU, Olivier MARTIN, Christian THOM, Marc PIERROT-DESEILLIGNY et Pierre BRIOLE : Multi-method monitoring of glacier d’argentière dynamics. *Annals of Glaciology*, 56(70):118–128, 2015.
- Anshuman BHARDWAJ, Lydia SAM, Akanksha BHARDWAJ et F Javier MARTÍN-TORRES : Lidar remote sensing of the cryosphere : Present applications and future prospects. *Remote Sensing of Environment*, 177:125–143, 2016.
- Michael BLEYER, Christoph RHEMANN et Carsten ROTHER : Patchmatch stereo - stereo matching with slanted support windows. *In British Machine Vision Conference 2011*, pages 1–11, 2011.
- Xavier BODIN, Jean-Michel KRYSIECKI, Philippe SCHOENEICH, Olivier LE ROUX, Lionel LORIER, Thomas ECHELARD, Michel PEYRON et Andrea WALPERSDORF : The 2006 collapse of the bérard rock glacier (southern french alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1):209–223, 2016.
- Xavier BODIN, Emmanuel THIBERT, Denis FABRE, Adriano RIBOLINI, Philippe SCHOENEICH, Bernard FRANCOU, Louis REYNAUD et Monique FORT : Two decades of responses (1986–2006) to climate by the laurichard rock glacier, french alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4):331–344, 2009.

- Xavier BODIN, Emmanuel THIBERT, Olivier SANCHEZ, Antoine RABATEL et Stéphane JAILLET : Multi-annual kinematics of an active rock glacier quantified from very high-resolution dems : An application-case in the french alps. *Remote Sensing*, 10(4):547, 2018.
- Christophe BONNARD, Ferruccio FORLATI et Claudio SCAVIA : *Identification and mitigation of large landslide risks in Europe : advances in risk assessment*. CRC Press, 2004.
- Noelie BONTEMPS, Pascal LACROIX et Marie-Pierre DOIN : Inversion of deformation fields time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in peru. *Remote sensing of environment*, 210:144–158, 2018.
- Jean-Yves BOUGUET *et al.* : Pyramidal implementation of the affine lucas kanade feature tracker description of the algorithm. *Intel Corporation*, 5(1-10):4, 2001.
- Héloïse CADET et Ombeline BRENGUIER : The bellecombes rock glacier case study, 2 alpes, france. *In Engineering Geology for Society and Territory-Volume 1*, pages 249–253. Springer, 2015.
- Mark CAREY, Christian HUGGEL, Jeffrey BURY, César PORTOCARRERO et Wilfried HAE-BERLI : An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation : lessons from lake 513, cordillera blanca, peru. *Climatic Change*, 112(3-4):733–767, 2012.
- Alessandro CICOIRA, Jan BEUTEL, Jérôme FAILLETTAZ et Andreas VIELI : Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth and Planetary Science Letters*, 528: 115844, 2019.
- Simon J COOK, Ioannis KOUKOULOS, Laura A EDWARDS, Jason DORTCH et Dirk HOFF-MANN : Glacier change and glacial lake outburst flood risk in the bolivian andes. *The Cryosphere*, 10:2399–2413, 2016.
- Kurt M CUFFEY et William Stanley Bryce PATERSON : *The physics of glaciers*. Academic Press, 2010.
- Amaury DEHECQ, Noel GOURMELEN, Alex S GARDNER, Fanny BRUN, Daniel GOLD-BERG, Peter W NIENOW, Etienne BERTHIER, Christian VINCENT, Patrick WAGNON et Emmanuel TROUVÉ : Twenty-first century glacier slowdown driven by mass loss in high mountain asia. *Nature Geoscience*, 12(1):22–27, 2019.
- Reynald DELALOYE, Chloé BARBOUX, Xavier BODIN, Alexander BRENNING, Lea HARTL, Yan HU, Atsushi IKEDA, Viktor KAUFMANN, Andreas KELLERER-PIRKLBAUER, Christophe LAMBIEL *et al.* : Rock glacier inventories and kinematics : a new ipa action group. *In 5th European Conference on Permafrost. Edytem, Chamonix, France*, 2018.
- Reynald DELALOYE, Eric PERRUCHOU, Michael AVIAN, Viktor KAUFMANN, Xavier BODIN, Helmut HAUSMANN, Atsushi IKEDA, Andreas KÄÄB, Andreas KELLERER-PIRKLBAUER, Karl KRÄINER *et al.* : Recent interannual variations of rockglaciers creep in the european alps. *In Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*, volume 1, pages 343–348, 2008.

-
- Niccolò DEMATTEIS, Guido LUZI, Daniele GIORDAN, Francesco ZUCCA et Paolo ALLASIA : Monitoring alpine glacier surface deformations with gb-sar. *Remote Sensing Letters*, 8 (10):947–956, 2017.
- Mathilde DESRUES, Jean-Philippe MALET, Ombeline BRENGUIER, Julien POINT, André STUMPF et Lionel LORIER : Tsm—tracing surface motion : A generic toolbox for analyzing ground-based image time series of slope deformation. *Remote Sensing*, 11(19):2189, 2019.
- Marie-Pierre DOIN, S GUILLASO, R JOLIVET, C LASSERRE, F LODGE, Gabriel DUCRET et Raphael GRANDIN : Presentation of the small baseline nsbas processing chain on a case example : the etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using envisat data. *In Proceedings of the Fringe symposium*, pages 3434–3437. ESA SP-697, Frascati, Italy, 2011.
- Laurent DUBOIS, Samuel DAUPHIN et Geneviève RUL : Le glissement du Chambon : évolution du phénomène et gestion de crise. *Rev. Fr. Geotech.*, 148:2, 2016.
- PA DUVILLARD, A REVIL, Y QI, A SOUEID AHMED, A COPERREY et L RAVANEL : Three-dimensional electrical conductivity and induced polarization tomography of a rock glacier. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 123(11):9528–9554, 2018.
- Pierre-Allain DUVILLARD, Ludovic RAVANEL et Philip DELINE : Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high french alps. *Journal of Alpine Research/ Revue de géographie alpine*, 103(2), 2015.
- Pierre-Allain DUVILLARD, Ludovic RAVANEL, Philippe SCHOENEICH, Marco MARCER et Jean-François PIARD : Analyse multi-méthodes de la déstabilisation d’un pylône de remontée mécanique implanté sur un glacier rocheux des Alpes françaises. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2019.
- Anette ELTNER, Andreas KAISER, Antonio ABELLAN et Marcus SCHINDEWOLF : Time lapse structure-from-motion photogrammetry for continuous geomorphic monitoring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14):2240–2253, 2017.
- Anette ELTNER, Andreas KAISER, Carlos CASTILLO, Gilles ROCK, Fabian NEUGIRG et Antonio ABELLÁN : Image-based surface reconstruction in geomorphometry—merits, limits and developments. *Earth Surface Dynamics*, 4(2), 2016.
- HØ ERIKSEN, L ROUYET, TR LAUKNES, I BERTHLING, K ISAKSEN, H HINDBERG, Y LARSEN et GD CORNER : Recent acceleration of a rock glacier complex, adjet, norway, documented by 62 years of remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 45(16):8314–8323, 2018.
- Renaud FALLOURD, Olivier HARANT, Emmanuel TROUVÉ, Jean-Marie NICOLAS, Michel GAY, Andrea WALPERSDORF, Jean-Louis MUGNIER, Jonathan SERAFINI, Diana ROSU, Lionel BOMBRUN *et al.* : Monitoring temperate glacier displacement by multi-temporal terrasar-x images and continuous gps measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 4(2):372–386, 2011.
- Roman FEDOROV, Alessandro CAMERADA, Piero FRATERNALI et Marco TAGLIASACCHI : Estimating snow cover from publicly available images. *IEEE Transactions on Multimedia*, 18(6):1187–1200, 2016.

- Guillaume FOURQUET : *Développement d'un système hydrométrique par analyses d'images numériques : évaluation d'une année de fonctionnement continu sur l'Isère à Saint Martin d'Hères*. Thèse de doctorat, Grenoble INPG, 2005.
- Bernard FRANCOU et Louis REYNAUD : 10 year surficial velocities on a rock glacier (laurichard, french alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3):209–213, 1992.
- Regula FRAUENFELDER, Wilfried HAEBERLI, Martin HOELZLE et Max MAISCH : Using relict rockglaciers in gis-based modelling to reconstruct younger dryas permafrost distribution patterns in the err-julier area, swiss alp. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 55(4):195–202, 2001.
- F GABRIELI, L CORAIN et L VETTORE : A low-cost landslide displacement activity assessment from time-lapse photogrammetry and rainfall data : Application to the tessina landslide site. *Geomorphology*, 269:56–74, 2016.
- Julien GANCE, J-P MALET, Thomas DEWEZ et Julien TRAVELLETTI : Target detection and tracking of moving objects for characterizing landslide displacements from time-lapse terrestrial optical images. *Engineering geology*, 172:26–40, 2014.
- Marie GARDENT, Antoine RABATEL, Jean-Pierre DEDIEU et Philip DELINE : Multitemporal glacier inventory of the french alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change*, 120:24–37, 2014.
- Daniele GIORDAN, Paolo ALLASIA, Niccolò DEMATTEIS, Federico DELL'ANESE, Marco VAGLIASINDI et Elena MOTTA : A low-cost optical remote sensing application for glacier deformation monitoring in an alpine environment. *Sensors*, 16(10):1750, 2016.
- Armin GRUEN : Adaptive least squares correlation : a powerful image matching technique. *South African Journal of Photogrammetry, Remote Sensing and Cartography*, 14(3):175–187, 1985.
- Hela HADHRI, Flavien VERNIER, Abdourrahmane M ATTO et Emmanuel TROUVÉ : Time-lapse optical flow regularization for geophysical complex phenomena monitoring. *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing*, 150:135–156, 2019.
- Wilfried HAEBERLI, Bernard HALLET, Lukas ARENSON, Roger ELCONIN, Ole HUMLUM, Andreas KÄÄB, Viktor KAUFMANN, Branko LADANYI, Norikazu MATSUOKA, Sarah SPRINGMAN *et al.* : Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and periglacial processes*, 17(3):189–214, 2006.
- Ubydul HAQUE, Philipp BLUM, Paula F DA SILVA, Peter ANDERSEN, Jürgen PILZ, Sergey R CHALOV, Jean-Philippe MALET, Mateja Jemec AUFLIČ, Norina ANDRES, Eleftheria POYIADJI *et al.* : Fatal landslides in europe. *Landslides*, 13(6):1545–1554, 2016.
- Chris HARRIS et Mike STEPHENS : A combined corner and edge detector. *In In Proc. of Fourth Alvey Vision Conference*, pages 147–151, 1988.
- W. D. HARRISON, C. F. RAYMOND et P. MACKEITH : Short period motion events on Variegated Glacier as observed by automatic photography and seismic methods. *Annals of Glaciology*, 8:82–89, 1986.
- Richard HARTLEY et Andrew ZISSERMAN : *Multiple view geometry in computer vision*. Cambridge university press, 2003.

-
- Agnes HELMSTETTER, Luc MOREAU, Barbara NICOLAS, Pierre COMON et Michel GAY : Intermediate-depth icequakes and harmonic tremor in an alpine glacier (glacier d'argentière, france) : Evidence for hydraulic fracturing? *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 120(3):402–416, 2015.
- Berthold KP HORN et Brian G SCHUNCK : Determining optical flow. *In Techniques and Applications of Image Understanding*, volume 281, pages 319–331. International Society for Optics and Photonics, 1981.
- A IKEDA, N MATSUOKA et A KÄÄB : A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the swiss alps. *In Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*, volume 1, pages 455–460. Balkema Lisse, Netherlands, 2003.
- Mike R JAMES, Stuart ROBSON et Mark W SMITH : 3-d uncertainty-based topographic change detection with structure-from-motion photogrammetry : precision maps for ground control and directly georeferenced surveys. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(12):1769–1788, 2017.
- Viktor KAUFMANN : The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry : the example of äusseres hochebenkar rock glacier (austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), 2012.
- Natalie M KEHRWALD, Lonnie G THOMPSON, Yao TANDONG, Ellen MOSLEY-THOMPSON, Ulrich SCHOTTERER, Vasily ALFIMOV, Jürg BEER, Jost EIKENBERG et Mary E DAVIS : Mass loss on himalayan glacier endangers water resources. *Geophysical Research Letters*, 35(22), 2008.
- Robert KENNER, Marcia PHILLIPS, Jan BEUTEL, Martin HILLER, Philippe LIMPACH, Eric POINTNER et Martin VOLKEN : Factors controlling velocity variations at short-term, seasonal and multiyear time scales, ritigraben rock glacier, western swiss alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4):675–684, 2017.
- Robert KENNER, Marcia PHILLIPS, Philippe LIMPACH, Jan BEUTEL et Martin HILLER : Monitoring mass movements using georeferenced time-lapse photography : Ritigraben rock glacier, western swiss alps. *Cold Regions Science and Technology*, 145:127–134, 2018.
- Hanns KERSCHNER : Paleoclimatic inferences from late wurm rock glaciers, eastern central alps, western tyrol, austria. *Arctic and Alpine Research*, 10(3):635–644, 1978.
- RM KRIMMEL et LA RASMUSSEN : Using sequential photography to estimate ice velocity at the terminus of columbia glacier, alaska. *Annals of Glaciology*, 8:117–123, 1986.
- Ryan KROMER, Gabe WALTON, Brian GRAY, Matt LATO *et al.* : Development and optimization of an automated fixed-location time lapse photogrammetric rock slope monitoring system. *Remote Sensing*, 11(16):1890, 2019.
- Mario KUMMERT et Reynald DELALOYE : Quantifying sediment transfer between the front of an active alpine rock glacier and a torrential gully. *Geomorphometry for Geosciences*, edited by : Jasiewicz, J., Zwolinski, Z., Mitsova, H., and Hengl, T., Adam Mickiewicz University in Poznan–Institute of Geoecology and Geoinformation, International Society for Geomorphometry, Poznan, pages 193–196, 2015.
-

- Mario KUMMERT et Reynald DELALOYE : Regional-scale inventory of periglacial moving landforms connected to the torrential network system. *Geographica Helvetica*, 73(4):357–371, 2018.
- Mario KUMMERT, Reynald DELALOYE et Luc BRAILLARD : Erosion and sediment transfer processes at the front of rapidly moving rock glaciers : Systematic observations with automatic cameras in the western swiss alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29(1):21–33, 2018.
- Christophe LAMBIEL et Reynald DELALOYE : Contribution of real-time kinematic gps in the study of creeping mountain permafrost : Examples from the western swiss alps. *Permafrost and periglacial processes*, 15(3):229–241, 2004.
- Emmanuel LE MEUR et Christian 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*, 46(1):1–11, 2006.
- MG LENZANO, E LANNUTTI, C TOTH, L LENZANO et A LOVECCHIO : Assessment of ice-dam collapse by time-lapse photos at the perito moreno glacier, argentina. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 2014.
- Wen-Cheng LIU et Wei-Che HUANG : Close range digital photogrammetry applied to topography and landslide measurements. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 41, 2016.
- David G LOWE : Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International journal of computer vision*, 60(2):91–110, 2004.
- Bruce D. LUCAS et Takeo KANADE : An iterative image registration technique with an application to stereo vision. *In Proceedings of the 7th International Joint Conference on Artificial Intelligence - Volume 2, IJCAI'81*, pages 674–679, San Francisco, CA, USA, 1981. Morgan Kaufmann Publishers Inc.
- Guido LUZI, Massimiliano PIERACCINI, Daniele MECATTI, Linhsia NOFERINI, Giovanni MACALUSO, Andrea TAMBURINI et Carlo ATZENI : Monitoring of an alpine glacier by means of ground-based sar interferometry. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 4(3):495–499, 2007.
- H-G MAAS, G CASASSA, D SCHNEIDER, E SCHWALBE et A WENDT : Photogrammetric techniques for the determination of spatio-temporal velocity fields at glacier san rafael, chile. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 79(3):299–306, 2013.
- Florence MAGNIN, Wilfried HAEBERLI, Andreas LINSBAUER, Philip DELINE et Ludovic RAVANEL : Estimating glacier-bed overdeepenings as possible sites of future lakes in the de-glaciating mont blanc massif (western european alps). *Geomorphology*, 350:106913, 2020.
- Joseph MALLALIEU, Jonathan L CARRIVICK, Duncan J QUINCEY, Mark W SMITH et William HM JAMES : An integrated structure-from-motion and time-lapse technique for quantifying ice-margin dynamics. *Journal of Glaciology*, 63(242):937–949, 2017.
- Marco MARCER : *Rock Glacier Destabilization in the French Alps : Insights from Regional and Local Scale Assessments*. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes, 2018.

-
- Marco MARCER, Steffen Ringsø NIELSEN, Charles RIBEYRE, Mario KUMMERT, Pierre-Allain DUVILLARD, Philippe SCHOENEICH, Xavier BODIN et Kim GENUITE : Investigating the slope failures at the Lou rock glacier front, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 31(1):15–30, 2020. ISSN 1099-1530.
- Marco MARCER, Charlie SERRANO, Alexander BRENNING, Xavier BODIN, Jason GOETZ et Philippe SCHOENEICH : Evaluating the destabilization susceptibility of active rock glaciers in the french alps. *The Cryosphere*, 13(1):141–155, 2019.
- Hansruedi MAURER et Christian HAUCK : Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 53(180):110–120, 2007.
- Moritz MENZE et Andreas GEIGER : Object scene flow for autonomous vehicles. In *Proceedings of the IEEE conference on computer vision and pattern recognition*, pages 3061–3070, 2015.
- Pierre MOULON, Pascal MONASSE, Romuald PERROT et Renaud MARLET : Openmvg : Open multiple view geometry. In *International Workshop on Reproducible Research in Pattern Recognition*, pages 60–74. Springer, 2016.
- Evelyn Zenklusen MUTTER et Marcia PHILLIPS : Thermal evidence of recent talik formation in ritigraben rock glacier : Swiss alps. In *Tenth International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, The Fort Dialog-Iset*, volume 1, pages 479–483, 2012.
- Fabian Matthias NEYER : *Monitoring Rock Glaciers by Combining Photogrammetric and GNSS-Based Methods*. Thèse de doctorat, ETH Zurich, 2016.
- David PETLEY : Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10):927–930, 2012.
- Massimiliano PIERACCINI et Lapo MICCINESI : Ground-based radar interferometry : A bibliographic review. *Remote Sensing*, 11(9):1029, 2019.
- Patrick PIGEON : Représentation cartographique du risque et vulnérabilité liée à la pression foncière touristique (taconnaz, les houches et vers-le-nant, chamonix). *Revue de géographie alpine*, 86(2):101–113, 1998.
- Mélanie PONCET : Observation des glissements de terrain nouvelles technologies d'instrumentation à distance. Rapport technique, Cerema, 2016a.
- Mélanie PONCET : Observation des glissements de terrain nouvelles technologies d'instrumentation in situ. Rapport technique, Cerema, 2016b.
- Fanny PONTON, Emmanuel TROUVÉ, Michel GAY, Andrea WALPERSDORF, Renaud FALLOURD, Jean-Marie NICOLAS, Flavien VERNIER et Jean-Louis MUGNIER : Observation of the argentièrè glacier flow variability from 2009 to 2011 by terrasarsar-x and gps displacement measurements. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(8):3274–3284, 2014.
- HO PÖRTNER, D ROBERTS, V MASSON-DELMOTTE, P ZHAI, M TIGNOR, E POLOCZANSKA, K MINTENBECK, M NICOLAI, A OKEM, J PETZOLD *et al.* : Ipcc special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. *IPCC Intergovernmental Panel on Climate Change : Geneva, Switzerland*, 2019.
-

- Ludovic RAVANEL, Philip DELINE, Christophe LAMBIEL et Christian VINCENT : Instability of a high alpine rock ridge : The lower arête des cosmiques, mont blanc massif, france. *Geografiska Annaler : Series A, Physical Geography*, 95(1):51–66, 2013.
- Jerome REVAUD, Philippe WEINZAEPFEL, Zaid HARCHAOUI et Cordelia SCHMID : Deep-matching : Hierarchical deformable dense matching. *International Journal of Computer Vision*, 120(3):300–323, 2016.
- Marion RÉVEILLET : *Sensibilité du bilan de masse des glaciers alpins aux variables atmosphériques et topographiques : Observations et simulations*. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes, 2016.
- R RONCELLA, G FORLANI, M FORNARI et F DIOTRI : Landslide monitoring by fixed-base terrestrial stereo-photogrammetry. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2(5):297, 2014.
- M SCAIONI, J CRIPPA, M CORTI, L BARAZZETTI, D FUGAZZA, R AZZONI, M CERNUSCHI et GA DIOLAIUTI : Technical aspects related to the application of sfm photogrammetry in high mountain. In *2018 ISPRS TC II Mid-term Symposium "Towards Photogrammetry 2020"*, volume 42-2, pages 1029–1036. International Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 2018.
- Bettina SCHAEFLI, Pedro MANSO, Mauro FISCHER, Matthias HUSS et Daniel FARINOTTI : The role of glacier retreat for swiss hydropower production. *Renewable energy*, 132:615–627, 2019.
- Philip SCHOENEICH, Xavier BODIN, Thomas ECHELARD, Viktor KAUFMANN, Andreas KELLERER-PIRKLBAUER, J-M KRYSIECKI et GK LIEB : Velocity changes of rock glaciers and induced hazards. In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 1*, pages 223–227. Springer, 2015.
- Johannes L SCHONBERGER et Jan-Michael FRAHM : Structure-from-motion revisited. In *Proceedings of the IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition*, pages 4104–4113, 2016.
- Ellen SCHWALBE et Hans-Gerd MAAS : The determination of high-resolution spatio-temporal glacier motion fields from time-lapse sequences. *Earth Surface Dynamics*, 5(4):861, 2017.
- B STAUB, A MARMY, C HAUCK, C HILBICH et R DELALOYE : Ground temperature variations in a talus slope influenced by permafrost : a comparison of field observations and model simulations. *Geographica Helvetica*, 70(1):45–62, 2015.
- Dario TARCHI, Nicola CASAGLI, Riccardo FANTI, David D LEVA, Guido LUZI, Alessandro PASUTO, Massimiliano PIERACCINI et Sandro SILVANO : Landslide monitoring by using ground-based sar interferometry : an example of application to the tessina landslide in italy. *Engineering geology*, 68(1-2):15–30, 2003.
- Jennifer TELLING, Andrew LYDA, Preston HARTZELL et Craig GLENNIE : Review of earth science research using terrestrial laser scanning. *Earth-Science Reviews*, 169:35–68, 2017.

-
- J. TRAVELLETTI, C. DELACOURT, P. ALLEMAND, J.-P. MALET, J. SCHMITTBUHL, R. TOUSSAINT et M. BASTARD : Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring : Application, potential and limitations. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 70:39–55, juin 2012. ISSN 09242716.
- Ryota TSUBAKI, Ichiro FUJITA et Shiho TSUTSUMI : Measurement of the flood discharge of a small-sized river using an existing digital video recording system. *Journal of Hydro-environment Research*, 5(4):313–321, 2011.
- C VINCENT, S GARAMBOIS, E THIBERT, E LEFEBVRE, E LE MEUR et D SIX : Origin of the outburst flood from glacier de tête rousse in 1892 (mont blanc area, france). *Journal of Glaciology*, 56(198):688–698, 2010.
- C VINCENT, E THIBERT, M HARTEK, A SORUCO et A GILBERT : Volume and frequency of ice avalanches from taconnaz hanging glacier, french alps. *Annals of Glaciology*, 56(70):17–25, 2015.
- Christian VINCENT, Marc DESCLOITRES, Stéphane GARAMBOIS, Anatoly LEGCHENKO, Hélène GUYARD et Adrien GILBERT : Detection of a subglacial lake in glacier de tête rousse (mont blanc area, france). *Journal of Glaciology*, 58(211):866–878, 2012.
- Christian VINCENT et Luc MOREAU : Sliding velocity fluctuations and subglacial hydrology over the last two decades on argentière glacier, mont blanc area. *Journal of Glaciology*, 62(235):805–815, 2016.
- Christian VINCENT, Vincent PEYAUD, Olivier LAARMAN, Delphine SIX, Adrien GILBERT, Fabien GILLET-CHAULET, Étienne BERTHIER, Samuel MORIN, Deborah VERFAILLIE, Antoine RABATEL *et al.* : Déclin des deux plus grands glaciers des alpes françaises au cours du xxie siècle : Argentière et mer de glace. *La Météorologie*, 2019.
- Christian VINCENT, Alvaro SORUCO, Delphine SIX et Emmanuel LE MEUR : Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on glacier d’argentière, mont blanc area, france. *Annals of glaciology*, 50(50):73–79, 2009.
- Xiaowen WANG, Lin LIU, Lin ZHAO, Tonghua WU, Zhongqin LI et Guoxiang LIU : Mapping and inventorying active rock glaciers in the northern tien shan of china using satellite sar interferometry. *Cryosphere*, 11(2), 2017.
- Philippe WEINZAEPFEL, Jerome REVAUD, Zaid HARCHAOUI et Cordelia SCHMID : Deep-flow : Large displacement optical flow with deep matching. In *Proceedings of the IEEE international conference on computer vision*, pages 1385–1392, 2013.
- Vanessa WIRZ, Jan BEUTEL, Stephan GRUBER, Stefanie GUBLER et Ross S PURVES : Estimating velocity from noisy gps data for investigating the temporal variability of slope movements. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(9):2503–2520, 2014.
- Michael ZEMP, Holger FREY, Isabelle GÄRTNER-ROER, Samuel U NUSSBAUMER, Martin HOELZLE, Frank PAUL, Wilfried HAEBERLI, Florian DENZINGER, Andreas P AHLSTRØM, Brian ANDERSON *et al.* : Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228):745–762, 2015.
- Harald ZEPP : *Geomorphologie : eine Einführung*, volume 2164. UTB, 2017.
-

Table des figures

1.1	Classification des différents processus à l'origine des mouvements gravitaires. Figure adaptée de Zepp (2017).	6
1.2	Évolution de l'exposition et de la vulnérabilité des territoires de montagne liée à l'augmentation des risques dus au réchauffement de la cryosphère. Figure tirée du rapport du GIEC (Pörtner <i>et al.</i> , 2019).	8
1.3	Photographies aériennes prises en 1919 et 2019, gauche et droite respectivement. En haut, la Mer de Glace et en bas le glacier d'Argentière dans le massif du Mont Blanc. Crédits : Walter Mittelholzer, ETH-Bibliothek Zürich et Dr Kieran Baxter, University of Dundee.	9
1.4	a) Glacier rocheux actif descendant dans le lac Noir (Massif du Beaufortain 73). b) Glacier rocheux fossile de Lanserlia (73) présentant un couvert végétal (source geoportail.gouv.fr). c) Glacier rocheux actif du Marinet (04) (source geoportail.gouv.fr).	11
1.5	Front d'un glacier rocheux dans la combe du Laurichard (05). Le front partiellement recouvert de neige laisse voir la chute récente d'un bloc depuis la surface du glacier rocheux en mouvement.	13
1.6	Résolution spatiale et temporelle des différentes méthodes de suivi de la surface de mouvements gravitaires.	16
1.7	Différents cas d'usage de levés LiDAR pour le suivi du permafrost dans des environnements difficiles d'accès. a) Suivi de l'arête des cosmiques suite à des écroulements pouvant impacter des infrastructures construites sur le permafrost (Ravel <i>et al.</i> , 2013; Duvillard <i>et al.</i> , 2015). b) et c) Le suivi du glacier rocheux du Laurichard par levés LiDAR (Bodin <i>et al.</i> , 2018), demande de monter le matériel en haut d'une raide arête rocheuse afin d'avoir un point de vue optimal pour l'acquisition.	18
1.8	a) Dispositif fixé sur une paroi rocheuse. b) Intérieur du dispositif, avec une batterie, un micro-contrôleur et un appareil photo reflex monté sur un pied photo. c) Dispositif installé sur un trépied fixé au sol en bordure du glacier d'Argentière. Un dispositif similaire est installé à 150 m.	20
1.9	Glacier rocheux du Laurichard vu depuis la Pyramide éponyme.	22
1.10	Carte d'installation du dispositif stéréo time-lapse pour le glacier rocheux du Laurichard.	23
1.11	Vues gauche et droite des appareils photo de Laurichard.	24
1.12	Partie supérieure du Glacier d'Argentière vue depuis les abords du refuge éponyme en septembre 2016.	25
1.13	Carte du glacier d'Argentière tirée de (Vincent et Moreau, 2016). La zone d'étude dans le cadre de cette thèse se situe autour du profil 4.	26
1.14	Carte d'installation du dispositif stéréo time-lapse pour le glacier d'Argentière.	27
1.15	Vues gauche et droite des appareils photo d'Argentière (focale 50 mm).	28

2.1	Chaîne de traitement classique pour le calcul de déplacements à l'aide d'un appareil fixe et d'un modèle numérique de terrain.	33
2.2	Principe de la géométrie épipolaire : un pixel d'une image se trouve selon une ligne dans la seconde image.	37
2.3	Exemple de l'effet de la distorsion sur un damier régulier.	60
2.4	Position des points utilisés pour la calibration des caméras : la norme en pixels des différences entre les coordonnées d'entrées et les coordonnées re-projetées est indiquée au dessus de chaque point, en rouge pour la calibration sans estimation de la distorsion et bleu pour la calibration avec prise en compte de celle-ci	62
2.5	Évolution de la différence entre la position d'un pixel avant et après correction de la distorsion en fonction de sa distance au centre optique. Distorsion calculée pour un appareil photo du site du Laurichard, dont le capteur possède une résolution de 7360 par 4912 pixels, à l'aide de la mesure, par GPS de cibles visibles dans les images. La baisse de la distorsion pour une distance comprise en 2500 et 3200 pixels est probablement expliquée par un sur-apprentissage des paramètres de distorsion, afin de compenser les erreurs dans les coordonnées des correspondances 2D - 3D.	63
2.6	Évolution de la différence entre la position d'un pixel avant et après correction de la distorsion en fonction de sa distance au centre optique. Distorsion calculée pour un appareil photo du site du Laurichard, de résolution 7360×4912 pixels, à l'aide d'un ajustement de faisceau réalisé à partir de quinze images.	64
2.7	Visualisation de la distorsion calculée par ajustement de faisceau, d'un appareil photo reflex Nikon D800 avec une focale de 85 mm. Le premier cercle indique une distorsion de 0.1 pixel, le second 0.25 pixel, le troisième 0.5 pixel et le dernier 1 pixel.	64
2.8	Distance entre modèles 3D du glacier rocheux du Laurichard. En haut, distance sans estimation des paramètres intrinsèques et levé LiDAR, au milieu distance avec estimation des paramètres intrinsèques et levé LiDAR, en bas distance avec et sans estimation des paramètres intrinsèques.	66
2.9	Principe du flux de scène : des correspondances entre différentes vues à différents instants doivent être extraites de manière à obtenir un déplacement 3D. Les flèches vertes représentent les correspondances extraites de façon indépendantes dans la chaîne de traitement proposée. Une estimation conjointe de ces correspondances, associée à l'estimation des correspondances oranges, pourrait produire des déplacements 3D plus robustes.	68
3.1	Un des GPS à la surface du glacier d'Argentière mi-novembre 2019.	73
3.2	Différentes stratégies de traitement pour le calcul de séries temporelles de déplacements.	74
3.3	Séries temporelles de déplacement 3D pour chaque composante de la zone 4 du glacier d'Argentière.	98
3.4	Séries temporelles de déplacement pixellique pour chaque composante de la zone 4 du glacier d'Argentière.	99
4.1	Glacier alpin en coupe longitudinale.	105
4.2	Schéma d'une section d'un glacier. Adapté de (Cuffey et Paterson, 2010). . .	106

4.3	Distribution spatiale des vitesses d'un glacier vu de dessus, dans le cas idéal où l'épaisseur du glacier est constante avec l'altitude.	107
4.4	Schémas des différentes vitesses et mesures possibles en zone d'ablation à l'aide de balises ou à l'aide de mesures par GPS ou photogrammétriques, pour une pente faible à gauche et pour une pente plus importante à droite. Les éléments mesurables uniquement par des méthodes intrusives sont en rouge (utilisation de balises), alors que les éléments qui peuvent être mesurables uniquement à l'aide de données de surface sont en vert (mesurable par photogrammétrie). Ces mesures sont utilisées pour réaliser le bilan de masse par la méthode glaciologique.	108
4.5	Comparaison du déplacement de la surface du glacier d'Argentière du 25 juillet au 11 août 2019, pour différents moyens de mesure. Le déplacement stéréo est représenté en fond, alors que la mesure des balises par GPS est présentée par les points de contour noir. L'échelle des couleurs est similaire pour les valeurs stéréo et pour les valeurs GPS, mais varie par contre d'une carte à l'autre. La localisation de la zone d'étude est présentée dans la figure 1.14 (focale de 50mm).	111
4.6	Comparaison du déplacement de la surface du glacier d'Argentière du 4 au 23 octobre 2019, pour différents moyens de mesure. Le déplacement stéréo est représenté en fond, alors que la mesure des balises par GPS est présentée par les points de contour noir. L'échelle des couleurs est similaire pour les valeurs stéréo et pour les valeurs GPS, mais varie par contre d'une carte à l'autre.	112
4.7	Localisation des zones de traitements. En vert, celles sur le glacier, centrées autour de la position des GPS. En rouge, la zone de validation.	115
4.8	Vitesse horizontale moyennée sur une fenêtre maximale d'un mois par régression linéaire du glacier d'Argentière mesurée par GPS. Les cercles rouges indiquent un comportement différent du GPS numéro 3 par rapport aux autres GPS.	115
4.9	Vitesse selon X en fonction de la vitesse selon Y pour chacun des GPS. Le GPS 3 est le seul ne présentant pas une corrélation entre les deux variables.	116
4.10	Déplacements verticaux enregistrés par les GPS installés à la surface du glacier d'Argentière.	116
4.11	Déplacements verticaux mesurés par le dispositif stéréo time-lapse, autour des cinq GPS installés sur le glacier d'Argentière.	117
4.12	Bilan de masse et contribution de chacune des variables à celui-ci pour trois zones autour des GPS installés sur le glacier d'Argentière.	119
4.13	Comparaison des bilans de masse et de la perte d'altitude de surface entre une mesure basée GPS/stéréo et des relevés de balises.	120
4.14	Vitesse moyennée sur un mois des variables impactant le bilan de masse pour trois zones du glacier centrées sur la position d'un GPS permanent.	122

Liste des tableaux

2.1	Temps d'exécution des algorithmes de la partie spatiale pour la saison 2018 du glacier rocheux du Laurichard	59
3.1	Temps d'exécution des algorithmes pour la création de séries temporelles de déplacements relatifs, dans le cas de Laurichard et Argentière.	96
3.2	Écart types moyens, sur la période de mesure, des déplacements consolidés à chaque date, pour la zone 4 du glacier d'Argentière.	97
4.1	Statistiques sur la différence entre les mesures GPS et les mesures stéréo du déplacement du glacier d'Argentière entre le 25 juillet et le 11 août 2019, pour les différentes composantes du mouvement et pour sa norme.	112
4.2	Statistiques sur la différence entre les mesures GPS et les mesures stéréo du déplacement du glacier d'Argentière entre le 4 et le 23 octobre 2019.	112
4.3	Différences entre les mesures ponctuelles de balises d'ablation et la mesure continue à l'aide des GPS et du dispositif stéréo time-lapse. L'analyse porte sur 5 dates.	118

Apport de l'imagerie optique «time-lapse» stéréoscopique pour la quantification à haute résolution spatio-temporelle (4D) des dynamiques de versants en montagne.

Résumé

Ce travail de thèse porte sur le développement d'un dispositif stéréo time-lapse pour le suivi à haute résolution spatio-temporelle des mouvements de versants en montagne. Le dispositif est basé sur deux appareils photos fixes avec deux points de vue différents, qui enregistrent des images du mouvement étudié de façon autonome et quotidienne. Les images obtenues par ce dispositif sont traitées par un agencement de méthodes qui permettent de calculer des champs de déplacements tri-dimensionnels de la surface et des modélisations 3D de celle-ci. Les résultats obtenus assurent un suivi spatialisé de la surface d'étude. Afin de suivre la dynamique du mouvement dans le temps nous proposons des méthodes permettant de combiner de nombreux couples de déplacements calculés entre différentes dates. Ces méthodes produisent des séries temporelles de déplacements robustes au bruit et erreurs de mesures avec une indication sur la dispersion des mesures. Les méthodes développées sont testées sur deux sites d'étude : le glacier d'Argentière et le glacier rocheux du Laurichard. L'aspect et la dynamique, différents sur les deux sites ont permis la validation des méthodes. Cette validation repose sur des indicateurs issus à la fois des images du dispositif et de mesures provenant d'autres capteurs. Enfin, nous proposons une application, couplant notre dispositif et des mesures GPS in-situ, au calcul des bilans de masse journalier du glacier d'Argentière.

Mots-clés : Photogrammétrie, glacier, glacier rocheux, bilan de masse, time-lapse, séries temporelles

Abstract

This thesis work focuses on the development of a stereo time-lapse device for the high spatio-temporal resolution monitoring of slope movements. The device is based on two fixed cameras, which record images of the studied movement autonomously and on a daily basis. We propose a set of methods to process the images taken by the device, in order to compute three-dimensional displacement fields of the surface and 3D models of it. The results allow a spatialized monitoring of the study surface. In order to quantify the dynamics of the movement in time, we propose methods allowing to combine many couples of displacements calculated between different dates. These methods produce time series of displacements robust to noise and measurement errors with an indication of the dispersion of the measurements. The methods developed are tested on two study sites : the Argentière glacier and the Laurichard rock glacier. The different aspect and dynamics on the two sites allowed the validation of the methods. This validation is based both on indicators based solely on images and measurements from other sensors. Finally, we propose an application, coupling our device and in-situ GPS measurements, to the calculation of daily mass balances of the Argentière glacier.

Keywords : Photogrammetry, glacier, rock glacier, mass balance, time-lapse, time series