

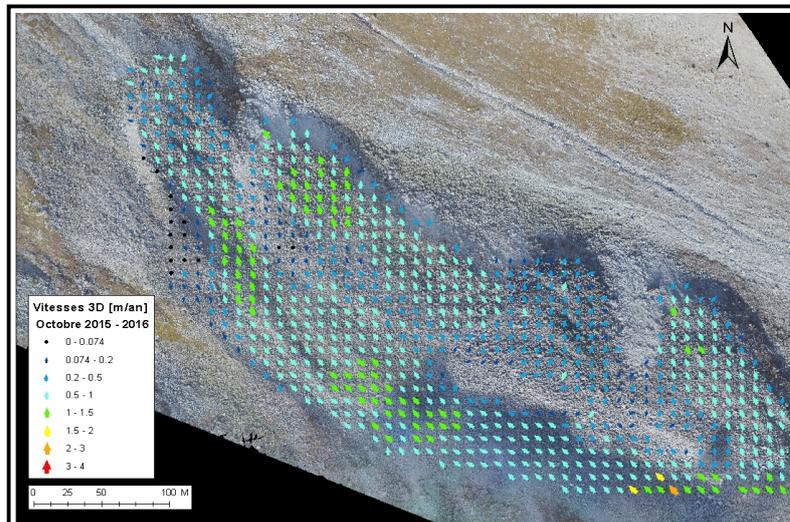
Master of Science in Geography

L'utilisation de la photogrammétrie Structure from Motion pour le suivi des glaciers rocheux

Régis Meyrat

Sous la direction de : Dr. Christophe Lambiel
Prof. Stuart Lane

Expert : Pascal Egli



Maîtrise universitaire ès sciences en géographie | Janvier - 2018

Secrétariat du master en géographie | www.unil.ch/mastergeographie

Image de titre :

Vitesses de déplacement annuelles, octobre 2015 – 2016.

Orthophoto octobre 2016

Résumé

Les glaciers rocheux sont des structures transportant de larges quantités de sédiments de l'amont à l'aval d'un versant. L'étude de leurs vitesses de déplacement est généralement réalisée au GPS différentiel à l'aide d'un réseau de points de mesure. Cependant, la résolution spatiale offerte par cette méthode est relativement faible, les mesures nécessitent du temps et sont potentiellement dangereuses sur des glaciers rocheux raides et actifs. Le développement de drones et de la photogrammétrie Structure from Motion (SfM) ont prouvé être efficaces pour l'étude de mouvements gravitaires comme les glissements de terrain ou l'érosion du lit d'un cours d'eau. Le principal objectif de ce travail est d'étudier le potentiel des drones pour l'étude de la dynamique et des vitesses des glaciers rocheux actifs.

Notre zone d'étude est le glacier rocheux de La Roussette situé en dessus d'Arolla (VS). Cette formation active s'étend entre 2750 et 2380 mètres d'altitude sur une surface de près de 13 hectares. Ce glacier rocheux est formé de cinq lobes composés de blocs de gneiss de diamètre métrique à pluri-métriques. Des relevés dGPS et un GPS fixe indiquent des vitesses de déplacement de 50 à 200 cm/an.

Les modèles numériques de terrain (MNT) et orthoimages ont été créés dans le logiciel photogrammétrique Pix4D Mapper à partir d'images aériennes récoltées avec un drone DJI Phantom3. Ces rasters ont été référencés à partir de 13 points de contrôle terrestres (GCP) situés en bordure du glacier rocheux. 20 autres points de validations mesurés et marqués sur le glacier rocheux ont servi de données de contrôle pour le MNT ainsi que pour les vecteurs de déplacement issus de l'autocorrélation automatique d'images.

Des distorsions systématiques en altimétrie d'une moyenne de 0.11 m ont été identifiées en août 2016 alors que les autres projets ne semblent pas touchés par ce problème. Aucune explication claire ne peut être avancée ce qui met en évidence une limite de la photogrammétrie SfM. Les vecteurs de déplacement 3D ont été créés à partir du module *IMCORR – Feature tracking* disponible sur le logiciel de SIG SAGA.

Les comparaisons automatiques ont été effectuées sur 3 périodes temporelles ; octobre 2015 – 2016, août – octobre 2016 et septembre – octobre 2016. Les résultats annuels semblent excellents bien que non testés par manque de mesures dGPS en octobre 2015. Les résultats à 2 mois montrent un shift latéral des vecteurs dans certaines zones avec l'utilisation des orthoimages. Ce shift disparaît avec l'utilisation des hillshades bien que les 2 méthodes montrent une surestimation des déplacements par rapport aux mesures dGPS. Entre septembre et octobre 2016, de nombreuses données aberrantes apparaissent tant avec les orthophotos qu'avec les hillshades et seules les zones les plus actives du glacier rocheux sont cohérentes. L'hillshade met mieux en évidence la structure de surface et donne globalement de meilleurs résultats que les orthoimages lors de l'autocorrélation d'images.

Mots clés

Glacier rocheux, Photogrammétrie SfM aérienne, drone, modèle numérique de terrain (MNT), orthoimages, hillshade, DJI Phantom3, autocorrélation d'images, IMCORR – Feature tracking, Pix4D Mapper, SAGA, pergélisol, La Roussette.

Summary

Active rock glaciers are landforms conveying large amounts of sediments downslope. The monitoring of their velocities is generally made with terrestrial geodetic methods such as differential GPS (dGPS). However, the spatial resolution offered by such methods is quite low and measurements are time-consuming and might be potentially dangerous in steep and active landforms. The development of UAVs (unmanned aerial vehicles) and Structure from Motion (SfM) photogrammetry has proven to be efficient for studying topographic movements such as landslides or river bed erosion with great detail. Thus, the main objective of this study is to explore the potential of UAV to monitor the velocities and to investigate the dynamics of active rock glaciers.

La Roussette rock glacier, located in the Valais Alps has been selected due to its relatively easy access and manageable size. This active rock glacier extends from 2750 to 2380 meters above sea level and occupies an area of 13 ha. It is made of 5 lobes composed of (pluri-) metric gneissic blocks. dGPS surveys and a fixed GPS indicate velocities of between 50 cm/y and 200 cm/y.

The digital elevation model (DEM) and orthoimages have been created with Pix4D Mapper photogrammetric software from a set of aerial images taken with a DJI Phantom3. Those data were georeferenced with 13 ground control points (GCP) spread outside the rock glacier. 20 others dGPS points were measured on the rock glacier as a reference data set to assess the precision of the DEM and displacement vectors from the automatic matching method.

Systematic altimetric distortions with a mean of 0.11 m were found in august 2016 data while the other projects were not impacted by this issue. No clear explanation can be found which highlights one limit of the SfM photogrammetric approach. 3D automatic displacement vectors were computed with the image cross-correlation IMCORR module implemented in SAGA software.

Automatic comparisons were created over 3 times scale; October 2015 – 2016, August – October 2016 and September – October 2016. Annual results are excellent and promising, although no accuracy assessment was done due to a lack of dGPS measurements in october 2015. 2 months results show some lateral shift of the vectors in some areas with the use of the orthoimages. This shift disappears while using the hillshades although both methods shows an overestimation of the displacements in comparison with the dGPS data. Between September and october 2016, some outliers were found both with the use of DEM and orthoimages and only the most active parts of the rock glacier are consistent. Hillshades shows better the surface structure and generally gives better results than the orthoimages when automatic comparisons are generated.

Key words

Rock glacier, aerial SfM photogrammetry, unmaned aerial vehicles (UAV), digital terrain model (DTM), orthoimages, hillshade, DJI Phantom3, digital image matching, IMCORR – Feature tracking, Pix4D Mapper, SAGA, permafrost, La Roussette.

Table des matières

1.	Introduction.....	7
1.1.	Introduction générale	7
1.2.	Etat de la recherche	8
1.2.1.	Mesures topographiques.....	8
1.2.2.	Dynamique des glaciers rocheux	9
1.2.3.	Justifications méthodologiques préliminaires et objectifs	11
2.	Méthodologie, matériel et méthodes.....	15
2.1.	Méthodologie.....	15
2.1.1.	Utilisation des MNT et orthophotos pour quantifier un changement topographique.....	15
2.1.2.	Création, comparaisons et contrôle des MNT et orthophotos photogrammétriques	16
2.2.	Méthodes	17
2.2.1.	Relevés dGPS	17
2.2.2.	Acquisition des images aériennes.....	19
2.2.3.	Traitement des données et création des MNT et orthophotos photogrammétriques	21
2.2.4.	Acquisition et traitement des relevés Lidar.....	23
2.2.5.	Autocorrélation des rasters	24
2.3.	Détermination de l'erreur et limites de détection	25
2.3.1.	Rasters photogrammétriques.....	25
2.3.2.	Vecteurs de déplacement.....	27
2.3.3.	Limites de détections d'un MNT.....	27
2.4.	Site d'étude	27
3.	Résultats.....	31
3.1.	Photogrammétrie UAV-SfM	31
3.1.1.	Orthophotos et modèles numériques de terrain	31
3.1.2.	Distorsions photogrammétriques.....	34
	35	
3.2.	Autocorrélation d'images.....	38
3.2.1.	Mesures interannuelles.....	38
3.2.2.	Mesures saisonnières	38
3.2.3.	Précision des mesures saisonnières	41
3.3.	Relevés dGPS et GPS fixe.....	43
3.4.	MNT de différence	45

4.	Discussion méthodologique	47
4.1.	Distorsions photogrammétriques	47
4.2.	Autocorrélation d'images.....	49
4.2.1.	Précision et sources d'erreurs	49
4.2.2.	Différences d'illumination et utilisation des hillshades.....	51
4.3.	Problèmes de post-processing	53
4.4.	Considérations pratiques	54
4.4.1.	Acquisition des données aériennes	54
4.4.2.	Réflexions sur le mode opératoire	55
4.5.	Bénéfices	56
4.6.	Limites	57
5.	Apports de la photogrammétrie SfM pour le monitoring des glaciers rocheux	61
5.1.	Secteurs d'activités	61
5.1.1.	Structure des lobes et secteurs d'activités.....	61
5.1.2.	Changements d'élévation.....	64
5.2.	Variations des vitesses de déplacement	64
5.2.1.	Relation pente-vitesse	64
5.2.2.	Vitesses annuelles et saisonnières	65
5.2.3.	Différenciation des vitesses et hypothèses	66
5.3.	Mise en place du glacier rocheux et dynamique de versant.....	69
5.4.	Discussion générale.....	70
6.	Conclusion	73
7.	Bibliographie	75

1. Introduction

1.1. Introduction générale

Le pergélisol désigne les sols dont la température demeure inférieure à 0°C pendant une année au minimum. Au début du 21^{ème} siècle, il représentait près de 5 % de la superficie totale de la Suisse (Boeckli et al. 2012). Le glacier rocheux actif est probablement l'indicateur le plus visible de la présence de pergélisol. Ce dernier se définit comme « *l'expression visible dans des matériaux non consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace* » (Haeberli, 1985). De nombreux glaciers rocheux alpins sont actuellement proches de la limite inférieure d'occurrence du pergélisol discontinu (Barsch, 1996) et montrent son extension actuelle. Leur lente reptation a permis d'estimer que leur développement s'effectue généralement sur plusieurs milliers d'années. Ils sont par conséquent d'excellents témoins du contexte et de l'évolution climatique passée et présente (Scapozza et al. 2014).

Le pergélisol est un phénomène thermique particulièrement sensible au forçage climatique actuel (Haeberli & Hohmann, 2008). La dégradation actuelle du pergélisol implique une activité gravitaire accrue des versants avec par exemple une accélération des vitesses de fluage des glaciers rocheux ces dernières décennies (Roer et al. 2008 ; Delaloye et al. 2010). Dans un terrain alpin fortement anthropisé, les dangers associés à la dégradation du pergélisol ont été définis comme un enjeu d'importance nationale en Suisse (Haeberli et al. 1997). L'étude du pergélisol est essentielle pour la gestion des risques naturels et nécessite la création de représentations topographiques de haute qualité.

La création de modèles numériques de terrains (MNT) à l'aide de la photogrammétrie permet de quantifier des changements topographiques (Lane et al. 1993). Les récents développements informatiques et dans le traitement de l'image ont permis la mise au point de nouvelles méthodes facilitant la création de modèles topographiques et d'orthophotos. La photogrammétrie digitale « *Structure from Motion, (SfM)* » (Snavely et al. 2008 ; Smith et al. 2015) permet la reconstruction d'orthophotos et de MNT à partir d'images de différents points de vue offrant ainsi une nouvelle possibilité pour le suivi de tout mouvement gravitaire. Parallèlement, le développement de drones (UAV) performants et peu coûteux facilite la prise de photographies aériennes de qualité à moindres coûts. La précision désormais atteignable par la photogrammétrie SfM fait de la combinaison de ces deux techniques (UAV-SfM) une nouvelle méthode de qualité pour toute étude topographique (Tonkin et al. 2014).

L'objectif principal de ce travail est de tester la méthode de photogrammétrie SfM réalisée avec des images aériennes acquises à l'aide d'un drone pour l'étude des vitesses de déplacement des glaciers rocheux. Le premier objectif, méthodologique, consiste à déterminer la précision, les distorsions potentielles, les sources d'erreur et les limites de cette technique dans un environnement périglaciaire. Le second objectif, de type géomorphologique, a comme but d'évaluer les potentialités de cette approche « *UAV-SfM* » pour le suivi de la dynamique des glaciers rocheux. Nos résultats se basent sur quatre vols effectués durant la période estivale 2015 et 2016 sur le glacier rocheux de La Roussette situé dans le canton du Valais, à Arolla.

1.2. Etat de la recherche

1.2.1. Mesures topographiques

L'étude de mouvements gravitaires nécessite des relevés précis qui peuvent être des points de mesure ou des représentations de haute résolution de la topographie. Diverses méthodes terrestres ou aériennes existent pour quantifier ces mouvements. Les points de mesure sont généralement acquis à l'aide d'un GPS différentiel (dGPS) fonctionnant sur le système de positionnement par satellite (GNSS) et de cinématique en temps réel (RTK) (Lambiel et Delaloye, 2004) offrant une précision centimétrique (Berthling et al. 1998). D'autres techniques comme le scanner par balayage laser (Lidar) (Lefsky et al. 2002) et la photogrammétrie digitale (Kääb et al. 1997 ; 2000 ; Lane et al. 2000) ont permis d'accroître la couverture spatiale ainsi que la densité d'informations. En augmentant la résolution, la précision et la couverture spatiale des données, ces procédés ont amélioré et facilité la création de MNT et d'orthoimages.

La photogrammétrie utilise un ensemble de photos acquises de points de vue différents pour restituer la géométrie en trois dimensions d'un objet ou d'une surface et permet la création de MNT (Lane et al. 1993). La photogrammétrie SfM se différencie de la photogrammétrie analytique en déterminant les positions et orientations des capteurs photographiques sans le besoin d'un réseau de points de contrôle terrestres dont la position 3D est connue (Snavely et al. 2008 ; Micheletti et al. 2015a). La photogrammétrie SfM utilise des algorithmes permettant de retrouver la position et l'orientation des capteurs photographiques à partir de la superposition de plusieurs images de différents points de vue (Snavely et al. 2008 ; Smith et al. 2016). Le développement de logiciels avec un haut niveau d'automatisation a permis de généraliser cette méthode dans le champ des géosciences. Ce procédé est particulièrement adapté à l'usage de drones qui permettent une couverture spatiale maximale renforçant le recouvrement et la géométrie de la scène. De plus, un capteur photographique de qualité standard est suffisant pour une bonne reconstruction photogramétrique (Snavely et al. 2008). La photogrammétrie aérienne SfM a été utilisée dans de nombreuses études topographiques comme pour la modélisation du lit d'un cours d'eau (Javernick et al. 2014), l'érosion de falaises côtières (James & Robson, 2012), la surveillance de glissements de terrain (Niethammer et al. 2010 ; 2012 ; Lucieer et al. 2013), la détection de stries glaciaires (Ely et al. 2016) ou encore la quantification du bilan de masse d'un glacier (Piermattei et al. 2015).

La photogrammétrie SfM montre des résultats d'exactitude (« *accuracy* ») excellents, similaires à ceux du Lidar pour des zones non végétalisées (Fonstad et al. 2013 ; Bodin et al. 2015). L'exactitude peut se définir comme la similitude de la mesure avec le relevé de référence. Les résultats de l'exactitude des études de photogrammétrie SfM réalisées à l'aide de drones citées ci-dessus, résumés par Clapuyt (2015), ont une erreur moyenne de l'ordre du décimètre en élévation. Cependant, d'importantes distorsions peuvent apparaître dans la reproduction de MNT (Wackrow & Chandler, 2011). Ces distorsions systématiques seraient entre autres liées à une géométrie trop faible de l'acquisition des images et des points de contrôle terrestres (GCP, *Ground Control Points*) (James & Robson, 2012 ; 2014). La reproduction de résultats précis sans distorsions systématiques est un facteur d'incertitude et reste une zone d'ombre quant à la reproductibilité de la méthode. L'automatisation de la photogrammétrie SfM implique un manque de contrôle sur le résultat final lors de la

création de MNT. Ces deux facteurs constituent à la fois l'avantage et le désavantage principal de cette méthode automatisée.

Diverses techniques permettent l'étude de la dynamique des glaciers rocheux comme le relevé de points dGPS (Lambiel & Delaloye, 2004 ; Delaloye et al. 2008 ; 2010), le Lidar terrestre (Bauer et al. 2003 ; Bodin et al. 2008) et aérien (Kenner et al. 2014), les images InSAR de satellites à ouverture synthétique (Delaloye et al. 2005), la photogrammétrie aérienne (Messerli & Zurburchen, 1968) ou encore la photogrammétrie digitale terrestre (Bodin et al. 2015) et aérienne (Kääb et al. 1997 ; 2003 ; Kaufmann & Ladstädter, 2003). La photogrammétrie digitale est particulièrement utilisée car elle permet l'application d'algorithmes de corrélation d'images pour déterminer des mouvements de surface 2D et 3D ainsi que pour quantifier les variations d'épaisseur (Baltsavias, 1996). L'étude des glaciers rocheux à l'aide de la photogrammétrie SfM, réalisée à partir d'images de drones, n'a fait jusqu'ici l'objet que d'une seule étude (Dall'Astra et al. 2016). Une haute résolution (< 10 cm), une précision élevée des MNT (RMSE de 0.16 m par rapport aux points de validation) ainsi que de faibles coûts de monitoring annuel donnent des résultats encourageants.

1.2.2. Dynamique des glaciers rocheux

Le début du 21^{ème} siècle est une période climatique où les records de chaleurs ne cessent d'être battus. L'année 2015, avec un écart à la norme 1981-2010 de 1.29°C, est l'année la plus chaude jamais mesurée en Suisse depuis 1864 juste devant 2014 et 2011 (MétéoSuisse, 2016). La température moyenne en 2016 est aussi supérieure à la moyenne 1981 – 2010 (+ 0.7 °C) avec notamment le mois de septembre le plus chaud jamais enregistré en Suisse romande et en Valais depuis 1864 (MétéoSuisse, 2016 ; 2017). Cette tendance marquée de l'augmentation des températures (Fig. 1) depuis le milieu des années 1980 a des effets directs sur le pergélisol.

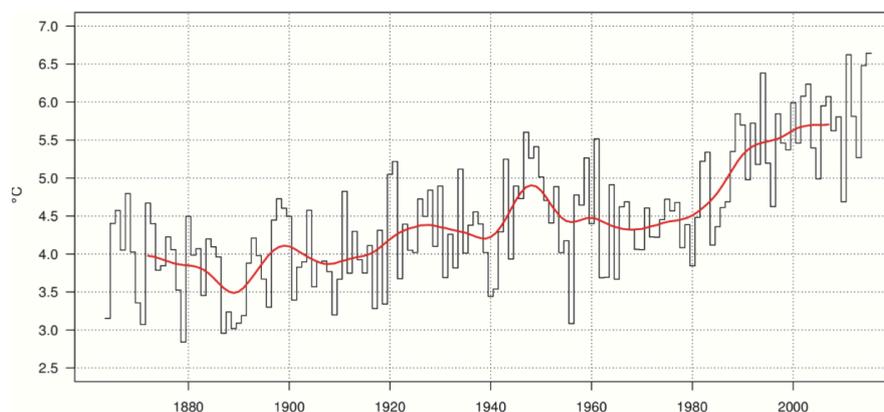


Figure 1. Valeurs annuelles de la température moyenne suisse entre 1864 et 2015. Les valeurs de chaque année sont en noir, la moyenne pondérée sur 20 ans est en rouge (source : MétéoSuisse 2016).

Le pergélisol alpin constitue un domaine de recherche récent et en développement (Haerberli, 2013). Cet intérêt scientifique grandissant est fortement lié au forçage climatique actuel. En Suisse, le réseau de mesures PERMOS (Swiss Permafrost Monitoring Network) suit l'évolution du pergélisol depuis 2000. Trois types d'observations sont réalisées sur le terrain : des relevés de températures de surface ainsi qu'à l'intérieur de forages, des mesures géoélectriques ainsi que des mesures de déplacement des glaciers rocheux. La tendance continue de l'augmentation des températures de l'air se traduit par un réchauffement du pergélisol. Une diminution des résistivités électriques du pergélisol ainsi

qu'une augmentation de la température à l'intérieur des forages depuis 2009, aussi bien à 10 mètres qu'à 20 mètres de profondeur, est mesurée sur l'ensemble des sites. L'épaisseur de la couche active, déterminée à partir des relevés de températures effectués à l'intérieur des forages, est en légère augmentation dans la plupart des forages du réseau PERMOS entre 2011 et 2014 (PERMOS, 2016).

Le transfert de chaleur à l'intérieur du pergélisol intervient majoritairement par conduction en dessous de la couche active (Haeberli et al. 2006) et également par convection en raison de la circulation d'eau à l'intérieur du matériel gelé (Harris et al. 2009). La présence de pergélisol est fortement influencée par la température annuelle de la surface du sol (MAGST, *Mean annual ground surface temperature*) ainsi que par le rayonnement solaire, les caractéristiques de surface du terrain et de l'épaisseur de la neige (Haeberli, 1990). Un pergélisol de basse altitude peut aussi se développer par advection d'air principalement dans le bas de pentes d'éboulis (Delaloye et al. 2001). La topographie joue donc un rôle indirect sur l'extension du pergélisol alpin en influençant la MAGST et le rayonnement solaire à une échelle locale et régionale (Gruber et al. 2004).

Le fluage des glaciers rocheux s'effectue par déformation plastique de la structure interne, composée de pergélisol sursaturé en glace (Barsch, 1992). La déformation du pergélisol est généralement calculée selon la loi de Glen (1955) qui dépend de la contrainte de cisaillement et de deux autres constantes (Haeberli et al. 2006). Des forages ont mis à jour l'existence de zones de cisaillement (Haeberli et al. 1998 ; 2006. Arenson et al. 2002) où près de 50 à 97 % du fluage total intervient. Ces dernières, d'une épaisseur variant de 1 à 3 mètres, se trouvent généralement à plus de 10 mètres de profondeur. Le fluage dans ces zones de cisaillement dépend de la viscosité du pergélisol et par conséquent de facteurs comme la température du pergélisol (elle même fonction de la MAGST) et de la quantité d'eau présente (Arenson et al. 2002). Un glissement basal du glacier rocheux sur le sol rocheux est aussi possible et fortement dépendant de la topographie et de la quantité d'eau en circulation à travers le matériel gelé (Haeberli et al. 2006 ; Roer et al. 2008). Le manque d'informations sur la structure interne des glaciers rocheux ne permet pas de fournir des explications claires sur la différenciation des vitesses de surface. Elles sont déterminées par divers facteurs comme la pente, la température et l'épaisseur des matériaux gelés, la teneur en glace, la structure interne des couches ou des processus de glissements en profondeur (Frauenfelder et al. 2003).

La dynamique des glaciers rocheux est fortement influencée par les variations de température du pergélisol (Arenson et al. 2002). De nombreux glaciers rocheux alpins se situent actuellement dans la ceinture inférieure du pergélisol discontinu et ont une température proche du point de fusion (Harris et al. 2009). Leur forte sensibilité face aux températures du pergélisol implique une dynamique accrue, notamment par des vitesses de déplacement qui sont en forte augmentation depuis les années 1990 (Roer et al. 2008 ; Delaloye et al. 2008, 2010 ; Ikeda et al. 2008). Ces vitesses de déplacement sont fortement dépendantes de la température du pergélisol, une glace proche du point de fusion se déforme plus facilement qu'une glace froide (Kääb et al. 2003 ; Frauenfelder et al. 2003). La température moyenne annuelle de l'air (MAAT, *Mean annual air temperature*) joue un rôle important dans le contrôle des vitesses de déplacement (Fig. 2) (Frauenfelder et al. 2003 ; Kääb et al. 2007), ces dernières augmentant de manière exponentielle avec l'augmentation de la température du sol (GST, *Ground surface temperature*) (Staub, 2015). Cette augmentation de vitesses par le biais d'un rapprochement des températures du point de

fusion du pergélisol serait une étape avant l'inactivation des glaciers rocheux par la fonte de la glace (Kääb et al. 2007). Ces fluctuations de vitesses, accrues par un pergélisol proche du point de fusion, ont des variations de types saisonnières, interannuelles et décennales (Delaloye et al. 2010 ; PERMOS, 2013).

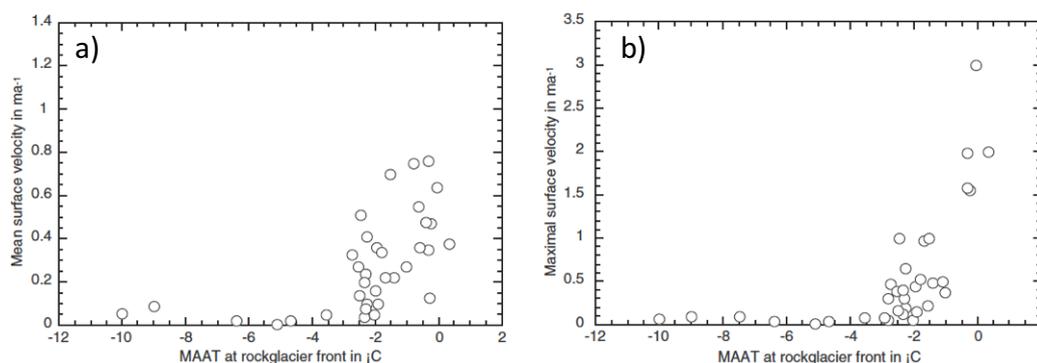


Figure 2. Relation entre la MAAT et la vitesse de déplacement a) moyenne et b) maximale d'un échantillon de 35 glaciers rocheux (tirées de Frauenfelder et al. 2003).

Les variations de vitesses annuelles et saisonnières sont fortement liées à la GST ainsi qu'à la présence d'eau liquide en circulation dans le pergélisol sursaturé (Ikeda et al. 2008). Cette percolation d'eau dans le pergélisol semble augmenter les vitesses de déplacement des glaciers rocheux bien qu'aucune conclusion définitive sur leur augmentation d'activité liée à l'eau de fonte ne peut actuellement être effectuée (Staub, 2015). La MAGST varie selon les années en fonction de l'épaisseur de la couche de neige qui agit comme isolant (Haeberli et al. 2006). En contrôlant l'intensité du gel hivernal, la couverture neigeuse est par conséquent fortement responsable des fortes variations de vitesses interannuelles et saisonnières (Delaloye et al. 2010 ; Staub, 2015). Les fluctuations de vitesses saisonnières sont cycliques et suivent la courbe de la MAGST avec un délai lié à la propagation de la chaleur par conduction dans les couches du pergélisol (Haeberli et al. 2006 ; Delaloye et al. 2010). Elles sont maximales à la fin de l'été et durant l'automne et minimales ou nulles durant l'hiver et le printemps. Ces variations sont particulièrement importantes lorsque le pergélisol s'étend jusqu'au soubassement rocheux (Haeberli, 1985).

1.2.3. Justifications méthodologiques préliminaires et objectifs

Il a été démontré (Arenson et al. 2002) que les déplacements internes des glaciers rocheux mesurés dans des forages ont une corrélation avec les déplacements de surface. L'étude de la dynamique de surface des glaciers rocheux permet donc de connaître les différentes vitesses de déplacement mais aussi de renseigner sur les mouvements internes de la structure. Les mesures internes étant très contraignantes, les mesures de surface sont favorisées. Les mesures aux dGPS (Lambiel et Delaloye. 2004) ou par photogrammétrie (Kääb et al. 2003 ; 2007) sont les plus utilisées pour l'étude des vitesses des glaciers rocheux.

Les mesures terrestres comportent des risques objectifs principalement liés à la surface chaotique de la plupart des glaciers rocheux. L'augmentation récente des vitesses de déplacement ne fait qu'accroître les instabilités de surface comme des chutes où des basculements de blocs. Ces mesures sont potentiellement dangereuses et les risques objectifs obligent la présence de deux opérateurs de terrain pour des raisons de sécurité. De plus, ces relevés sont coûteux en temps puisqu'il est nécessaire de mesurer un grand

nombre de points pour obtenir une bonne représentation spatiale. Une méthode de télédétection rapprochée permet d'éviter ces problèmes tout en offrant une couverture spatiale maximale et une haute résolution spatiale.

La photogrammétrie aérienne a démontré son efficacité pour le monitoring pluriannuel des glaciers rocheux (Kääb et al. 1997 ; 2003. Kaufmann & Ladstädter, 2003) mais est limitée par la temporalité et la résolution des images disponibles. Les récents développements de drones performants avec une autonomie et une maniabilité améliorée offrent un moyen sans précédent pour l'acquisition d'images aériennes. L'émergence de la photogrammétrie « SfM » a permis un traitement optimal d'images aériennes provenant de drones et la création facilitée de MNT précis et de qualité. L'utilisation de ces deux méthodes fortement complémentaires, dénommée ci-après « UAV-SfM », permet de réaliser des MNT et orthophotos de très haute résolution, d'une précision centimétrique, à moindre coût et à une fréquence élevée.

La précision désormais atteignable, la facilité d'acquisition des images aériennes et la simplicité de création des MNT et orthophotos à l'aide de la photogrammétrie SfM autorisent l'hypothèse que cette méthode est adaptée pour le suivi des glaciers rocheux. Un monitoring annuel ou même saisonnier peut dès lors être envisagé. La comparaison de différents rasters en élévation ou par des logiciels de traitement d'image permet l'identification de mouvements de surface. Les variations d'épaisseur du pergélisol et les déplacements de surface en 2D et 3D peuvent être obtenus entre deux périodes d'acquisition d'images. Cependant, de nombreuses contraintes relatives à l'environnement de montagne comme la topographie escarpée et les diverses contraintes climatiques sont des obstacles majeurs au fonctionnement optimal d'un drone et au traitement des images par photogrammétrie SfM.

Ce mémoire se divise en 2 parties principales avec chacune un objectif différent, l'un méthodologique et l'autre géomorphologique.

L'objectif méthodologique premier est le traitement par la méthode de l'autocorrélation d'images des MNT et d'orthophotos photogrammétriques. De nombreuses contraintes relatives à l'environnement alpin viennent s'immiscer dans la création des MNT. Elles peuvent potentiellement amener de fortes distorsions systématiques et aléatoires qui se répercutent ensuite sur les mesures automatiques de déplacement du glacier rocheux. Par conséquent, les objectifs méthodologiques sont les suivants :

- Quantifier les différentes distorsions systématiques et aléatoires,
- Etablir la précision des vecteurs de déplacement de surface de la méthode de corrélation automatique d'images,
- Déterminer les sources d'erreurs potentielles de la méthode UAV- SfM et des vecteurs de déplacement,
- Identifier les avantages et les limites de la méthode en fonction du traitement des données, des contraintes et du type de drone utilisé.

L'objectif géomorphologique principal est de mettre en évidence les potentialités des images de très haute résolution et des résultats obtenus pour l'étude de la dynamique des glaciers rocheux. Ainsi, les sous-objectifs sont :

- Identifier les différentes zones d'activité, les vitesses annuelles et les variations de vitesses saisonnières,

- Utiliser les images aériennes de très haute résolution afin de déterminer les détails observables et leurs utilités pour le suivi des glaciers rocheux,
- Confronter les résultats de déplacements et la zone d'étude pour émettre des hypothèses sur la dynamique et la mise en place du glacier rocheux de La Roussette.

2. Méthodologie, matériel et méthodes

Ce chapitre détaille les différentes étapes de la prise des données de terrain et du traitement informatique de la création des MNT à l'étape de corrélation automatique des images. La méthodologie reprend les opérations générales et les prérequis pour le fonctionnement des méthodes. Ces dernières reprennent de manière plus détaillée l'utilisation du matériel en rapport avec la zone d'étude et le traitement des données de terrain. La détermination et la quantification de l'erreur systématique et aléatoire présente dans chaque MNT ainsi que l'estimation des limites de détection des MNT et des vecteurs d'autocorrélation sont expliquées en seconde partie.

2.1. Méthodologie

2.1.1. Utilisation des MNT et orthophotos pour quantifier un changement topographique

Les MNT sont utilisés dans le domaine des géosciences depuis les années 1950 et permettent de quantifier ou de modéliser des changements topographiques (Weibel & Heller, 1991). La création d'un MNT repose sur un ensemble de points déterminés par les composantes X, Y et Z à partir desquels une interpolation est réalisée. L'interpolation crée un maillage de valeurs altimétriques représentant la topographie du terrain à partir des coordonnées planimétriques de chaque point. Cette reconstruction topographique fournit un modèle d'élévation 3D en fonction des coordonnées altimétriques de chaque point. L'application d'un ombrage généré par une source de lumière, nommé ci-après hillshade, peut ensuite être appliqué pour faire ressortir les formes et améliorer la lisibilité de l'interpolation (Weibel & Heller, 1991).

L'orthophoto est une image aérienne orthorectifiée provenant d'un assemblage de multiples photos. La rectification, qui permet de visualiser chaque pixel depuis une prise de vue verticale, est réalisée à partir du MNT où les distorsions liées aux capteurs photographiques et à la topographie sont éliminées (Weibel & Heller, 1991 ; Pix4D Support). Ces orthophotos fournissent une information tant qualitative sur la nature du terrain que quantitative lors de comparaisons.

La production de MNT, facilitée grâce à la digitalisation des méthodes, gagne en intérêt pour toute étude relative à des changements topographiques (Fonstad et al. 2013). Le MNT est la forme centrale pour quantifier et modéliser des changements où la précision et la haute résolution sont deux éléments centraux. Un système de coordonnées stable et de référence entre les différents MNT et orthophotos est obligatoire pour l'analyse de ces déplacements. Ce référencement s'effectue dans le cas d'une étude photogrammétrique SfM à l'aide de GCP préalablement marqués au sol ou par le référencement immédiat des images lors de leur acquisition.

La soustraction de MNT entre deux dates permet de créer un MNT de différence et d'établir la distribution spatiale d'un processus d'érosion ou de dépôt (Lane et al. 1994). Il est généralement calculé en soustrayant le MNT le plus récent au plus ancien. Les comparaisons d'orthophotos permettent aussi de mesurer un déplacement à l'aide de logiciels de corrélation d'images. L'ajout du MNT permet la prise en compte de la composante verticale et de mesurer un mouvement en trois dimensions. Cependant, trois conditions doivent être réunies pour quantifier un changement à partir de la méthode de la corrélation d'images

(Kääb et al. 1997) : (1) le changement doit être supérieur à la précision de la méthode ; (2) le terrain doit comporter des objets communs lors de chaque époque temporelle ; (3) les changements topographiques ne doivent pas empêcher l'identification des éléments invariants.

La définition de la résolution temporelle et spatiale est centrale pour s'assurer de la condition numéro (1). La résolution temporelle doit être appropriée afin d'estimer le déplacement potentiel et mesurer efficacement le changement. Elle est influencée par la résolution spatiale car celle-ci contrôle indirectement la limite de détection minimale. Une estimation préliminaire des changements et des vitesses de déplacement potentiels du processus étudié est nécessaire afin de déterminer la résolution temporelle et spatiale des relevés. Cette dernière doit de plus être déterminée en fonction de la précision et du niveau de détails nécessaire à l'étude des déplacements ou de la forme topographique.

2.1.2. Création, comparaisons et contrôle des MNT et orthophotos photogrammétriques

L'acquisition des images aériennes avec un drone est l'étape initiale pour la création des orthophotos et MNT. Une fois les images aériennes collectées, elles ont été traitées par le logiciel de photogrammétrie SfM Pix4D (Fig. 3). La superposition des images permet l'extraction des points d'intérêt et la création d'un nuage de points qui constitue la base du MNT et de l'orthophoto créés ensuite. Le référencement des rasters a été effectué à l'aide des points de contrôle mesurés au dGPS et marqués préalablement à l'aide de spray de couleur vive. De gros blocs visibles sur les orthophotos ont servi pour le référencement du projet de 2015 où les GCP n'étaient pas encore marqués. Les points de validation situés sur le glacier rocheux sont mesurés au dGPS lors de chaque relevé photogrammétrique et servent de base de contrôle pour les résultats finaux.

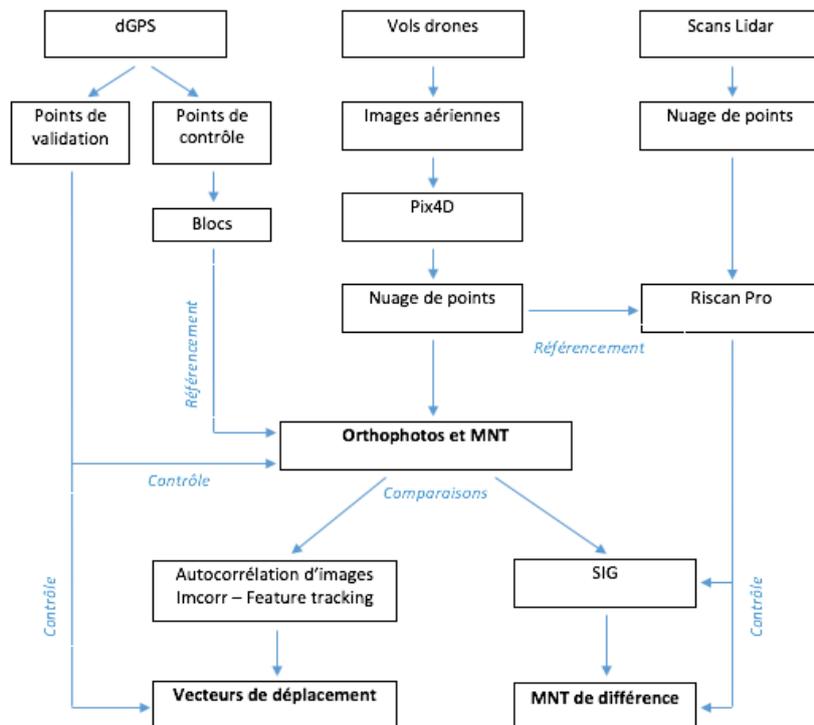


Figure 3. Résumé des diverses étapes de création, comparaisons et contrôle des MNT et orthophotos.

Les orthophotos et MNT issus de la photogrammétrie de différentes dates sont ensuite comparés pour faire ressortir les déplacements de surface. La méthode d'autocorrélation d'images est réalisée avec le module « *IMCORR – Feature tracking* » disponible avec le logiciel de SIG SAGA (System for Automated Geoscientific Analyses, www.saga-gis.org). Les MNT de différence ont été réalisés dans le logiciel de SIG ArcMap développé par la firme ESRI (www.esri.com). Ces données sont les résultats finaux et permettent d'évaluer le potentiel de la méthode pour l'étude des glaciers rocheux.

La vérification des MNT a été réalisée à l'aide d'un MNT de différence entre les MNT photogrammétrique et Lidar afin de déterminer les potentielles distorsions en élévation. Les points de validation (Fig. 4) sont la seconde source de vérification pour le contrôle des distorsions et du référencement des MNT et orthophotos. Ces points sont manuellement rentrés comme points de vérification « *Check Points* » dans Pix4D et l'erreur de positionnement en X, Y et Z est fournie automatiquement dans le rapport de qualité. Ces points servent aussi de données de contrôle de précision pour les vecteurs de déplacement générés par IMCORR.



Figure 4. Récepteur mobile dGPS sur un point de validation. Vue sur le village d'Arolla.

2.2. Méthodes

2.2.1. Relevés dGPS

Les points de validation et les GCP ont été mesurés à l'aide d'un GPS différentiel (dGPS) Trimble R10 GNSS/GPS/Glonass utilisant la méthode de cinématique en temps réel (« *Real Time Kinematic, RTK* »). Cette méthode est basée sur l'utilisation de deux antennes permettant d'éviter les perturbations du signal lors de son passage dans la haute atmosphère. Un récepteur fixe de référence, appelé station de base, est disposé à proximité de la zone de mesure sur un point fixe dont la position est connue. Cet emplacement est ensuite utilisé lors de chaque nouveau relevé. Le second récepteur mobile (Fig. 4) est connecté en permanence avec la station de référence par communication radio. Sa position est connue et corrigée en tout temps par rapport à la station de base grâce au système RTK. Une précision centimétrique est atteignable (Berthling et al. 1998).

L'antenne de référence a été placée sur un bloc erratique non loin du village d'Arolla (CH1903+ / LV95 : 2603404.3 / 1097023.8 / 1965.7). Afin d'obtenir sa position de référence pour les relevés suivants, sa position a été corrigée à l'aide de la station de référence de Zermatt du réseau Suisse GNSS permanent « *Automated GNSS Network for Switzerland* » (AGNES).

Vingt points de validation marqués en 2010 (Vuilleumier, 2011) et situés sur le glacier rocheux ont été mesurés lors de chaque survol photogrammétrique (Fig. 5). Ces derniers permettent de mesurer le fluage du glacier rocheux, de vérifier les résultats provenant de la méthode de corrélation d'images et servent de points de référence pour le contrôle de précision des MNT et des orthophotos. Ces points ont initialement été mesurés dans le système de coordonnées CH1903 / LV03 pour retrouver les points relevés en 2010. Les mesures ont par la suite été converties en CH1903+ / LV95 à l'aide de l'outil de transformation des coordonnées « *REFRAME* » fourni par swisstopo.

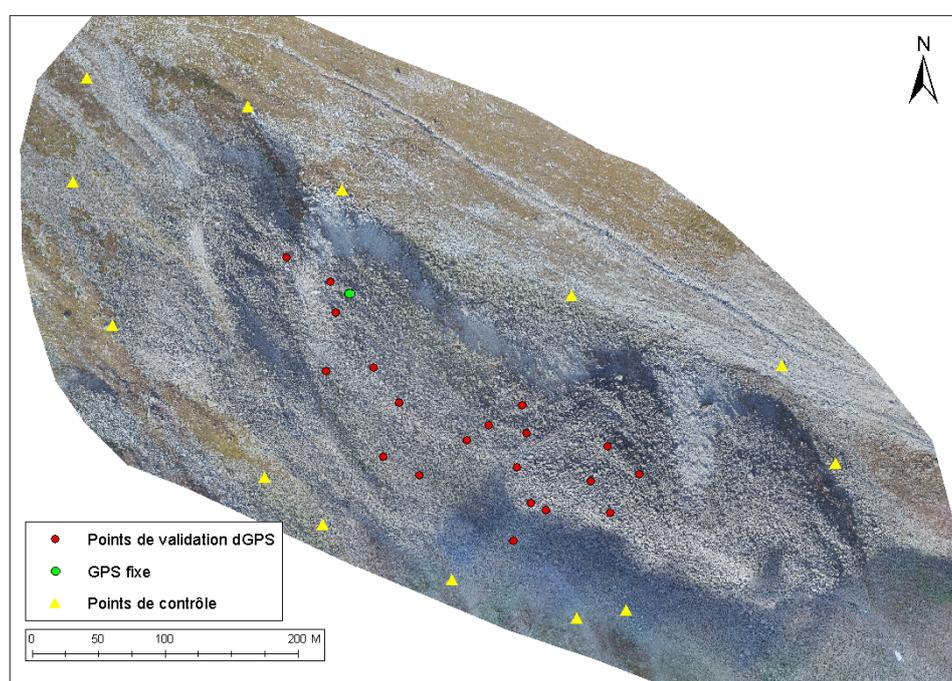


Figure 5. Disposition des points de validation et des GCP.

Treize GCP ont été mesurés en juillet 2016 sur de gros blocs stables aux abords du glacier rocheux (Fig. 5), ils servent de base pour le référencement des orthophotos aériennes. Les GCP ont été répartis équitablement dans des zones stables en dehors du glacier rocheux pour minimiser les potentielles déformations systématiques (James & Robson, 2012, 2014). Afin d'éviter la mesure des GCP lors de chaque relevé photogrammétrique, leur disposition en zone stable permet une mesure unique de leur position et évite ainsi une perte de temps au vu de leur placement excentrée. Ils sont représentés par une croix d'environ 40 cm de diamètre marquée à l'aide d'un spray de couleur vive. Cette croix, mesurée à l'aide du récepteur mobile dGPS, doit être visible sur les images aériennes pour permettre le référencement lors du traitement des données (Fig. 6).

Un GPS permanent, placé sur le lobe N°3 (CH1903+ / LV95 : 2604618 / 1096566 / 2492) (Fig. 5) depuis mars 2015, enregistre chaque heure sa position (Fig. 7). Une base locale a été installée en novembre 2016 dans une zone stable proche de la cabane de la Tsa et permet un fonctionnement en mode différentiel local. Le gain de précision est conséquent par rapport au fonctionnement précédent en mode différentiel virtuel avec le réseau suisse AGNES. En mode différentiel local, la précision est inférieure au centimètre en planimétrie et d'environ 1 cm en altimétrie (Delaloye & Lambiel, 2017). La conception du GPS ainsi que le traitement des données brutes sont réalisés par l'entreprise Geosat SA basée à Sion.



Figure 6. Marquage et mesure des points de contrôle en dehors du glacier rocheux.



Figure 7. GPS permanent (image d'illustration, ©Delaloye & Lambiel).

2.2.2. Acquisition des images aériennes

L'acquisition des images s'est déroulée durant l'automne 2015 et l'été 2016. Un premier vol a été réalisé le 12 octobre 2015 par Sébastien Rüttimann à l'aide d'un DJI Inspire 1 piloté manuellement à une hauteur de 25 mètres. Quatre autres missions ont ensuite été effectuées entre le 29 juin et le 6 octobre 2016 à intervalles réguliers d'un mois (Tableau 1). Ces vols étaient initialement prévus avec un Sensefly eBee RTK, un drone de type aile volante. Cet appareil a la possibilité de couvrir de grandes surfaces et dispose d'un GPS embarqué fonctionnant sur le principe du RTK, ce qui évite théoriquement la mesure et l'utilisation de GCP. Sa connexion GNSS aux systèmes Glonass et GPS assure une couverture de satellites suffisante même en milieu alpin. Des problèmes de surchauffe probablement liés à de grands changements d'altitudes entre la zone de décollage imposée par la topographie et le glacier rocheux (près de 600 mètres) n'ont pas permis l'acquisition de données optimales.

Afin d'éviter des problèmes similaires pour les relevés suivants, un drone DJI Phantom3 plus adapté aux fortes dénivellations a ensuite été utilisé. Ce drone possède un GNSS utilisant les systèmes GPS et GLONASS avec une précision d'environ 2.5 m en X et Y. Le positionnement de chaque image est exporté en Lat/Long WGS84 dans les métadatas de l'image. La faible

précision de ce GPS rend obligatoire la prise de GCP pour référencer précisément le nuage de points.

Le DJI Phantom3 est de type quadcoptère (Fig. 8). D'une envergure de 40 cm, il reste stable face aux brises de montagne et les images sont rarement floues dans des conditions de vols normales. Le Phantom3 est piloté automatiquement par le logiciel Pix4D Capture, seul le décollage et l'atterrissage sont gérés par l'opérateur. Pix4D Capture gère l'acquisition des images selon le taux de recouvrement paramétré ainsi que l'ensemble des caractéristiques comme la création des lignes de vol, la vitesse de déplacement du drone et l'angle du capteur photographique.



Figure 8. DJI Phantom3 à La Roussette.

Le Phantom3 vole à une altitude fixe « *Above Take Off, ATO* » au-dessus de son point de décollage. Certaines précautions particulières doivent être prises dans les zones de forts changements de pente afin d'éviter tout accident. La forte pente ainsi que les différents lobes du glacier rocheux obligent un décollage situé sur le glacier rocheux afin de rester au plus près de la topographie, de conserver une résolution optimale et de garder un contact visuel permanent avec le drone. La présence et le déplacement de l'opérateur sur le glacier rocheux est obligatoire pour réaliser l'ensemble des 25 à 30 missions réalisées lors de chaque relevé (Fig. 9). La forte pente, la topographie du glacier rocheux ainsi que les basses altitudes de vols nécessaires pour conserver une résolution maximale sont les principales raisons de ce grand nombre de vols.



Figure 9. Nombre et répartition des vols pour le glacier rocheux de La Roussette, Août 2016.

La résolution au sol souhaitée fixe la hauteur de vol moyenne. Cette dernière est calculée selon la distance focale du capteur, la largeur du capteur et la résolution au sol souhaitée. La résolution recherchée d'environ 4 cm correspond à une hauteur de vol moyenne de 90 m. Cette dernière est très difficile à respecter au vu de la topographie escarpée et de la hauteur de vol fixe du Phantom3. Avec la pente et le survol contre le bas, l'altitude de 40 m ATO représente une hauteur moyenne des photos d'environ 50 à 60 m. La hauteur finale, encore plus élevée en prenant compte la seconde hauteur de vol de 100 m ATO, se situe entre 70 et 90 m et correspond à une résolution de 3 à 4 cm. La seconde prise d'images à 100 m ATO a été effectuée afin de renforcer la géométrie des prises de vues et de réduire de potentielles distorsions systématiques du MNT (Wackrow & Chandler, 2011 ; James & Robson, 2014 ; Fonstad et al, 2013). L'angle d'acquisition des images est de 83° pour les survols à 40 m et de 90° pour les survols à 100m.

Date	12.10.2015	29.06.2016	03.08.2016	12.09.2016	06.10.2016
Drone	DJI Inspire 1	eBee RTK	DJI Phantom3	DJI Phantom3	DJI Phantom3
Nombre d'images	641	86	880	481	1040
Nombre de GCP	17	0	13	13	13
Mode de vol	Manuel	Automatique	Automatique	Automatique	Automatique
Altitude de vol (m)	25	90	40 / 100	40 / 100	40 / 100
Angle de prise de vue	90°	83°	83° / 90°	83° / 90°	83° / 90°

Tableau 1. Spécifications des vols 2015 et 2016.

2.2.3. Traitement des données et création des MNT et orthophotos photogrammétriques

La photogrammétrie SfM s'est développée au début du 21^{ème} siècle grâce aux progrès de l'informatique et du traitement de l'image. Cette méthode permet une facilité d'utilisation accrue autant lors de l'acquisition que du traitement des données (Westoby et al. 2012 ; Fonstad et al. 2013). Elle permet également une reconstruction automatique basée sur l'utilisation d'algorithmes de traitement de l'image. Ces algorithmes permettent une

reconstruction du terrain sans que les positions et orientations du capteur photo ne soient connues. Ceci constitue un avantage majeur de la photogrammétrie SfM.

Les images aériennes ont été traitées dans le logiciel de photogrammétrie SfM Pix4D Mapper Pro. Ce logiciel permet de reconstruire la géométrie 3D de la scène en trois étapes : (1) la génération du nuage de points ; (2) la densification du nuage de points ; (3) la création de l'orthophoto et du MNT.

La première étape, dite de « *initial processing* », consiste en la création d'un nuage de points 3D (Fig. 10). Un algorithme d'identification d'objets est utilisé pour détecter les points d'intérêt invariants (« *keypoints* ») de chaque image indépendamment de sa taille, de sa rotation, de sa luminosité et des changements de points de vue. Le « *Scale Invariant Feature Transform, SIFT* », (Lowe, 1999) est l'un des algorithmes les plus utilisés par les logiciels de photogrammétrie digitale SfM dont Pix4D Mapper. Il se base sur le gradient de luminosité et de couleur pour identifier les points d'intérêt. Leur nombre dépend principalement de la texture de l'image ainsi que de sa hauteur d'acquisition (Westoby et al. 2012) et dépasse les 1000 points par image. Une fois l'extraction des points d'intérêt effectuée, l'assemblage des images est effectué par un algorithme de recherche de points fixes communs comme par exemple l'algorithme « *Approximate Nearest Neighbor, ANN* » (Snavely et al. 2008). Les éléments communs doivent être visibles dans au moins trois images pour cette reconstruction (Westoby et al. 2012) et paramétrés comme tels dans les options de Pix4D. La qualité des images ainsi qu'un fort taux de recouvrement est nécessaire pour optimiser l'assemblage. Ces assemblages sont premièrement recherchés dans un rayon proche déterminé par le référencement des images durant le vol. Finalement, le calcul de la position 3D de chaque point est réalisé par l'ajustement des faisceaux lumineux « *Bundle block adjustment* » qui permet, grâce aux contraintes géométriques imposées par les points d'intérêt, de retrouver la position relative du capteur photographique et ainsi de reconstruire la géométrie 3D (Snavely et al. 2008 ; Smith et al. 2015). Le nombre de points d'intérêt est un paramètre important lors du calcul de l'ajustement des faisceaux lumineux. Un recouvrement important des photographies augmente le nombre de points d'intérêt correspondant ce qui permet d'accroître la redondance de ces points et d'optimiser la qualité du résultat final (Westoby et al. 2012). Ce recouvrement a été fixé dans notre étude à 80 % afin de garantir une couverture maximale.

Le nuage de points est créé dans un système de coordonnées relatif lorsque les images utilisées ne sont pas précisément référencées lors de leur acquisition. Le référencement du nuage de points lors du traitement informatique est réalisé à l'aide de GCP préalablement marqués et mesurés. A La Roussette, les GCP ont été manuellement marqués dans le nuage de points sur 10 à 15 images pour un référencement dans le système de coordonnées CH1903+ / LV95. Le nuage de points doit ensuite être optimisé en fonction des GCP marqués pour que le référencement soit effectif lors de la densification du nuage de point. Pour le référencement des rasters d'octobre 2015, les coordonnées de blocs situés dans des zones stables ont été importées des projets référencés de l'été 2016 et à nouveau marqués manuellement.

La seconde étape de processing est la densification du nuage de points et la création d'une mosaïque d'images (« *texture mesh* »). Un algorithme d'assemblage d'images multiples (« *Multi View Stereo image, MVS* ») est appliqué au nuage de points ce qui permet généralement de doubler sa densité (Micheletti et al. 2015a ; Smith et al. 2015). Chaque

point est extrait avec sa position X, Y et Z ainsi qu'avec son information de couleur. Le nuage de points est si dense qu'il apparaît comme une modélisation 3D couleur du terrain et s'avère utile pour le contrôle de la qualité des données avant la création finale de l'orthophoto et du MNT.

Finalement, sur la base du nuage de points densifié, une orthophoto et un MNT sont générés. L'interpolation du MNT a été réalisée lors du processing à partir de la méthode de la pondération inverse de la distance (IDW, *Inverse distance weighting*) avec un lissage minimum afin de conserver au mieux la rugosité de surface du glacier rocheux. La résolution finale obtenue est de 4.8 cm pour les données de l'eBee RTK et varie de 2.9 à 3.9 cm pour les orthoimages du DJI Phantom3 (Tableau 1). Une résolution élevée est nécessaire étant donné la courte période de comparaison de l'étude et afin de tester les potentialités de la méthode UAV- SfM. Cette haute résolution permet une limite de détection minimale, ce qui est obligatoire pour des comparaisons de vitesses de déplacement de glaciers rocheux sur de courtes périodes. Un résumé chronologique des étapes de création des orthophotos et MNT est visible en Figure 10.

2.2.4. Acquisition et traitement des relevés Lidar

Un scanner par balayage laser ou Lidar (« *Light detection and ranging, Lidar* ») détermine la distance entre sa position et un point de la zone d'étude. En connaissant la vitesse de propagation, cette distance est obtenue en mesurant le temps de parcours entre l'émission et le retour de l'impulsion lumineuse (Cracknell et al. 1991). Pour chaque retour de signal, la distance mesurée est transformée en un point avec une coordonnée X, Y et Z dont la position du scanner fixe le datum d'origine [0,0,0].

Un scanner RIEGL VZ-6000 a été utilisé pour l'acquisition des données le 3 août 2016. Cet instrument émet des rayons dans le proche infrarouge à une distance maximale de 6000 m et est particulièrement adapté aux mesures de montagne. Trois scans ont été effectués afin de limiter les zones d'ombres inhérentes au point de vue terrestre. Ils ont été réalisés depuis versant topographique opposé, c'est-à-dire depuis la zone proche du hameau de Pra Gra au-dessus d'Arolla.

Le nuage de points X, Y et Z final est composé de 22 millions de points et a été traité avec le logiciel RIEGL Riscan Pro. Ce nuage de points a servi de base de référence pour quantifier les potentielles distorsions systématiques du nuage de points issu de la photogrammétrie SfM. L'opération première consiste à rassembler les trois scans en un seul, ce qui implique successivement (Gabbud et al. 2015) : (1) le nettoyage des données dû aux réflexions de poussières ; (2) l'alignement manuel de chaque nuage de points en sélectionnant des points communs ; (3) la co-registation automatique de la superposition par un algorithme (multi-station adjustment). L'alignement manuel par l'identification de points communs à chaque scan permet une première superposition grossière des scans. La co-registation automatique améliore la précision, la superposition et l'orientation des nuages de points.

Le nuage de points Lidar est généré dans un système de coordonnées relatif au positionnement du Lidar. Il a ensuite été référencé dans le système de coordonnées CH1903+ / LV95 pour qu'une comparaison avec les données photogrammétriques soit possible. Le référencement du nuage de points Lidar s'effectue dans Riscan Pro avec le nuage de points photogrammétrique qui a pour cela précédemment été importé. Pour le référencement, seules les zones stables, obtenues grâce à un découpage du nuage de points, ont été utilisées afin de pouvoir ensuite comparer les potentielles distorsions

présentes sur le glacier rocheux. Les étapes (2) et (3) ont à nouveau été effectuées pour obtenir un nuage de points Lidar référencé.

Les nuages de points ont ensuite été exportés dans ArcMap où une interpolation par IDW a été réalisée. La résolution des MNT Lidar et photogrammétrique a été fixée à 2 m pour le calcul des distorsions afin de limiter le temps de traitement déjà considérable.

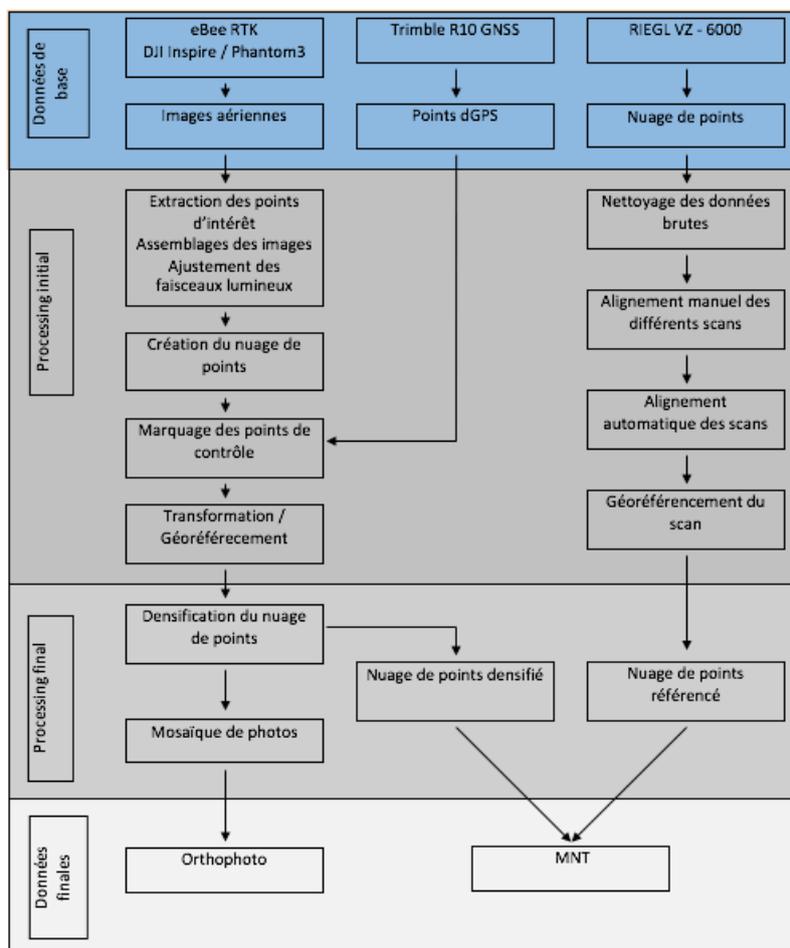


Figure 10. Résumé des différentes étapes de traitement.

2.2.5. Autocorrélation des rasters

La mesure automatique des déplacements est obtenue en comparant deux orthoimages de périodes différentes. La mesure d'un déplacement horizontal par autocorrélation d'images se réalise en deux étapes (Fig. 11) : (1) une section de l'orthoimage « *reference block* » du temps 1 est définie ; (2) cette section de référence est recherchée dans une zone de taille supérieure « *test area* » de l'orthoimage de temps 2 (Kääb, 2005). Si un pic de corrélation suffisant est détecté, la correspondance est établie et la différence de coordonnée crée un vecteur de déplacement entre les deux orthoimages.

Le logiciel de SIG SAGA a été utilisé pour réaliser cette autocorrélation d'images. Ce logiciel possède le module « *IMCORR – Feature tracking* » (Scambos et al. 1992 ; Conrad et al. 2015 ; <http://nsidc.org/data/velmap/imcorr.html>) permettant cette opération de corrélation. Ce module, développé par le « *National Snow and Ice Data Center* » de Boulder au Colorado, possède un algorithme qui identifie des points communs sur deux images aériennes. Cet

algorithme a initialement été développé pour géoréférencer deux images satellites entre elles et permet aussi de mesurer des déplacements. Ces derniers peuvent être mesurés en 2D entre deux orthophotos ou hillshades ainsi qu'en 3D lorsque le MNT est ajouté. IMCORR utilise la méthode de la cross-covariance qui est ensuite normalisée pour ajuster l'intensité de chaque image afin de réduire les différences de luminosité (Scambos et al. 1992).

Pour que le module IMCORR fonctionne, la surface du terrain doit répondre à plusieurs critères : (1) le terrain doit avoir des éléments correspondants dans chaque raster, (2) les déplacements doivent être supérieurs à la précision de la méthode (limite de détection), (3) les changements de terrain doivent être suffisamment faibles pour permettre l'identification des points correspondants (Kääb et al. 1997). De plus, les rasters comparés avec IMCORR doivent : (1) être parfaitement référencés ; (2) avoir une résolution et une taille égales ; (3) avoir peu de changements dans leur apparence (Scambos et al. 1992). Une grille de vecteurs de déplacement de densité déterminée par l'utilisateur est ensuite générée par IMCORR. Une densité de 1 vecteur par 100 m² a été définie pour une lisibilité optimale sur notre zone d'étude,

Les orthophotos et MNT ont été rééchelonnés dans le logiciel SAGA à une résolution unique de 4 cm et une délimitation identique pour chaque raster. L'erreur systématique du MNT d'août a été supprimée dans SAGA afin que les déplacements ne soient pas impactés par cette erreur. Lors du traitement dans Pix4D Mapper, les MNT ont subi un lissage de surface minimal afin de rester au plus près de la topographie. Un fort lissage du MNT modifie considérablement l'altitude et serait une source d'erreur importante pour les déplacements 3D. Ce paramètre est d'autant plus important que certains mouvements sont très faibles étant donné les courtes périodes de comparaison des déplacements.

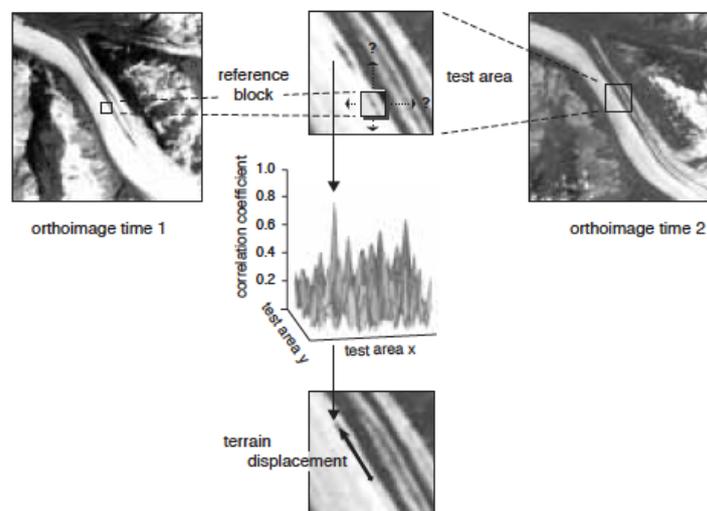


Figure 11. Principe de mesure des déplacements de terrain entre différents rasters (tiré de Kääb, 2005).

2.3. Détermination de l'erreur et limites de détection

2.3.1. Rasters photogrammétriques

La quantification de l'erreur d'un MNT photogrammétrique est compliquée dans des terrains escarpés et en mouvement et dépend principalement de deux facteurs (Cooper, 1998 ; Westaway et al. 2003). Le premier est le calcul de la position et de l'orientation des capteurs

photos par l'ajustement des faisceaux qui définit la qualité de la reconstruction de la scène. Ce facteur est fortement influencé par le nombre, la distribution spatiale et la qualité des GCP ainsi que par le recouvrement des images, la calibration des caméras ou encore le référencement direct des images par un système de type dGNSS-RTK (Westoby et al. 2012 ; Fonstad et al. 2013). Le second facteur d'erreur intervient lors de la création de l'orthophoto et du MNT. Il dépend de l'assemblage automatique des images et de la qualité de leurs superpositions. Des erreurs d'assemblages peuvent mener à des zones floues avec des éléments aux contours mal reconstruits. Ces assemblages sont influencés par la qualité, la rugosité de la surface ainsi que par les différences d'échelles des images (Barrand et al. 2010).

La qualité de l'ajustement des faisceaux est calculée par l'erreur quadratique moyenne (*RMSE, Root mean square error*) en fonction de la différence entre la position réelle et la position des GCP calculée informatiquement. Ce calcul ne renseigne pas correctement sur la qualité du raster puisque d'autres facteurs comme la qualité de l'assemblage des images et les possibles distorsions ne sont pas prises en compte.

Les représentations topographiques ne reproduisent pas le terrain de manière parfaite, les erreurs inhérentes aux mesures doivent être identifiées et quantifiées. Chaque point d'un MNT comporte une erreur systématique et une erreur aléatoire qu'il faut déterminer. La qualité d'un MNT est alors calculée en comparant l'élévation d'un point de validation mesuré sur le terrain à la valeur du MNT (Westaway et al. 2003). L'échantillon de points doit alors être suffisamment grand et correctement distribué afin que l'autocorrélation spatiale de l'erreur soit négligeable.

L'exactitude (« *accuracy* ») représente la similitude de la mesure avec la mesure de contrôle. Elle se détermine dans un MNT par l'erreur systématique de la mesure et fait référence à son biais. Elle peut être calculée grâce à l'erreur moyenne (*ME, Mean error*) (1).

$$ME = \frac{1}{n} \sum_i^n (Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}}) \quad (1)$$

$Z_{\text{estimé}}$ correspond à la valeur d'élévation du MNT photogrammétrique tandis que $Z_{\text{mesuré}}$ représente la valeur de référence relevée au dGPS.

La précision (« *precision* ») du MNT est la mesure de la variabilité de l'erreur et représente l'erreur aléatoire. Elle se quantifie avec le calcul de l'écart-type (*SDE, Standard deviation*) (2).

$$SDE = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_i^n \left[((Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}}) - \frac{1}{n} \sum_i^n (Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}}))^2 \right]} \quad (2)$$

La RMSE est utilisée pour le calcul d'une mesure combinant l'exactitude et la précision (3). Elle regroupe l'erreur systématique et aléatoire mais ne différencie pas les deux, ce qui la rend moins performante mais permet néanmoins une mesure d'ensemble (Lane et al. 2004).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i^n (Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}})^2} \quad (3)$$

Les informations de précision générale des points en X, Y et Z sont fournies dans le rapport de qualité généré par Pix4D. Ces points de validation doivent préalablement avoir été introduits comme « *check points* » et marqués manuellement dans le nuage de points. La position réelle de chaque point est comparée à la position calculée informatiquement grâce au référencement du raster et renseigne sur l'erreur de positionnement.

2.3.2. Vecteurs de déplacement

La précision et l'exactitude des vecteurs de déplacement issus de l'autocorrélation d'images dépendent principalement de deux facteurs. Le référencement des rasters qui détermine la propagation systématique de l'erreur ainsi que la précision de l'algorithme d'autocorrélation IMCORR sont les deux sources d'erreur. D'autres facteurs relatifs à la zone d'étude influencent la qualité des vecteurs de déplacement. Une source importante d'erreur provient des grandes différences de luminosité et d'ombrage, notamment lors des relevés saisonniers. Une période de comparaison trop courte ou trop longue avec de grands changements topographiques est aussi un facteur d'erreur (Mayer et al. 2016).

L'erreur totale (σ_v) des vecteurs de déplacement fixe la limite de détection de la méthode. Elle est calculée à partir de l'écart-type des valeurs du décalage et prend en compte l'erreur systématique (σ_{syst}) et l'erreur aléatoire (σ_{rand}) (Mayer et al. 2016) (4) :

$$\sigma_v = \sqrt{\sigma_{syst}^2 + \sigma_{rand}^2} \quad (4)$$

L'erreur systématique (σ_{syst}) correspond à l'erreur de référencement entre les 2 rasters. L'erreur aléatoire (σ_{rand}), provenant de l'autocorrélation d'images, est calculée par les décalages en X et Y listés dans la grille de vecteurs de déplacement produits par IMCORR.

2.3.3. Limites de détections d'un MNT

Deux types d'erreurs peuvent survenir lors de la génération d'un MNT. Les erreurs systématiques identifiables et spatialement corrélées ainsi que les erreurs aléatoires indéterminées. En émettant l'hypothèse que l'erreur moyenne est négligeable et qu'elle suit une distribution gaussienne, l'écart-type de l'erreur est utilisé pour déterminer la limite de détection d'un changement topographique (Lane et al. 2003). Pour être statistiquement sûr à 95 % d'un changement, la formule suivante est utilisée (5) :

$$|Z_2 - Z_1| = 1.96 \sqrt{\sigma_{Z1}^2 + \sigma_{Z2}^2} \quad (5)$$

Z_i est l'altitude d'un point au temps 1 et 2 et σ_i l'écart-type de l'erreur du jeu de données. Le résultat est le seuil limite de détection, déterminant une plage de valeurs (positives et négatives) pour lesquelles les changements sont trop faibles pour être significatifs.

2.4. Site d'étude

L'étude a porté sur le glacier rocheux de La Roussette situé dans le Val d'Hérens, en rive droite du Val d'Arolla et à l'est du village éponyme (Fig. 12). Orienté au nord-ouest dans le versant de la Tsa, le glacier rocheux de La Roussette trouve racine au pied du sommet de La Maya (3042 m). Il est constitué de blocs de gneiss grossiers de diamètre pluri-métrique provenant de la nappe de la Dent Blanche. Il s'étend de 2750 à 2380 m d'altitude, mesure

environ 800 m de long pour une moyenne de 20 mètres d'épaisseur et a une superficie de près de 13 hectares (Lambiel & Vuilleumier. 2011).

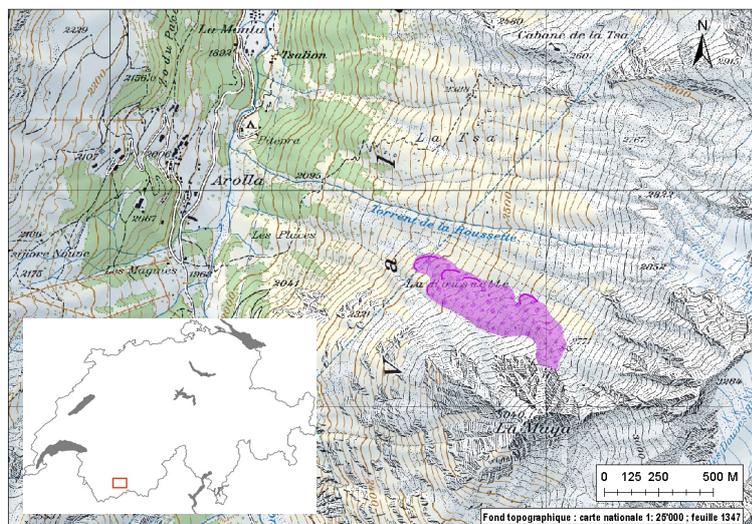


Figure 12. Situation du glacier rocheux de La Roussette.

Les mesures de terrain précédentes attestent de l'activité actuelle de la formation. Ces mesures montrent des déplacements maximaux de 50 cm entre juin et octobre 2010, ce qui équivaut à des vitesses maximales potentielles de 150 cm/an dans les zones les plus rapides (Lambiel & Vuilleumier, 2011). Micheletti et al. (2015b) ont montré que les vitesses du glacier rocheux ont constamment augmenté en passant de 0.2 à 0.5 m/an entre 1967 à 1989 à près de 1.2 m/an au début du 21^{ème} siècle (2005). L'activité du glacier rocheux est donc forte. Depuis mars 2016, un GPS fixe situé sur le lobe 3 relève chaque heure les données de déplacement.

Le glacier rocheux est composé de cinq lobes et de trois zones à l'activité très différenciée : la dépression centrale, la zone d'alimentation ainsi qu'une zone d'apport sédimentaire latérale (Fig. 13). La granulométrie est identique sur l'ensemble du glacier rocheux.

Le lobe 1 est composé d'un front principal raide d'une pente moyenne de 38°, d'une légère végétation, d'une granulométrie hétérogène et de signes de ravinement. Le sommet du front se trouve à 2420 mètres d'altitude. Le lobe a une pente moyenne de 25° et les blocs sont partiellement recouverts de lichen. Des signes de compression, apparus selon L. Vuilleumier (2011) entre 1967 et 2009, sont visibles dans la partie centrale. Le lobe 2 est actuellement inactif, son front est un éboulis végétalisé ne montrant aucun signe d'activité.

Le lobe 3 est fortement actif avec la présence d'un front d'une pente moyenne de 42° à matrice fine. La pente moyenne du lobe est de 29° et les blocs sont peu recouverts de lichen. Des rides de compression, parallèles à la direction de fluage, sont également présentes. Les deux points mesurés au dGPS indiquent des vitesses moyennes différentes de 0.3 et 0.66 m/an entre 2010 et 2016. Le GPS fixe présent sur le lobe 3 mesure des vitesses maximales de 1.91 m/an durant l'été 2016 et témoigne de la forte activité de ce lobe.

Le front du lobe 4 a une pente moyenne de 41°, il est partiellement végétalisé et est composé d'une granulométrie mixte. Des rides de compression parallèles au fluage de la dépression centrale sont visibles. L'activité de ce lobe est réduite comme en témoigne les mesures dGPS entre 2010 et 2016 qui montrent des vitesses moyennes annuelles 3D de 0.4 m/an.

Le lobe 5, d'une hauteur de près de 20 m, est doté d'un front raide d'une pente moyenne de 39°. Il possède une dynamique active avec une surface peu recouverte de lichen et une pente moyenne de 28.5°.

La dépression centrale, de forme concave, est la zone la plus active du glacier rocheux. Selon L. Vuilleumier (2011) cette zone rapide pourrait résulter d'écoulements internes liés à la fonte des névés présents dans la zone d'alimentation.

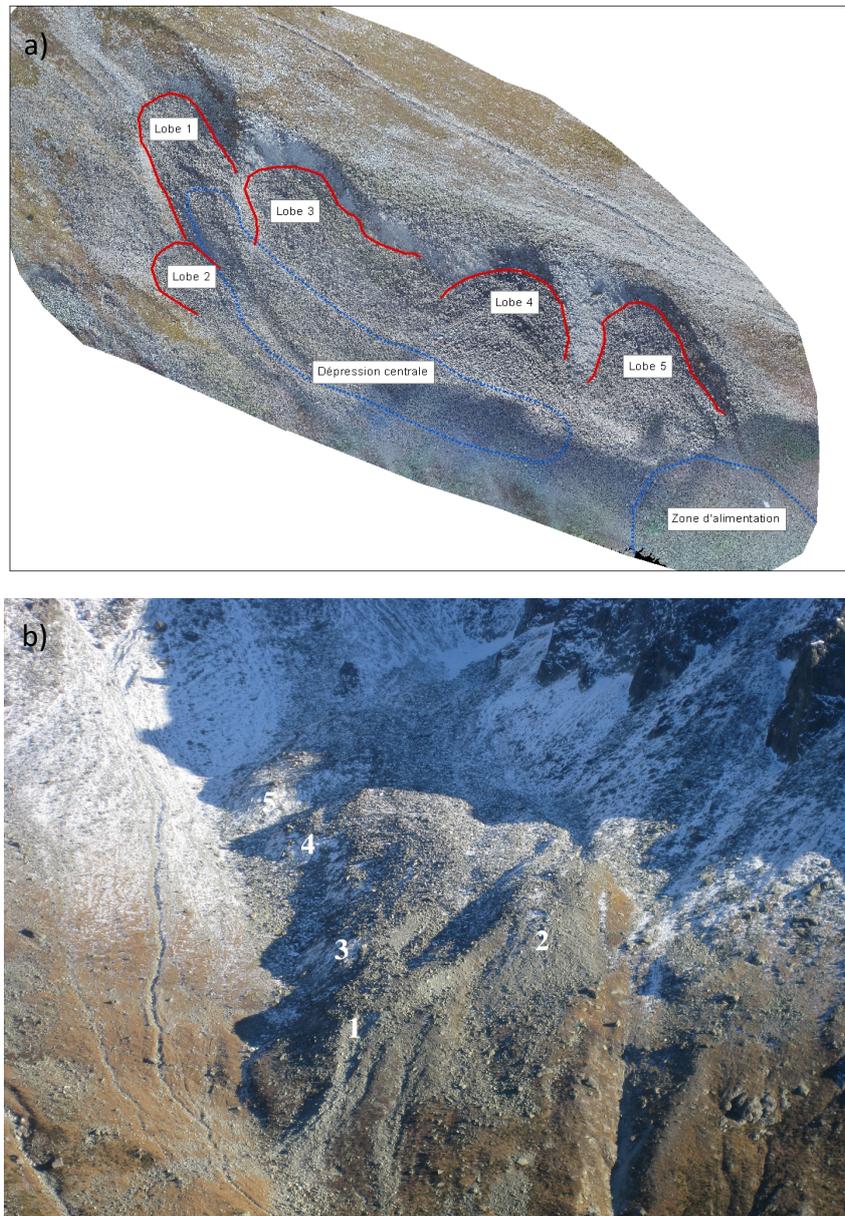


Figure 13. a) Photo aérienne des différents secteurs d'activités, b) Vue du glacier rocheux avec numérotation des lobes ©C. Lambiel.

Les vitesses de déplacement élevées, l'accès aisé depuis Arolla, la grande taille des blocs ainsi que la structure complexe multilobée de ce glacier rocheux en font un site optimal pour une étude de photogrammétrie SfM aérienne réalisée avec des drones.

3. Résultats

3.1. Photogrammétrie UAV-SfM

3.1.1. Orthophotos et modèles numériques de terrain

Les différentes orthophotos et MNT ont une résolution allant de 2.9 à 4.8 cm (Tableau 2).

	Octobre 2015	Juin 2016	Août 2016	Septembre 2016	Octobre 2016
Résolution (cm)	3	4.8	2.9	3.9	3.5

Tableau 2. Résolution spatiale des différents orthophotos et MNT.

L'orthophoto d'octobre 2016 comporte des ombrages liés à la saison (Fig. 14a), ils permettent cependant une meilleure lecture de la topographie. Le niveau de détails très élevé (Fig. 14b) permet une observation optimale de la surface, même dans les zones composées d'une granulométrie fine comme sur le front des lobes actifs.

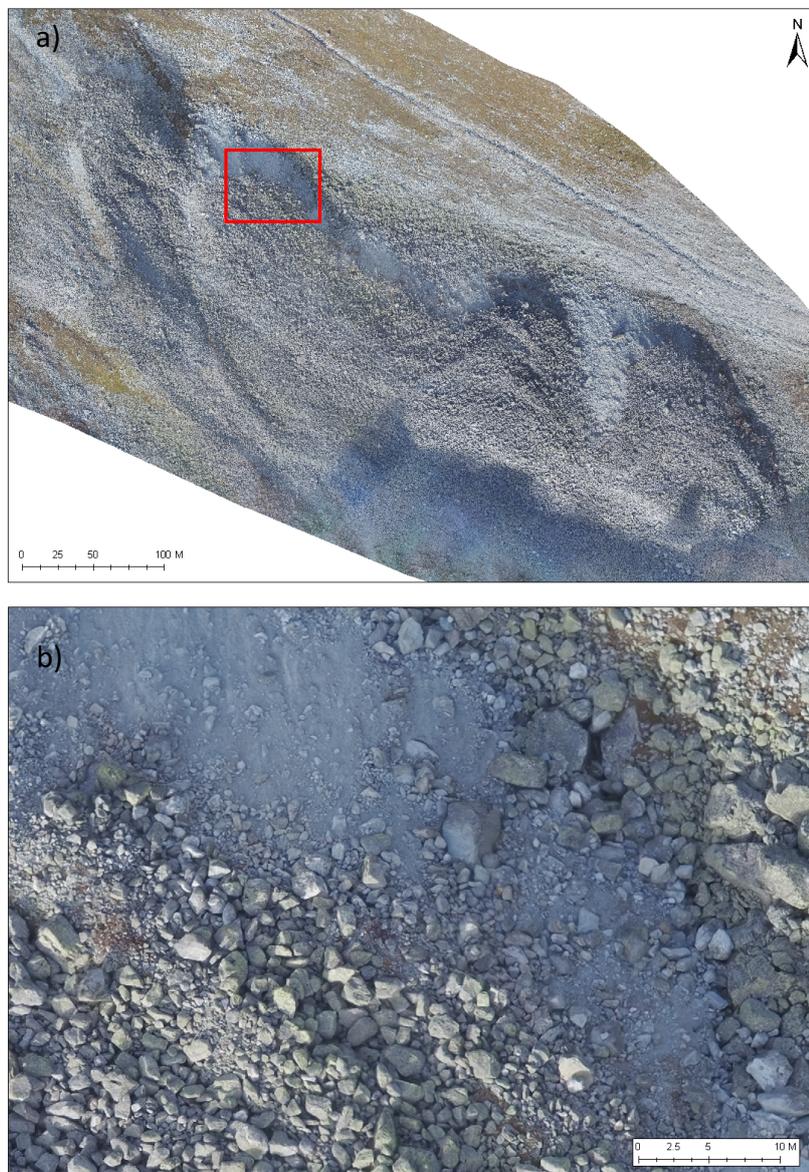


Figure 14. a) Orthophoto d'octobre 2016, b) Détails de la surface du glacier rocheux, agrandissement de la zone rectangulaire rouge (Fig. 13a).

Le MNT a été interpolé par le logiciel Pix4d Mapper par la méthode de l'IDW à partir de nuages de 45 à 62 millions de points, la résolution spatiale est égale à celle de l'orthophoto. L'hillshade, un relief ombragé du MNT, met en évidence les spécificités de surface de chaque lobe (Fig. 15). Il est généré avec un azimut solaire de 315° et une élévation solaire de 45°.



Figure 15. Vue générale du MNT produit par Pix4D avec hillshade.

Malgré le paramétrage d'un lissage minimal dans Pix4D Mapper lors de l'interpolation par IDW du nuage de points densifié, un zoom du hillshade démontre un lissage important diminuant fortement la rugosité de surface (Fig. 16a). Pix4D Mapper n'offre que 3 possibilités d'interpolations et leur contrôle est quasi nul. Afin de mieux contrôler l'interpolation du MNT produit par Pix4D Mapper, une zone test du glacier rocheux a été interpolée avec le logiciel Surfer et la méthode géostatistique de « *Krigeage* ». Cette zone a été interpolée à une résolution de 2.8 cm à partir de 2'800'000 points pour une surface de 10'000 m². Le résultat (Fig. 16b), mis en évidence par un ombrage du relief, montre une topographie anguleuse et plus représentative de la texture de surface. L'interpolation effectuée par la méthode du krigeage montre donc un résultat bien meilleur.

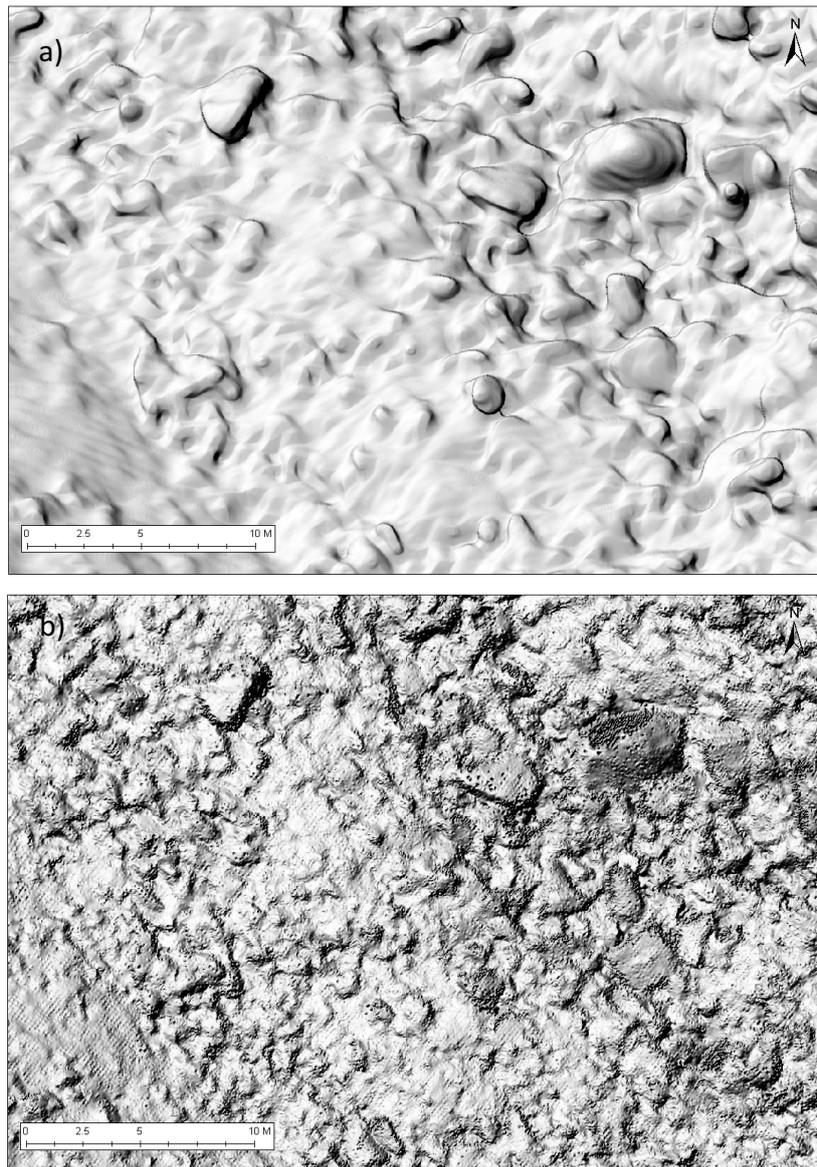


Figure 16. Interpolation du carré rouge de la Figure 13 selon : a) IDW de Pix4d Mapper, b) Krigeage du logiciel Surfer.

La superposition parfaite des éléments dans les zones stables est observable et témoigne d'un excellent géoréférencement des rasters 2016 avec les GCP. Le référencement est moins bon en octobre 2015 car aucun GCP n'avait été marqué lors de ce relevé photogrammétrique. La précision reste néanmoins correcte, d'une grandeur égale à la résolution avec une RMSE de 0.035 m (Tableau 3). La précision générale du référencement est calculée avec l'erreur résiduelle de chaque GCP entre la position réelle (mesurée au dGPS) et la position calculée informatiquement et projetée sur les rasters. Ce résultat de précision ne fournit qu'un renseignement partiel puisqu'il montre la qualité de l'ajustement effectué par Pix4D entre les données et les GCP (Tableau 3). Comme l'erreur de référencement croît avec l'augmentation de la distance par rapport aux GCP (Clapuyt et al. 2015), l'erreur de positionnement des points de validation est un meilleur indicateur du référencement. La moyenne d'erreur de référencement d'août, septembre et octobre 2016 par rapport aux points de validation est de 0.011 m en X et 0.017 m en Y (Tableau 4) ce qui

démontre le bon référencement des rasters.

	Octobre 2015	Août 2016	Septembre 2016	Octobre 2016
RMSE (m)	0.035	0.021	0.009	0.015

Tableau 3. Précision du géoréférencement à partir des GCP.

3.1.2. Distorsions photogrammétriques

Les différents tests de précision se basent sur les données dGPS et Lidar afin de déterminer les potentielles distorsions des rasters photogrammétriques.

L'évaluation de la précision des orthophotos et MNT d'août à octobre 2016 a été réalisée à l'aide des 20 points de validation (Tableau 4). L'erreur systématique varie de 0.06 m à 0.12 m en élévation et de 0.018 m à 0.03 m en X et Y. Les vols d'octobre 2015 et juin 2016 n'ont pas été analysés faute de données dGPS et de marquage des points.

	Erreur Moyenne (m)			Erreur quadratique moyenne (m)			Ecart-type (m)
	X	Y	Z	X	Y	Z	Z
Août	-0,015	-0,014	-0,11	± 0,018	± 0,022	± 0,12	0.044
Septembre	-0,005	0,01	-0,06	± 0,03	± 0,03	± 0,077	0.054
Octobre	0,012	0,027	-0,01	± 0,03	± 0,03	± 0,06	0.056
Moyenne	0.011	0.017	0.06	0.026	0.027	0.086	0.051

Tableau 4. Evaluation de la précision des orthophotos et MNT.

La comparaison entre les points dGPS et le MNT photogrammétrique montre un léger doming pour les données d'août avec une erreur moyenne de -0.11 m (Fig. 17a). Cette erreur moyenne s'apparente à une faible distorsion systématique comme la dispersion autour de la moyenne est faible avec un écart-type de 0.044 m. En septembre, une erreur moyenne de -0.06 m (Fig. 17b) indique un doming non significatif au vu de l'écart type de 0.054 m. En octobre, aucune distorsion constante n'est observée (Fig. 17c). Les raisons de ces résultats de précision variable sont inexplicables puisqu'aucun changement dans le mode opératoire et sur la qualité des images aériennes n'est survenu.

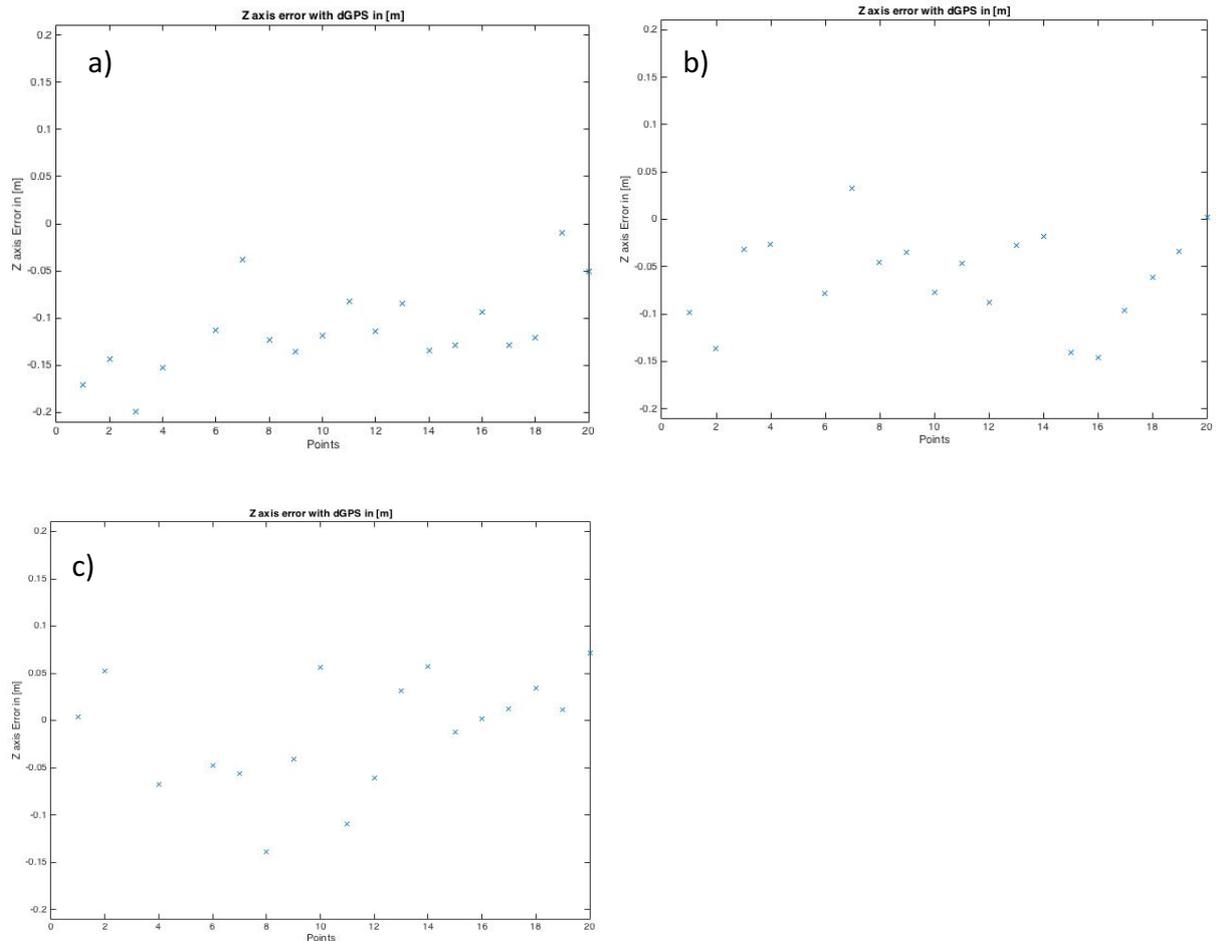


Figure 17. Comparaison d'altitude entre les points dGPS et le MNT photogrammétrique a) Août 2016, b) Septembre 2016, c) Octobre 2016.

La qualité, la densité et la distribution des points sont les trois principaux facteurs de contrôle sur l'interpolation et sur la qualité du résultat final (Lane et al. 2003). L'assemblage des trois scans Lidar comporte 22 millions de points tandis que le nuage de points photogrammétrique décimé par Pix4D Mapper en est composé de 20 millions. Si la densité est égale, la distribution spatiale des points est différente selon le point de vue terrestre (Lidar) ou aérien.

Un MNT de différence (MNT Lidar – MNT Photogrammétrie) (Fig. 18) a été réalisé sur la base des relevés des 3 et 4 août 2016. L'interpolation par IDW a été réalisée à une résolution de 2 m, limitant ainsi le temps de traitement déjà conséquent. La limite de détection est de 0.22 m.

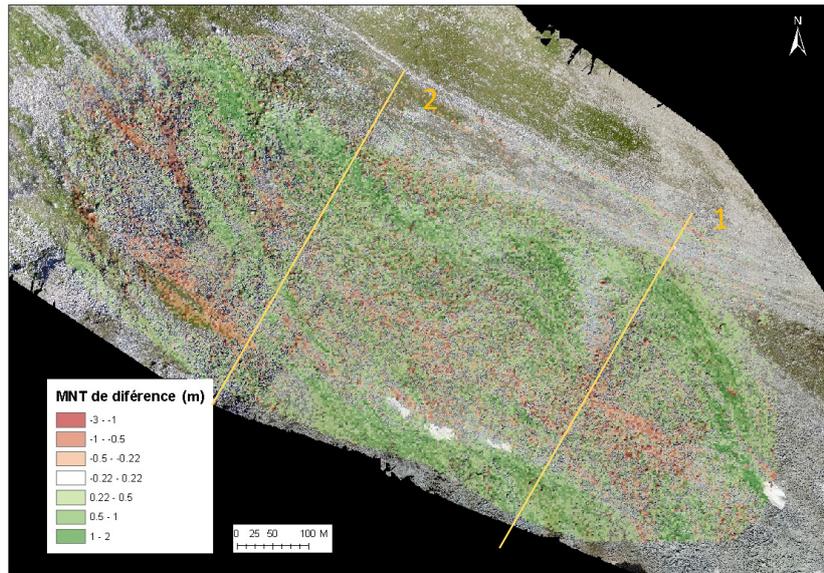


Figure 18. MNT de différence entre le MNT lidar et MNT photogrammétrique (août 2016) avec les coupes transversales (jaune).

Dans les zones stables au nord-est du glacier rocheux, l'erreur est située à l'intérieur de la limite de détection. Les différentes zones du glacier rocheux montrent des différences importantes qui peuvent être expliquées par leur orientation (Fig. 19).

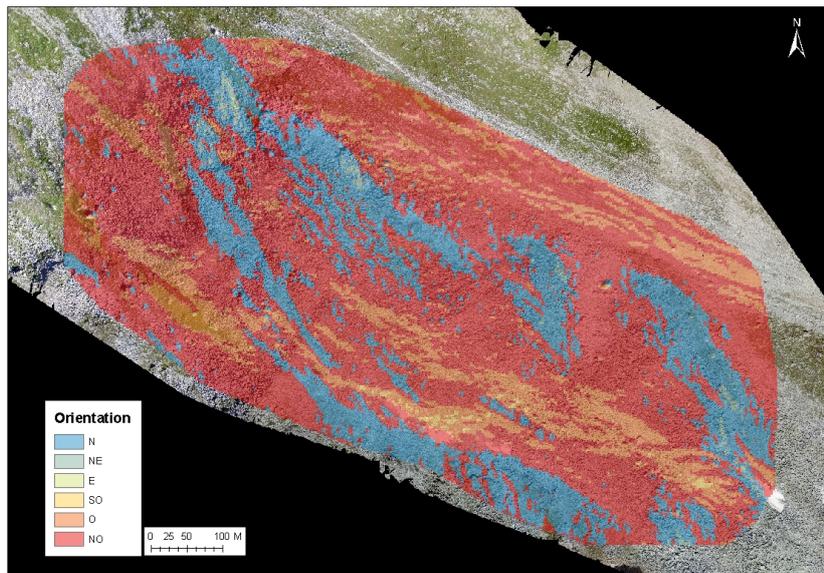


Figure 19. Différentes classes d'exposition.

Ces erreurs importantes s'expliquent en partie par les ombrages liés à la ligne de vue du Lidar provenant du nord-ouest (NO – SE). Les pentes orientées au nord, nord-est et à l'est sont moins bien scannées par le balayage laser du Lidar. Seuls les sommets des blocs peuvent être perçus causant une surestimation du MNT Lidar. Des valeurs positives de différence de 0.53 m au nord, 1.23 m au nord-est et de 2.71 m à l'est sont relevées (Fig. 20). Inversement, les pentes orientées à l'ouest et au nord-ouest montrent une acquisition Lidar optimale avec des différences inférieures à la limite de détection. Les zones orientées au sud-ouest, ouest et nord-ouest, perpendiculaires à la ligne de vue, montrent l'erreur la plus

faible. Cette erreur, comprise dans la limite de détection du MNT de différence, est non significative.

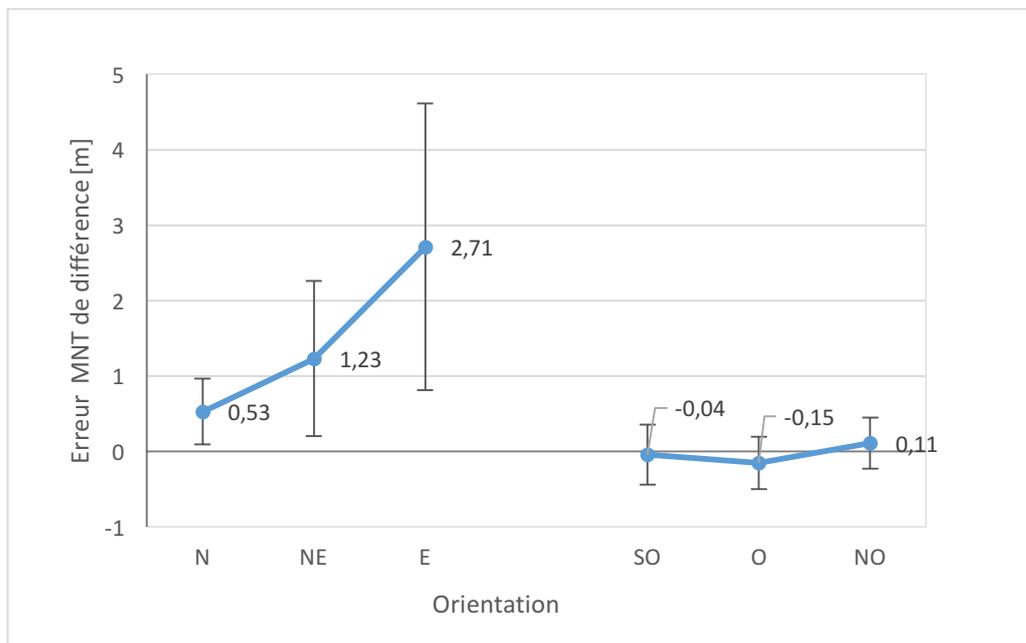


Figure 20. Représentation de l'erreur du MNT de différence par classe d'exposition.

Les différences des zones perpendiculaires à la ligne de vue du Lidar sont à l'intérieur de la limite de détection, ce qui permet d'écarter la présence de distorsions systématiques de grande taille. De plus, les deux coupes transversales (Fig. 21) visibles sur la figure 10 permettent d'exclure tout doming constant dans le MNT photogrammétrique. Les erreurs les plus importantes sur les coupes transversales sont liées à des ombrages locaux provoqués par la taille de certains gros blocs empêchant une bonne acquisition des points.

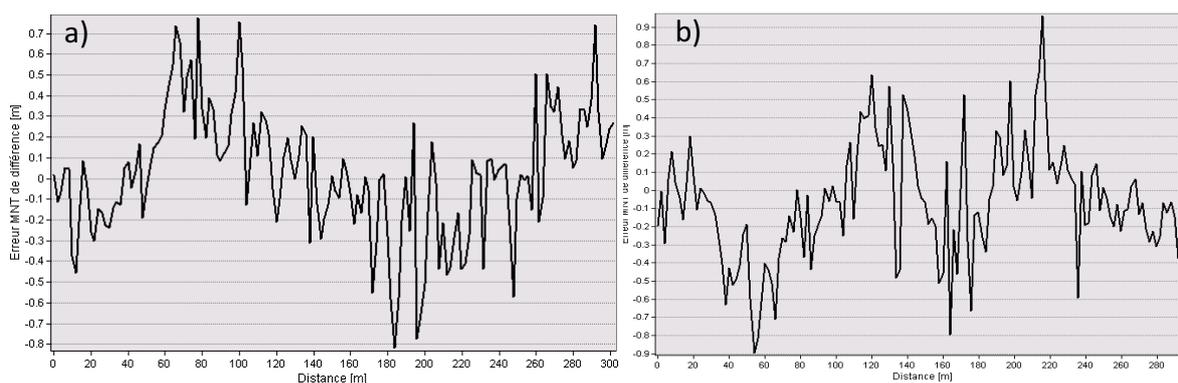


Figure 21. a) coupe transversale N°1 (NE-SO), b) coupe transversale N°2 (NE-SO). Localisation sur Fig. 18.

3.2. Autocorrélation d'images

3.2.1. Mesures interannuelles

Entre octobre 2015 et octobre 2016, un déplacement moyen de 60 cm est identifiable sur l'ensemble du glacier rocheux. Les lobes 3 et 5 (Fig. 13) ainsi que la dépression centrale présentent des déplacements de plus de 1 m (Fig. 22). Les orthophotos permettent d'obtenir les résultats de déplacement 3D dont l'orientation et la grandeur sont cohérents par rapport à la topographie. La direction des vecteurs suit les différentes orientations du glacier rocheux et la magnitude des déplacements est en accord avec les relevés dGPS et les zones dont la pente est élevée. La limite de détection des déplacements est de 7.4 cm. Aucune comparaison avec des données dGPS ne peut être réalisée, faute de relevés durant l'automne 2015.

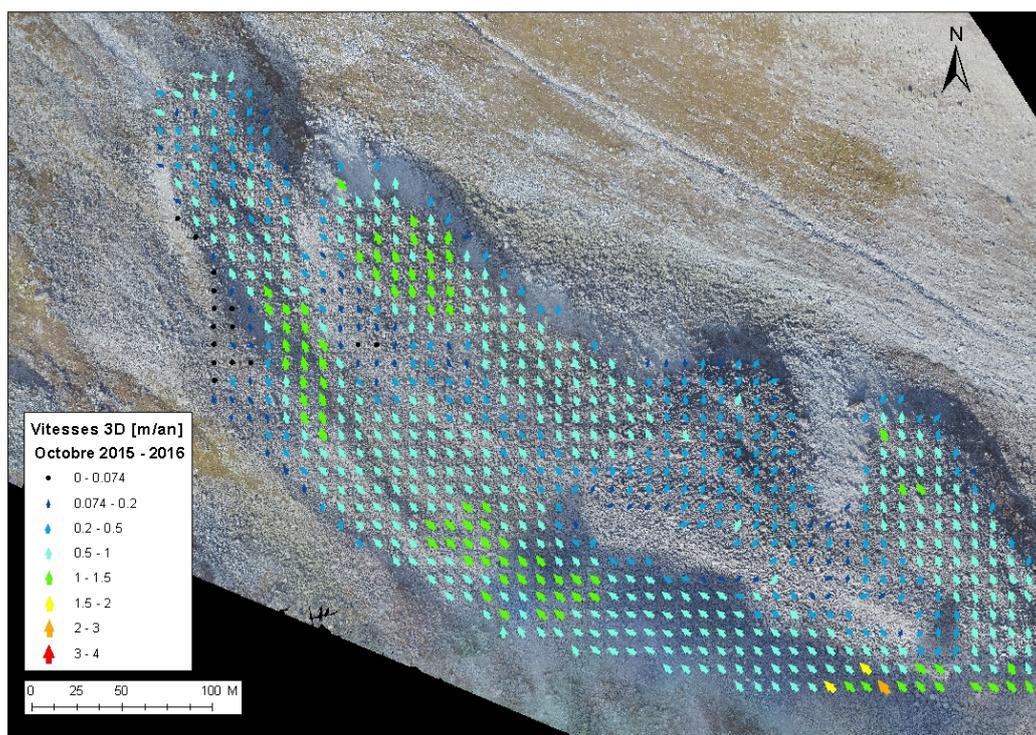


Figure 22. Vitesses de déplacement 3D annuelles (octobre 2015 - 2016).

3.2.2. Mesures saisonnières

Les déplacements saisonniers mesurés durant l'été 2016 montrent des résultats différents selon l'utilisation des hillshades ou des orthophotos. Entre août et octobre, l'utilisation des orthophotos laisse apparaître un shift des vecteurs de déplacement sur le lobe 1 (Fig. 23a). Ce shift est probablement lié à une illumination différente durant l'acquisition des données aériennes. Les autres zones présentent une orientation des vecteurs correcte en accord avec les résultats interannuels. L'autocorrélation d'images réalisées avec les hillshades montre des résultats plus cohérents sur le lobe 1. Le shift conséquent avec l'utilisation des orthophotos est alors fortement réduit où absent selon les zones (Fig. 23b). Les vitesses de déplacement sont légèrement plus élevées avec l'utilisation des orthophotos. Ce phénomène est surtout visible sur les lobes 1 et 3 ainsi que dans la dépression centrale. Par conséquent, un plus grand nombre de points se trouvent à l'intérieur de la limite de

détection pour les résultats des comparaisons d'hillshades. Ce point sera développé à la section suivante (3.2.1. Précision des mesures saisonnières). La limite de détection est de 7.4 cm ce qui correspond à des vitesses de 0.42 m/an.

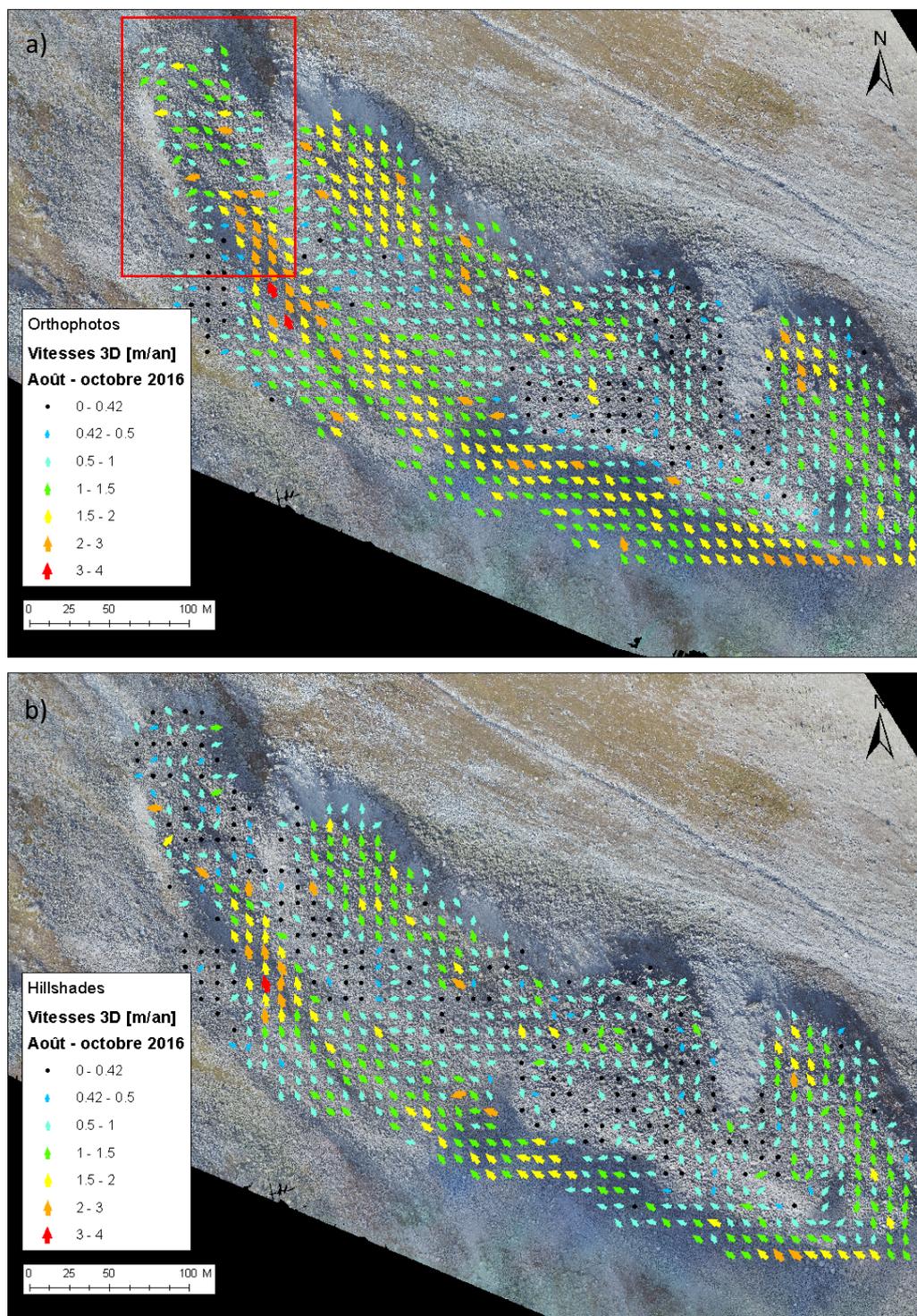


Figure 23. Vitesses de déplacement entre août et octobre 2016 à partir des a) Orthophotos b) Hillshades. Le shift est très marqué avec les orthophotos et mis en évidence par le rectangle rouge.

Entre septembre et octobre 2016, un shift similaire des vecteurs de déplacement apparaît sur le lobe 3 avec l'utilisation des orthophotos (Fig. 24a). Ce shift disparaît aussi quasi totalement avec l'utilisation des hillshades (Fig. 24b). Une surestimation des déplacements

mesurées à partir des comparaisons d'orthophotos est aussi visible mais de manière moins marquée. L'augmentation des vitesses de déplacement durant l'été est visible sur les lobes 3 et 5 ainsi que dans le sillon central. De nombreuses valeurs incohérentes sont présentes autant avec les orthophotos que les hillshades. Les parties peu actives comme sur les lobes 1 et 4 sont les plus touchées avec de nombreux vecteurs fortement surestimés. La limite de détection est de 11 cm ce qui correspond à des vitesses de 1.8 m/an.

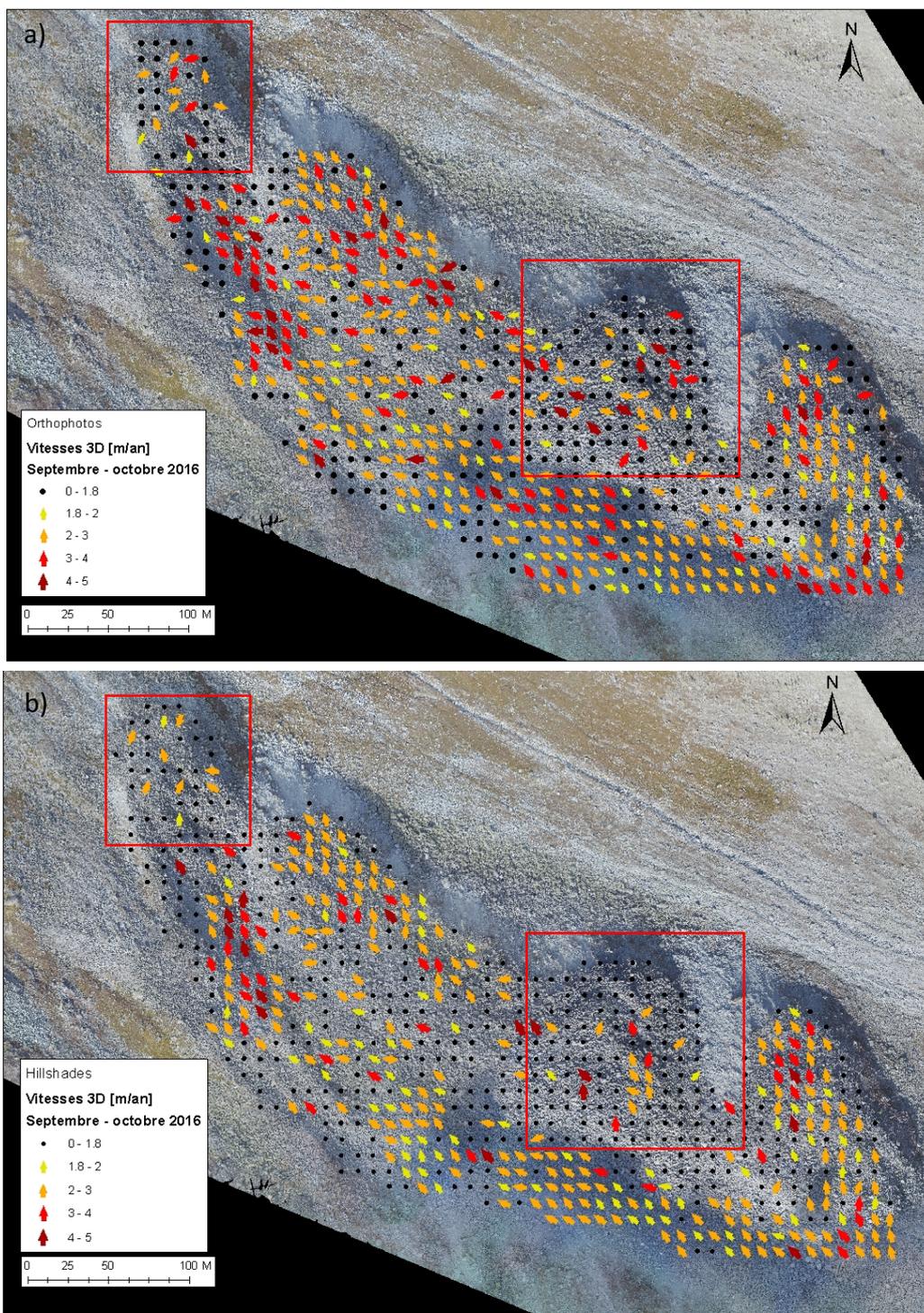


Figure 24. Vitesses de déplacement entre septembre et octobre 2016 à partir a) des orthophotos b) des hillshades. Le lobe 4 (carré rouge) montre des données aberrantes (faux positifs) présentes dans une zone de faibles déplacements. La limite de détection de 11 cm durant cette période correspond à une vitesse de 1.8 m/an ce qui explique l'absence de vitesses inférieures sur les figures ci-dessus.

3.2.3. Précision des mesures saisonnières

La validation des résultats de l'autocorrélation d'images a pu être réalisée seulement sur les résultats saisonniers puisqu'aucun point de validation n'a été relevé en 2015. Les résultats d'autocorrélation ont été comparés aux déplacements des 20 points de validation.

Entre août et octobre 2016, le coefficient de détermination R^2 est supérieur à 0.85 pour les orthophotos et hillshades. Cela indique une bonne corrélation entre les déplacements issus des deux méthodes (Fig. 25) bien qu'un biais existe pour chacune des méthodes. Il se traduit par une surestimation des déplacements produits à partir des orthophotos ($y = 0.92x$) (Fig. 25a) et par une sous-estimation des déplacements des hillshades ($y = 1.22x$). Les faibles déplacements ont une précision plus faible, principalement lors de l'utilisation des hillshades pour des déplacements égaux ou inférieurs à la résolution (Fig. 25b).

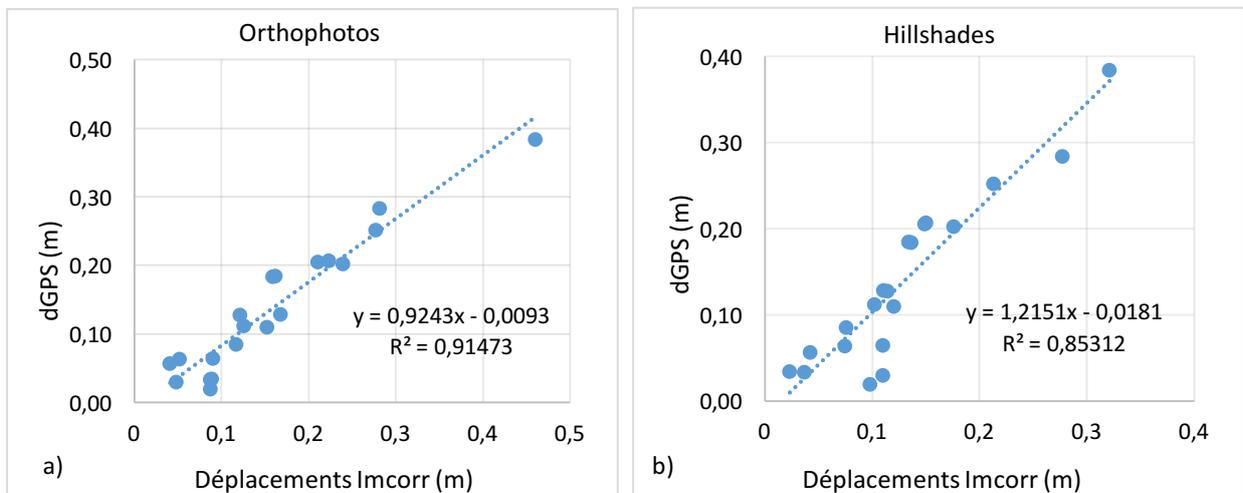


Figure 25. Diagramme de dispersion entre les déplacements entre août et octobre 2016, obtenus à partir des mesures dGPS et IMCORR avec les a) Orthophotos b) Hillshades.

Entre septembre et octobre, la droite de régression est moins représentative de l'échantillon avec un coefficient de détermination faible pour les résultats des orthophotos ($R^2 = 0.54$) et une surestimation systématique importante ($y = 0.53x$) (Fig. 26a). Les résultats des hillshades sont meilleurs avec un coefficient de détermination R^2 acceptable de 0,74 et un biais réduit ($y = 0.91x$) (Fig. 26b).

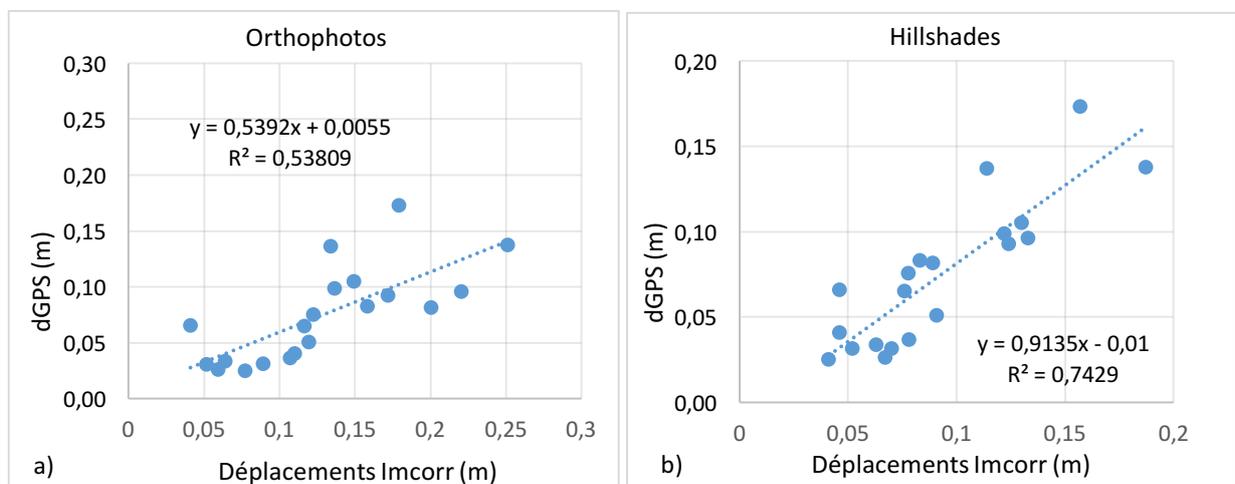


Figure 26. Diagramme de dispersion entre les déplacements entre septembre et octobre 2016, obtenus à partir des mesures dGPS et IMCORR avec les a) Orthophotos b) Hillshades.

Les résultats obtenus à partir des orthophotos montrent une surestimation moyenne des déplacements aussi bien entre août et octobre (Fig. 27a) qu'entre septembre et octobre (Fig. 27b). Cette surestimation ne semble être liée à aucun phénomène spatial. Entre août et octobre, la moyenne des déplacements IMCORR est de 15.6 cm contre 13.8 cm pour le dGPS. Une importante surestimation apparaît entre septembre et octobre avec respectivement des moyennes de 12.7 et 7.4 cm (Tableau 5).

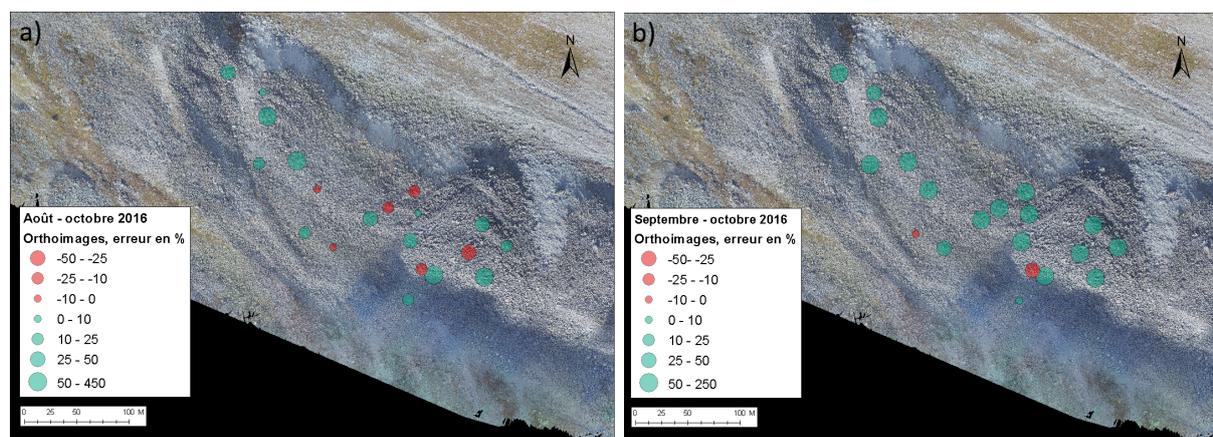


Figure 27. Représentation de l'erreur des mesures IMCORR par rapport aux relevés dGPS entre a) Août et octobre, b) Septembre et octobre. Les valeurs négatives (en rouge) montrent une sous-estimation des déplacements IMCORR par rapport aux déplacements mesurés au dGPS.

Les déplacements IMCORR obtenus à partir des hillshades montrent une sous-estimation des déplacements entre août et octobre (Fig. 28a) ainsi qu'une surestimation des déplacements entre septembre et octobre (Fig. 28b). A nouveau, aucune explication spatiale ne peut être trouvée.

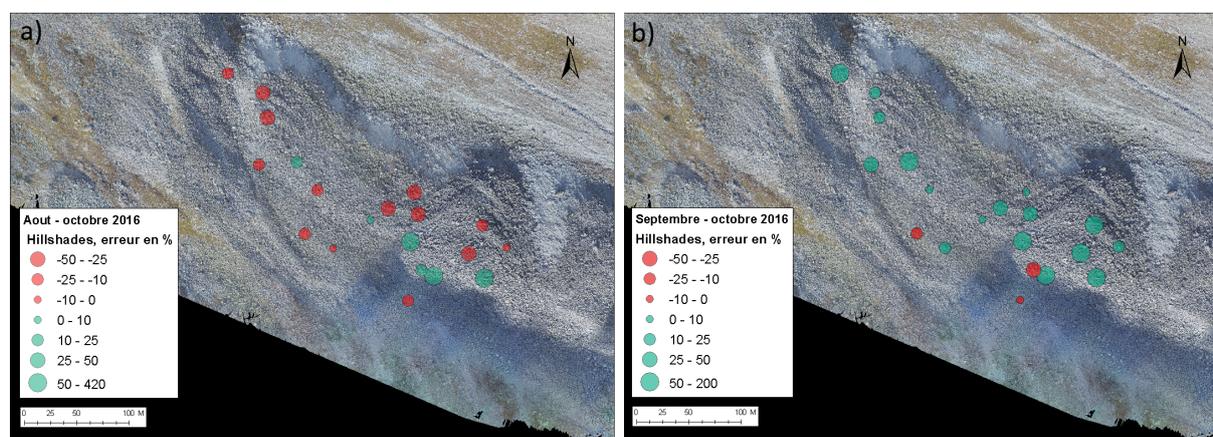


Figure 28. Représentation de l'erreur des mesures IMCORR par rapport aux relevés dGPS entre a) Août et octobre, b) Septembre et octobre. Les valeurs négatives (en rouge) montrent une sous-estimation des déplacements IMCORR par rapport aux déplacements mesurés au dGPS.

L'utilisation des hillshades montre des résultats plus fiables avec notamment des moyennes de déplacement plus précises (Tableau 5). Cela est probablement lié à une meilleure mise en évidence par les hillshades de la texture de surface du glacier rocheux (Lucieer et al. 2013). Les résultats montrent une bonne précision avec notamment une RMSE inférieure ou égale à la résolution ce qui est encourageant considérant la très courte période de comparaison. Seul les résultats des orthophotos entre septembre et octobre 2016 ont une RMSE supérieure à la résolution. Seul les résultats des orthophotos entre septembre et octobre sont de mauvaise qualité avec une surestimation conséquente ainsi qu'un coefficient de

détermination très faible. La limite de détection, supérieure à la résolution permet d'isoler les faibles déplacements qui sont entachés d'une trop forte erreur.

	Août – octobre 2016		Septembre – octobre 2016	
	Orthophotos	Hillshades	Orthophotos	Hillshades
Moyenne des déplacements dGPS (cm)	13.8		7.4	
Moyenne des déplacements IMCORR (cm)	15.6	12.9	12.7	9.2
RMSE (cm)	3.3	4	6.5	2.7
R ²	0.91	0.85	0.54	0.74

Tableau 5. Résultats saisonniers des différents tests.

3.3. Relevés dGPS et GPS fixe

Les 20 points dGPS montrent des résultats similaires aux comparaisons automatiques des orthophotos. Entre juillet et octobre 2016, des vitesses importantes de 1 à 2 m/an ont été mesurées dans le sillon central avec un maximum de 2.17 m/an (Fig. 29). Les mesures dGPS confirment aussi les vitesses plus faibles de la partie supérieur du lobe 3 et du lobe 4 comme observé avec les comparaisons automatiques.

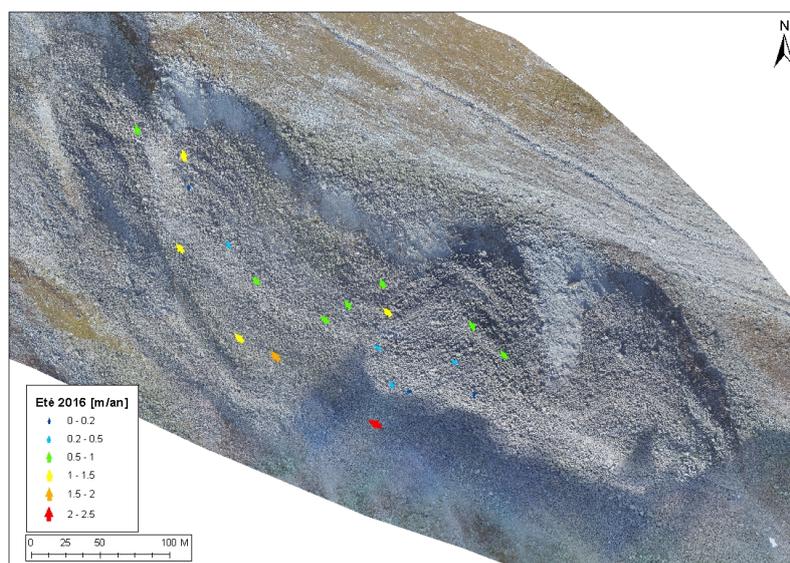


Figure 29. Vitesses de déplacement, 14 juillet – 6 octobre 2016.

Les vitesses du GPS fixe présent sur le lobe 3 sont traitées selon différentes échelles temporelles. Une accélération estivale est présente avec des vitesses maximales de 1.9 m/an en septembre suivi d'un ralentissement durant l'automne et l'hiver (Fig. 30a). Les vitesses de déplacement hebdomadaires sont fortement entachées d'erreurs avant l'introduction en novembre 2016 d'une base locale permettant un fonctionnement en mode différentiel local. De très grandes variations de vitesses apparaissaient alors et des valeurs négatives (Fig. 30b) sont même mesurées durant les mois d'hiver 2016. Cela témoigne néanmoins d'un déplacement quasi nul du glacier rocheux durant cette période, ce qui est attendu et

cohérent avec les mesures de vitesses mensuelles. Dès novembre 2016, les vitesses hebdomadaires sont plausibles et confirment le gain de précision du second récepteur. Cette amélioration de précision permet une mesure plus précise des variations de vitesses mais quelques erreurs de mesures sont toujours présentes. La forte accélération des vitesses à la mi-février 2017 semble fort peu probable tout comme le ralentissement des vitesses de déplacement durant le mois de mai 2017. Bien que la couverture spatiale de ce GPS fixe est faible, cet appareil permet entre autres de mesurer la date et la valeur du pic de vitesses saisonnières ainsi que les vitesses printanières. Ces données sont par ailleurs utiles lorsqu'elles sont recoupées avec des paramètres climatiques comme l'arrivée, l'épaisseur et la fonte du manteau neigeux ou encore les températures annuelles (Staub, 2015).

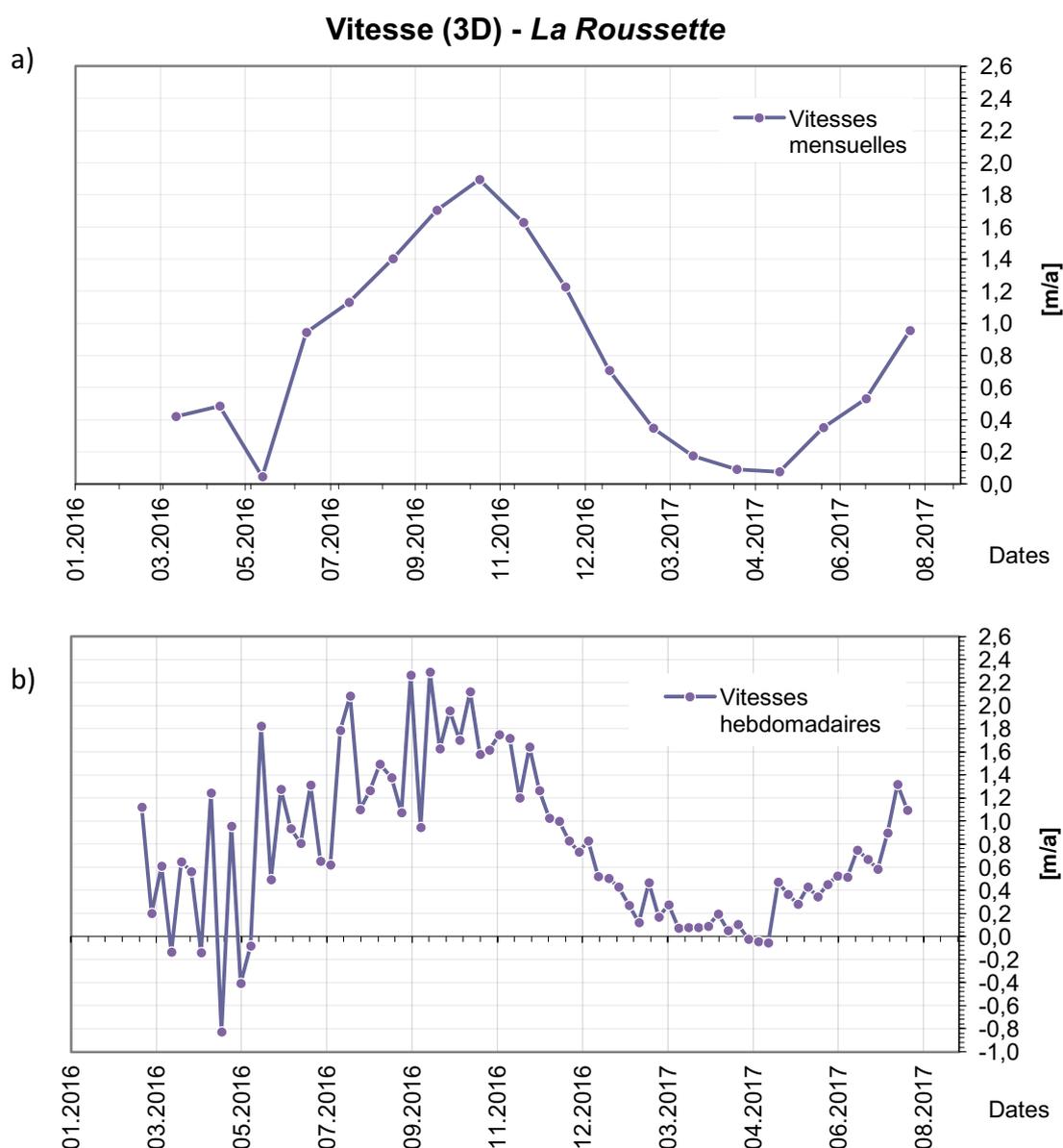


Figure 30. a) Vitesses GPS-fixe mensuelles, b) Vitesses GPS-fixe hebdomadaires.

3.4. MNT de différence

Un MNT de différence obtenu à partir de la soustraction du MNT d'octobre 2015 à celui d'octobre 2016 ($MNT_{2016} - MNT_{2015}$) a été créé avec une limite de détection de 0.2 m (Fig. 31). Quelques changements sont toutefois identifiables comme une avance significative du front du lobe 3 ainsi qu'une avancée plus modérée du front du lobe 5. Un certain bruit est observable, les pixels rouge vif représentent l'erreur liée aux ombrages locaux causés par de gros blocs. Le fort gain d'élévation présent dans la partie amont du glacier rocheux est lié à une mauvaise reconstruction en raison d'un manque d'images aériennes de cette zone-là lors du relevé d'octobre 2015.

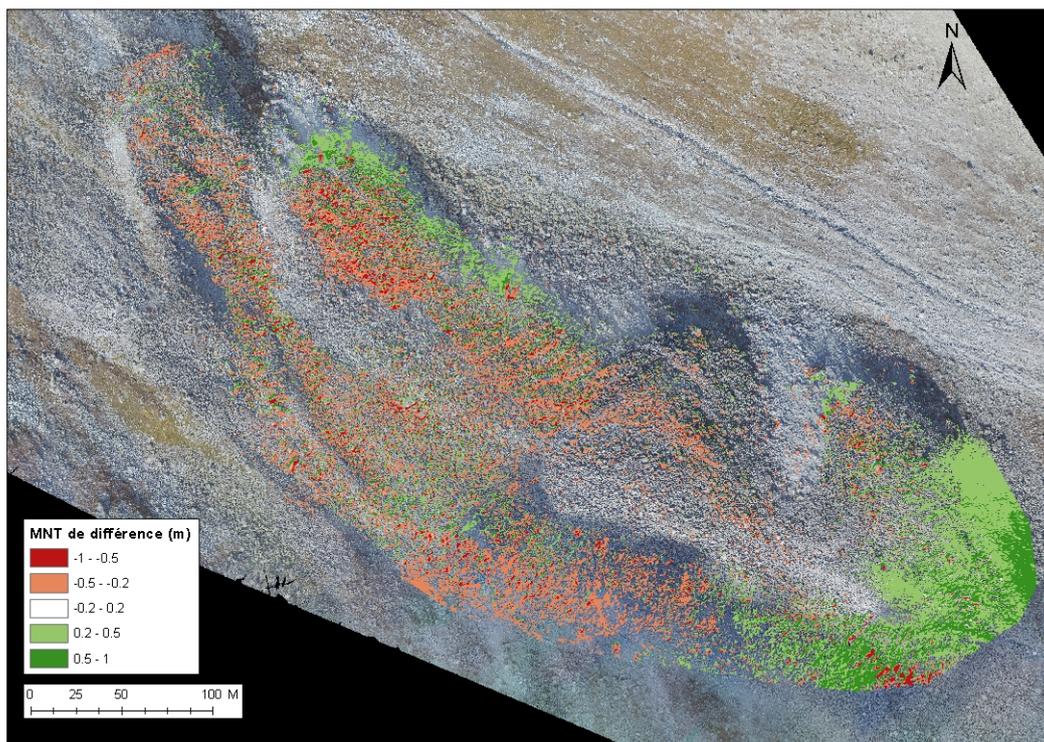


Figure 31. MNT de différence, octobre 2016 - 2015.

4. Discussion méthodologique

4.1. Distorsions photogrammétriques

Les nombreuses variables impliquées dans la création des MNT et orthophotos ainsi que l'absence de procédure de contrôle permettent difficilement d'isoler les différentes sources d'erreur (Fonstad et al. 2013 ; Smith et al. 2015). Les causes des distorsions aléatoires et systématiques sont difficiles à identifier et les raisons de succès ou d'échec ne sont pas claires.

La qualité finale d'un MNT peut être définie selon deux critères, la qualité de forme et la qualité de positionnement (Schneider, 2001). La qualité de forme du MNT dépend de l'interpolation du nuage de points qui est lui-même fonction de la qualité de positionnement. Seule une observation qualitative des formes du MNT est possible à l'aide d'un hillshade et le résultat dépend fortement de l'interpolation réalisée. Sur les orthophotos, la qualité de forme est observable à travers des décalages et problèmes de reconstructions. Ils se traduisent par des zones floues et décalées où le pourtour des objets est incertain. Ces zones apparaissent principalement sur l'orthophoto d'octobre 2015 en aval du glacier rocheux, à proximité du lobe 1 et 2 (Fig. 32) ainsi qu'aléatoirement sur les orthophotos de 2016. Leurs origines sont diverses, elles peuvent être liées à la présence d'une végétation plus importante dans cette zone, d'une granulométrie plus fine du front des lobes ou à des images aériennes de mauvaises qualités (Fonstad et al. 2013). L'ajout de GCP moins précis et sans marquage au sol dans le projet de 2015 peut potentiellement créer ces mauvaises reconstructions en ajoutant une contrainte supplémentaire. Les zones floues sont moins nombreuses sur les orthophotos de 2016, ce qui peut étayer cette hypothèse. Ces zones sont réparties de manière totalement aléatoire, indépendamment de la végétation ou de la granulométrie, ce qui laisse penser qu'elles sont le résultat de photos aériennes floues, d'une erreur lors de l'assemblage des images ou encore d'images avec peu de contraste.

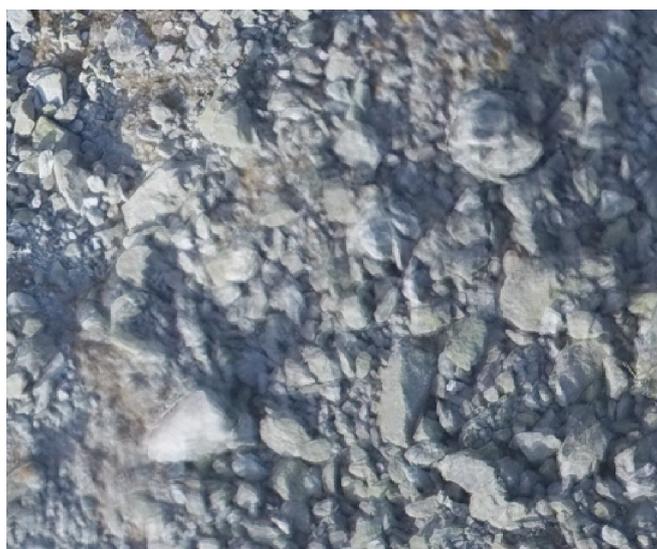


Figure 32. Zone floue sur l'orthophoto d'octobre 2015.

L'erreur de positionnement X, Y, Z regroupe les erreurs aléatoires et systématiques. Cette dernière est quasi négligeable en planimétrie mais toujours plus importante en altimétrie (Clapuyt et al. 2015) (Tableau 4). Elle est plus importante en août, ce qui est inexplicable du

point de vue méthodologique puisque le mode opératoire a été identique aussi bien pendant la récolte des données que durant leur traitement. Une répartition plus uniforme des GCP aurait permis de réduire les distorsions étant donné que l'erreur de géoréférencement augmente proportionnellement avec la distance des GCP (Clapuyt et al. 2015). Une disposition optimale des GCP n'a pas été possible pour des raisons pratiques, ces derniers ont été répartis dans les zones stables en bordure du glacier rocheux pour qu'il ne soit pas nécessaire de mesurer leurs positions lors de chaque relevé photogrammétrique. Une hypothèse quant à l'erreur plus importante d'août 2016 peut être faite à propos de l'illumination différente selon les saisons. L'orthophoto d'août 2016 montre une topographie difficile à décrypter et un ombrage très faible lié à la position haute du soleil. Cette absence d'ombrage et la forte réflectivité de la surface peuvent créer un manque de contraste et une reconstruction photogrammétrique moins efficace (Fonstad et al. 2013). Ces paramètres devraient idéalement être aussi stables que possible entre les différents relevés.

Les erreurs aléatoires ne peuvent pas être supprimées lors du référencement. Le positionnement, le nombre et la précision des GCP peuvent introduire une erreur systématique mais n'ont pas d'effet sur l'erreur aléatoire (Fonstad et al. 2013). Elle est inhérente à la création des orthophotos et MNT et limite le potentiel de la méthode. Légèrement supérieure à la résolution pour les données de l'été 2016, l'erreur aléatoire (écart-type) constitue une source d'erreur non négligeable lors de la comparaison des déplacements à court terme.

James & Robson (2012) donnent un ratio minimum de précision de la RMSE en altimétrie de 1:1000 alors que Micheletti et al. (2015a) ont un ratio de 1:625 avec la hauteur d'acquisition des images aériennes. Nos résultats sont proches de ceux trouvés par James & Robson pour septembre et octobre, étant donné que la hauteur moyenne de vol peut être estimée entre 60 et 70 mètres (moyenne des vols de 40 et 100 mètres et survol en contre bas).

Pour obtenir ces mesures de distorsions, il est nécessaire de marquer manuellement les points de validation lors du traitement informatique afin que leurs positions soient comparées aux positions calculées informatiquement. Ce marquage de points est identique au marquage des GCP mais nécessite du temps. Il est possible de calculer une approximation en comparant la position du point dGPS à celui le plus proche dans le nuage de points. Ce dernier est si dense que cette estimation est quasi identique au résultat fourni par le rapport de qualité du logiciel photogrammétrique (Tableau 6). Cela représente un gain de temps surtout si le nombre de points de validation à marquer est conséquent.

	Marquage des points de validation (m)	Comparaison automatique avec le nuage de points (m)
Août 2016	- 0.11	- 0.132
Septembre 2016	- 0.063	- 0.061
Octobre 2016	- 0.01	- 0.045

Tableau 6. Moyenne d'erreur altimétrique (Z) selon le marquage des points de validation et l'estimation du nuage de points.

4.2. Autocorrélation d'images

4.2.1. Précision et sources d'erreurs

La précision des déplacements entre les points dGPS et les résultats d'autocorrélation varient grandement selon l'espacement temporel des données. Les résultats sont de bonne qualité entre août et octobre 2016 avec un coefficient R^2 supérieur à 0.85, aussi bien pour la comparaison des orthophotos que des hillshades. Entre septembre et octobre 2016, les résultats sont nettement moins bons. L'autocorrélation d'orthophotos surestime fortement les déplacements IMCORR en doublant la moyenne de déplacement par rapport au dGPS. Sur une courte échelle temporelle impliquant de faibles déplacements, l'utilisation des hillshades est à favoriser avec des résultats meilleurs. Ces derniers mettent probablement mieux en évidence la texture de surface et permettent une meilleure corrélation des images (Lucieer et al. 2013). Les zones floues présentes sur les orthophotos (Fig. 32) influencent aussi localement les résultats mais leur nombre limité n'en font pas une source d'erreur majeure.

Les résultats saisonniers mensuels semblent montrer la limite de la méthode. Le coefficient R^2 de 0.74 est plus faible que sur une période de 2 mois mais reste acceptable. Ce résultat est identique au résultat trouvé par Dall'Astra et al. (2016) pour des mesures mensuelles. Ces derniers concluent que le niveau de précision de l'autocorrélation d'images est insuffisant pour une résolution temporelle si courte. Le déplacement moyen du glacier rocheux entre septembre et octobre est de 13.5 cm tandis que la limite de détection est de 11 cm. Cela permet uniquement de descendre les mouvements des secteurs de forte activité avec des déplacements minimaux de 11 cm par mois, équivalent à des vitesses supérieures à 1.8 m/an. Les résultats comportent un plus grand nombre de vecteurs fortement surestimés avec des vitesses peu probables de 3 à 5 m/an (Fig. 24). On peut s'en rendre compte sur le lobe 4 où la majorité des déplacements se situe sous la limite de détection alors que quelques vecteurs d'une vitesse de plus de 3 m/an sont visibles. Dès lors, seuls les mouvements entre la limite de détection et les faux positifs sont cohérents. Ils se situent principalement dans la dépression centrale et sur les lobes 3 et 5 qui ont des vitesses très élevées.

Il est possible que ces faux positifs soient liés aux distorsions locales du MNT. Les ombrages locaux liés à la grande taille des blocs causent des erreurs de reconstruction de la coordonnée Z. Ces erreurs ont été mises en évidence par le MNT de différence Lidar - photogrammétrie. Dès lors, les faibles déplacements peuvent être biaisés et fortement surestimés en raison de la haute résolution et des fortes variations relatives en altitude faussant les résultats. Le lissage important du MNT par Pix4D est aussi potentiellement une cause de ces vecteurs faussement positifs. Si l'algorithme d'autocorrélation prend un point situé au bord d'un bloc, il se peut que selon le lissage des angles de ce bloc le même point ait une composante en élévation fortement différente sur l'autre raster où s'effectue la comparaison, créant un déplacement biaisé.

Lors de l'analyse spatiale de l'erreur des déplacements IMCORR par rapport aux déplacements dGPS, aucune corrélation spatiale n'est identifiable ni pour les orthophotos ni pour les hillshades. La précision des déplacements IMCORR ne semble pas être liée à des facteurs comme la taille des blocs, la texture de surface ou l'illumination. La comparaison entre les déplacements dGPS et l'erreur IMCORR démontre que le facteur principal pour le contrôle de la précision des résultats IMCORR semble être la taille des déplacements. Les

mouvements inférieurs à 5 cm montrent une erreur importante aussi bien pour l'orthophoto entre août et octobre (Fig. 33a) que pour les hillshades entre septembre et octobre (Fig. 33b). La résolution des rasters semble fixer le seuil critique de déplacements en dessus duquel IMCORR donne des résultats corrects. Ce fonctionnement aléatoire d'IMCORR pour les faibles déplacements n'est pas une limite lors de l'interprétation puisqu'ils se situent à l'intérieur de la limite de détection.

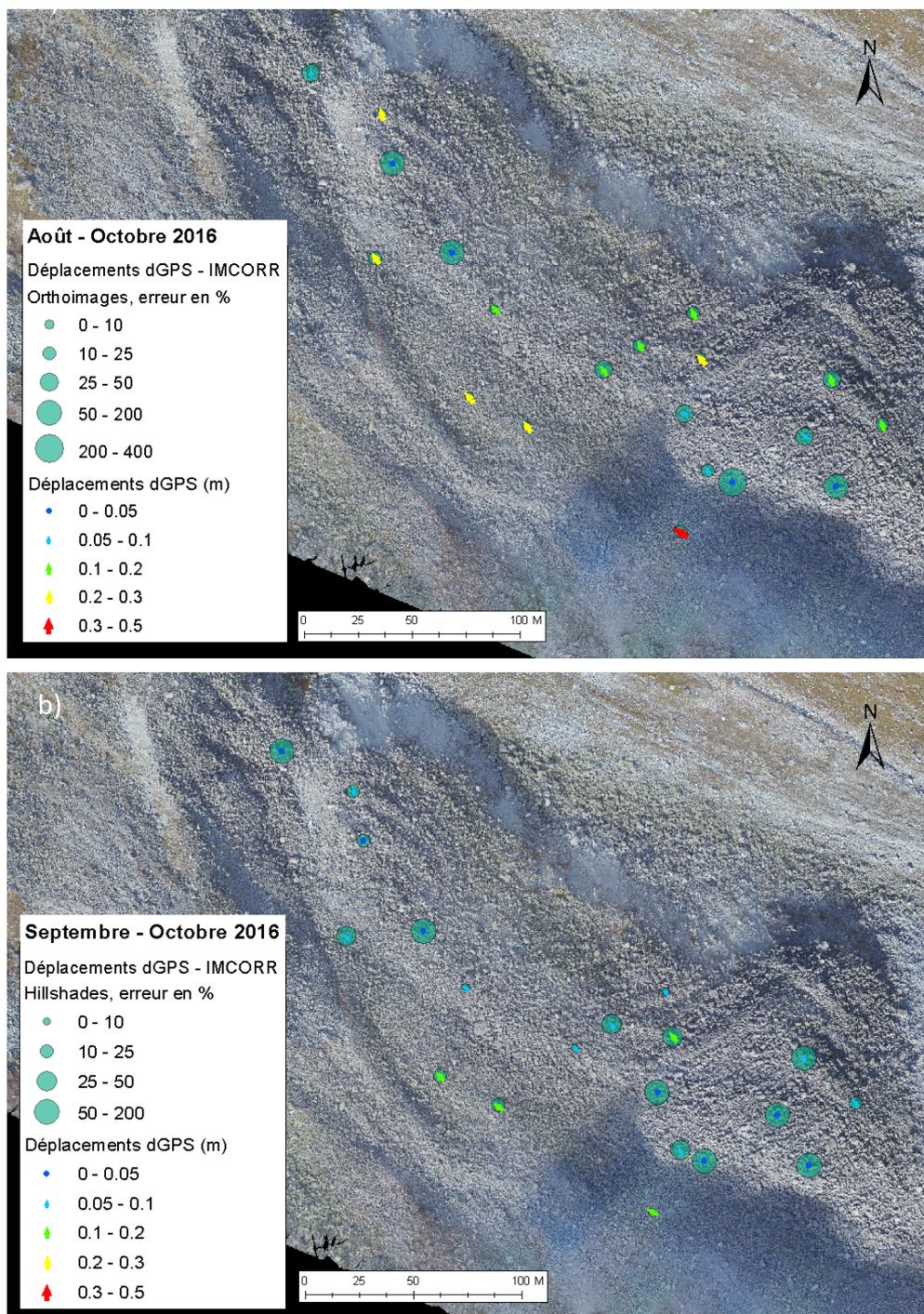


Figure 33. Relation entre l'erreur des déplacements IMCORR-dGPS et les déplacements dGPS obtenus avec les a) Orthoimages b) Hillshades.

La taille des déplacements (en rapport avec la résolution) semble être le principal facteur de contrôle sur la précision des résultats d'autocorrélation d'images. Cette conclusion est encourageante pour les mesures interannuelles de déplacement bien que la précision n'ait ici pas pu être confirmée. La moyenne de déplacement interannuel (octobre 2015-2016) pour l'ensemble du glacier rocheux est de 60 cm, ce qui représente un déplacement important et nettement supérieur à la résolution ainsi qu'à la limite de détection annuelle de 7.4 cm. Les résultats interannuels sont cohérents par rapport aux résultats saisonniers, les secteurs de faibles et fortes activités sont les mêmes pour chaque résolution temporelle. Le glacier rocheux de La Roussette ne comporte aucun changement de surface majeure entre octobre 2015 et octobre 2016 ce qui permet une identification optimale des éléments de surface et un bon fonctionnement de l'autocorrélation automatique d'images. Ces hypothèses sont confirmées par Dall'Astra et al. (2016) qui trouvent des résultats interannuels excellents avec des coefficients R^2 de 0.97 et 0.99.

4.2.2. Différences d'illumination et utilisation des hillshades

Excepté les faibles déplacements, le principal problème pour les comparaisons saisonnières semble venir des différences d'illumination. Différents facteurs incontrôlables par l'opérateur comme le vent, l'illumination différente de la zone d'étude selon les saisons, la couverture nuageuse (Lucieer et al. 2013) et les plans de vols ont un effet direct sur les résultats. Ils modifient la qualité et la perspective des images et influencent la reconstruction photogrammétrique, en particulier l'illumination qui fait varier les ombrages, la couleur des objets et leurs pourtours en mettant en évidence certaines parties de blocs au détriment d'autres. La reconstruction photogrammétrique n'est jamais identique et le pourtour des blocs peut être légèrement modifié. Ces différences peuvent créer sur les orthophotos un shift latéral incohérent avec le fluage naturel. Plus localement, ces vecteurs mal orientés peuvent aussi être liés aux zones floues sur les orthophotos. C'est un problème mineur au vu du faible nombre de ces zones mais qui peut être la cause de certains vecteurs isolés mal orientés.

Avec l'utilisation des orthophotos entre août et octobre 2016, les vecteurs de déplacement sont parfois mal orientés. Ce shift est visible sur le lobe 1 (Fig. 34a) qui est peu pentu (pente variant de 10 à 20°) où les effets d'illumination différents sont plus présents (Fig. 34a). Les vecteurs s'orientent à l'ouest et au nord-ouest au lieu de suivre la direction d'écoulement nord-nord-ouest imposée par la topographie. Le même décalage survient entre septembre et octobre 2016 sur les lobes 1 et 3. Ces problèmes de luminosité ont aussi été pointés comme une limite majeure des résultats saisonniers et annuels par Dall'Astra et al. (2016).

L'utilisation des hillshades pour l'autocorrélation d'images permet de s'affranchir des problèmes de luminosité puisque l'algorithme de corrélation fonctionne uniquement avec la forme de surface du glacier rocheux (Dall'Astra et al. 2016). L'hillshade offre davantage de contraste et ne comporte pas de zone floue, ce qui permet un fonctionnement optimal d'IMCORR. Avec l'utilisation des hillshades, le shift latéral est fortement réduit et disparaît dans certains secteurs entre août et octobre 2016 (Fig. 34b) tout comme entre septembre et octobre 2016.

Les résultats d'autocorrélation des hillshades sont cependant sujets aux distorsions plus importantes des données en altimétrie. Les résultats dépendent uniquement de la composante altimétrique qui a une erreur plus élevée que les coordonnées planimétriques.

De plus, le hillshade est produit à partir d'une interpolation du nuage de points photogrammétrique. Dans notre cas, l'interpolation réalisée par Pix4D ne permet qu'un faible contrôle sur le lissage car l'opération s'effectue en « boîte noire » avec seulement trois options de paramétrage.

Pour les comparaisons saisonnières, l'hillshade semble être une meilleure option. Les résultats obtenus montrent une meilleure précision et un biais plus faible, la moyenne des déplacements est plus proche des résultats du dGPS tandis que la RMSE est identique entre août et octobre.

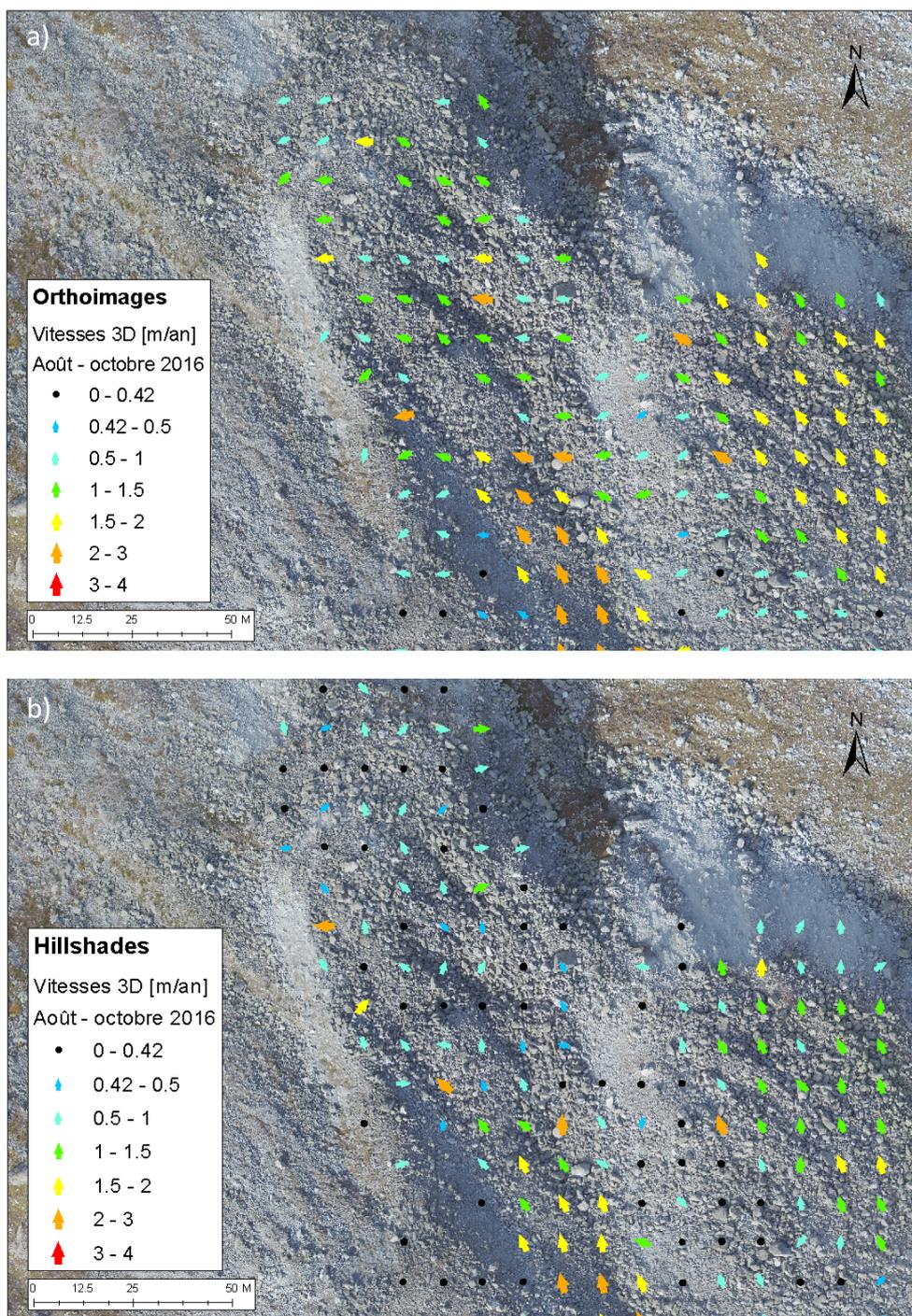


Figure 34. Vitesses de déplacement 3D entre août et octobre 2016 à partir a) des orthoimages, b) des hillshades. Le lobe 1 (Fig. a) présente des vecteurs de déplacement incohérents.

4.3. Problèmes de post-processing

La surface de la zone d'étude (0.175 km²) et le grand nombre d'images aériennes récoltées (> 500) impliquent un temps de traitement informatique très élevé. Le temps de traitement informatique de la photogrammétrie SfM est nettement plus important que pour d'autres méthodes comme le dGPS mais la densité de l'information est nettement supérieure. Le temps de traitement dépend fortement du nombre et du mode d'acquisition des images ainsi que de la résolution. Le type de drone utilisé a dès lors une influence directe sur ce paramètre. Il est minimal lors de l'utilisation de l'eBee RTK pour lequel seul le lancement des étapes de processing doit être réalisé. De plus, le faible nombre d'images réduit fortement le temps de processing. La création des orthophotos et MNT avec le Phantom3 nécessite plus de temps, principalement à cause du nombre élevé d'images aériennes. Ce traitement nécessite plusieurs heures malgré une machine dotée d'un système de 64 bit, d'un processeur de 3.5 GHz de 14 cœurs et de 64 GB de mémoire physique. Par exemple, un vol réalisé avec un DJI Phantom3 nécessite près de 25 heures de processing en comptabilisant la création, la densification du nuage de points une fois les GCP marqués (étapes 1 et 2) ainsi que la création de l'orthophoto et du MNT (étape 3). Ce temps est conséquent mais est effectué de manière autonome par l'ordinateur. Le temps de traitement informatique effectué par l'opérateur est nettement réduit et seul le marquage des GCP dans le nuage de points est nécessaire. Ce marquage manuel des GCP peut être estimé à 1 heure pour le terrain de La Roussette et les 13 GCP qu'il comporte. L'ajout de GCP augmente considérablement le temps de traitement informatique par rapport à l'eBee RTK car le nuage de points doit ensuite être optimisé une seconde fois avant sa densification. Le temps de travail effectif de l'opérateur est faible mais la création du produit final n'est pas immédiate et peut prendre plusieurs jours.

Le nuage de points généré est très dense et atteint une taille de plusieurs dizaines de millions de points. Il est impossible à traiter dans un logiciel de SIG traditionnel et a premièrement dû être décimé dans Pix4D pour être utilisable, problème aussi rencontré par Westoby et al. (2012). Le nuage de points initial d'août 2016 contient 64 millions de points pour une résolution de 2.9 cm. Il était de plus inutilisable pour le référencement du nuage de points Lidar dans Riscan Pro car trop volumineux. Un nuage décimé de 20 millions de points a été exporté de Pix4D pour réaliser cette opération bien que sa taille était toujours problématique pour Riscan Pro et Matlab. Ce nuage de points décimé comporte 1 point tous les dm² et a ensuite été interpolé à 2 mètres pour la réalisation du MNT de différence. Cette diminution drastique de résolution était nécessaire pour des questions de temps de processing. La résolution est passée successivement de 2.9 cm à 10 cm une fois le nuage de points décimé, puis finalement à 2 mètres. La perte d'informations topographiques est conséquente.

La volonté d'obtenir des données de terrain de très haute résolution (< 10 cm) se justifie pour l'analyse des orthophotos où le niveau de détails observables est sans précédent. Avec une taille variant de 500 Mb à 1 Gb, elles sont aisément manipulables par logiciels SIG traditionnels. Il semble actuellement y avoir un décalage entre la méthode de photogrammétrie SfM et les logiciels de traitement de nuages de points. Une nette diminution de la densité et de la résolution est actuellement nécessaire pour réaliser par exemple une interpolation de la zone d'étude entière à partir du nuage de points. Cette différence devrait néanmoins peu à peu se combler grâce aux progrès informatiques constants.

L'interpolation du nuage de points brute peut s'avérer nécessaire pour la création d'un MNT car celui produit par Pix4D subit un lissage important et peu vérifiable. Un essai d'interpolation par krigeage de ce nuage de 64 millions de points a été réalisé dans le logiciel d'interpolation Surfer. La mémoire de 64 bit du logiciel est dépassée et l'interpolation de la zone entière est impossible. L'interpolation par krigeage aurait peut-être été possible avec le nuage de point décimé mais la haute résolution initiale aurait par conséquent aussi été diminuée, ce qui la rend moins avantageuse.

4.4.Considérations pratiques

4.4.1. Acquisition des données aériennes

La collecte des données aériennes à l'aide d'un drone est délicate dans un milieu de montagne. La topographie escarpée et la météo changeante sont les principales contraintes imposant un mode opératoire spécifique lors des relevés. Les contraintes et avantages d'un type de drone jouent un rôle majeur dans l'acquisition des données et dans la faisabilité de la méthode. Le choix dépend principalement de deux critères, premièrement de la topographie de la zone d'étude et deuxièmement de la résolution nécessaire à l'étude.

L'acquisition des données aériennes est limitée par les conditions climatiques. Il est possible de voler avec un léger vent mais cela a une influence sur la qualité des images ainsi que sur la qualité du résultat final. La présence de neige limite la période d'acquisition des images. Les dépressions du glacier rocheux conservent de petits névés jusqu'au début de l'été et la neige apparaît dès l'automne. La période optimale s'étend de fin juin à fin septembre pour des relevés de qualité, sans neige ni névé et avec un ombrage limité. L'amélioration future des drones au niveau de l'autonomie de la batterie, de la résistance au vent et à l'humidité ou de l'autopilote devrait permettre de résoudre une partie des problèmes liés aux conditions climatiques.

Une aile volante de type eBee permet de survoler de grandes surfaces en un minimum de temps grâce à son autonomie et à sa vitesse de déplacement élevée. Le plan de vol est préalablement créé et la hauteur de vol est constante grâce à la liaison des données altimétriques, ce qui permet de plus un meilleur contrôle de la résolution. La hauteur de vol, généralement comprise entre 90 et 120 mètres, impose une résolution légèrement plus faible (5 à 7 cm) et un temps de traitement informatique réduit. Ce temps de traitement est d'autant plus faible si le drone possède un système RTK embarqué. Le capteur photographique modifiable selon les besoins de l'eBee est un avantage mais son poids est un obstacle pour les relevés en terrains difficiles et nécessitant une forte autonomie.

La topographie escarpée et la présence de sommets rocheux à proximité immédiate du glacier rocheux ont obligé l'eBee RTK à voler à des altitudes élevées (environ 100 mètres). De plus, un terrain plat et herbeux est obligatoire pour l'atterrissage de ce drone. A La Roussette, le terrain correspondant le plus proche est passablement en retrait du glacier rocheux et impose au drone une élévation de près de 600 mètres pour commencer le survol de la zone. Malgré cette distance importante, la forte autonomie de l'eBee RTK a permis d'effectuer un seul vol pour survoler l'entier du glacier rocheux. La surchauffe de l'eBee RTK à près de 85 °C a mené à son dysfonctionnement et à une acquisition des images totalement aléatoire. L'importante élévation imposée, la faible densité de l'air liée à l'altitude et la forte radiation solaire ont probablement été la cause de cette surchauffe. Ce problème a encore

été majoré par l'utilisation de l'eBee RTK qui est légèrement plus lourd. Une seconde tentative de vol s'est soldée par un résultat identique. Un point de décollage situé au sommet du glacier rocheux aurait été possible mais cela réduit fortement les avantages de l'utilisation de ce type de drone. Un second opérateur présent sur le terrain d'atterrissage serait alors nécessaire et le temps d'acquisition des données serait alors plus conséquent. Le fort potentiel de l'eBee RTK semble malgré tout limité par l'environnement alpin. Il semblerait de plus que la présence de GCP soit malgré tout nécessaire pour éviter tout doming même avec le système RTK (S. Rüttimann, UNIL tests internes) ce qui supprime l'un des avantages majeurs de l'eBee RTK. L'utilisation d'un eBee sans système RTK est alors possible puisque les GCP sont déjà existants. Cet engin, légèrement plus léger, occasionnerait une surchauffe moins marquée et une autonomie accrue. Le survol serait alors potentiellement réalisable en un seul vol et sans problème de surchauffe ni d'autonomie. Finalement, le prix de l'eBee RTK (~30'000 CHF) est un obstacle de taille par rapport au faible coût de ses concurrents et du Phantom3 par exemple. Un crash ou dysfonctionnement majeur du système peut avoir des conséquences économiques et pratiques pour la suite de l'étude.

Le fonctionnement du Phantom3 permet de s'adapter à la topographie et aux conditions climatiques changeantes. La vitesse et l'altitude de vol, le taux de recouvrement et l'angle de prise de vue sont modifiables lors de chaque nouveau vol, ce qui permet des relevés optimaux. Le pilotage semi-automatique du Phantom3 fonctionne bien dans ce genre de terrain à forte déclivité où l'opérateur gère uniquement et de manière autonome, le décollage et l'atterrissage de l'appareil.

La collecte des données avec le Phantom3 nécessite près de 25 vols pour couvrir l'entier de la zone à une altitude de 40 mètres en dessus de la zone de décollage. Les images acquises sont de bonne qualité malgré les brises de montagne courantes au moment des relevés. Le survol complet de la zone nécessite une demi-journée de travail sans compter le temps nécessaire au marquage et à la mesure préalable des points dGPS. Le temps d'acquisition des images aériennes est nettement plus élevé avec un Phantom3 qu'avec un eBee RTK, d'autant plus que ce dernier n'a théoriquement besoin d'aucune mesure au sol. Le Phantom3 permet cependant une meilleure résolution mais celle-ci comporte des risques liés à la faible hauteur de vol et la topographie escarpée. Pour atteindre ces résolutions et éviter tout accident, le décollage s'effectue depuis le centre du glacier rocheux. Le déplacement sur cette surface instable reste obligatoire avec ce drone, ce qui est potentiellement dangereux.

La hauteur de vol idéale varie selon les besoins de l'étude et de la résolution temporelle. Une hauteur de vol légèrement plus élevée semblerait plus judicieuse. Une hauteur moyenne de 50 m ATO permettrait d'atteindre une résolution d'environ 5 cm. Ce paramétrage diminuerait le nombre de vols et le risque d'accidents liés à la topographie. Il serait aussi probablement un compromis idéal entre le temps d'acquisition des données, le temps de traitement informatique et la manipulation du nuage de points.

4.4.2. Réflexions sur le mode opératoire

Le marquage des GCP (Fig. 6) représente une part importante de l'acquisition des données aériennes avec un Phantom3. Il peut se réaliser de différentes manières selon les terrains. Le

marquage fixe de pierres stables permet un gain de temps certain lors d'un suivi régulier bien que la peinture disparaisse fortement d'année en année. Pour le suivi des glaciers rocheux mesurés chaque année à l'aide d'un dGPS, l'utilisation comme GCP de points de mesure permet de gagner en efficacité. Ils sont généralement très bien répartis et seraient de parfaits GCP qu'il faudrait marquer plus visiblement à l'aide d'un spray de couleur vive. Cette approche nécessiterait de réaliser les vols de drones et les relevés dGPS simultanément et permettrait ainsi d'éviter le long temps de disposition, de mesure puis de récupération des cibles une fois les relevés aériens effectués.

L'utilisation des points de mesure ou de validation comme GCP limite potentiellement la possibilité de contrôle de la précision du MNT, surtout si ces points ne sont pas nombreux. La répartition des GCP sur la surface permet d'éviter ou de réduire fortement les potentiels décalages systématiques en élévation (James & Robson. 2014) et supprime la contrainte de marquage de GCP dans les zones stables. Cette répartition plus efficace des GCP crée une reconstruction plus fiable et sa vérification devient plus accessoire.

Pour le suivi optimal du glacier rocheux de La Roussette, de nouveaux points de validation devraient être marqués et mesurés le long du sillon central et sur les lobes 1 et 5. Ces points permettraient de vérifier plus largement les résultats de la méthode d'autocorrélation d'images et donneraient une représentation spatiale plus complète de la propagation de l'erreur systématique. Ils permettraient aussi d'affiner l'analyse géomorphologique dans les zones de faibles mouvements comme sur le lobe 1.

4.5. Bénéfices

La méthode UAV-SfM comporte certaines étapes obligatoires mais sa réalisation est relativement aisée. Les avantages des développements photogrammétriques et des drones permettent une acquisition des données facilitée, une fréquence d'acquisition très élevée et des coûts réduits. Les MNT et orthophotos ont une très haute résolution qui peut être définie selon les besoins de l'étude et révèlent de nombreux détails topographiques. Un suivi annuel et saisonnier des glaciers rocheux est réalisable pour de nombreux sites durant la saison estivale.

L'avantage majeur de la photogrammétrie SfM réside en l'utilisation d'images de points de vue multiples et dont la position du capteur est inconnue. Cela permet l'utilisation de drones peu coûteux avec des capteurs photos de qualité diverse et sans GPS embarqué précis (Westoby et al. 2012). La densité des nuages de points est très élevée et supérieure à celle obtenue à l'aide d'un Lidar. Le projet d'août comporte initialement près de trois fois plus de points que l'assemblage des trois scans Lidar. Bien que cette densité ne soit que partiellement utilisable actuellement, les progrès informatiques et la mise à niveau future de logiciels devraient permettre une utilisation optimale des données.

Le fonctionnement d'un drone nécessite un temps sec ainsi que des vitesses de vent faibles, ce qui peut s'avérer problématique dans un environnement de montagne. Malgré cela, les drones multirotors sont bien adaptés à ces environnements et peuvent décoller et atterrir dans des zones caillouteuses et pentues. Il est possible de survoler une surface importante en un temps restreint même avec un drone multirotors. La couverture des 0.175 km² de La Roussette est réalisée en près de trois à quatre heures à l'aide d'un Phantom3, paramétré à une altitude de vol de 40 m ATO. Malgré les inconvénients relatifs aux régions de montagne,

l'absence de végétation des zones périglaciaires permet une bonne reconstruction des MNT et orthophotos.

L'acquisition aérienne des images permet d'éviter les zones les plus dangereuses et instables. Toutefois le Phantom3 oblige un déplacement de l'opérateur sur le glacier rocheux afin d'assurer un contrôle visuel permanent imposé par les faibles hauteurs de vol et par la législation. Le point de vue aérien ne souffre d'aucune limitation de la ligne de vue ce qui est un avantage certain par rapport aux méthodes terrestres. Il permet une couverture optimale du terrain bien que certains ombrages locaux causés par certains gros blocs sont malgré tout présents.

La comparaison automatique des différents rasters offre une information sur l'ensemble de la zone d'étude. La limite de détection d'une moyenne d'une dizaine de centimètres ne limite que peu la résolution temporelle de l'étude. Cette haute résolution permet de réduire la taille des déplacements identifiables en diminuant la limite de détection. Cela permet un suivi saisonnier des glaciers rocheux bien que les relevés dGPS soient nécessaires à cette échelle temporelle. Les résultats issus de l'autocorrélation d'images montrent une cohérence certaine ; les vitesses augmentent durant l'été, le sens de fluage des vecteurs est cohérent avec la topographie et les différentes zones de vitesses de déplacement sont similaires à celles mises en évidence par les relevés dGPS. Les résultats encourageants pour une période de comparaison de deux mois (août-octobre) permettent d'avancer l'hypothèse que les résultats interannuels sont excellents. La position des fronts est aussi visible et leurs avancées sont parfois perceptibles avec un MNT de différence annuel. Une plus longue période temporelle donnerait certainement plus d'informations à ce propos et sur les variations d'épaisseur de la structure.

4.6.Limites

Le principal désavantage de l'approche SfM est l'absence de procédure de contrôle des étapes de la création du nuage de points. Cela rend l'identification et la quantification des sources d'erreurs et déformations difficiles (Fonstad et al. 2013). Ce désavantage provient directement d'un avantage majeur de la méthode, son automatisation. Les étapes de production du nuage de points se font dans une « boîte noire » sans réel contrôle de l'utilisateur (Westoby et al. 2012). De nombreuses variables sont impliquées dans le processus, ce qui permet difficilement d'isoler la source de l'erreur (Smith et al. 2015). Les causes de distorsions aléatoires sont alors difficiles à identifier et les raisons de succès ou d'échec de la reconstruction photogrammétrique ne sont pas claires. Le processus de photogrammétrie SfM ne permet pas de déterminer à l'avance la qualité des données, seule la résolution peut être préalablement calculée et choisie. Cette limite est observée dans nos relevés avec des distorsions plus importantes en août bien qu'aucune explication claire ne puisse être avancée.

Dans un environnement de montagne, la couverture neigeuse est de longue durée et les zones de faible réflectivité avec peu de contraste sont nombreuses. Ce manque de texture des images perturbe la reconstruction photogrammétrique, ce qui constitue une limite pour les études de ce genre. De plus, les zones avec peu de texture sont plus grossièrement reconstruites en raison d'une densité de points plus faible (Fonstad et al. 2013 ; Westoby et al. 2012).

Les mesures mensuelles montrent une limite de la méthode avec de trop nombreuses zones situées à l'intérieur de la limite de détection, seules les zones les plus actives sont interprétables. Les déplacements pour une résolution temporelle trop courte ne sont pas suffisants, un monitoring annuel ou estival est probablement préférable. Le MNT de différence montre le même problème comme les changements ne sont pas suffisants pour être interprétables et clairement mis en évidence. L'illumination différente et le shift qui en résulte constitue aussi une limite des mesures mensuelles lorsque l'autocorrélation d'images est réalisée avec les orthophotos.

Les logiciels actuels de traitement de nuages de points et d'interpolation semblent dépassés par le grand nombre de points issus de la photogrammétrie SfM. La réduction de ce nombre est parfois nécessaire mais implique une perte d'information topographique, problème aussi pointé par Westoby et al. 2012. Le temps de traitement informatique est conséquent même avec une machine puissante mais est majoritairement effectué de manière automatique. La création des MNT et orthophotos pour une zone de la taille de la Roussette est impossible ou très compliquée même avec un ordinateur performant.

L'interpolation effectuée par Pix4D pour la création d'un MNT est peu vérifiable, seules les interpolations par IDW ou triangulation peuvent être effectuées avec trois possibilités de lissage : fort, moyen et faible. En choisissant un lissage le plus faible possible, qui est préférable étant donné la rugosité de surface d'un glacier rocheux, le MNT a tout de même été lissé de manière évidente et incontrôlable (Fig. 16a). Ce lissage important des angles des blocs induit une approximation de la topographie réelle du terrain, erreur qui se propage ensuite lors de l'étape de l'autocorrélation d'images. Cette erreur se propage davantage lors de l'utilisation des hillshades puisque ceux-ci dépendent uniquement de l'altimétrie et de la texture de surface. Une interpolation sans lissage a été testée dans Pix4D mais le résultat est quasi identique qu'avec un lissage minimal, où seuls les trous entre les blocs apparaissent plus clairement.

Les distorsions aléatoires et systématiques sont difficilement identifiables et propagent une erreur lors de l'autocorrélation d'images. Les zones floues présentes aléatoirement sur les orthophotos induisent localement des erreurs. L'erreur visible sur les orthophotos de cette mauvaise reconstruction se propage aussi sur le MNT ce qui a une influence globale sur les résultats même lors de l'utilisation des hillshades.

Les résultats de précision des vecteurs de déplacement montrent néanmoins que les hillshades sont plus précis et comportent moins de biais que les orthophotos, surtout pour les comparaisons de très faible résolution temporelle. Cela peut être lié aux limites des orthophotos qui comportent par exemple des zones floues (Fig. 32). Lors du test de précision, l'ensemble des points de validation se trouve en général sur de gros blocs plats qui ne sont par conséquent peu ou pas lissés et donc peu impactés par les problèmes mentionnés ici. Ce lissage est potentiellement l'une des causes expliquant les nombreux vecteurs faussement positifs mais n'impacte probablement pas nos résultats.

Le test d'interpolation par Krigeage du nuage de points d'août 2016 mis en évidence par un hillshade a démontré une topographie plus anguleuse et plus proche de la structure réelle de surface (Fig. 16b). L'étape d'autocorrélation d'images n'a pas été effectuée avec ce nouvel MNT par manque de temps mais les résultats auraient probablement été de meilleure qualité.

Enfin, d'un point de vue pratique, l'obligation de se déplacer sur le glacier rocheux pour acquérir des données de qualité avec le Phantom3 constitue une limite de la méthode comme l'un des buts initiaux étant d'éviter cette prise de risque. Cela augmente le temps d'acquisition des données et impose la présence d'une seconde personne pour des raisons de sécurité.

5. Apports de la photogrammétrie SfM pour le monitoring des glaciers rocheux

5.1. Secteurs d'activités

5.1.1. Structure des lobes et secteurs d'activités

La présence de végétation ainsi que de signes de ravinement sur le front du lobe 1 témoignent de son activité variable. De plus, une tomographie électrique réalisée en 2010 par L. Vuilleumier indique qu'il n'y aurait que peu ou plus de glace dans ce front. Des rides de compression sont visibles sur ce lobe et proviennent de la différence de vitesses entre la dépression centrale et le front dont la position maximale est relativement stable.

Les résultats d'autocorrélation d'images montrent l'inactivité du lobe 2. La moyenne des vitesses 3D est de 4 cm/an ce qui est bien en dessous de la limite de détection et s'apparente à un bruit des données. Cette inactivité est confirmée par un profil tomographique de 2010 (L. Vuilleumier, 2010) montrant une absence de matériel gelé.

Le lobe 3 est fortement actif avec la présence d'un front d'une pente moyenne de 42° à matrice fine. La pente moyenne du lobe est de 29° et les blocs sont peu recouverts de lichen. Des rides de compression, parallèles à la direction de fluage, sont également présentes et sont probablement la conséquence de la forte activité du la dépression centrale. Durant l'été 2016, les vitesses maximales entre septembre et octobre 2016 sont de 1.5 m/an (dGPS), de 1.91 m/an (GPS fixe) et de 2.22 m/an (Fig. 35) (IMCORR).

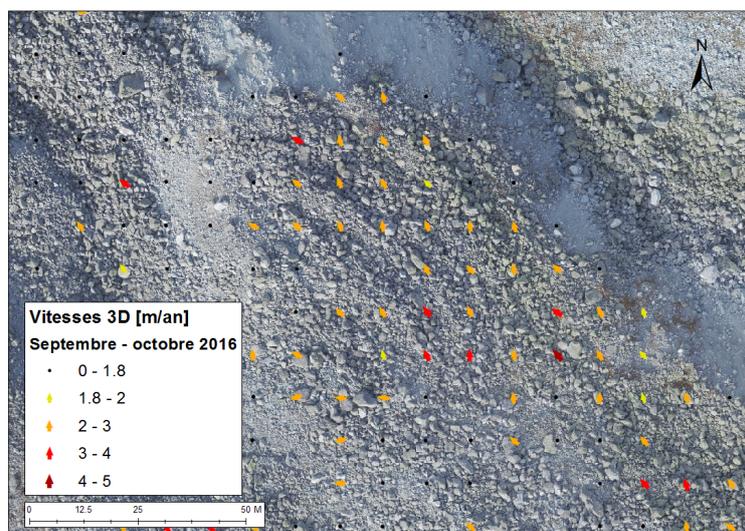


Figure 35. Vitesses de déplacement mensuelles du lobe 3.

Le lobe 4 présente des signes de compression parallèle à la direction de fluage de la dépression centrale et sont liées au même phénomène que les rides de compression du lobe 3 (Fig. 36a). L'activité de ce lobe est réduite, comme le témoigne la présence de lichen sur les blocs (Fig. 36b) et pourrait être liée à sa faible pente (26.5°). Ses vitesses moyennes annuelles (2015 – 2016) sont de 0.33 m/an (IMCORR).

Bien qu'aucun point dGPS n'est présent sur le lobe 5, le lobe 5 est fortement actif. Les résultats d'autocorrélation d'images montrent des vitesses moyennes annuelles 3D de 0.6 m/an (Fig. 36a) et des vitesses maximales de 2.55 m/an entre septembre et octobre 2016.

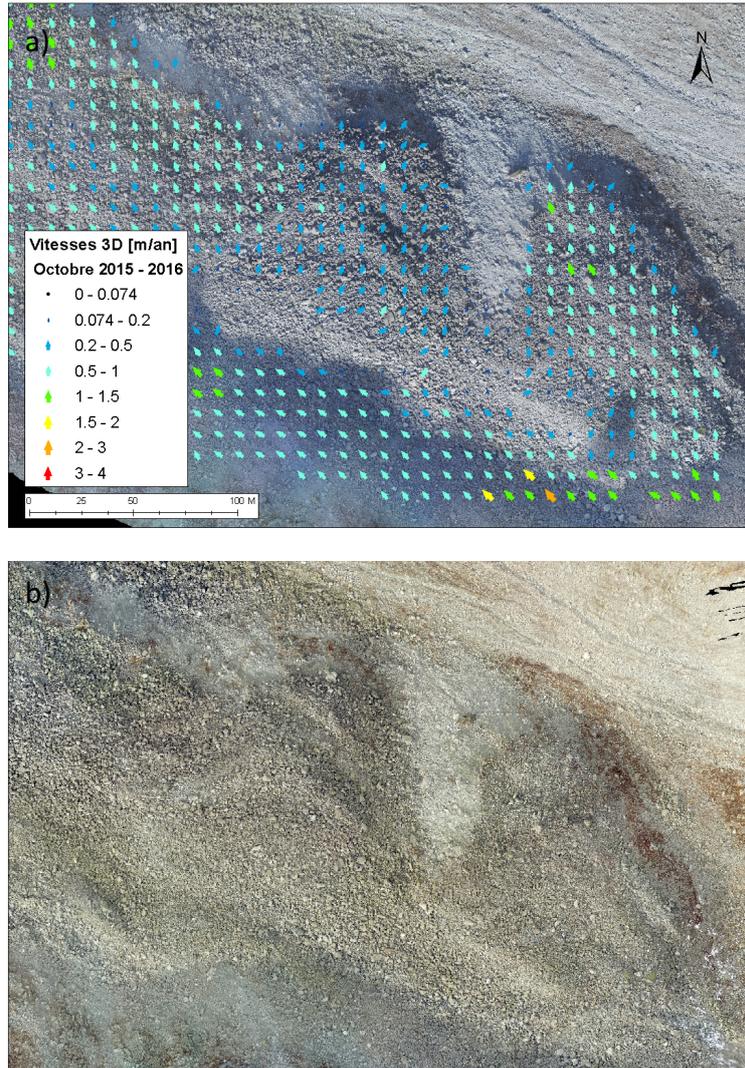


Figure 36. a) Vitesses de déplacement annuelles octobre 2015-2016 b) Orthophoto (octobre 2015) des lobes 4 et 5.

La dépression centrale est la zone la plus active du glacier rocheux avec des vitesses maximales estivales issues de l'autocorrélation d'images de près de 3.5 m/an. La couverture de lichen, toujours plus importante de l'amont à l'aval, ainsi que l'absence de basculement de blocs entre octobre 2015 et 2016 témoignent d'un transport de type translationnel. La pente moyenne de cette zone est de 26° bien que deux ruptures de pentes soient identifiables (Fig. 37). Une troisième rupture de pente est identifiable à proximité du lobe 5. Ses vitesses semblent très élevées mais la zone n'est pas entièrement couverte par les MNT et orthophotos pour que des vecteurs de vitesses aient été créés.

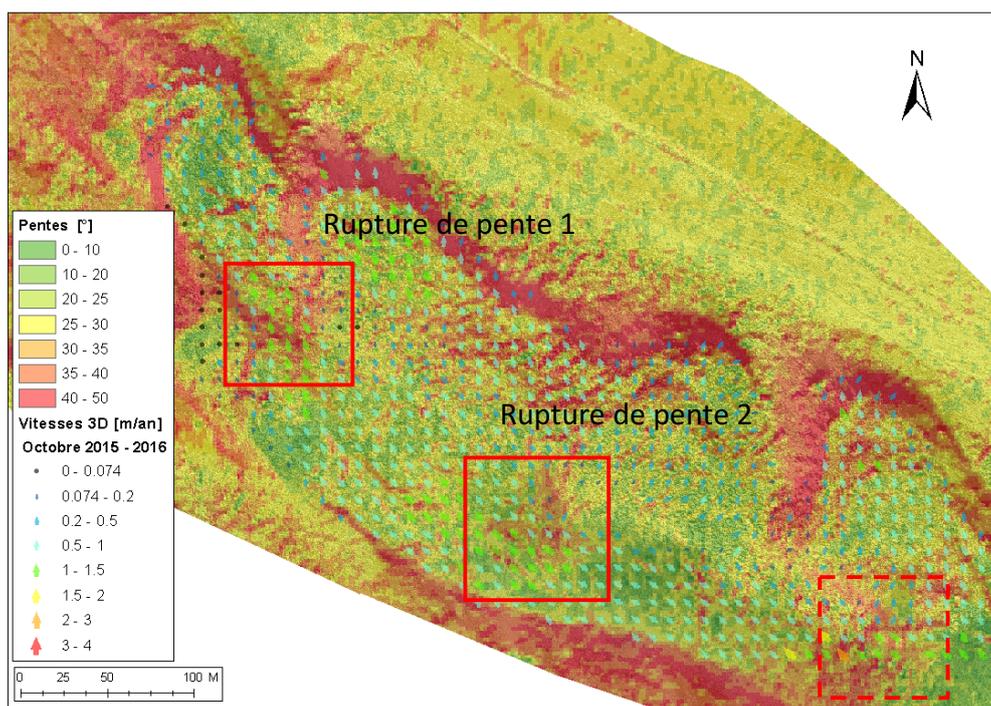


Figure 37. Carte des pentes et des vitesses de déplacement annuelles 2015-2016.

Les deux zones de rupture de pente correspondent aux deux secteurs d'activités maximales de la dépression centrale (Fig. 37). Des relevés dGPS pluriannuels indiquent des vitesses moyennes pluriannuelles de près de 0.92 m/an dans la zone aval et 1.14 m/an dans la zone amont entre 2010 et 2016. Elles sont maximales entre septembre et octobre 2016 avec près de 2 m/an dans la partie aval et 2.6 m/an dans la partie amont (Fig. 38). Une moyenne de vitesses entre septembre et octobre 2016 de 2.23 m/an a été obtenue avec l'autocorrélation d'images.

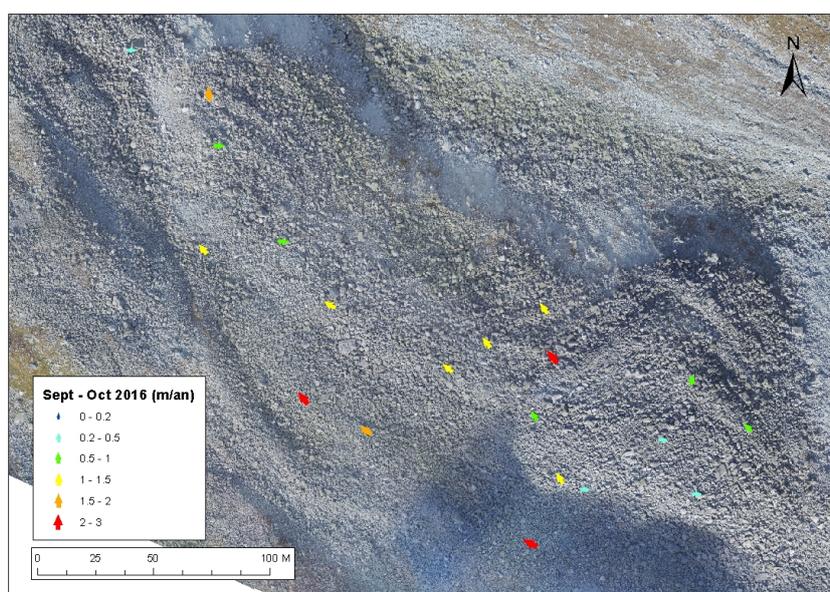


Figure 38. Vitesses de déplacement mesurées au dGPS, septembre – octobre 2016.

La zone d'alimentation n'est que peu reconstruite sur les orthoimages en raison de la proximité des parois rocheuses qui rend les vols périlleux. Cependant, les vitesses annuelles à l'aval de cette zone semblent importantes, variant de 0.75 m/an à 1.5 m/an. L'activité de la

zone d'alimentation la différencie visuellement de l'éboulis situé au nord par son absence de végétation et de lichen.

5.1.2. Changements d'élévation

La résolution temporelle annuelle est trop courte pour que des phénomènes de soulèvement, de subsidence, de compression ou d'extension du glacier rocheux ne soient observables et cela malgré une limite de détection du MNT de différence de 0.2 m. Une légère tendance de perte d'élévation est observable sur les lobes 1 et 3 ainsi que dans la dépression centrale (Fig. 31). La forte inertie thermique du pergélisol (Kääb et al. 1997) empêche toute perte conséquente de volume liée aux températures chaudes de l'automne 2015 et de l'été 2016. Il est dès lors plus probable que ces changements soient liés à un bruit des données, des effets d'ombrages et de reconstructions pourraient en être la cause. Cela aurait pu se vérifier de manière sporadique avec les points dGPS puisque l'information de pente est fournie par le MNT.

Ce MNT de différence permet néanmoins d'identifier une avancée des fronts 3 et 5. Cela peut être lié aux vitesses de déplacement élevées de ces 2 lobes. Malgré la forte poussée de la dépression centrale en amont, le front du lobe 1 n'avance plus à une résolution temporelle annuelle.

5.2. Variations des vitesses de déplacement

5.2.1. Relation pente-vitesse

Les vitesses de déplacement des glaciers rocheux sont influencées par différents facteurs où la température du pergélisol (Frauenfelder et al. 2003) et la pente semblent jouer un rôle important (Konrad et al. 1999). La déformation à l'intérieur du pergélisol est généralement calculée selon la loi de Glen (1955) qui dépend de la contrainte de cisaillement et de deux constantes (Haeberli et al. 2006). L'influence de la température sur le fluage intervient à travers ces constantes tandis que la pente fait varier la contrainte de cisaillement.

Le manque d'informations sur la structure interne du glacier rocheux ne permet pas une séparation aisée des influences individuelles intervenant sur les vitesses de surface (Haeberli et al. 2006). La représentation spatiale des vitesses de surface semble cependant fortement liée avec la pente de la surface (Konrad et al. 1999) pour un glacier rocheux à l'exposition uniforme.

Les vitesses de déplacement des différents secteurs de La Roussette semblent elles aussi fortement dépendantes de la pente. Pour les principaux secteurs d'activités analysés, une forte corrélation entre les vitesses de déplacement et la pente est calculée ($r = 0.8$) (Fig. 39). La croissance constante des vitesses de déplacement en fonction de la pente est visible et met en évidence la forte relation de ces 2 paramètres (Fig. 37). Les lobes 1 et 4, avec des pentes moyennes respectives de 25.3° et 26.5° , ont les vitesses les plus faibles. Seule la dépression centrale a une pente moyenne relativement faible (26.6°) alors que ses vitesses sont élevées. Les deux ruptures de pente de la dépression centrale ont les vitesses les plus élevées du glacier rocheux bien que ces vitesses rapides ne soient probablement pas uniquement liées à la forte pente.

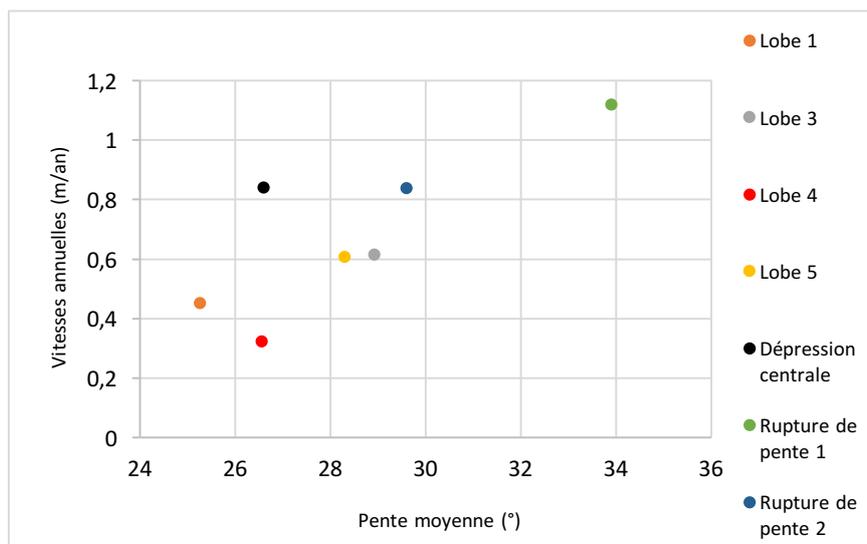


Figure 39. Relation pente - vitesses de déplacement annuelles octobre 2015 – 2016.

5.2.2. Vitesses annuelles et saisonnières

Les vitesses annuelles sont fortement liées aux variations des températures (MAGST) (Delaloye et al. 2010). Un rythme saisonnier des vitesses existe avec un pic de vitesses atteint durant l'automne et un ralentissement initié par le début de la période de gel hivernal. Ces variations semblent liées aux fluctuations saisonnières de températures avec un délai induit par le transfert de chaleur dans le pergélisol (Kääb et al. 2007 ; Delaloye et al. 2010). Ce délai varie selon les caractéristiques du sol et est de 4 à 5 mois pour atteindre les 10 m de profondeur (Staub, 2015). Les variations de vitesses annuelles et saisonnières sont comparées ci-après en fonction des différentes zones les plus actives du glacier rocheux.

Les différentes vitesses montrent une cohérence au niveau de la temporalité des mesures, les vitesses annuelles sont les plus faibles et une accélération des vitesses saisonnières est visible durant l'été (Fig. 40). La vitesse moyenne annuelle du glacier rocheux est de 0.6 m/an, de 0.85 m/an entre août et octobre et de 1.84 m/an entre septembre et octobre. Le rapport d'augmentation des vitesses selon les zones est similaire pour les trois périodes de mesures. Les lobes 3 et 5 montrent toutefois une augmentation plus marquée des vitesses saisonnières estivales.

La dépression centrale comporte les vitesses annuelles moyennes les plus élevées bien que les lobes 3 et 5 aient une activité égale ou supérieure à cette zone entre septembre et octobre 2016. Une circulation d'eau accrue dans la dépression centrale pourrait expliquer ces vitesses de déplacement élevées. La zone de rupture de pente 1 présente des vitesses très élevées avec un maximum de 3.5 m/an entre septembre et octobre 2016 ce qui équivaut à un déplacement mensuel de près de 30 cm durant cette période. La vitesse de déplacement annuelle de cette zone étant de 1.12 m/an, le déplacement survenu entre septembre et octobre 2016 représente près de 1/3 du déplacement annuel total. Ce rapport est identique pour les autres secteurs du glacier rocheux.

Le GPS fixe présent sur le lobe 3 confirme l'augmentation des vitesses au cours de l'été avec un pic de 1.9 m/an en octobre 2016 (Fig. 30a). Les vitesses de l'été 2017 semblent inférieures à celle de l'été 2016 malgré un été 2017 à nouveau très chaud et un printemps 2017 en-dessus de la norme de température 1981-2010. La forte intensité du gel hivernal

due aux faibles hauteurs de neige de décembre 2016 et janvier 2017 ainsi que les faibles quantités d'eau disponible au printemps peuvent être la cause de cette activité réduite (Delaloye et al. 2010).

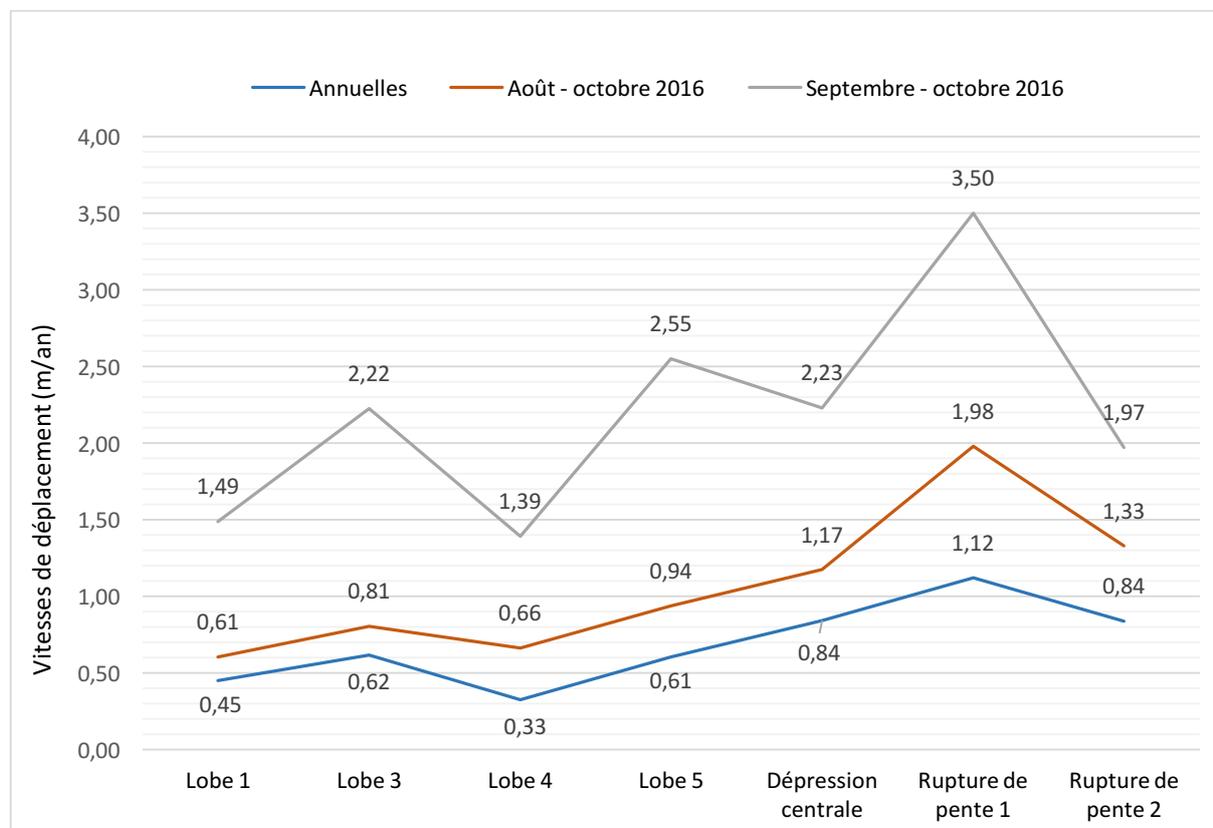


Figure 40. Vitesses de déplacement des lobes et secteurs d'activité selon les différentes périodes de mesures.

5.2.3. Différenciation des vitesses et hypothèses

Cette partie regroupe les principales hypothèses pouvant être faites à partir des résultats photogrammétriques annuels et saisonniers. Emettre des hypothèses concernant la dynamique des glaciers rocheux nécessite habituellement des mesures à plus long terme. Le manque de connaissances de la structure interne ainsi que de l'état thermique du pergélisol constituent une limite (Frauenfelder et al. 2003 ; Haeberli et al. 2006). Les données des vitesses de déplacement, la pente des différents secteurs ainsi que les orthophotos fournissent des renseignements qu'il s'agit d'interpréter au mieux.

Les rides de compression du lobe 1 sont apparues durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle (Vuilleumier, 2010) et sont la conséquence probable d'une activation récente du sillon central. Cette activité accrue du sillon central a probablement apporté un stock important de matériaux et créé un second petit lobe surimposé au lobe 1 historique (Fig. 41a). La stabilité du sommet du front historique, la présence de végétation ainsi que la carte des pentes viennent étayer cette hypothèse (Fig. 41b). Ce petit front bien visible sur la carte des pentes est dans la continuité de la dépression centrale et à l'intérieur du lobe 1 historique.

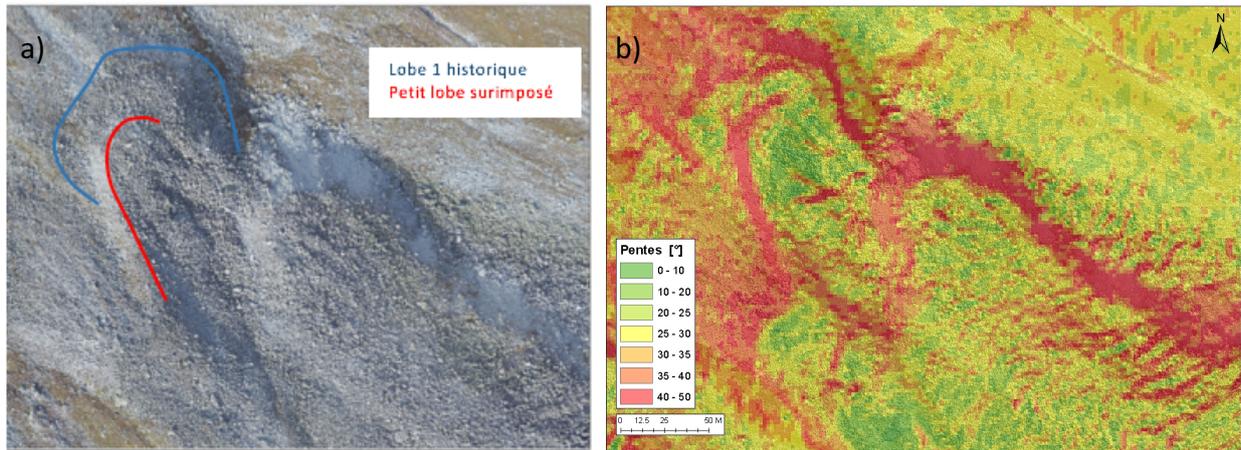


Figure 41. a) orthoimage des lobes 1, 2 et 3, b) carte des pentes.

Entre octobre 2015 et octobre 2016, le lobe 1 surimposé a une vitesse moyenne de 0.45 m/an (Fig. 42). Le lobe 1 historique est immobile, excepté dans la partie directement à l'aval du lobe surimposé où la poussée de ce dernier provoquerait des déplacements. Le point dGPS situé en bordure nord-est du lobe montre une moyenne des vitesses annuelles de 0.46m/an entre 2010 et 2016 et de 0.54 m/an durant l'été 2016 (juillet – octobre).

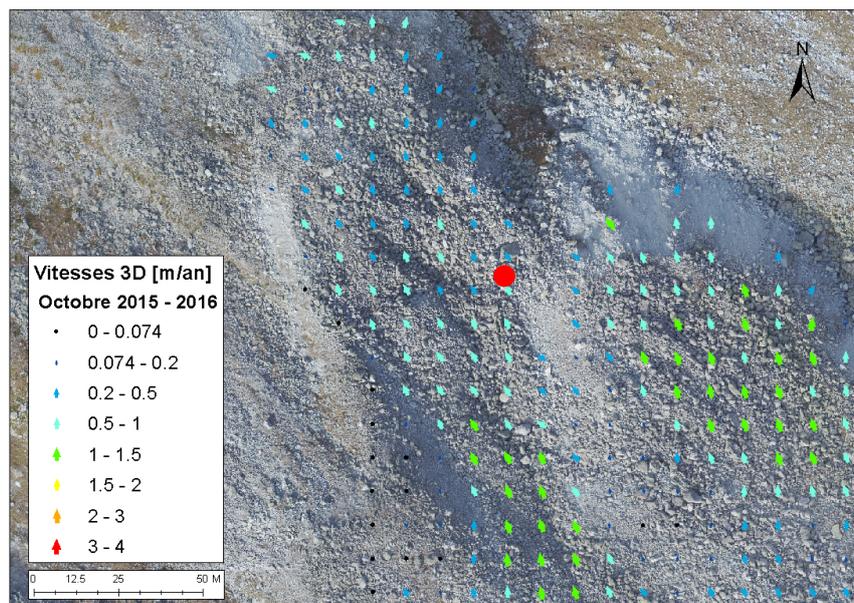


Figure 42. Lobe 1, vitesses annuelles 2015 -2016. Le point rouge montre l'emplacement de la mesure dGPS.

La granulométrie hétérogène, la végétation et l'altitude basse du sommet du front du lobe historique permettent d'affirmer qu'il est actuellement inactif. Le lobe 1 surimposé est encore actif comme en témoigne les vitesses de déplacement élevées et la granulométrie de son front à l'ouest. La tomographie électrique réalisée en 2010 a montré la faible voire l'absence de matériaux gelés dans ce lobe. Le bourrelet présent sur profil tomographique du lobe 1 confirme l'existence d'un second lobe surimposé plus actif, avec des résistivités élevées démontrant la présence de glace en profondeur (Fig. 43).

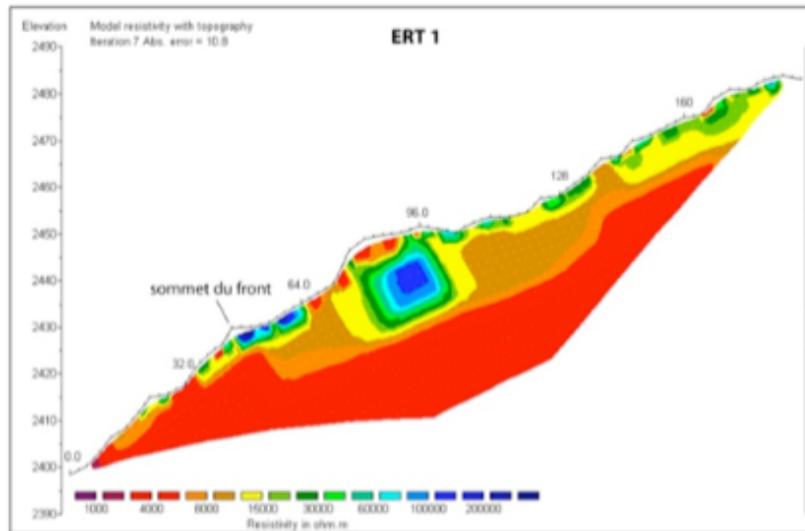


Figure 43. Tomographie électrique du lobe 1 (tiré de L. Vuilleumier, 2010).

La dépression centrale prend une forme de sillon concave, forme probablement liée aux fortes vitesses de déplacement et à un apport sédimentaire insuffisant pour compenser le fort transfert sédimentaire. Les vitesses de déplacement ont probablement toujours été élevées dans cette zone. Un lobe de glacier rocheux fossile présent en aval du lobe 1 actuel témoigne de la forte activité constante de cette zone. Elle aurait déjà été sujette à des vitesses plus élevées lors d'un potentiel glacier rocheux de 1^{ère} génération, antérieur et recouvert par le glacier rocheux actuel de l'Holocène.

Les vitesses élevées de la dépression centrale pourraient provenir d'un écoulement d'eau plus conséquent qui occasionnerait cette forte activité (Ikeda et al. 2008). En effet, la fonte des névés dans la zone supérieure du glacier rocheux augmenterait les écoulements internes dans ce sillon parallèle à la pente du versant. Le recueil des eaux du versant nord de la Maya augmenterait aussi la quantité d'eau en circulation. Un écoulement clairement perceptible dans cette zone en juillet 2017 confirme cette hypothèse. L'augmentation plus faible des vitesses de la dépression centrale au cours de l'été 2016 par rapport aux autres secteurs (Fig. 40) renforcerait l'hypothèse d'une circulation d'eau interne forte. Ces vitesses seraient donc élevées dès le début de l'été en raison d'un réchauffement plus rapide du pergélisol lié à une percolation plus importante de l'eau de fonte (Staub, 2015).

Avec l'hypothèse d'une circulation d'eau causée par une contrainte topographique, une partie du déplacement de la dépression centrale pourrait subvenir par glissement basal. Cela semble toutefois peu probable (ou seulement dans une proportion très faible) car les vitesses annuelles moyennes ne sont pas si élevées (1.12 m/an dans la partie la plus rapide). Ces forts déplacements résultent probablement plus d'une déformation interne que d'un glissement basal du corps gelé. La position fixe du front du lobe 1 et de l'ensemble de la base des fronts du glacier rocheux conforte l'hypothèse d'une déformation interne (Arenson et al. 2002) plus que d'un glissement basal qui modifierait la position des fronts.

Les vitesses élevées mesurées sur les lobes 3 et 5 sont probablement liées à la forte pente moyenne de ces deux lobes (>28°). Les rides de compression longitudinales présentes sur le lobe 3 sont vraisemblablement liées à la poussée perpendiculaire créée par le rétrécissement du sillon central entre les lobes 2 et 3.

5.3. Mise en place du glacier rocheux et dynamique de versant

La formation du glacier rocheux actuel date probablement du milieu de l'Holocène. L'accumulation des débris de la Maya a commencé à fluer selon la ligne de pente, au nord-ouest, et plusieurs lobes se sont créés. La zone d'alimentation en amont du lobe 5 semble être la principale source de débris rocheux, un apport latéral est peu vraisemblable car le versant nord de la Maya est végétalisé et aucune chute de blocs n'est observable sur les orthophotos.

Il est probable que le glacier rocheux actuel soit de seconde génération. Un petit bourrelet végétalisé présent à l'aval du lobe 1 actuel s'apparente à un lobe fossile d'un glacier rocheux de première génération (Fig. 44). Ce glacier rocheux antérieur a peut-être cohabité avec le glacier de la Tsa durant la fin du Tardiglaciaire. Des raisons topographiques par manque d'apport sédimentaire ou des causes climatiques auraient ensuite causé son inactivation. Il se serait fait recouvrir par le glacier rocheux de seconde génération. Le lobe 1 surimposé témoigne même potentiellement de la présence d'une 3^{ème} génération et de la possibilité de recouvrement de lobes plus anciens.

Des vitesses moyennes annuelles à long terme durant l'Holocène, déterminées à partir de méthodes de datation, varient de 1 à 14 cm/an pour un glacier rocheux alpin et de 7 à 10 cm/an pour un glacier rocheux situé au sud des Alpes (Scapozza et al. 2014). Au vu de la situation géographique de notre zone d'étude, une moyenne de vitesses de 10 cm/an au cours de l'Holocène peut être estimée. Avec une distance de 800 m de la zone d'accumulation, l'âge du lobe 1 historique peut alors être estimé à près de 8000 ans.

La dépression centrale a sûrement été, du moins temporairement, la partie la plus active du glacier rocheux antérieur au vu de la position du lobe 1 fossilisé. Depuis 1967, la dépression centrale est aussi la partie la plus active, alors que les lobes 3, 4 et 5 semblent avoir eu une activité moindre durant la seconde moitié du 20^{ème} siècle (Micheletti et al. 2015b). Les variations de vitesses selon les zones et l'activation récente des lobes 3 et 5 semblent plausibles puisque la distribution spatiale des changements de vitesses de déplacement est inhomogène (Kääb et al. 2007). Les vitesses moyennes de la structure ont aussi augmenté durant cette période, passant de 0,3 m/an en 1967 à près de 0,6 m/an en 2005 et sont depuis restées stables (Micheletti et al. 2015b). Les différences d'élévation sont très faibles, comprises entre -3 m et la limite de détection, mais démontrent une légère augmentation de l'épaisseur du glacier rocheux dans la partie inférieure entre 1967 et 2012 (Micheletti et al. 2015b). Cette observation conforte l'hypothèse d'un lobe 1 surimposé au lobe historique.

Le versant de la Tsa comporte une activité glaciaire forte avec un bastion morainique ainsi qu'une ancienne moraine latérale visible au nord-est du glacier rocheux. Aucun signe d'une activité récente n'est observable à proximité immédiate du glacier rocheux. Les fluctuations du glacier de la Tsa durant la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène ne semblent pas avoir perturbé le développement du glacier rocheux actuel. Si l'hypothèse d'un glacier rocheux antérieur (du Tardiglaciaire ou du début de l'Holocène) est retenue, il est fort possible qu'un petit glacier de cirque se soit développé aux racines de ce glacier rocheux lors d'une fluctuation climatique plus froide.

D'autres signes d'un pergélisol passé sont visibles dans le versant. Un protalus rampart s'est développé à l'ouest du glacier rocheux proche du lobe 2. Son front culminant à 2400 m et partiellement végétalisé témoigne probablement de la très faible activité de la structure. Le

glacier rocheux de la Roussette ne représente aucun risque pour les infrastructures du village d'Arolla au niveau des chutes de pierres potentielles ou d'un apport sédimentaire. Le front du glacier rocheux n'est pas connecté à un couloir de transfert sédimentaire, il opère plutôt comme un réservoir à sédiments (Micheletti et al. 2015b).

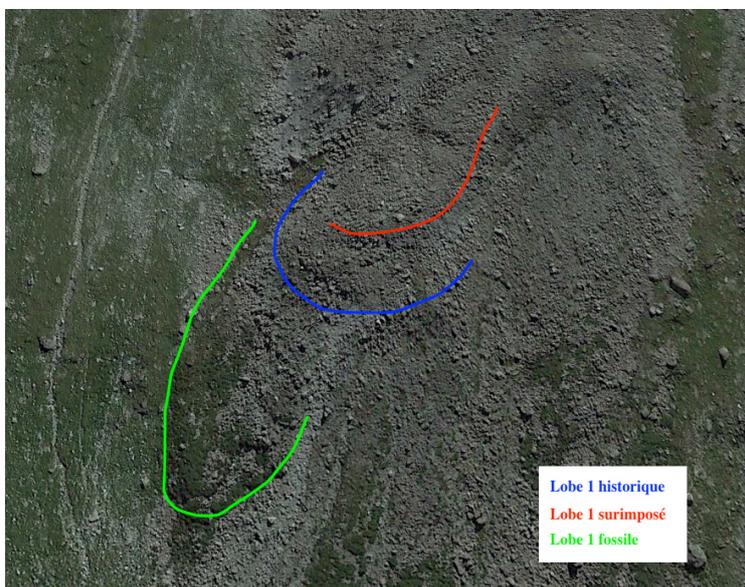


Figure 44. Schéma des différents stades du lobe 1 (Image Google Earth 2017).

5.4. Discussion générale

De nombreuses hypothèses ont été émises à propos du fluage et de la mise en place de ce glacier rocheux. Elles sont le résultat des données aériennes récoltées qui offrent une vision générale de la topographie, de la structure de surface et permettent le calcul des vitesses de déplacement.

La résolution finale de 4 cm permet un niveau de détails jamais atteint pour l'étude de glaciers rocheux. Les orthoimages permettent une analyse géomorphologique fine comme l'étude de la mise en place, de l'apport sédimentaire et du fluage du glacier rocheux. Elles permettent aussi l'extraction d'informations comme l'activité de certaines zones à travers la couverture de lichen, le basculement de blocs, la présence de crevasses ou de rides de compression.

Cette analyse géomorphologique est complétée par des informations quantitatives produites par les MNT et par l'autocorrélation d'images. Les changements altimétriques et la relation entre la pente et la vitesse de déplacement sont quantifiables. A court terme, le MNT de différence ne semble cependant pas montrer le plus grand potentiel de l'approche UAV-SfM. La faible limite de détection ainsi que les mouvements accrus permettent néanmoins de visualiser certains phénomènes à court terme comme l'avancement du front des certains lobes. A plus long terme, les différences de volume et les changements altimétriques sont facilement identifiables (Kääb et al. 2003) ce qui constitue un avantage certain de la photogrammétrie. La résolution élevée ainsi que la forte dynamique actuelle des glaciers rocheux devraient permettre d'observer ces changements sur des périodes toujours plus courtes. Avec une connaissance précise des déplacements 3D de l'ensemble de

la structure, il est alors plus facile d'attribuer une cause aux différents changements altimétriques et de surface (Kääb et al. 1997).

L'hillshade et la carte de pentes, qui proviennent directement du MNT, fournissent des renseignements précis. Ils seraient difficilement observables lors d'une visite de terrain, notamment par manque de points de vue optimaux. Le point de vue aérien et la haute résolution permettent de percevoir des formes de surface peu marquées comme la présence du bourrelet fossile par exemple. Le gain de temps est aussi conséquent et une analyse à distance par plusieurs personnes est alors possible.

La fiabilité des vecteurs de déplacement a déjà été discutée au chapitre 4. La grandeur des déplacements influence directement la précision de la méthode et limite la résolution temporelle des mesures par rapport aux relevés dGPS. Bien que non testés dans cette étude, les résultats annuels de précision de la méthode d'autocorrélation d'images semblent très prometteurs. La connaissance des variations des vitesses saisonnières est une part importante du suivi des glaciers rocheux (Delaloye et al. 2010 ; Dall'Astra et al. 2016). L'autocorrélation d'images semble offrir cette possibilité avec des vecteurs à 2 mois d'une précision correcte dans les zones de forts déplacements. Le suivi estival sur une période de 2 à 4 mois est dès lors envisageable.

Pour l'étude des glaciers rocheux, les vecteurs de déplacement permettent une compréhension des lignes de flux, de l'apport sédimentaire et des mouvements de compression ou d'extension relatifs aux différentes vitesses de déplacement. Ils rendent possible une explication et une visualisation facilitée des formes de surface comme des rides des compression et d'autres signes de déstabilisation. La connaissance des vitesses de déplacement différenciées selon les zones est un paramètre important du monitoring des glaciers rocheux et peut être mise en relation avec les caractéristiques internes du pergélisol.

La photogrammétrie aérienne offre une couverture spatiale maximale et des informations sur l'ensemble de la zone d'étude. Les différentes vitesses de déplacement sont calculées en prenant en compte la totalité de la zone, elles offrent par conséquent une représentation optimale des déplacements. Cette représentation spatiale maximale permet une différenciation précise des secteurs de mouvements ce qui n'est pas réalisable avec les relevés dGPS. Cette couverture spatiale est un avantage majeur de la méthode étant donné la forte variabilité spatiale des vitesses de déplacement des glaciers rocheux (Kääb et al. 2007).

Les mesures des vitesses de surface des glaciers rocheux comportent certains risques et obligent la présence de deux personnes pour des raisons de sécurité. L'une des motivations de cette approche photogrammétrique aérienne était d'éviter tout déplacement sur le glacier rocheux. Cet objectif n'est pas atteint avec l'utilisation du Phantom3 puisque les zones de décollage se situent sur le glacier rocheux. Il l'est en revanche partiellement avec l'eBee RTK bien que d'autres problèmes soient survenus avec l'utilisation de ce type de drone. Le coût des relevés est très variable mais le référencement implique l'utilisation de systèmes dGNSS-RTK très coûteux, quel que soit le drone utilisé. Le nombre d'heures effectué par les opérateurs de terrain pour réaliser les vols est relativement faible et permet de limiter les coûts, ce qui est encore plus marqué lorsque cela est comparé à la densité d'informations produite. L'approche « *UAV-SfM* » peut donc être considérée comme peu coûteuse.

6. Conclusion

Un suivi photogrammétrique aérien périodique à l'aide d'un drone permet la création de MNT et orthophotos précis tout en limitant les coûts. Le nuage de points acquis renseigne sur la totalité de la zone d'étude et permet une description et analyse complète du phénomène. Le facteur le plus limitant est le référencement des rasters qui nécessite un matériel coûteux. L'utilisation d'un dGPS pour l'acquisition des GCP ou d'un drone avec un GPS embarqué de type RTK est actuellement obligatoire pour réaliser le référencement.

Le type de drone a un effet considérable sur l'acquisition des données. L'Utilisation du DJI Phantom 3 oblige un déplacement sur le glacier rocheux et de nombreux vols pour couvrir l'entier de la zone d'étude. La résolution atteignable de 3 à 4 cm est jusqu'à présent rarement égalée et permet une forte densité d'informations ainsi qu'une très bonne qualité de détails topographiques, tant sur le MNT que sur les orthophotos. Le réseau de GCP à l'extérieur du glacier rocheux nécessite une mesure unique des coordonnées mais un remarquage annuel est nécessaire pour son utilisation pluriannuelle. L'eBee RTK, bien que brièvement utilisé, montre des caractéristiques intéressantes au niveau du temps d'acquisition, de la résolution spatiale et du traitement informatique des données. La topographie et l'autonomie de ce type de drone semblent pour l'instant encore un obstacle à leurs utilisations dans le milieu périglaciaire où les dénivelés et les surface peuvent être importantes.

Des distorsions aléatoires de formes sont visibles sur les orthophotos et prennent l'apparence de zones mal reconstruites aux contours flous. Elles peuvent être liées à une erreur lors de l'assemblage des images ou à des images de mauvaise qualité avec un faible contraste. D'autres distorsions aléatoires des MNT en altimétrie sont présentes dans les zones d'ombres liées aux gros blocs de surface. Des distorsions altimétriques systématiques ont été identifiées à l'aide des points de validation. Un léger doming est apparu sur deux des trois projets de l'été 2016. Leurs origines ne sont pas certaines, la disposition imposée des GCP en zone stable joue certainement un rôle. D'autres facteurs comme une absence d'ombrage et une forte réflectivité ont pu provoquer des distorsions plus importantes de la reconstruction photogrammétrique en août 2016.

L'autocorrélation d'images a démontré des résultats intéressants bien que les résultats de précision de la comparaison interannuelle 2015 - 2016 n'ait pas pu être effectuée faute de relevés dGPS en 2015. Les comparaisons saisonnières ont montré leurs limites pour une résolution temporelle d'un mois. Les déplacements sont trop faibles et majoritairement à l'intérieur de la limite de détection, seul les secteurs les plus rapides sont cohérents. De plus, de nombreux vecteurs fortement surestimés et incohérents apparaissent dans les zones de faibles déplacements. La comparaison automatique à deux mois montre des résultats de nettement meilleure qualité au niveau de la précision. Ils permettent l'hypothèse que les résultats de comparaison interannuels devraient être excellents. A deux mois, l'illumination changeante perturbe la comparaison dans certaines zones lors de l'utilisation des orthophotos et un shift constant des vecteurs apparaît. L'hillshade offre une solution en permettant de réduire ce shift latéral. Les résultats généraux de précision montrent que les comparaisons automatiques sont plus précises lors de l'utilisation des hillshades. En effet, les résultats provenant de la comparaison d'orthophotos sont fortement surestimés. Ce problème est majoré lorsque la résolution temporelle diminue et que les déplacements sont plus faibles.

L'interpolation effectuée par Pix4D Mapper est peu contrôlable et crée un lissage important. Une zone test du nuage de points a été interpolée par krigeage et le résultat est de meilleure qualité avec une topographie nettement plus proche de la structure réelle de surface. L'utilisation de cette interpolation lors de l'étape d'autocorrélation d'images devrait améliorer les résultats et probablement diminuer le nombre de vecteurs incohérents. L'utilisation des hillshades constitue une limite de la méthode puisque ces derniers dépendent d'une interpolation peu contrôlable dans Pix4D Mapper et sont plus exposés aux distorsions comme ils dépendent uniquement de l'altimétrie.

La réalisation de la méthode UAV-SfM est aisée et une approche aérienne permet d'éviter les zones les plus instables tout en n'ayant aucune limitation de ligne de vue. Les nuages de points créés, avec une densité de près de 1 point/dm², fournissent une quantité d'informations importantes pour toutes études géomorphologiques. Cette méthode est généralisable à divers mouvements gravitaires dont la surface ne subit que peu de changements. L'amélioration constante des drones permet une résolution toujours plus élevée ainsi qu'une réduction de la limite de détection, ce qui accroît le potentiel de la méthode pour le suivi de mouvements lents.

Le temps de processing important constitue une limite non négligeable. La taille des données créées ne permet pas un traitement aisé des nuages de points même avec une machine puissante. Une décimation du nuage de points est nécessaire mais implique une perte d'information topographique conséquente. Cet obstacle devrait s'atténuer dans le futur avec la création de logiciels permettant le traitement de nuages de plusieurs dizaines de millions de points.

Bien que des mesures de la structure interne des glaciers rocheux soient nécessaires, la mesure des vitesses de surface saisonnières et annuelles est toutefois indispensable pour comprendre et interpréter l'influence des différents facteurs intervenant dans le fluage des glaciers rocheux.

A La Roussette, une cohérence entre l'augmentation des vitesses de déplacement et la pente a pu être établie pour l'ensemble du glacier rocheux. Le suivi des vitesses saisonnières montre des zones avec des vitesses variant de 1.4 à 3.5 m/an durant le mois de septembre 2016. La vitesse moyenne annuelle du glacier rocheux entre 2015 et 2016 est de 0.6 m/an tandis que la partie la plus rapide, la dépression centrale, se déplace à une vitesse annuelle moyenne de 0.84 m/an. Ces vitesses différenciées créent des rides de compression dans plusieurs secteurs. La tendance continue du réchauffement du permafrost depuis 2009 implique une dégradation du permafrost. A court terme, une augmentation des vitesses de déplacement est à attendre ce qui mènerait à plus long terme à une inactivation probable de nombreux glaciers rocheux.

A plus long terme, les relevés photogrammétriques SfM réalisés avec des drones devraient permettre de supplanter la photogrammétrie traditionnelle réalisée avec des photos aériennes. Les données ont une résolution plus élevée et sont potentiellement disponibles à la résolution temporelle voulue. Le perfectionnement et la démocratisation de drones avec GPS embarqué semble être le futur de la photogrammétrie SfM pour autant que les distorsions soient minimales sans l'ajout de GCP. Cette technologie permettrait alors d'éviter toutes mesures de terrain coûteuses en matériel (dGPS). Le facteur le plus limitant sera peut-être la future législation concernant les drones, notamment au niveau des restrictions et réglementations concernant l'aviation et les distances maximales de vol.

7. Bibliographie

- Arenson, L. Hoelzle, M. Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 117-135.
- Baltsavias, E.P. (1996). Digital ortho-images – a powerful tool for the extraction of spatial– and geo-information. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 41 : 63-67.
- Bauer, A. Paar, G. Kaufmann, V. (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *Permafrost*, ISNB 90 5809 582 7.
- Barsch D. (1996). Rockglaciers. Indicators for the present and the former geocology in high mountain environments. Berlin/Heidelberg, Springer.
- Barrand, N.E. Timothy D-J. Tavi M. Spatio-Temporal Variability in Elevation Changes of Two High-Arctic Valley Glaciers. *Journal of Glaciology* 56, n° 199 (1 décembre 2010): 771-80. doi:10.3189/002214310794457362.
- Barsch, D. (1992). Permafrost Creep and Rockglaciers . *Permafrost and Periglacial Processes* 3, n° 3 (juillet 1992): 175-88. doi:10.1002/ppp.3430030303.
- Berthling, I. Etzelmuller, B. Eiken, T. Sollid, J. L. (1998). Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I : internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 : 135–145.
- Bodin, X. Schoeneich, P. Jaillet, S. (2008). High-Resolution DEM Extraction from Terrestrial LIDAR Topometry and Surface Kinematics of the Creeping Alpine Permafrost : The Laurichard Rock Glacier Case Study (Southern French Alps).
- Bodin, X. Tombotto, D. (2015). Evaluation of a terrestrial photogrammetry method to assess rock glacier dynamics. A study case in the Argentinean Andes of Mendoza. *Geomorphometry for geosciences*, (eds) 2015.
- Boeckli, L. Brenning, A. Gruber, S. Noetzli, J. (2012). Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics, *The Cryosphere*, 6(4), 807–820, doi:10.5194/tc-6-807-2012.
- Clapuyt, F. Veerle, V. Van Oost, K. (2015). Reproducibility of UAV-based earth topography reconstructions based on Structure-from-Motion algorithms. *Geomorphology, Geospatial Sciences - Acquisition and Processing for 21st Century Geomorphological Challenges*, 260 (1 mai 2016): 4-15. doi:10.1016/j.geomorph.2015.05.011.
- Colomina, I. Molina, P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.* 92, 79–97. doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.02.013
- Conrad, O. Bechtel, B. Bock, M. Dietrich, H. Fischer, E. Gerlitz, L. Wehberg, J. Wichmann, V. Böhner, J. (2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geosci. Model Dev.* 8, 1991–2007. doi:10.5194/gmd-8-1991-2015
- Cooper, M. A. R. (1998). Datums, coordinates and differences. In *Landform Monitoring, Modelling and Analysis*, edited by S. N. Lane, K. S. Richards and J. H. Chandler (Chichester: Wiley), pp. 21–35.

- Cracknell, Arthur P. (1991). *Introduction to Remote Sensing, Second Edition*. CRC Press, 2007.
- Dall'Astra, E. Delaloye, R. Diotri, F. Forlani, M. Morra di Cella, ... R. Santise, M. (2015) Use of UAS in a high mountain landscape : the case of Gran Sometta rock glacier (AO). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume XL-3/W3, 2015.
- Delaloye, R. Reynard, E. (2001). Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements Périglaciaires*, 8, 105-113.
- Delaloye, R. Lambiel, C. Lugon, R. (2005). *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais ! Validation of InSAR data in permafrost zone*. Rapport d'étude (non publié), Federal " Office of Water and Geology (FOWG).
- Delaloye, R. Perruchoud, E. Avian, M. Kaufmann, V. Bodin, X. ... Thibert E. (2008). Recent interannual variations of rockglaciers creep in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 1*, 343-348.
- Delaloye, R. Lambiel, C. et Gärtner-Roer, I. (2010). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 2, 135-145.
- Delaloye, R. Lambiel, C. (2017). Suivis par GPS et webcam de glaciers rocheux à mouvement rapide. Collection *EDYTEM – n°19*
- Ely, J. Graham, C. Barr, L. Rea, B. Spagnolo, M. Evans, J. (2016). Using UAV Acquired Photography and Structure from Motion Techniques for Studying Glacier Landforms: Application to the Glacial Flutes at Isfallsglaciären. *Earth Surface Processes and Landforms* 42, n° 6 (1 mai 2017): 877-88. doi:10.1002/esp.4044.
- Fonstad, M. A. Dietrich, J. T. Courville, B. Jensen, J. Carbonneau, P. E. (2013). Topographic Structure from Motion: A New Development in Photogrammetric Measurement. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, n° 4 (30 mars 2013): 421-30. doi:10.1002/esp.3366.
- Frauenfelder, R. Haeberli, W. and Hoelzle, M. (2003). Rockglacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. In : M. Phillips, S. Springman and L. Arenson (Editors), 8th International Conference on Permafrost, Proceedings. Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich, pp. 253-258.
- Gabbud, C. Micheletti, N. Lane, S.N. (2015). Lidar measurement of surface melt for a temperate Alpine glacier at the seasonal and hourly scales. *Journal of Glaciology*, Vol. 61, No. 229, 2015 doi: 10.3189/2015JoG14J226
- Gruber, S. King, L. Kohl, T. Herz, T. Haeberli, W. Hoelzle, M. (2004). Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: the Alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 349–357.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost. Internal structure and flow of alpine rock glacier. *Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 77 : 142.
- Haeberli, W. (1990). Permafrost. In: Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. Internat. Fachtagung 11. Mai 1990 in Zürich. Mitteilungen der VAW, ETH Zürich , 108, 71-88.

- Haerberli, W. Wegmann, M. Vonder Mühll, D. S. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90 (3), 407–414.
- Haerberli, W. Hoelzle, M. Käab, A. Keller, F. Vonder Mühll, D. Wagner, S. (1998). Ten years after drilling the permafrost of the active rock glacier Murtèl, eastern swiss Alps : Answered questions and new perspectives. *PERMAFROST – Seventh International Conference*, Yellowknife (Canada), Collection Nordicana No 55.
- Haerberli, W. Hallet, B. Arenson, L. Elconin, R. Humlum, ... Vonder Mühll, D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17/3, 189-214. (doi: 10.1002/ppp).
- Haerberli, W. Hohmann, R. (2008). Climate, glaciers and permafrost in the Swiss Alps 2050: scenarios, consequences and recommendations, *In: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 03 July 2008*, 607-612. doi:10.5167/uzh-6025.
- Haerberli, W., (2013). Mountain permafrost – research frontiers and special long-term challenge. *Permafrost and Periglacial Processes*. 11: 290-293 (2000). doi:10.1016/j.coldregions.2013.02.004
- Harris, C. Arenson, L. Christiansen, H. H. Etzelmüller, B. Frauenfelder, ... Vonder Mühll, D. (2009). Climate in Europe: Monitoring and Modelling Thermal, Geomorphological and Geotechnical Responses ». *Earth-Science Reviews* 92, n° 3-4 (février 2009): 117-71. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002.
- Ikeda, A. Matsuoka, N. Käab, A. (2008). Fast Deformation of Perennially Frozen Debris in a Warm Rock Glacier in the Swiss Alps: An Effect of Liquid Water. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 113, n° F1 (1 mars 2008): F01021. doi:10.1029/2007JF000859.
- James, M. R. et Robson, S. (2012). Straightforward Reconstruction of 3D Surfaces and Topography with a Camera: Accuracy and Geoscience Application . *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, n° F3 (1 septembre 2012): F03017. doi:10.1029/2011JF002289.
- James, M. R. Robson, S. (2014). Mitigating Systematic Error in Topographic Models Derived from UAV and Ground-Based Image Networks: MITIGATING SYSTEMATIC ERROR IN TOPOGRAPHIC MODELS. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, n° 10 (août 2014): 1413-20. doi:10.1002/esp.3609.
- Javernick, L. Brasington, J. Caruso, B. (2014). Modeling the Topography of Shallow Braided Rivers Using Structure-from-Motion Photogrammetry. *Geomorphology* 213 : 166-82. doi:10.1016/j.geomorph.2014.01.006.
- Käab, A. Haerberli, W. and Gudmundsson, G.H. (1997). Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8/4, 409-426.
- Käab, A. Kaufmann, V. Ladstädter, R. Eiken, T. (2003). Rock glacier dynamics : implications from high-resolutions measurements of surface velocity fields. *Swets & Zeitlinger, Lisse*, ISBN 90 5809 582 7
- Käab, Andreas. (2005). Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. Geographisches Institut der Universität Zurich.

- Kääb, A. Frauenfelder, R. Roer, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change* 56 (2007) 172 – 187.
- Kaufmann, V. et Ladstater, R. (2003). Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. *Permafrost*, ISBN 90 5809 582 7.
- Kenner, R. Bühler, Y. Delaloye, R. Ginzler, C. Phillips, M. (2014). Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry. *Geomorphology* Volume 206 (2014), pages 492 – 504.
- Konrad, S. K. Humphrey, N.F. Steig, E.J. Clark, D.H. Potter, N. Pfeffer, W.T. (1999). Rock Glacier Dynamics and Paleoclimatic Implications. *Geology* 27, n° 12 (1999): 1131. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<1131:RGDAPI>2.3.CO;2.
- Lane, S.N. Richards, K.S. Chandler, J.H. (1993). Developments in photogrammetry; the geomorphological potential. *Progress in Physical Geography*, 17(3), 306 328.
- Lane, S.N. Chandler, J.H. Richards, K.S. (1994). Developments in monitoring and modelling small scale river bed topography. *Earth surface processes and landforms*, 19, 349 368.
- Lane, S. N. James, T.D. Crowell, M.D. (2000). Application of Digital Photogrammetry to Complex Topography for Geomorphological Research. *The Photogrammetric Record* 16, n° 95 (1 avril 2000): 793-821. doi:10.1111/0031-868X.00152.
- Lane, S. N. Westaway R.M. Murray Hicks, D. (2003). Estimation of Erosion and Deposition Volumes in a Large, Gravel-Bed, Braided River Using Synoptic Remote Sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, n° 3 (1 mars 2003): 249-71. doi:10.1002/esp.483.
- Lane, S.N. Reid, S.C. Westaway, R.M. Hicks, D.M. (2004). Remotely sensed topographic data for river channel research: the identification, explanation and management of error. In R.E.J. Kelly, N.A. Drake, and S.L. Barr (Eds), *Spatial modelling of the terrestrial environment* (pp. 113-136). Chichester : John Wiley & Sons.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost. Examples the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 229-241.
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Lausanne, Institut de géographie, " Travaux et recherches N°33.
- Lambiel, C. Vuilleumier, L. (2011). Etude préliminaire du glacier rocheux de La Roussette (Arolla), Rapport d'étude. Unil, institut de géographie. Lausanne, mars 2011.
- Lefsky, M.A. Cohen, W.B. Parker, G. Harding, D. (2002): Lidar remote sensing for ecosystem studies. *Bioscience*; Jan 2002; 52, 1; Research Library.
- Lowe, D.G. (1999). Object recognition from local scaleinvariant features. In : International Conference on Computer Vision, Corfu, Greece, 1150–1157.
- Lucieer, A. Jong, S. M. Turner, D. (2013). Mapping Landslide Displacements Using Structure from Motion (SfM) and Image Correlation of Multi-Temporal UAV Photography. *Progress in Physical Geography* 38, n° 1 (1 février 2014): 97-116. doi:10.1177/0309133313515293.

Mayer, C. Lambrecht, A. Hagg, W. Helm, A. Scharrer, K. (2016). Post-drainage ice dam response at lake merzbacher, Inylcheck glacier, Kyrgyzstan. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* 90, n° 1 (mars 2008): 87-96. doi:10.1111/j.1468-0459.2008.00336.x.

Messerli, B. Zurburchen, M. (1968). Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische kartierung. *Die Alpen, SAC, 3, 139 - 152.*

MétéoSuisse 2016 : Bulletin climatologique année 2015. Genève. Consulté sur : http://www.meteosuisse.admin.ch/content/dam/meteoswiss/fr/service-und-publikationen/publikationen/doc/bulletin_climato_annee2015_def_f.pdf?topic=/content/meteoswiss/tags/topics/klima/publication/klimabulletin-jahr

MétéoSuisse 2016 : Bulletin climatologique été 2016. Genève. Consulté sur : http://www.meteosuisse.admin.ch/content/dam/meteoswiss/fr/service-und-publikationen/publikationen/doc/bulletin_climato_ete2016_def_f.pdf

MétéoSuisse 2016 : Bulletin climatologique hiver 2015/2016. Genève. Consulté sur : http://www.meteosuisse.admin.ch/content/dam/meteoswiss/fr/service-und-publikationen/publikationen/doc/bulletin_climatologique_hiver_2015_2016.pdf

MétéoSuisse 2016 : Documentation de MétéoSuisse sur les produits de données. Température moyenne suisse. Consulté sur : http://www.meteosuisse.admin.ch/content/dam/meteoswiss/fr/Klima/Gegenwart/doc/ProdDoc_CHTM_v1.0_fr.pdf

MétéoSuisse 2017 : Bulletin climatologique année 2016. Genève. Consulté sur : http://www.meteosuisse.admin.ch/content/dam/meteoswiss/fr/Klima/Gegenwart/doc/bulletin_climato_annee_2016_f.pdf

Micheletti, N. Chandler, J. H. Lane, S. N. (2015a). Structure from Motion (SfM) photogrammetry. *Geomorphological Techniques*. Chap. 2, Sec. 2.2.

Micheletti, N. Lambiel, C. Lane, S. N. (2015b). Investigating Decadal-Scale Geomorphic Dynamics in an Alpine Mountain Setting : DECADAL-SCALE ALPINE GEOMORPHIC DYNAMICS. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 120, n° 10 (octobre 2015): 2155-75. doi:10.1002/2015JF003656.

Niethammer, U. James, M. R. Rothmund, S. Travelletti, J. Joswig, M. (2010). UAV-based remote sensing of landslides. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Vol. XXXVIII, Part 5, Commission V Symposium, Newcastle upon Tyne, UK. 2010.

Niethammer, U. James, M. R. Rothmund, S. Travelletti, J. Joswig, M. (2012). UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology, Integration of Technologies for Landslide Monitoring and Quantitative Hazard Assessment*, 128 (9 mars 2012): 2-11. doi:10.1016/j.enggeo.2011.03.012.

PERMOS 2016. Permafrost in Switzerland 2010/2011 to 2013/2014. Noetzli, J. , Luethi, R., and Staub, B.(eds.), Glaciological Report Permafrost No. 12–15 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 85 pp.

- Piermattei, L. Carturan, L. Guarnieri, A. (2015). Use of Terrestrial Photogrammetry Based on Structure-from-Motion for Mass Balance Estimation of a Small Glacier in the Italian Alps: SfM-MVS APPROACH FOR GLACIER MASS BALANCE ESTIMATION. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, n° 13 (octobre 2015): 1791-1802. doi:10.1002/esp.3756.
- Roer, I. Avian, M. Delaloye, R. Lambiel, C. Haeberli, W. Käab, A. Kaufmann, V. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rockglaciers in the Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 2, 1505-1510.
- Scapozza, C. Lambiel, C. Bozzini, C. Mari, S. Conedera, M. (2014). Assessing the Rock Glacier Kinematics on Three Different Timescales: A Case Study from the Southern Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, n° 15 (1 décembre 2014): 2056-69. doi:10.1002/esp.3599.
- Schneider, B. (2001) On the Uncertainty of Local Shape of Lines and Surfaces, *Cartography and Geographic Information Science*, 28:4, 237-247, DOI: 10.1559/152304001782152991
- Snavely, N. Seitz, S. M. Szeliski, R. (2008). Modeling the World from Internet Photo Collections. *International Journal of Computer Vision* 80, n° 2 : 189-210. doi:10.1007/s11263-007-0107-3.
- Smith, M. W, Carrivick, J. L. Quincey, D. J. (2015). Structure from Motion Photogrammetry in Physical Geography. *Progress in Physical Geography*, 26 novembre 2015, 309133315615805. doi:10.1177/0309133315615805.
- Staub, Benno. (2015). The evolution of mountain permafrost in the context of climate change – towards a comprehensive analysis of permafrost monitoring data from the Swiss Alps. University of Fribourg, Department of Geosciences, Geopgraphy. *Thesis N : 1949, Uniprint*
- Tonkin, T.N. Midgley, N.G. Graham, D.J. Labadz, J.C. (2014). The Potential of Small Unmanned Aircraft Systems and Structure-from-Motion for Topographic Surveys: A Test of Emerging Integrated Approaches at Cwm Idwal, North Wales. *Geomorphology* 226 (décembre 2014): 35-43. doi:10.1016/j.geomorph.2014.07.021.
- Vuilleumier, L. (2011). *Etude géomorphologique d'un versant en zone périglaciaire alpine. Le cas du versant ouest de la Tsa (Valais, Suisse)* (mémoire de master non publié). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Suisse.
- Wackrow, R. Chandler, Jim H. (2011). Minimising Systematic Error Surfaces in Digital Elevation Models Using Oblique Convergent Imagery: Minimising Systematic Error Surfaces in Digital Elevation Models. *The Photogrammetric Record* 26, n° 133 (mars 2011): 16-31. doi:10.1111/j.1477-9730.2011.00623.x.
- Weibel, R. & Heller, M. (1991). Digital Terrain Modeling. In: Maguire, D.J., Goodchild, M.F. and Rhind, D.W. (eds.). *Geographical Information Systems: Principles and Applications*. London: Longman, 269-297.
- Westaway, R. M. Lane, S. N. Hicks, D. M. (2003). Remote survey of large-scale braided, gravel-bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *International Journal of Remote Sensing* 24:4, 795-815, DOI: 10.1080/01431160110113070.

Westoby, M. J. Brasington, J. Glasser, N. F. Hambrey, M. J. Reynolds, J. M. (2012). Structure-from-Motion photogrammetry : a low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology* 179, 300-314.

Site internet consultés:

Swiss Permafrost Monitoring Network, consulté sur: www.permos.ch

Office fédéral de topographie Swisstopo, module REFRAME :
<https://www.swisstopo.admin.ch/fr/cartes-donnees-en-ligne/calculations-services/reframe.html>

Sensefly, Drone for professionnels, consulté sur : <https://www.sensefly.com/drones/ebee-rtk.html>

Office fédéral de topographie swisstopo, Positionnement swipos, consulté sur :
<http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/fr/home/products/services/swipos.htm>
|

Office fédérale de l'environnement (OFEV), Carte de l'extension potentielle du pergélisol en Suisse (2005). Consulté sur :
<http://www.bafu.admin.ch/naturgefahren/14186/14801/15607/index.html?lang=fr>

Office fédéral de topographie swisstopo. Réseaux permanents GNSS. Consulté sur :
<https://www.swisstopo.admin.ch/fr/connaissances-faits/mesuration-geodesie/resaux-permanents.html>

National Snow & Ice data center (NSIDC), IMCORR software, consulté sur :
<http://nsidc.org/data/velmap/imcorr.html#BIB>

SAGA-GIS Module library Documentation. Consulté sur :
http://www.saga-gis.org/saga_tool_doc/2.2.1/grid_analysis_19.html

RIEGL Laser measurements systems, RIEGL VZ-6000 specifications. Consulté sur :
<http://www.riegl.com/nc/products/terrestrial-scanning/produktdetail/product/scanner/33/>

C.R. Kennedy (2013, 15 février) *Riegl RiScanPro Multi Station Adjustment Using The Plane Patch Filter* [Page Web]. Disponible Sur :
<https://www.youtube.com/watch?v=MDnqP5KV5eA> (consulté le 3 avril 2017)

Photo Sticking Vs Orthomosaic generation. Pix4D Support web page, consulté sur :
<https://support.pix4d.com/hc/en-us/articles/202558869-Photo-Stitching-vs-Orthomosaic-Generation#gsc.tab=0>