



HAL
open science

Analyse diachronique par photogrammétrie du glacier rocheux Roc Noir en cours de déstabilisation en Vanoise

Renée Alejandra Obregon Gonzalez

► To cite this version:

Renée Alejandra Obregon Gonzalez. Analyse diachronique par photogrammétrie du glacier rocheux Roc Noir en cours de déstabilisation en Vanoise. Géographie. 2018. dumas-02138875

HAL Id: dumas-02138875

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-02138875>

Submitted on 23 Oct 2019

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

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

MASTER Domaine : SHS

Mention : Géographie, Aménagement, Environnement,
Développement (GAED)

Parcours GÉOÏDES

(Géographie, Information, Interface, Durabilité, EnvironnementS)

Analyse diachronique par photogrammétrie du glacier rocheux Roc Noir en cours de déstabilisation en Vanoise



Mémoire de Master 2

Réalisé au laboratoire PACTE du 09/04/2018 au 30/09/2018

Maître de stage : SCHOENEICH Philippe, professeur de géographie physique à l'Université Grenoble Alpes

Encadrant : MARCER Marco, doctorant au laboratoire PACTE.

Mémoire présenté et soutenu le : 10 septembre 2017

Par : **Renee Alejandra OBREGON GONZALEZ**

À l'Institut d'Urbanisme et de Géographie Alpine de l'Université Grenoble Alpes, Grenoble (France).

Devant le jury constitué de :

Examineur : FIORINO Humbert, enseignant de géomatique et maître de conférence à l'Université Grenoble Alpes.

Maître de stage : SCHOENEICH Philippe, professeur de géographie physique à l'Université Grenoble Alpes

Référente/tutrice pédagogique : BERTRAND Mélanie, enseignante à l'Université Grenoble Alpes et chercheuse à l'IRSTEA

Remerciements

Je tiens à remercier M. Marco Marcer et M. Philippe Schoeneich pour partager leurs connaissances et m'accueillir au laboratoire PACTE. Je les remercie également pour leurs relectures et conseils.

Je remercie l'équipe de l'EUCOP pour m'avoir donné l'opportunité d'assister à leur conférence durant laquelle j'ai élargi mes connaissances sur le permafrost et qui m'a permis de former un réseau de personnes très intéressantes et proches de cette thématique .

Je remercie Mme. Mélanie Bertrand pour ses conseils et pour m'avoir encadré durant ce stage. Je souhaite aussi la remercier pour ses enseignements au cours mon cursus universitaire à l'Institut de Géographie Alpine.

Je remercie M. Humbert Fiorino d'être membre de mon jury et pour ses enseignements en géomatique et M. Sylvain Bigot pour la préparation au stage.

Un grand merci à Valentin Michel pour leurs conseils et relectures.

Je suis également reconnaissante envers le gouvernement québécois, gouvernement canadien et l'aide financière aux études, qui m'ont donné le support financier de réaliser mes études jusqu'au master.

À mes parents pour leur support au long de ma vie, à qui je dois l'amour des montagnes : à chaque fois que je vois des montagnes je pense à eux. Sans leur éducation et leur façon de vivre peut-être que je ne serais pas une géographe puisque je suis bien un mélange entre eux deux : j'ai l'envie infinie de voyager ainsi que d'apprendre à faire les choses par moi-même qu'ils ont tous les deux ; je m'intéresse, me préoccupe et essaye de faire quelque chose contre les injustices sociales et environnementales comme ma mère et j'ai le même intérêt que mon père pour les sciences physiques.

Résumé

Répertoriés dans les Alpes françaises et ailleurs en Europe, les glaciers rocheux et le pergélisol alpin sont de plus en plus étudiés. Selon les dernières projections climatiques, il est estimé que les Alpes françaises seront fortement affectées par l'augmentation des températures dans les années à venir, ce qui pourrait conduire à l'augmentation de la déstabilisation des glaciers rocheux actifs mais aussi des risques associés à ce type de phénomène tels que les glissements de terrain et les laves torrentielles. Durant les dernières décennies, plusieurs images aériennes ont été prises sur le territoire français, ce qui permet à l'aide de la géomatique et de la télédétection de réaliser des analyses de terrain à distance. Afin de mieux comprendre la dynamique des glaciers rocheux déstabilisés au cours des six dernières décennies une étude dans le domaine de la télédétection a été réalisée. L'objectif principal de cette étude était de quantifier la vitesse de déplacement du glacier rocheux du Roc Noir (Vanoise) en employant des outils photogrammétriques et des traitements d'images aériennes afin d'obtenir des modèles numériques 3D et des orthophotos, pour ainsi réaliser des analyses statistiques et visuelles du site d'étude. Les résultats partiels de cette méthodologie montrent que la cinématique du glacier rocheux du Roc Noir a beaucoup changé depuis les années 1950, entre 2013 et 2017 mais surtout entre 2010 et 2013 où les déplacements ont été les plus importants. Grâce à cette analyse diachronique par photogrammétrie, il a été possible d'observer le mouvement des formes superficielles associées aux glaciers rocheux déstabilisés et de calculer des vitesses de déplacement du Roc Noir allant de 0.9 mètres par an (ma^{-1}) jusqu'à $7.85\text{ma}^{-1} \pm 0.16\text{ma}^{-1}$. La partie centrale en aval du glacier rocheux se déplaçant plus rapidement en comparaison au reste de son corps. Ces chiffres n'ont pas encore été validés avec des données de terrain, par conséquent la fiabilité de ces résultats est encore incertaine, par contre les orthophotos sont très claires et reflètent bien sa progression accélérée dans les dernières décennies.

Mots clés : glaciers rocheux, pergélisol, télédétection, déstabilisation de terrain, photogrammétrie

Abstract

Inventoried in the French Alps and elsewhere in Europe, rock glaciers and alpine permafrost are being studied the more and more. According to the latest climate projections, it is estimated that the French Alps will be strongly affected by rising temperatures in the coming years. This could lead to an increased destabilization of active rock glaciers and to the unfolding of other risks related to this type of phenomena such as landslides and debris flows. During the last decades, several aerial images were taken on the French territory, which has allowed to carry out remote field analyses with the help of geomatics and remote sensing. In order to better understand the dynamics of destabilized rock glaciers during the last six decades, a study in the field of remote sensing has been carried out. The main objective of this study was to quantify the movement speed of the "Roc Noir" rock glacier (in Vanoise) by using photogrammetric tools and aerial imagery processing tools to obtain 3D digital models and orthophotographs. Thus, in order to produce statistical and visual analyses of the site of study. The partial results of this methodology show that the kinematics of the rock glacier Roc Noir have changed a lot since the 1950's. The most important displacements were encountered between 2010 and 2013 followed by those between 2013 and 2017. Thanks to this analysis, it was possible to observe the movement of surface landforms associated with destabilized rock glaciers and to calculate a movement speed ranging from 0.9 meters per year (my^{-1}) to $7.85\text{my}^{-1} \pm 0.16\text{my}^{-1}$ on the Roc Noir surface. The downstream central area of the rock glacier showed a faster movement compared to the rest of its body. These figures have not been yet validated with field data; therefore, the reliability of these results is still uncertain. However, the orthophotos are very clear and reflect an accelerated evolution in recent decades.

Keywords: rock glaciers, permafrost, remote sensing, land destabilization, photogrammetry

Sommaire

Remerciements.....	ii
Résumé.....	iii
Sommaire.....	iv
Sigles et abréviations.....	vi
1. Introduction.....	1
2. État de l’art.....	3
3. Étude de cas et méthodologie.....	13
4. Résultats.....	21
5. Conclusion.....	29
Bibliographie.....	vi
Table de matières.....	x
Figures.....	xi
Tableaux.....	xii
Annexes.....	xiii

Sigles et abréviations

Organismes et équipes de coordination :

CIMA : Convention inter-régionale du massif des Alpes

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique

EDYTEM : Environnement, dynamique et territoire de montagne

IGN : Institut Géographique National

IRSTEA : Institut national de Recherche en Sciences et Technologie et Environnements

IUGA : Institut d'Urbanisme et de Géographie Alpine

ONF : Office National des Forêts

PACTE : Politiques Publiques, Action Politique ; Territoires et Environnements

POIA: Programme Opérationnel Inter-régional des Alpes

PermaFRANCE : Réseau de mesure du permafrost et des processus liés au gel

PermaRisk : « Risques liés au permafrost de montagne et à sa dégradation »

RTM : Services de restauration des terrains en montagne

UGA : Université Grenoble Alpes

Concepts et vocabulaire technique et bases de données :

APIM : Alpine Permafrosts Index Map (carte de l'index extension du permafrost)

ETP : « Expected Thawing Permafrost » (Fonte attendue du pergélisol)

D-inSAR : « Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar » (interférométrie radar différentielle)

HISTALP : « historical instrumental climatological surface times series of the Greater Alpine Region »
(séries de temps climatologiques instrumentales historiques de la grande région alpine)

MNT : Modèle Numérique de Terrain (acronyme français de DEM)

PFI : Permafrost Favorability Index (Index de Favorabilité du Pergélisol)

SIG : Systèmes d'Information Géographique

TMA : Température Moyenne Annuelle (acronyme français de MAT)

TMAA : Température Moyenne Annuelle de l'air (acronyme français de MAAT)

WMS : Web Mapping Service (Service web de cartographie)

Unités :

ma⁻¹ : mètres par an

m asl : metres above sea level (mètres au dessus du niveau de la mer)

1. Introduction

1.1 Contexte et cadre de l'étude

Les glaciers rocheux et le pergélisol alpin sont de plus en plus étudiés pour leur intéressante géomorphologie, dont la dynamique et le comportement ne sont pas encore complètement compris, ainsi que pour leur importance récemment associée aux risques de montagne dans le contexte du changement climatique. Dans le contexte du changement climatique, la stabilité de ce type de terrains devrait être affectée de manière importante et accentuer les risques naturels. Dans les dernières décennies, quelques cas de déstabilisation ont été observés en Suisse (glaciers rocheux : Dirru, début entre 1970 et 1990, Tsaté et Petit Vélán, début entre 1990 et 1995 (Delaloye et al., 2012) et en France (Bérard en 2006 (Bodin, 2016), Col du Lou en 2015 (Schoeneich et al, 2017)) qui corrélerent avec augmentation des températures, dont un cas résultant en une lave torrentielle qui a affecté les infrastructures de la commune française de Lanslevillard. La cinématique d'un glacier rocheux actif a déjà atteint des vitesses de l'ordre de 40cm par jour (Delaloye et al., 2012), par contre le phénomène n'est pas encore complètement compris car il n'y pas assez de cas étudiés. D'autre part, le comportement et la géomorphologie des sites d'étude, malgré certains points en commun, peuvent changer même au niveau régional.

Les villages de montagne sont des sites souvent déjà confrontés à des aléas et des risques qui pourraient s'accroître suite à une déstabilisation du sol de cette sorte, d'où l'importance croissante d'étudier ces phénomènes; afin d'identifier les potentiels scénarios auxquels nous serions confrontés dans les années à venir si les conditions météorologiques et climatiques évoluent. Ceci est particulièrement important lorsque des décisions doivent être prises pour réaliser des plans de prévention des risques et des aménagements en montagne appropriés face aux risques émergents associées à la dégradation du pergélisol pour fournir les services et infrastructures indispensables pour la gestion de ces risques.

1.2 Structure d'accueil et stage

Le laboratoire de recherche en sciences sociales PACTE se concentre « sur les transformations de nos sociétés dans leurs dimensions politiques, territoriales, sociologiques et écologiques » au travers d'un cadre interdisciplinaire et de partage, mais aussi de confrontation de domaines communs en ce qui concerne la méthodologie et l'épistémologie pour « la construction de langages communs et de connaissances transverses » (Pacte, s. d.). Au travers du projet de « Risques liés au permafrost de montagne et à sa dégradation » (PermaRisk) et dans le cadre de la politique européenne de cohésion pour la période 2014-2020, le laboratoire Pacte et l'Université Grenoble Alpes font partie du Programme Opérationnel Interrégional des Alpes (POIA), qui se concentre sur la Région Provence-Alpes-Côte d'Azur et la Région Rhône-Alpes. C'est dans le cadre de ce projet dans la région que mon stage s'inscrit au sein du laboratoire Pacte à Grenoble. Ce projet « vise à fournir aux gestionnaires des risques naturels des données sur les risques émergents liés à la dégradation du permafrost de montagne ». L'objectif de ce stage est d'investiguer l'évolution de 2 à 5 cas de déstabilisation de glaciers rocheux en utilisant des photographies aériennes historiques et

récentes pour créer des orthophotos et des modèles numériques du terrain (MNT) en haute résolution. Une possible validation des résultats sera effectuée entre septembre et octobre 2018 sur le terrain. Cette investigation devrait permettre d'apporter de l'information pour la compréhension des dynamiques géomorphologiques associées aux glaciers rocheux.

1.3 Problématique

Malgré l'importance pour la prévention de risques potentiels, la compréhension de la dynamique et des mécanismes des glaciers rocheux est toujours très limitée (Bodin, 2017; Roer et al., 2008; Serrano, 2017) à cause de la quantité restreinte de recherche faite à ce sujet ; ce qui comme mentionnent Scotti, et al., (2017) ne permet pas encore d'anticiper avec certitude la quantité des glaciers actifs qui sont susceptibles de s'effondrer dans le futur. Pour cette raison la caractérisation des dynamiques historiques des glaciers rocheux en utilisant diverses méthodes est devenue de grande valeur et importance. Durant les dernières décennies, plusieurs images aériennes ont été prises sur le territoire français par l'IGN, ce qui permet à l'aide de la géomatique et de la télédétection de réaliser des analyses de l'évolution des déformations superficielles du terrain.

De nombreux travaux sur les glaciers rocheux en France ont été réalisés ces dernières années, notamment dans les massifs de la Vanoise, des Écrins et dans la vallée du Queyras par Bodin et al. (2015); Echelard, et al. (2013); Schoeneich, et al. (2017); Serrano (2017) et Van Vliet-Lanoë (2014). En 2017, dans son mémoire Charlie Serrano a proposé (conjointement avec le travail de l'équipe de Pacte, de l'EDYTEM et des Services de restauration des terrains en montagne (« RTM » du département de Savoie) des inventaires, de la typologie et de la cartographie des glaciers rocheux présentant des signes de déstabilisation dans le secteur de la Maurienne (Vanoise) et de l'Ubaye en France. Cependant, il a mentionné que les résultats n'étaient pas assez satisfaisants en ce qui concerne la qualité des orthophotographies et des MNT utilisés dans son travail. Par conséquent, l'objectif de ce travail est de continuer l'investigation sur la dynamique et la cinématique d'un glacier rocheux actif déstabilisé en employant des traitements et des outils photogrammétriques afin de mieux quantifier et comprendre l'ampleur des déplacements du glacier rocheux (à l'aide de nouveaux MNT et de orthophotos) au cours des six dernières décennies.

En suivant cette méthodologie, je cherche à éclaircir dans ce mémoire si la réalisation des orthophotos et des modèles numériques de terrain de bonne qualité permettent de détecter, d'observer et de calculer précisément la cinématique et la déstabilisation des glaciers rocheux en gardant une marge d'erreur raisonnable. Pour ensuite évaluer si les résultats sont plus satisfaisants que dans les analyses réalisées lors des recherches précédentes et pouvoir parler avec plus de certitude de l'évolution du glacier rocheux du Roc Noir. Si les résultats sont satisfaisants, qu'est-ce qu'on peut dire de cette évolution ? Est-ce que l'on peut observer des concordances entre l'augmentation de températures et la déstabilisation du Roc Noir ? À quel moment apparaissent les signes de déstabilisation ? Puis finalement notre question principale : est-ce que les formes déstabilisées ont permis une meilleure compréhension des dynamiques géomorphologiques associées aux glaciers rocheux ?

Afin de réaliser cette étude diachronique, des images brutes de 1950 à 2017 ont été utilisées et traitées avec un système d'information géographique et un programme qui permet la création des modèles 3D et le traitement d'images aériennes. La photogrammétrie a été choisie car elle est

fiable, puis parce qu'il y a beaucoup de données existantes qui n'ont pas encore été utilisées et qui devraient permettre de mieux comprendre les glaciers rocheux, qui ne sont pas toujours facilement accessibles ni faciles à observer en détail au niveau terrestre.

1.4 Plan

Pour pouvoir répondre à la problématique de cette analyse, on présentera dans une première partie « l'état de l'art » sur les notions générales et les facteurs principaux liés au pergélisol et aux glaciers rocheux : les caractéristiques particulières des deux, les dernières recherches dans les Alpes Françaises et en Suisse et l'importance de leur déstabilisation seront abordées. Ensuite, une étude de cas sur le glacier rocheux du Roc Noir sera présentée et une analyse en relation avec les températures sera faite. Enfin, les résultats de la reconstruction de l'évolution des déplacements du glacier-rocheux depuis les années 1950 par photogrammétrie seront présentés avec une discussion, en essayant de répondre à toutes les questions mentionnées ci-dessus.

2. État de l'art

2.1 Le pergélisol

De manière générale, le pergélisol (aussi connu sous le nom de permafrost) est défini comme un sol ou une roche qui pendant une période de deux ans consécutifs au minimum reste à des températures inférieures ou égales à 0 °C, ce qui peut permettre la formation de glace sous la surface du terrain, mais celui-ci peut ne pas contenir de l'eau (Dewolf & Bourrié, 2007; French, 2007). Par contre, il y a aussi des modifications récentes sur cette définition dans lesquelles il est précisé que le permafrost est un phénomène thermique dont, « la température n'est jamais supérieure à la température du point de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) durant l'année entière » (Delaloye, 2004; Delaloye & Morard, 2011; Schoeneich & Fabre, 2017). D'autres aussi rajoutent comme hypothèse que c'est aussi un phénomène qui est régi hydrologiquement dans sa base (Lambiel, 2011 ; Roer et al., 2008). Selon le temps de développement du pergélisol au cours des dernières glaciations et post-glaciations, ce sol peut avoir des zones dispersées qui ne sont pas toujours gelées. Globalement, il existe trois types et un sous-type de pergélisol : le continu épais et le continu peu épais, le discontinu, et le sporadique (pour les détails sur ces types de sol gelés en permanence voir tableau 1).

Type de pergélisol	Occupation de la surface topographique (%)	Épaisseur	TMA air (°C)	TMA sol (°C)	Temps/ère de développement	Formations et processus associés
Continu épais	> 80	>300m	> 10		Formés depuis la dernière glaciation	Formations : -réseaux de coins de glace -polygones de contraction thermique - pingos
Continu peu épais	> 80	50 – 300 m	< -7		Postglaciaire (~5 000 ans)	Formations : - coins de glace isolés (notamment sur des sites exposés au vent) - coins de sol - coins de sable - coins de graviers - glaciers rocheux (en montagne aride) Processus : - solifluxion (sur les versants)
Discontinu	30-80	varie	-3 et -7	-1 et -3	Postglaciaire	Formations : -coins de sols -graviers (sur des sites exposés au vent)
Sporadique	< 30	varie	-3	-1	Holocène (notamment pendant le petit âge glaciaire)	Formations : -palses -tourbières cordées Processus : - cryoturbations (dans les bas-fonds) - solifluxion (sur les versants humides uniquement)

Tableau 1. : Répartition du pergélisol et caractéristiques par type, à partir de Van Vliet-Lanoë, 2014.

Ce type de milieux en subsurface peut se trouver dans les hautes altitudes, notamment sur les versants abrités du soleil des montagnes (Van Vliet-Lanoë, 2014) et dans les latitudes des régions froides en différents sites spécifiques selon l'exposition au soleil, au vent, le couvert neigeux, le socle, la végétation et les apports en eau. Selon Van Vliet-Lanoë (2014), les facteurs les plus importants jouant dans la formation du pergélisol continu sont la couverture végétale et la neige (qui sont très limités). Tandis que les facteurs importants pour la formation du pergélisol discontinu et sporadique sont l'exposition au vent et la déflation du terrain étant donné qu'ils se forment sur des zones déprimées qui permettent la stagnation du froid et/ou de l'humidité (Van Vliet-Lanoë, 2014).

Le pergélisol est entouré d'une couche active en surface (qui gèle et dégèle) et en dessous par une couche non-gelée (voir la figure 1). La zone active du pergélisol est instable et peut changer d'épaisseur de « quelques décimètres à quelques mètres » selon les conditions météorologiques, les matériaux du socle, l'altitude et la position géographique (Lambiel, 2011 ; Schoeneich et al., 2017), donc elle dépend surtout du « drainage superficiel et de l'orientation » (Dewolf & Bourrié, 2007, 2.2; French, 2007, 5). Cette dernière couche peut maintenir des températures positives grâce à l'exposition superficielle au soleil, au couvert neigeux, aux arbustes et aux herbes, mais aussi grâce aux fluctuations géothermiques du sol qui sont influencées par les terrains adjacents et par l'environnement extérieur de ceux-ci et leur albédo (Van Vliet-Lanoë, 2014; Schoeneich et al., 2017). La formation de glace est alimentée par l'eau de dégel en été (au niveau bas de la zone enneigée) qui migre vers l'intérieur d'un sol plus froid (normalement en aval où on trouve de la glace persistante) et en hiver elle est alimentée par des stocks d'eau souterraine ou superficielle qui migrent vers la surface du sol (là où le sol est plus froid à l'extérieur et en amont) (Marchand, 2014). Conformément au type de glace formée (diffuse, basal de névé, lentilles, réticulée) et la gélification dans le sol, le terrain sera plus au moins stable (Van Vliet-Lanoë, 2014). Selon la granulométrie, la rapidité du refroidissement et le matériel, des processus de migration, de compression et de succion peuvent déplacer, ségréger, compacter et cristalliser les particules d'eau qui se transformeront avec le froid en un mélange de glace et de débris pour produire des lentilles, des glaces de pore, ciments de glace ou des pipekrakes (Marchand, 2014; Van Vliet-Lanoë, 2014). Le fluage de cette masse de débris et glace peut déplacer, déformer et soulever des masses de terrain aux alentours en suivant une source d'eau par capillarité, ou par la simple force de gravité sur des pentes raides et gel-dégel du sol (solifluxion). Un exemple des formations liées au fluage, et (souvent) à la présence du pergélisol, sont les glaciers rocheux dont nous couvrirons plus spécifiquement le cas dans ce mémoire (ses caractéristiques seront présentées dans la section 2.3). La dégradation du permafrost peut se manifester par l'instabilité du sol sur la limite inférieure de la pente, produisant « des affaissements » et/ou « des thermokarsts » (French, 2007). C'est au niveau de cette même limite du pergélisol de montagne que l'on retrouve souvent des glaciers rocheux (French, 2007 ; Roer et al., 2008). Certains d'entre eux qui sont actifs se déplacent très rapidement ce qui peut devenir un risque si l'instabilité du terrain entre en jeu et des humains sont établis en aval de ceux-ci .

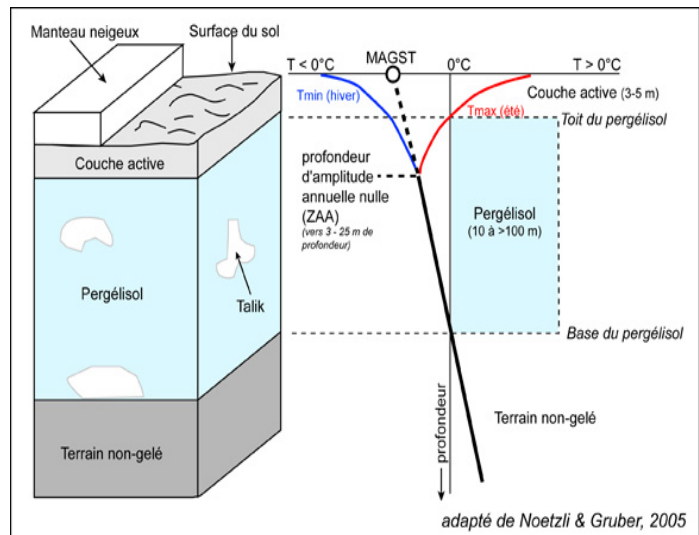


Fig. 1: Profil vertical d'un pergélisol. MAGST signifie moyenne annuelle des températures de la surface du sol (adapté de Noetzli & Gruber, 2005 et cité par la Société Suisse de Géomorphologie, 2009).

2.2 Le pergélisol dans les Alpes et en France (dernières recherches)

Le pergélisol est de plus en plus étudié dans la région des Alpes françaises et beaucoup de suivis collaboratifs sont actuellement réalisés en utilisant différentes méthodologies. Le pergélisol est étudié depuis les années 1980 en France, mais ce n'est qu'au début des années 2000 que le sujet a gagné en intérêt pour les scientifiques, surtout en ce qui concerne son état thermique (qui pourrait donner des indices ou faire comprendre des climats passés et futurs), ainsi que sa dynamique géomorphologique (Bodin et al., 2015 ; Roer et al., 2008).

Des inventaires, des mesures et des outils de surveillance ont commencé à être mis en place et/ou développés en France comme en Europe, les chercheurs travaillant souvent collaborativement. Par exemple, une carte de l'index sur l'extension du permafrost (sigle en anglais APIM), visible sur la figure 2 ci-dessous, et un réseau de surveillance du permafrost alpin « PermaNET » ont été développés par des scientifiques au niveau Européen avec pour objectif d'identifier les impacts émergents du changement climatique. Avec la coopération de l'Autriche, la France, l'Allemagne, l'Italie et la Suisse, le réseau aborde la prévention des risques et les lacunes existantes dans la littérature en ce qui concerne le pergélisol dans les zones Alpines, mais il collabore également avec les gestionnaires et les autorités dans la prise des décisions à ce sujet en créant et mettant en disposition une base de données et des cartes sur le permafrost.

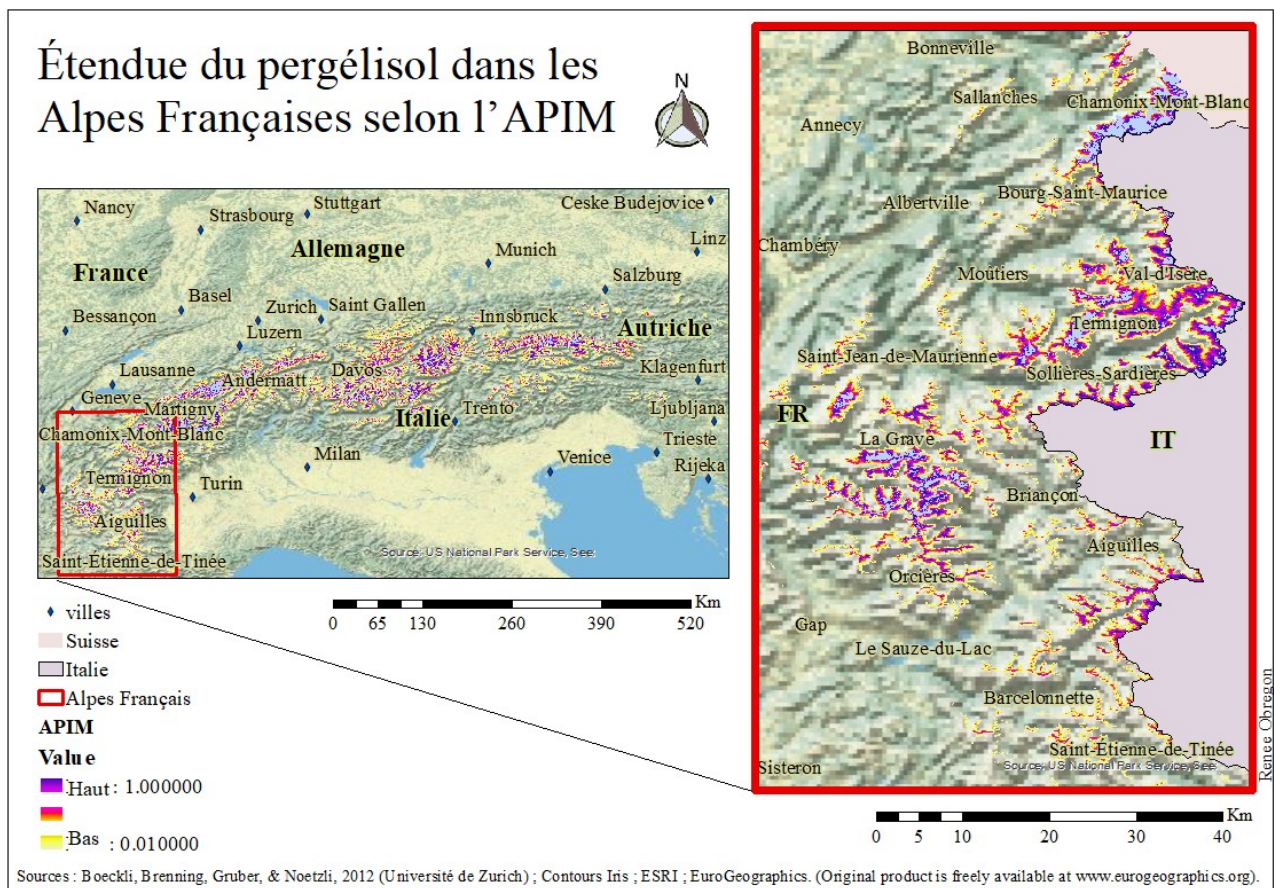


Fig. 2 : Carte montrant les sites où ce type de milieu peut se trouver dans les Alpes Françaises, selon l'Index de Favorabilité du Pergélisol (APIM).

En ce qui concerne plus particulièrement la France, il existe le réseau de surveillance du pergélisol et des processus en lien au gel « PermaFRANCE » qui fait de l'observation, prend des

mesures thermiques de surface et souterraines, et plus généralement, surveille les dynamiques morphologiques des sols liés au gel (Schoeneich, 2010). L'Office National des Forêts (ONF), via le RTM, a sollicité un inventaire des glaciers rocheux dans les Alpes françaises (Bodin et al., 2015, Marcer et al. (2017), réalisé à l'aide d'orthophotos et de l'observation du terrain. Une fois celui-ci réalisé, il a été utilisé par Marcer et al. (2017) pour faire des recherches supplémentaires et créer l'Index de Favorabilité du Permafrost (sigle en anglais PFI) qui s'adapte mieux aux conditions du terrain en France. Il a également été utilisé par Serrano (2017) pour réaliser une analyse géospatiale des glaciers rocheux déstabilisés et créer une typologie des formations superficielles, voir tableau 3.

Les résultats de ces suivis et inventaires, notamment du PFI, ont permis d'estimer que l'étendue du pergélisol dans les Alpes françaises est d'environ 700 Km²- inférieure à celle estimée par l'APIM (Marcer et al., 2017). D'après les résultats obtenus par des forages réalisés entre 1998 et 2010 dans les Alpes, il est estimé que même à haute altitude le pergélisol peut atteindre une « centaine de mètres » d'épaisseur selon le terrain (Schoeneich & Fabre, 2017). En ce qui concerne la limite inférieure du pergélisol (entre discontinu et sporadique) on la retrouve majoritairement à des altitudes supérieures à 2500m (Bodin et al., 2015 ; Riberyre, 2016).

2.3 Glaciers rocheux

Les glaciers rocheux sont des formes de montagne contenant des débris et ayant ou ayant eu un mouvement lent de débris riches en glace vers l'aval, donnant forme à des paysages très particuliers. Ils se développent souvent mieux dans des zones « relativement sèches » (Schoeneich & Fabre, 2017). Ils peuvent varier en taille et ainsi passer de quelques dizaines de mètres à des kilomètres (Dewolf & Bourrié, 2007 ; Van Vliet-Lanoë, 2014). Selon Schoeneich & Fabre (2017) seules les conditions thermiques du permafrost permettent le développement et le maintien d'un glacier rocheux. D'ailleurs, comme mentionné précédemment, c'est vers la limite inférieure du pergélisol que l'on peut retrouver des glacier rocheux (Roer et al, 2008 ; French, 2007). C'est l'apport de débris à la granulométrie grossière provenant des processus érosifs et des moraines voisines qui permet la formation du permafrost riche en glace par l'infiltration de l'eau de fonte de

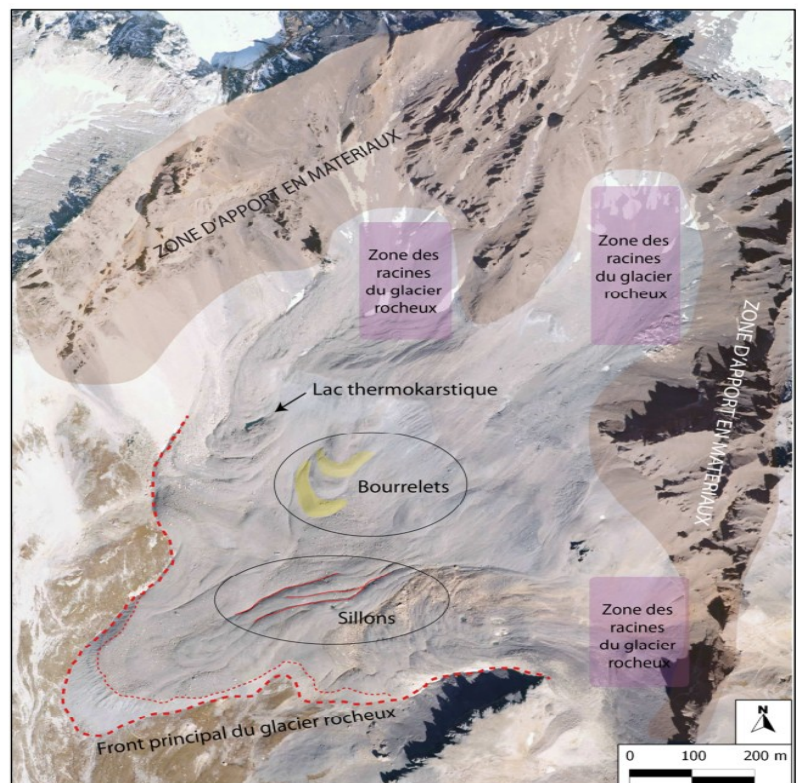


Fig. 3 : Morphologie de surface d'un glacier rocheux (glacier rocheux de la Fournache, massif de la Vanoise, ortho-image IGN de 2006). Les traits-tillés épais représentent le bas du front principal et les fins le haut du front principal identifiable d'après l'image (Echelard, 2014)

neige qui se solidifie (French, 2007). C'est un mouvement de type visco-plastique entraîné par un processus de gélifluxion qui est responsable de la déformation du paysage (Dewolf & Bourrié, 2007, 6.2.2). Ce processus se produit dans les zones en pente où des mouvements du terrain causés par les gels et dégels lents de la glace (dirigés et contrôlés par la force de gravité et la contrainte de cisaillement) permettent par la compaction des débris la formation caractéristique des rides et des sillons (voir figure 3) par l'accélération et le ralentissement du mouvement en surface selon la saison (froide ou chaude).

Par leurs multiples caractéristiques en termes de géomorphologie, de géologie, d'association au climat et de topologie, entre autres, il y a différentes classes de glaciers rocheux. Dans ce mémoire, je vais me limiter à la typologie évoqué Schoeneich et al. en 2017 (originellement de Barsch, 1996 mais modifié par divers auteurs), étant donné qu'elle correspond bien au type d'activité des glaciers rocheux étudiés dans ce mémoire. Les principales morphologies connues des glaciers rocheux sont celles ayant des formes lobées ou spatulées (élargies au front), mais il existe aussi celles en forme de langue allongée et des complexes, qui contiennent plusieurs lobes possédant des caractéristiques diverses (French, 2007; Van Vliet-Lanoë, 2014). Dans le cadre de ce mémoire, se sont les formes spatulées « talus rock glaciers » et en langue allongée qui seront étudiés. Les formations de ce type peuvent être en mouvement (actives) ou équilibrées (inactives) selon leur source d'alimentation en eau et en sédiments, leur contenu en glace, leur localisation (si elles sont situées sur une pente abrupte ou sur une zone plutôt plate) mais surtout selon l'état thermique du pergélisol et de sa couche active (Lambiel, 2011), voir tableau 2. La plupart des glaciers rocheux actifs bougent à des vitesses de 0.1 à 2 m par an (Delaloye et al., 2012). Le manque de végétation et la mobilité des blocs sont des indices des formations de type active (Schoeneich et al., 2017). Les glaciers rocheux dans un état avancé de dégradation du pergélisol (à des températures près du point de fusion) peuvent présenter également des formations qui s'orientent de façon perpendiculaire au sens de la pente telles que les crevasses et les «bourelets bombés» (Delaloye, 2004; Schoeneich et al., 2017). Les résultats de l'inventaire des glaciers rocheux français par le RTM ont classifié 814 glaciers rocheux comme actifs dans les Alpes Françaises.

Afin de mieux comprendre les glaciers rocheux actifs français, parallèlement à la surveillance et aux travaux mentionnés dans le section du pergélisol, des forages, des sondages géoélectriques, de l'arpentage ou encore des mesures par interférométrie radar différentielle (D-InSAR) ont été effectués par de nombreux chercheurs tels que Bodin et al. (2015) ; Echelard et al. (2013) pour détecter la cinématique de ceux-ci. Plusieurs d'entre eux et d'autres chercheurs ainsi que d'anciens étudiants, tels que Duvillard et al. (2015); Haeberli (1992 & 2017); Ribeyre (2016) ont souvent concentré leurs recherches sur les impacts et risques de la dégradation du permafrost sur les infrastructures humaines. Pourtant, il y a toujours beaucoup de surveillance et de recherches à faire, car comme Delaloye et al. (2012) et Roer et al. (2008) le mentionnent : « la connaissance de la dynamique des [formes superficielles indicatrices du permafrost de montagne telles que les] glaciers rocheux reste limitée », donc la recherche doit continuer pour réaliser une évaluation des risques associés à ces formations. Surtout étant donné que leurs recherches indiquent que les oscillations climatiques jouent un rôle très important sur la stabilité du pergélisol à cause de leur impact direct sur les changements thermiques et hydriques de ce dernier (Roer et al., 2008). Bien qu'il existe un décalage dans les temps de réponse obtenus, tous les scientifiques mentionnés ci-dessus ont évoqué (malgré les différents approches et les méthodologies de recherche) qu'il existe

une relation directement proportionnelle entre les températures des deux dernières décennies et l'activité accélérée des glaciers rocheux (Echelard et al., 2013; Lambiel, 2011; Roer et al., 2008) : ce qui nous amène à étudier leur déstabilisation.





Types de glaciers rocheux	Contenu en glace	Mouvement (vitesse de déplacement)	Signes/type de formations morphologiques	Végétation	Image
Actifs	présence	présence (entre 0.1 à 2ma ⁻¹)	front raide (40°), et blocs instables	absence ou très limitée	
Inactifs	présence	absence	front moyennement raide (35°)	limitée	
Fossiles ou Reliques	absence	absence	front faiblement raide (30-35°)	présence	
Actifs Déstabilisés	présence	présence (vitesse de 2ma ⁻¹ à plusieurs dizaines de ma ⁻¹)	crevasses, fractures, glissements localisés, topographie chaotique	absence	

Tableau 2 : Classifications des glaciers rocheux, à partir de Echelard, et al., 2013; Serrano, 2017; Schoeneich, et al., 2017; Roer et al., 2008 images cités par Serrano, 2017 depuis Echelard & Krysiecki, 2012).

Les glaciers rocheux actifs présentant des mouvements rapides (supérieurs à des vitesses de 2ma⁻¹) et des signes tels que : des crevasses, des niches d'arrachement et des fissures (fractures en groupées, fractures isolées), sont désignés comme des glaciers rocheux déstabilisés. Selon Bodin et al. (2016), Ikeda et al. (2008), Roer et al. (2008) et Scotti et al. (2016) c'est l'eau contenue en grande quantité (par la réduction en viscosité), la haute température du permafrost (qui augmente son contenu en eau), la surcharge des éboulements (qui recouvrent la surface des glaciers rocheux),

et la couche de glissement développée (dominant la dynamique du glacier rocheux) qui peuvent causer leur déstabilisation au travers des glissements de terrain.

Les limites de l'origine et de la fin des glaciers rocheux-déstabilisés ne sont pas toujours faciles à déterminer comme l'a mentionné Ribeyre (2016) dans son mémoire. Par contre les fronts peuvent être raides et lobés. À part des calculs de cinématique des glaciers rocheux, leur identification peut se faire visuellement à l'aide des images aériennes et/ou satellite selon des signes morphologiques qui ont été décrits par Serrano (2017) dans son mémoire (tableau 3). Parmi ces formations, les fractures isolées sont les plus difficiles à repérer sur des photographies (Serrano, 2017).

Formations superficielles	Localisation	Description visuelle	Mesures			
			Écart entre ce type de formation (densité)	Longueur	Largeur	Profondeur
Fractures regroupées	zones où des nombreuses fractures sont regroupées, secteurs où les pentes sont < 20°	-plaques semblables à des sillons -l'intérieur des fractures est asymétrique et allongé -les plaques sont parallèle -de loin peuvent ressembler aux rides ondulées des côtes.	une par m ² (espacement régulier)	30-70cm mais elles peuvent être > à 1m	variable	30-70cm mais elles peuvent être > à 1m
Fractures isolées	sur tout type de glacier rocheux	-arquées au sens opposé du fluage ou transversales -peuvent ressembler à des crevasses où des niches d'arrachement	> une par m ²	plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres	variable	variable
Niche d'arrachement	soit à l'intérieur ou sur le front du glacier rocheux	-surfaces de ruptures formant des dépressions arrondies	varie	variable	variable	variable
Crevasses	sur la moitié aval du glacier rocheux	-ouverture plus au mois rectiligne	varie	dizaines de mètres	plusieurs mètres	quelques mètres

Tableau 3. : Typologie des formes superficielles des glacier rocheux déstabilisés à partir de Serrano, 2017.

Les niches d'arrachement sont particulièrement intéressantes étant donné qu'elles présentent un mouvement semblable à celui des glissements rotationnels, que Delaloye et al., (2012), puis Roer et al., (2008) ont décrit comme une caractéristique propre des processus rhéologiques. Il faut aussi mentionner que Roer et al. (2008) indiquent que postérieurement à l'observation de ce type de morphologie, le glacier rocheux a l'air plutôt lisse (il n'y a pas trop de déformation visibles). Cette remarque est relativement en accord avec ce qu'expriment les résultats de Serrano (2017) : « les

glaciers rocheux les plus rapides ne sont pas nécessairement ceux qui ont les signes de déstabilisation les plus importants ».

2.4 La dégradation du pergélisol en milieux montagnards et le suivi de glaciers rocheux déstabilisés

Durant les deux dernières décennies, quelque cas de glaciers rocheux déstabilisés ont été repérés en Suisse, en Italie, en Autriche et en France. Selon les dernières recherches, cette déstabilisation est liée à la dégradation du pergélisol Alpin. Après des années de recherche, les conséquences de la dégradation du permafrost et de sa déformation ont été résumées par Bodin et al. (2015) et Haeberli et al. (2017) par les points suivants :

- une augmentation des effondrements rocheux
 - déstabilisation de glaciers rocheux (perte de résistance du sol dans les sites en pente et contenant des grandes quantités de glace)
 - chute de pierres
- la formation de dépressions
- la formation de lacs thermokarstiques

Les effondrements peuvent résulter dans l'augmentation des coulées de boue et des laves torrentielles qui se déclenchent en haute montagne et peuvent parcourir de longues distances, voir figure 4. Tandis que les dépressions peuvent emmagasiner de l'eau et fragiliser encore plus le pergélisol, puis créer plus d'instabilité sur le terrain (Ikeda, A. en 2008). Des inondations sont également possibles si l'eau de fonte de la couche active (du terrain déstabilisé) se mélange avec des fortes précipitations liquides, de la neige et de la glace proche du point de fusion. Les chutes de blocs peuvent bloquer et détruire des infrastructures ou blesser des personnes.

DÉGRADATION DU PERGÉLISOL

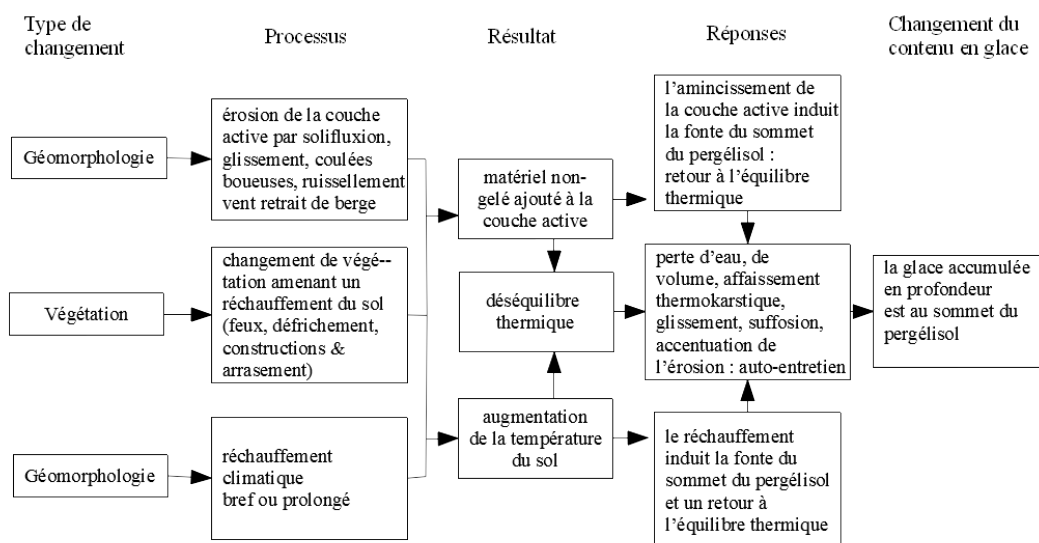


Fig. 4 : Facteurs de dégradation des conditions du pergélisol (citée et modifiée par Van Vliet-Lanoë, 2014, d'après Mackay, 1971)

La formation de lacs thermokarstiques peut aussi être dangereuse à cause des potentielles inondations qui pourraient avoir lieu en cas de vidange ou encore d'une vague si un glissement de terrain a lieu en amont (Haeberli et al. 2017). Ce déséquilibre thermique du pergélisol arctique (étant donné le facteur végétation) est d'ailleurs très bien résumé par Van Vliet-Lanoë (2014) avec un diagramme (figure 4) selon la géomorphologie, la végétation et le climat.

Comme mentionné précédemment, le régime thermique joue un rôle très important sur l'état du pergélisol car des températures proches du point de fusion de la glace peuvent entraîner la séparation des particules internes du pergélisol et produire le fluage du terrain, notamment si celui-ci est riche ou saturé en glace. De plus, si un glacier rocheux actif se trouve dans une pente abrupte, une accélération du fluage peut résulter dans l'effondrement de celui-ci. Cela semble être les cas des glaciers rocheux que nous allons mentionner.

En Suisse, le Tsaté-Moriy et le Petit-Vélan sont parmi onze autres des glaciers rocheux actifs qui ont été détectés et étudiés à partir des analyses D-inSAR et GPS différentiel (DGPS) (Delaloye & Morard, 2011; Lambiel, 2011). Ceux présents dans le Valais présentent un fluage égal ou supérieur à « 1 cm par jour » (Barboux et al., 2012 cité par Delaloye et al., 2012 ; Delaloye et al., 2008), tous ayant une relation positive avec l'état thermique du pergélisol. Par contre, selon Delaloye et al. (2012), certains d'entre eux (ayant des fluages légèrement moins rapides) localisées dans le Mattertal, étaient peut-être contrôlés également par des facteurs mécaniques et géométriques.

En France, le premier glacier rocheux documenté suite à sa déstabilisation est celui de Bérard, dans les Alpes-de-Haute-Provence. En 2006, il s'est effondré, son déplacement étant de 30m en 3 ans après sa déstabilisation (Bodin et al., 2016). Selon Bodin et al. (2016) les raisons possibles de sa déstabilisation sont une pente convexe au niveau d'un escarpement, une composition des débris fins et un grand contenu en glace. Malgré les conditions météorologiques, riches en neige et en précipitation mélangées à de hautes températures, selon Bodin et al. (2016) cet effondrement semble plus être une manifestation décalée d'un phénomène de déformation qui avait déjà commencé à se manifester depuis 2003-2004, suite à l'augmentation des températures qui aurait favorisé la dégradation du pergélisol.

Au travers de la photogrammétrie avec des images aériennes, radar et satellite, ainsi que des mesures géodésiques, des chercheurs en Autriche, en Italie et en France ont pu suivre des glaciers rocheux tels que le Hinteres Langtalkar, le Plator et le Col du Lou (respectivement en Autriche, en Italie et en France) qui se sont également déstabilisés. Le Hinteres Langtalkar a atteint des vitesses de 2 à 2.5 m a^{-1} entre 1954 et 2006, puis selon Kaufmann & Ladstädter (2010) les facteurs liés à cette déstabilisation seraient le dégel du pergélisol (calculé à partir de la moyenne du bilan de masse du glacier rocheux) de quelques cm par année et la topographie qui exerce une forte tension sur la pente et une faible cohésion du glacier rocheux liée à la lithologie exacerbant l'inclinaison de sa pente (Kaufmann & Ladstädter, 2010). Dans le cas du Plator, l'étude entre 1981 et 2012 et le suivi des rochers a permis d'observer un déplacement de « 92.1m » et de calculer des « vitesses allant jusqu'à 4 m a^{-1} » dans certains secteurs (Scotti, et al., 2017). En ce concerne le col du Lou, un glissement de terrain et une lave torrentielle en 2015 ont été causés par sa déstabilisation suite à des températures élevées plusieurs jours consécutifs, et au réchauffement depuis les années 80 (Schoeneich et al., 2017), qui ont accéléré la fonte de la neige dans la zone active du pergélisol, déstabilisant ainsi le terrain qui était composé de schistes et de restes morainiques, très sensibles au mouvement (« Col du Mont Cenis entre la vallée de la Haute Maurienne et celle de la Dora Riparia

», 2016; Etcheverry, Paulhe, & Binet, 2016). Selon Schoeneich et al. (2017), le lobe ouest du glacier se déplace à une vitesse qui est en accélération depuis les années 1970 qui est passé de 0,3m/an à 1,4m/an entre 2005 et 2012 (Schoeneich et al., 2017).

Nous pouvons donc en conclure que l'activité des glaciers rocheux déstabilisés existe en Europe dans la région des Alpes, et dans la mesure où des vallées contenant du permafrost soient directement connectés en aval à des villes ou de villages (Kummert et al., 2017) et que les températures continuent à augmenter, sa détérioration peut engendrer facilement des risques pour les populations montagnardes. De plus, ses déformations devraient être accompagnées et suivies par une boucle de rétroaction qui augmenterait la détérioration du pergélisol Alpin. Les chercheurs ont bien mis l'accent sur le fait qu'en ce qui concerne la dynamique géomorphologique, la quantité de glace « saturée ou sursaturée » interne du pergélisol ainsi que la température sont déterminantes de la vitesse de l'écoulement et du déséquilibre des glaciers rocheux (French, 2007 ; Schoeneich & Fabre, 2017).

Ceci nous amène donc à parler de la boucle de rétroaction, qui peut non seulement être causée par le déplacement vers des altitudes inférieures (qui augmente le contact avec des températures plus chaudes, mais aussi le contact avec des grandes quantités des débris rocheux qui pourraient être mobilisées) mais également par l'apparition de crevasses. Ceci a été expliqué par Ikeda en 2008 : la topographie accidentée suite à la formation de crevasses (dus aux écoulements compressifs) peut exposer le bloc de glace un peu plus à l'air et à l'eau en certains endroits (qui finit par s'infiltrer) et donc, l'instabilité du glacier rocheux dans la saison chaude peut augmenter. Puis si la couche active continue à s'approfondir, la condition du pergélisol va continuer à empirer de façon accélérée, ce qui « pourrait jouer un rôle significatif dans la recrudescence de phénomènes gravitaires, périglaciaires et torrentiels » (Schoeneich & Fabre, 2017). Les événements extrêmes de pluie et neige après des années de réchauffement, comme dans le cas du glacier rocheux du col du Lou est un bon exemple d'un facteur accélérant la déstabilisation du pergélisol à l'eau. L'orage, qui était d'une intensité moyenne, n'a fait qu'accélérer et amplifier la déstabilisation du terrain (Schoeneich et al., 2017). Ce qu'on peut conclure de cet état de l'art est le fait que le pergélisol est en dégradation dans les Alpes Françaises et ailleurs en Europe, principalement à cause de sa réactivité au changement climatique ce qui peut entraîner la déstabilisation des glaciers rocheux. Ce sont des aléas devenus des risques émergentes dans les Alpes qui doivent être mieux compris afin de pouvoir les adresser.

3. Étude de cas et méthodologie

Dans cette section, on couvrira l'étude d'un glacier rocheux déstabilisé, le « Roc Noir » qui est dans le département de la Savoie (73). Nous parlerons dans un premier temps du raisonnement derrière la pré-sélection et la sélection de ce site d'étude et des trois autres qui ne seront pas couverts dans ce mémoire. Ensuite nous présenterons rapidement quelques caractéristiques du site choisi et nous finirons par la méthodologie de l'étude.

3.1 Sélection et présentation du terrain d'étude

Situés dans la Haute Maurienne, en Vanoise et dans la vallée de l'Ubaye, les glaciers rocheux « Complexe Val d'Isère », « Longet », « Pierre Brune » et « Roc Noir » ont été pré-sélectionnés comme sites d'étude pendant mon stage car ils ont été classés comme présentant des signes de déstabilisation avec une incertitude faible dans les travaux de Serrano, en 2017. La pré-sélection du glacier rocheux « Longet » dans la vallée de l'Ubaye s'explique étant donné que c'est un site présentant des crevasses et très différent des autres mais surtout par le fait qu'il n'y a pas eu de résultats concluants sur son déplacement dans l'analyse de Serrano, puis par sa suggestion de réaliser une autre analyse pour obtenir des résultats plus fiables. Ces recommandations incluant notamment de faire des calculs sur le décalage pour chaque image, réaliser des ortho-images anciennes ou faire de l'orthorectification d'images. Le Complexe Val d'Isère est un site où l'observation des formes superficielles est très nette et dont la géomorphologie change des autres

Glaciers rocheux déstabilisés pré-sélectionnés : Complexe Val d'Isère, Longet, Pierre Brune et Roc Noir.

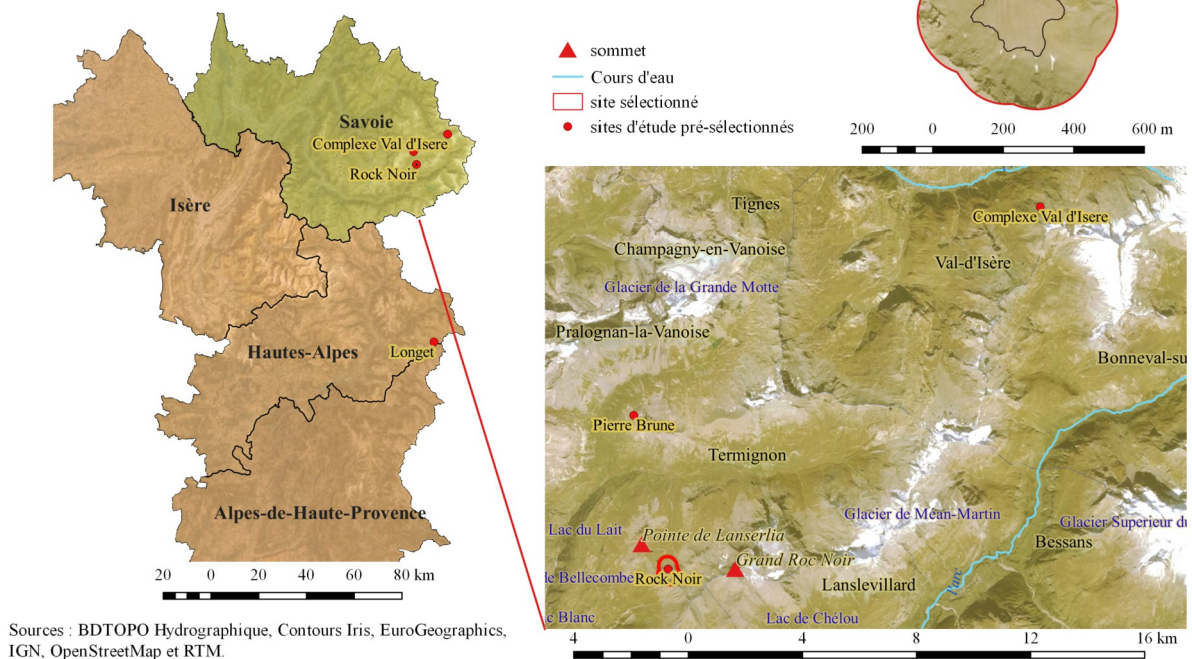


Fig. 5 : Carte montrant les sites d'étude pré-sélectionnés et celui étudié sur ce mémoire selon leur localisation en France.

(les fissures sont très rapprochées). Puis Pierre Brune et Roc Noir ont été choisis car ils ont des caractéristiques uniques de déstabilisation, par exemple : fractures groupées et des niches d'arrachement (Serrano, 2017). Cependant, à cause des contraintes de temps nous allons nous consacrer uniquement à l'étude du Roc Noir. Selon les données de Serrano (2017), c'est dans le secteur du Grand Roc Noir que l'on retrouve la concentration la plus élevée de glaciers rocheux déstabilisés, ce qui différencie cette zone des autres sites d'étude. Dans son mémoire en 2017, le Roc Noir a été ciblé dans une petite étude de cas, ce qui nous permettra de comparer ses résultats et ceux du mémoire. Les différences entre sa méthodologie et celle présentée ici résident surtout dans le fait qu'il n'a réalisé que des orthophotos des vols de drone récents, puis que ce mémoire utilise une analyse diachronique avec des images plus anciennes.

Le glacier rocheux Roc Noir se situe à une altitude comprise entre 2735 et 2950 m dans le versant nord du Grand Roc noir en amont des Lacs de Lanserlia, vu du nord-ouest (coordonnées : 1002402 m, 6477611 m en Lambert 93). Il se trouve dans une zone où les schistes lustrés à lis de grès, de type "flysch" dominant (Geol-Alp, 2016), selon les remarques du terrain de Serrano on retrouve des galets de tailles décimétriques (Serrano, 2017) : sa granulométrie est fine. En tant que glacier rocheux actif, il a une pente générale de 19° mais elle est plutôt hétérogène, voir figure 6. Il flue du sud (amont) vers le nord (aval) et sa pente est plus importante dans la rive droite, voir figure 7. Il est délimité par des escarpements latéraux et en amont. Des névés sont visibles en amont pour toutes les années étudiées. Un aspect important de ce glacier rocheux est que sa déstabilisation est marquée par sa grande niche d'arrachement au niveau central.

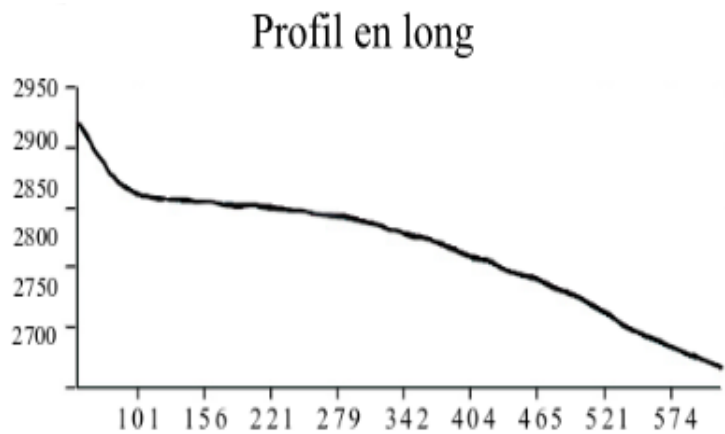


Fig. 6 : Profil Altimétrique du Roc Noir (modifiée d'après géoportail)

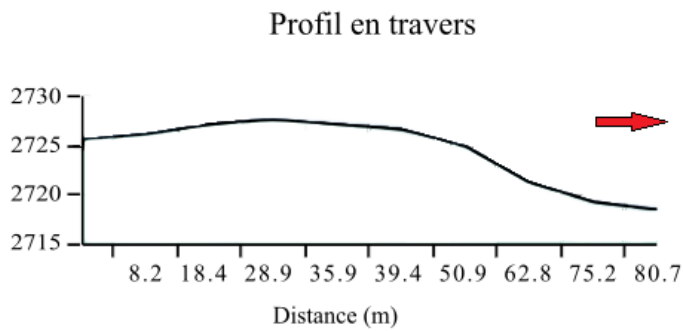


Fig. 7 : Profil en travers du front du glacier rocheux en 2017 (modifié d'après géoportail)

3.2 Méthodologie :

Afin de réaliser cette étude diachronique, les méthodes et les outils utilisés ont été la télédétection ainsi que la géomatique, pour créer des MNT et des orthophotos, en appliquant des traitements par lots à l'aide de coordonnées, points de repère et des images aériennes. Des statistiques et de la cartographie ont été également réalisés, les détails sont à continuation (voir fig. 8). L'étude par photogrammétrie a été entreprise car considérée comme fiable (Dall'Asta et al. 2017 ; Kaufmann & Ladstädter, 2010 ; Scotti, et al., 2017) et utilisée pour l'étude des mouvements de type « glissements de terrain » qui sont ceux présents sur les glacier rocheux déstabilisés. Selon la qualité et le type d'images brutes, on peut construire des MNT et des orthophotos de très haute résolution (par exemple avec des images drone et une bonne quantité des bons points de repère on peut atteindre une « précision de 3 à 10 cm dans la création de modèles 3D » (Dall'Asta et al. 2017). De plus, la photogrammétrie permet de faire l'analyse des sites difficiles d'accès et potentiellement dangereux, notamment s'ils sont dans une phase de déstabilisation (Dall'Asta et al. 2017).

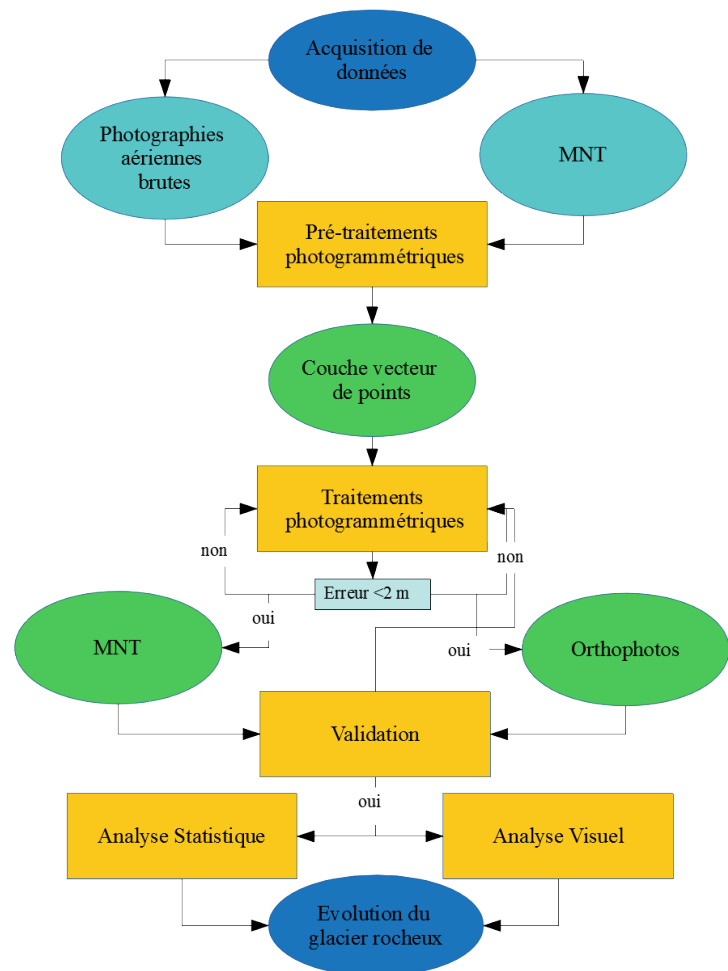


Fig. 8 : Chronogramme de la méthodologie

3.2.1 Logiciels

Agisoft Photoscan

Le traitement des photographies aériennes et drone a été réalisé à l'aide du logiciel Agisoft Photoscan V. 1.3.2 ©. Ce logiciel permet de créer des nuages des points, des modèles 3D, des ortho-images, ou encore des MNT, à l'aide entre autres des images superposées aériennes ou d'images satellites par triangulation ou encore d'autres outils de photogrammétrie. Malgré les remarques négatives de Ribeyre (2016) de la version 1.2, il semble que la version 1.3.2 ait évolué de sorte à donner des résultats assez satisfaisants.

LibreOffice

Libre Office est une suite de logiciels libres qui permettent l'édition de divers types de documents. Il a été utilisé principalement pour des calculs statistiques simples, de la création des graphiques et de la rédaction par son aspect visuel direct et simple d'utilisation sans code.

Qgis

Qgis est un système d'information géographique (SIG) qui grâce à ses différents modules et outils permet de cartographier et analyser des terrains. À l'aide de Qgis une base de données des points de déplacement et mobiles a été créée. Les outils utilisés majoritairement pour l'accès, le traitement et la gestion des données ont été la connexion au serveur WMT, le « point sampling tool », la règle, la sélection par attributs, entre autres. La cartographie a été aussi effectuée avec Qgis. C'est également un logiciel libre. La version utilisée a été la 2.18.16 avec GRASS 7.2.2.

R

R est un logiciel et environnement libre pour réaliser des calculs statistiques et des graphiques. Grâce aux différentes bibliothèques qui peuvent être téléchargées, il possède des fonctionnalités assez complètes. Il a été utilisé pour la gestion des données brutes provenant de Géoportail (« la traduction de format ») via le paquet de R GDAL (Geospatial Data Abstraction Library), mais aussi pour les calculs de déplacements des glaciers rocheux via les fonctions d'accès à la projection et coordonnées pour réaliser des calculs du déplacement. Avec un peu plus de temps puis le code des paramètres souhaités R aurait pu être un meilleur choix pour les calculs statistiques et la création des graphiques étant donné la quantité des graphiques à tracer qui auraient pu être automatisés.

3.2.2 Données

Durant les dernières décennies, plusieurs images aériennes et satellites à grande échelle ont été prises en France. Les photographies aériennes brutes mises à disposition par l'Institut Géographique National (IGN) sur le site de l'IGN « Remonter le Temps » ont été récupérées depuis l'année 1962. Les échelles varient selon l'année et le site.

Une pré-sélection d'images a été faite selon le type d'images disponibles (préférence pour les panchromatiques), la disponibilité des données dans les dernières décennies, selon la couverture

du site d'étude, la quantité des images de la zone d'intérêt (pour une bonne triangulation minimum 3 et idéalement 5 qui s'entrecroisent en forme de t voir exemple annexe 1), l'intervalle de temps souhaité pour l'étude (idéalement chaque 10 ans pour bien observer un changement dans le site d'étude), voir annexe 2 pour plus de détails.

Une sélection a été faite selon la qualité des images : contenant le moins possible de neige, d'ombre et de nuages. Les années retenues sont 1962 et 1996, à des échelles respectives de 1 : 24981 à 1 : 34154. Elles ont ensuite été traitées pour générer des modèles numériques de terrain (MNT) et des orthophotographies. Le traitement des images de 1970 n'as pas permis d'obtenir une orthophoto de qualité suffisante (elle était décalée et il y avait de la neige sur le glacier rocheux) de plus, l'écart avec l'année 1962 était inférieur à 10 ans pour poursuivre l'analyse de cette année. Pour l'année 1980, l'analyse des images n'a pas été entrepris car à première vue il semblait avoir trop de neige et plus d'images auraient été nécessaires pour réaliser une bonne triangulation. Les photos de 1970 et 1980 ont donc été écartées. Des certificats de calibration ont été demandés pour les années d'étude auprès de l'IGN pour obtenir des renseignements notamment sur la distance focale des images, ainsi que sur la calibration de l'appareil utilisée dans le vol.

Un MNT de la Maurienne (de la BD ALTI® version 2 (25 m)) depuis lequel des altitudes ont été extraites (pour produire les orthophotographie) ainsi que les images drone (prises lors d'une sortie de terrain en 2017), ont été fournis par Marco Marcer.

Pour compléter l'analyse diachronique des orthophotos des années intermédiaires (entre 1997 et 2017) « 1950-1965, 2002, 2006, 2010, 2013 » déjà existantes dans la base de données de l'IGN ont aussi été utilisées. Ces images ont été obtenues à partir d'un serveur WM(T) sur Qgis (mais il est aussi possible d'y accéder à partir des connecteurs web sur Qgis).

La base de données des séries de temps climatologiques instrumentales historiques de la grande région alpine « historical instrumental climatological surface times series of the Greater Alpine Region » (HISTALP) ont été fournies par Marco Marcer.

3.2.3 Photogrammétrie

Pour le géoréférencement des résultats photogrammétriques des points de calages ont été repérés au préalable dans QGIS sur une orthophoto de 2006-2010 (fond de carte) sur le site d'étude (pour les détails complets veuillez vous référer à l'annexe 3). Les points de repère ont été placés que sur des roches de taille petite à moyenne de sorte qu'ils soient repérables facilement, mais également parce qu'ils possèdent une surface d'incertitude plutôt petite. Normalement, ils auraient pu être placés sur ou près d'infrastructures (maisons, routes ou ponts) visibles sur toutes les images, mais dans la zone d'étude il n'avait pas vraiment de repères de ce type sur plus de trois images à la fois (minimum nécessaire pour atteindre la triangulation d'images). Initialement, la plupart des points ont été placés dans les images en essayant d'identifier les mêmes repères sur toutes les images. Par contre, étant donné qu'il y a des images très anciennes où certains repères n'étaient pas visibles, alors plusieurs points ont dû être écartés (voir annexe 4). Ce processus a été employé pour toutes les années étudiées (sauf pour l'année 2017 (images drone) qui contiennent déjà des points GPS). Tous les points et couches ont été géo-référencés et mesurés avec le système de coordonnées et de référence Lambert 93 (2154).

Les manipulations sur Photoscan consistent majoritairement à l'alignement des images et l'aérotriangulation à l'aide des points de repère placés sur Qgis qui sont importés. Ensuite, ils devront être validés par le programme et visuellement par nous un à la fois (en vérifiant leur localisation correcte et les déplaçant et écartant si nécessaire) sur chaque image et puis certains utilisés comme des points de contrôle. Les points de contrôle permettent d'optimiser les caméras du projet (sauf si décochés, dans ce cas ils permettent de calculer et vérifier l'erreur des points) et pour calculer la précision de la projection. Prenant en considération que le traitement des photographies aériennes anciennes est un peu compliqué dû à la dégradation des films et aux processus de scan avec lesquels les images ont été numérisées, la marge d'erreur des points de contrôle a été définie comme ne dépassant pas plus de 2m au niveau du glacier rocheux (non global : par point).

Afin d'avoir une bonne aérotriangulation pour créer les MNT et les orthophotos, des distances euclidiennes 3D (barres d'échelle) ont dû être renseignées (le critère choisi étant de ne pas dépasser 0.2m d'erreur globale : moyenne de tous les points). L'objectif de la saisie des échelles étant d'identifier les différences entre nos points selon la topographie et les différences d'altitude entre les points dans les images. Ces dernières ont été calculées à l'aide de l'équation $d_{A-B} = \sqrt{(X_A - X_B)^2 + (Y_A - Y_B)^2 + (Z_A - Z_B)^2}$ où X_{AB} , Y_{AB} et Z_{AB} sont les coordonnées des points de repère selon leurs axes respectifs pour chaque année. Le résultat de ce calcul est présent dans le tableau de l'annexe 6. Il faut noter que dans les images drone de 2017, à cause des très différents points de vue, la quantité d'images et l'identification de position automatique des points du logiciel (parfois derrière des lobes, donc pas nécessairement visibles dans les images depuis le point de vue mais bien placés) les points de repère ont été très difficiles à placer. Le placement a été fait mais les résultats n'étaient pas satisfaisants, ils faussent plutôt les résultats (des distorsions étaient visibles et l'alignement des caméras ainsi que le placement des points était souvent erroné), alors ils ont été enlevés puis le calcul relancé.

Une fois l'aérotriangulation relancée en ajustant les caméras et renseignant la distance focale jusqu'à obtenir des résultats satisfaisants, il faut créer un nuage dense de points 3D pour ensuite pouvoir générer les MNT et les orthophotos pour toutes les années d'étude.

Les paramètres de l'alignement et de la qualité de reconstruction ont été définis avec une précision moyenne pour éviter que les formes 3D soient trop lourdes et avec beaucoup plus de détails que nécessaires. Voir l'annexe 5 pour plus de renseignements sur les paramètres de traitement).

3.2.4 Photo-interprétation des images et des modèles 3D.

L'évaluation de la qualité des orthophotos a été faite visuellement en les superposant sur Qgis à l'aide d'outils tels que « map swipe tool » ou tout simplement en rendant visibles ou invisibles les différentes couches. Les orthophotos décalées, possédant des distorsions trop poussées ou très floues ont été écartées et le processus a été reproduit jusqu'à obtenir des résultats satisfaisants, en enlevant et/ou rajoutant des points ou des images sur le projet (figure 9). L'erreur liée à la projection de chaque image et chaque point utilisés sur les projets de Photoscan a été calculée directement par Agisoft à l'aide des points de repère et des échelles placées sur chaque projet. Les erreurs correspondent au décalage du positionnement des points (coordonnées fournies) sur x, y et z, des pixels sur les images et des échelles renseignées, voir tableau 4 et annexe 6 pour plus de détails.

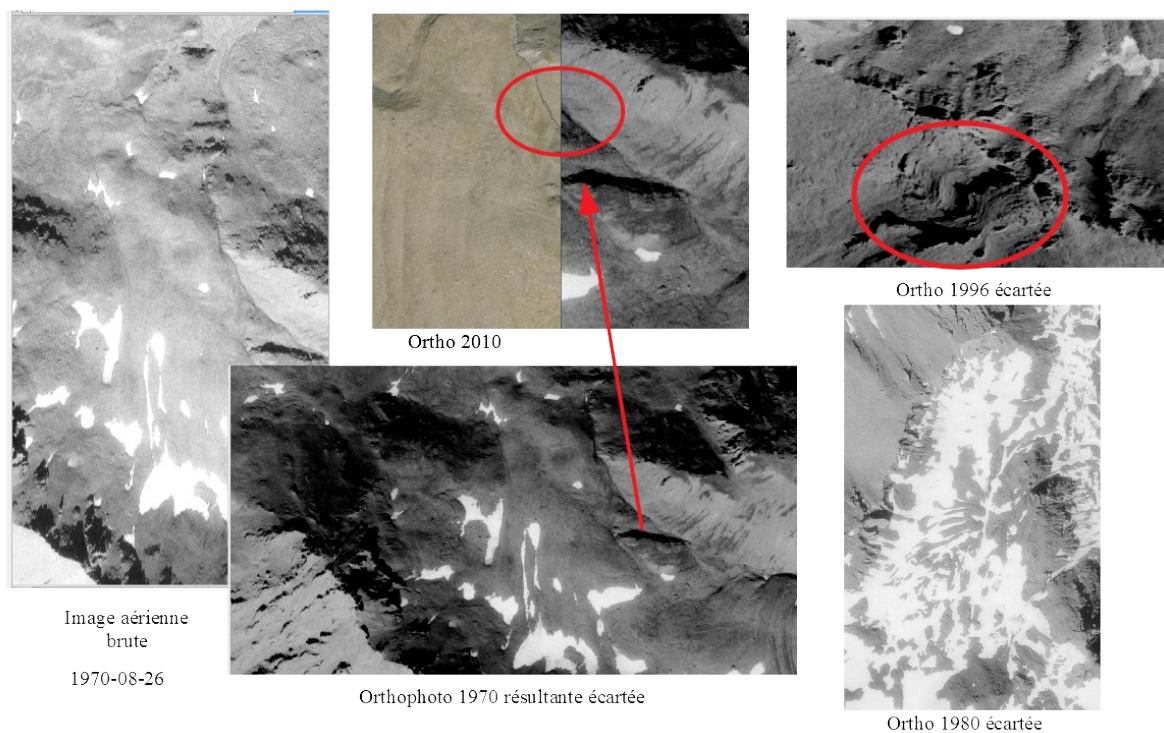


Fig. 9 : Exemple d'orthophotos écartées. Au centre en haut, on peut observer que l'ortho-image résultante de 1970 comparée avec celle de 2010 était décalée, tandis qu'une première version de l'orthophoto de 1996 était écartée à cause des distorsions visibles. En ce qui concerne l'orthophoto de 1980, le traitement n'a pas été poursuivi car il y avait trop de neige sur le glacier rocheux.

3.2.5 Calcul vitesses de déplacement

Pour calculer la vitesse de déplacement du glacier rocheux un suivi de blocs rocheux dans différentes sections (en aval, en amont, au centre ainsi qu'à l'est et à l'ouest) du Roc Noir au cours des différentes années est effectué. Ceci se fait sur Qgis, en créant une couche vectorielle en Lambert 93 sur laquelle plusieurs points de repère ont été placés sur des roches d'une taille allant de deux à dix mètres, visibles et identifiées selon leur position par année sur chaque orthophoto. Onze points ont été placés dans des zones instables (mobiles) et neuf autres dans des zones plutôt stables (fixes), tout en essayant d'avoir un point par type de zone (fixe ou mobile) dans les quatre points cardinaux du glacier rocheux en question pour pouvoir observer si son comportement changeait dépendamment de la localisation, voire figure 10. Au final, seulement six points par zone ont été retenus. À partir de là, une extraction des références géographiques des points a été réalisée directement sur Qgis. La base

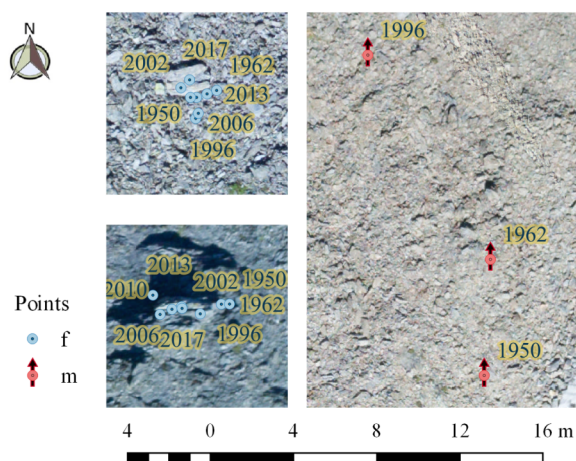


Fig. 10 : On peut observer sur orthophoto 2017 du Roc Noir en rouge un point mobile et en bleu un point fixe selon sa position au cours des années.

de données de ces points (comprenant : l'identifiant authentique, l'année, le type (localisé dans une zone mobile ou fixe), et les coordonnées) créée sur Qgis a ensuite été exportée sur R pour calculer les vitesses de déplacement. Ensuite, nous avons fait la différence entre les coordonnées de chaque couche, en prenant pour référence celle de l'année antérieure dont nous possédions l'information (ex : 2017-2013, 2013-2010, et ainsi de suite), voir les détails des commandes sur R dans l'annexe 8.

Enfin, pour l'aspect statistique, on a calculé les moyennes de points mobiles et des points fixes; ainsi que l'écart absolu à la moyenne de ceux-ci. L'incertitude du déplacement observé a été calculé en faisant la différence entre l'écart absolu à la moyenne (global) des points fixes et des points mobiles. Ensuite des graphiques sur la distance et vitesse ont été réalisés afin de rendre les résultats plus clairs.

4. Résultats

Après quelques essais et l'ajustement des paramètres, des orthophotos et des MNTs satisfaisants des années 1962, 1997 et 2017 (erreur total inférieure à 2,3m pour toutes les orthophotos) ont été obtenus (tableau 4).

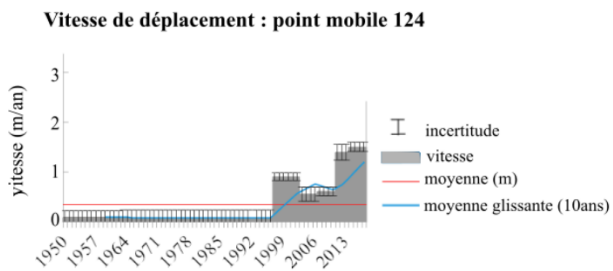
Année	Photos utilisées	Nombre de repères	Erreur total xyz (m)	Erreur (pix)	Nombre d'échelles	Erreur échelles (m)	Résolution MNT (m/pix)	Densité des points MNT (points/m ²)	Résolution orthophoto (cm)
1962	5	10	2,2	0,5	6	0,18	3,6	0,08	89
1996	6	7	1,5	1,9	4	0,18	2,6	0,14	65
2017	148	-	1,9	-	-	-	0,2	40,40	3,9

Tableau 4: Précision obtenue dans les processus photogrammétrique.

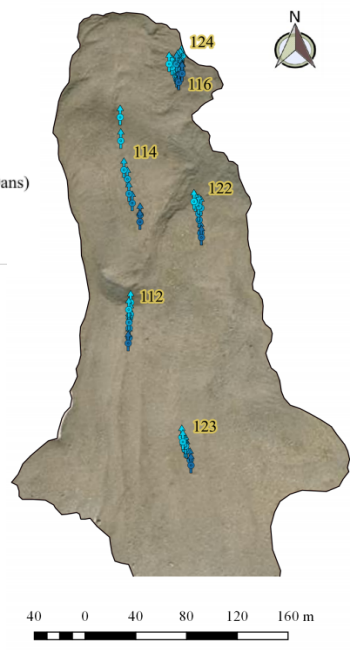
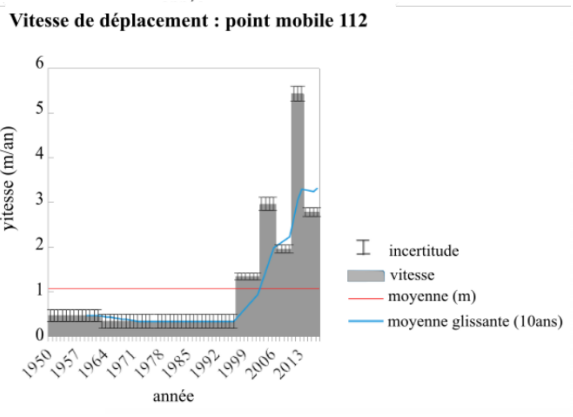
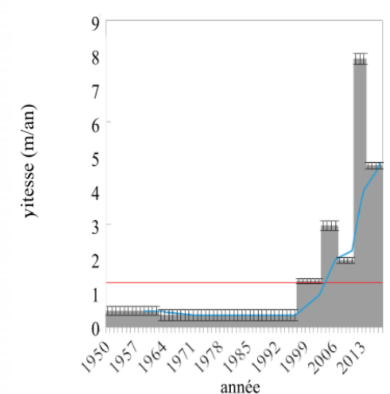
Suite au placement de points mobiles et fixes dans les années 1962, 1997, 2002, 2006, 2010, 2013 et 2017 (avec une marge d'incertitude de $\pm 0.12\text{ma}^{-1}$), il a été possible de calculer la cinématique du Roc Noir depuis les années 1950 jusqu'à 2017.

4.1 Analyse de l'évolution et déplacement du Roc Noir.

Malgré les différentes résolutions et la clarté des images, les résultats obtenus nous ont permis d'observer très clairement l'évolution de la surface du glacier rocheux du Roc Noir. Selon les calculs réalisés avec R, le Roc Noir se déplace à des vitesses comprises d'entre $0,9\text{ma}^{-1}$ et $7.85\text{ma}^{-1} \pm 0.12\text{ma}^{-1}$ selon le secteur (en aval, en amont, au centre, à l'est et à l'ouest). Comme nous pouvons le constater sur la figure 11, les vitesses les plus élevées lors des dernières décennies se présentent entre la partie centrale et l'aval du glacier rocheux. Le côté ouest se déplace plus rapidement que l'est ; ce qui est reflété non seulement par la vitesse de déplacement mais également par la présence d'une niche d'arrachement beaucoup plus avancée du côté ouest. En revanche, plus de points mobiles devraient être placés et mesurés pour

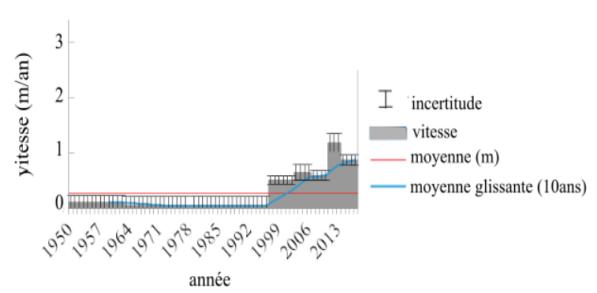


Vitesse de déplacement : point mobile 114

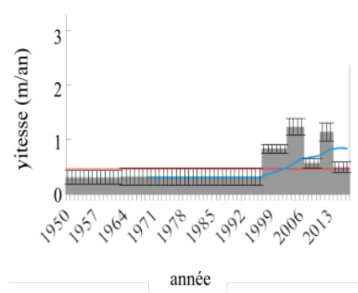


- points mobiles (déplacement)
- 2017
 - 2013
 - 2010
 - 2006
 - 2002
 - 1996
 - 1962
 - 1950

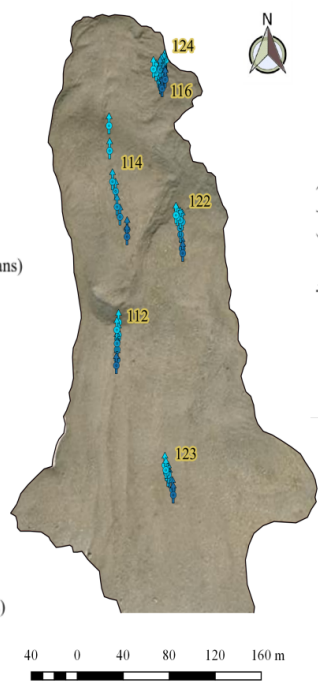
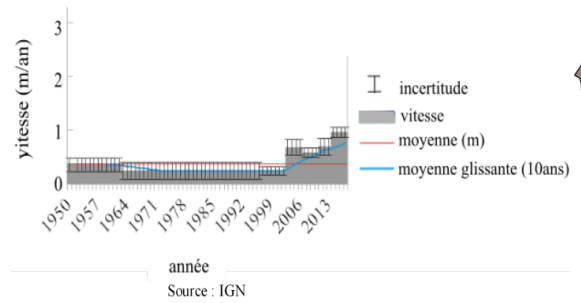
Vitesse de déplacement : point mobile 116



Vitesse de déplacement : point mobile 122



Vitesse de déplacement : point mobile 123



- points mobiles (déplacement)
- 2017
 - 2013
 - 2010
 - 2006
 - 2002
 - 1996
 - 1962
 - 1950

Fig. 11 : Carte du déplacement des blocs (points mobiles) au Glacier du Roc Noir. Les flèches foncées montrent la localisation des points entre 1950 et 2002, et les plus claires entre 2006 et 2017. À droite les vitesses respectives des blocs déplacés.

confirmer ce fait. Concernant le déplacement en amont, il est légèrement plus lent que dans certains sections au front du glacier rocheux mais on a pu observer également une accélération des vitesses de déplacement à partir les années 2000 comme dans le reste du glacier rocheux.

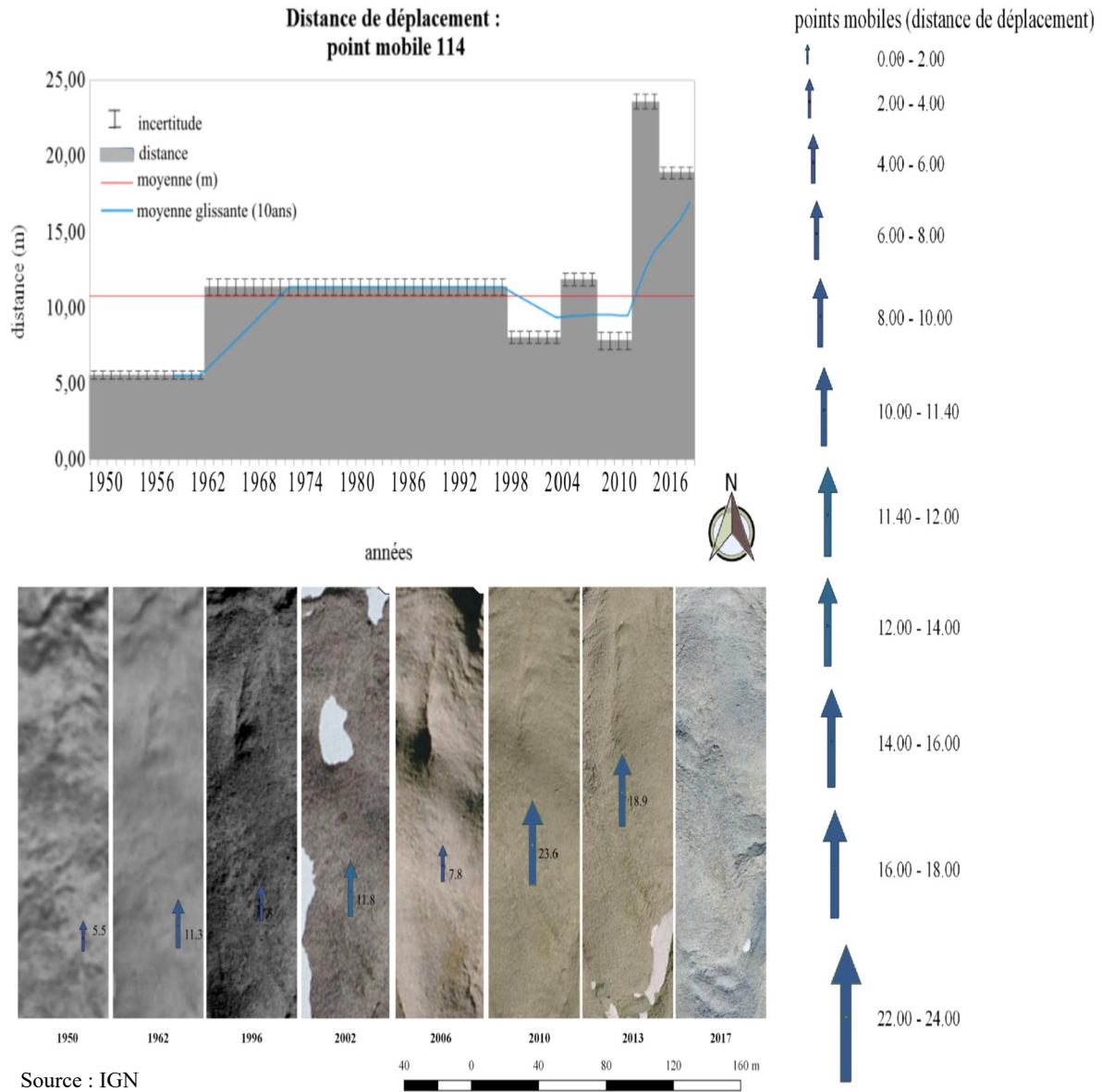


Fig. 12 : Graphique et orthophotos des distances parcourues par le bloc 114 de 1950 à 2017.

Les déplacements les plus importants ont été observés entre 2010 et 2013, suivis par ceux entre 2013 et 2017 et par ceux de 2002 à 2006. La distance maximale parcourue des blocs suivis est de 87 mètres \pm 0,44m entre 1950 et 2017 par le bloc 114 qui était en aval (niveau haut), voir figure 12, avec une distance d'environ 23,6m \pm 0,44 entre 2010 et 2013, puis d'environ 18,8m entre 2013-

2017 $\pm 0,44$ (tandis qu'entre 2002 et 2006 il s'est déplacé de 11,8m $\pm 0,44$). Malgré les distances parcourues par le bloc 124 moins importantes, l'accélération très rapide de son déplacement est une des plus remarquables, passant d'une vitesse de 0,61m a^{-1} à 1,5 m a^{-1} , soit un peu moins que le triple (voir figure 11).

En ce qui concerne les caractéristiques géomorphologiques du Roc Noir, malgré le fait que les plus petits détails ne sont pas très visibles en 1950, on peut repérer des blocs de taille moyenne et observer un terrain très accidenté ayant des bourrelets marqués, notamment à l'ouest du glacier rocheux (comme Serrano l'avait mentionné dans son mémoire), ainsi qu'une niche d'arrachement fragmentée dans le secteur du milieu. Il semble avoir des sillons dans la partie base de l'amont vers l'est, voir figure 11. Les racines du glacier rocheux sont très visibles dans toutes les images. En ce qui concerne les limites latérales, elles ne semblent pas avoir bougées en amont. En aval par contre, elles semblent avoir rétrécie au fil du temps. C'est du moins ce que montrent les orthophotos entre 1950 et 2017 : le glacier rocheux se déplace vers le centre est du front, qui était plus étendu en 1950, et qui était composé de plusieurs lobes, voir figure 15. Le plus prononcé des ces lobes est au centre (légèrement incliné vers l'est). C'est ce dernier qui est toujours actif et que l'on peut observer

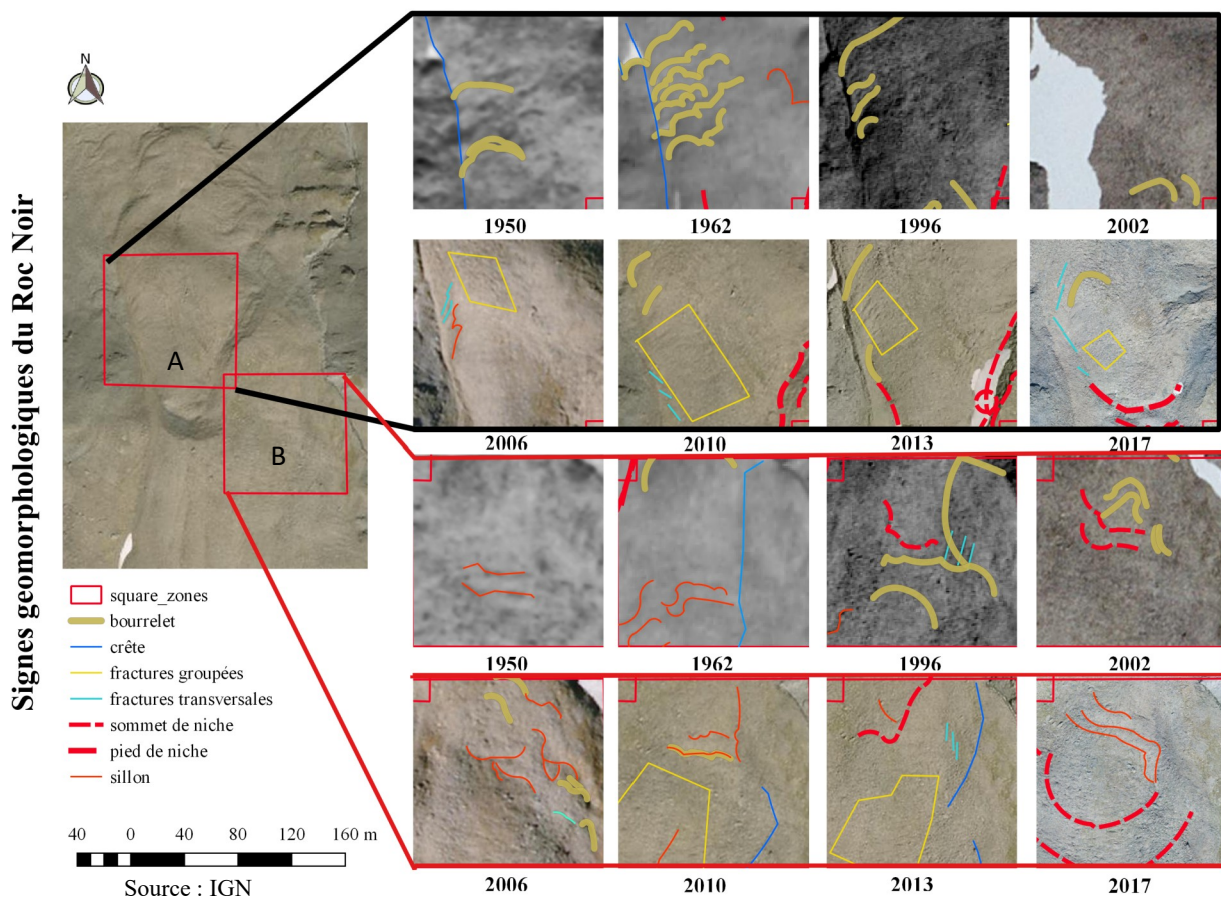


Fig. 13: Signes géomorphologiques identifiés sur le Roc Noir entre 1950 et 2017

se déplacer à partir de 1962 d'une distance d'entre 1 et 4 mètres (avec un erreur de quelques décimètres). Malgré l'orthophoto de 1950 qui est plus contrastée, les lobes convexes des solifluxion

semblent avoir augmenté et avoir avancé en 1962 dans la partie centrale du glacier rocheux en aval (notamment à l'ouest et au centre), mais pas beaucoup dans le front. La niche d'arrachement ne se déplace pas trop mais se transforme graduellement à partir de 1962, figure 14. Par contre, elle ne sera bien visible qu'en 2002 où on observe un abaissement du terrain et une pente forte, voir figure 16. En amont de ces traces, des lobes très lisses sont visibles et dans la limite latérale droite on peut identifier deux fractures transversales.

Déplacement de la niche d'arrachement

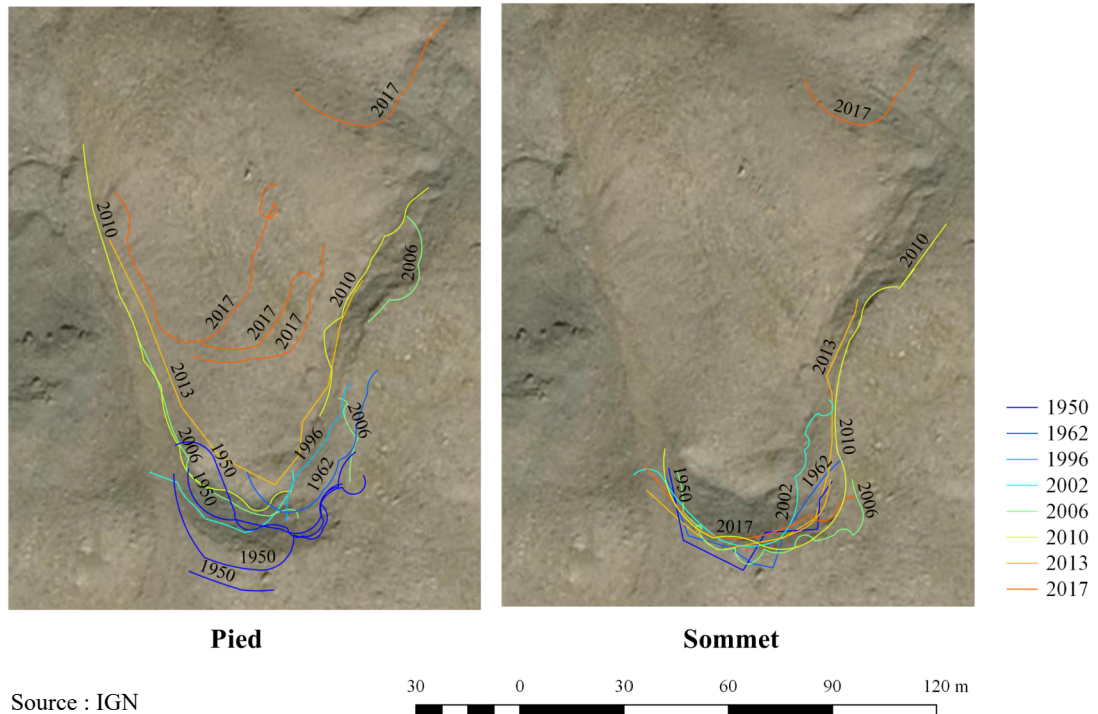
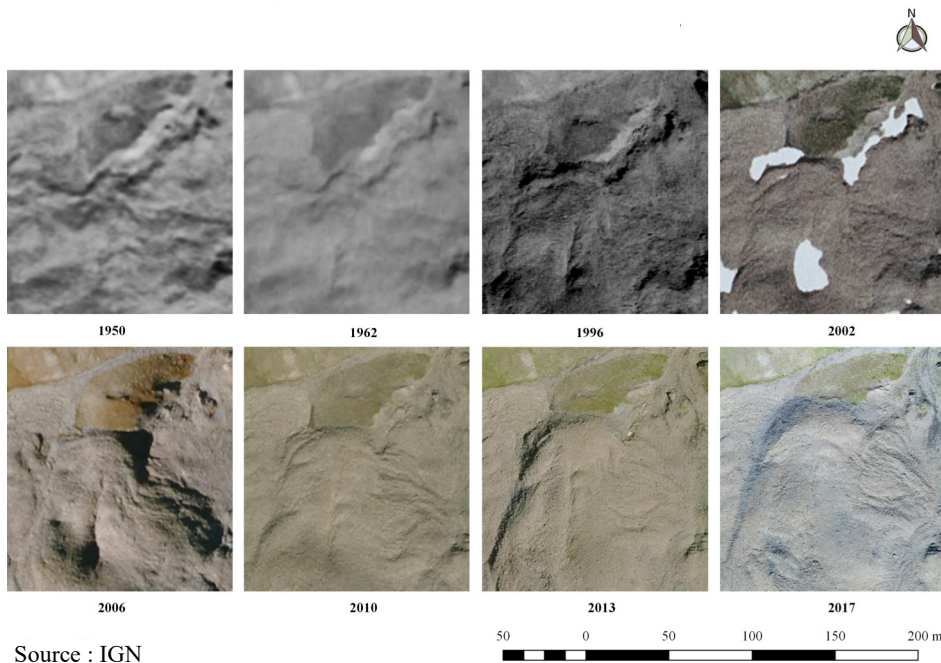


Fig. 14 : Cette carte montre les traits de la cinématique de la niche d'arrachement, selon l'année. L'orthophoto de fond est celle de 2010. Si on observe à droite, les traces ne sont qu'évidentes qu'à partir de 2010, avant la pente était moins raide.

Durant l'année 1996, le front du Roc Noir s'est déplacé d'environ 7 à 11 m selon les zones. Les bourrelets à l'ouest bougent toujours doucement, mais il semble y avoir plus d'activité pendant cette période du côté est, où des fissures commencent à être visibles en aval (voir figure 15), et où des sillons et des fractures transversales sont visibles dans la limite latérale, en amont. Ce qui est en accord avec les vitesses calculées si l'on compare le point 122 (Est plutôt en aval) et le 112 (ouest plutôt en amont), mais cela n'est pas le cas si on le compare avec le point 124 qui avance très rapidement (entre le centre et l'ouest en aval). En 2002, les fractures transversales à l'est ont avancé légèrement ainsi que les sillons, et en aval de ces derniers, on observe plusieurs bourrelets fins. Les fractures transversales à l'est sont toujours visibles et semblent se rapprocher des sillons, voir figure 13 zone B.



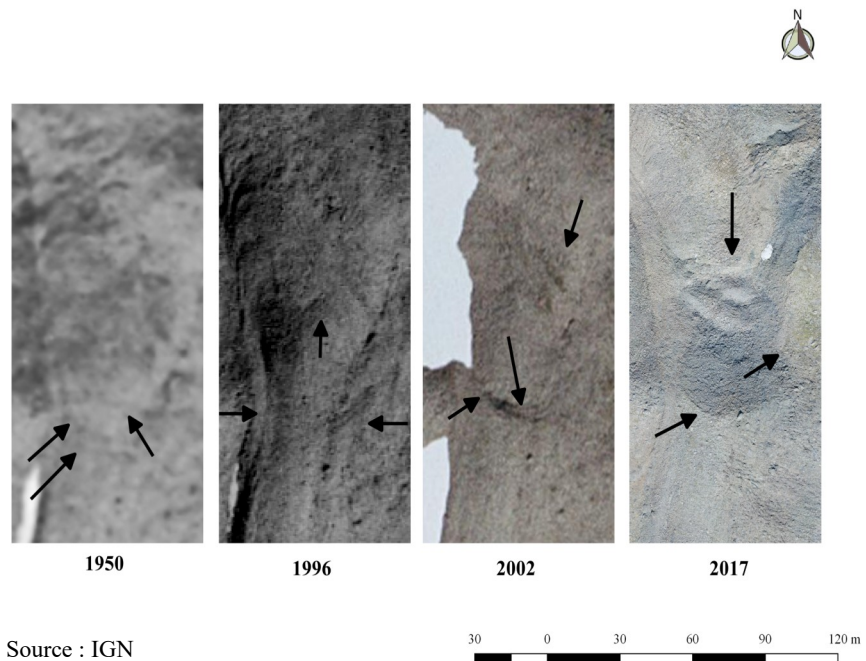
Source : IGN

Fig. 15 : Orthophotos de 1950 à 2017 de la section frontale (front et début du centre de l'aval) du Roc Noir

En 2006, le contact des lobes plutôt lisses et des petites fractures superficielles (à l'ouest) avec les limites latérales ressemblent à des fractures transversales mais si on regarde de plus près, ils sont toujours des lobes qui n'ont plus un front très net, voire figure 13 zone A. La niche d'arrachement se déplace dans « deux directions », le pied avance (vers l'aval et l'est), puis le sommet recule dans la rive ouest, alors la pente

décroît. Par contre, du côté est de la niche il y a un fort avancement de terrain tout en conservant une pente légère (ce qui change en 2010 où la niche d'arrachement s'allonge depuis l'ouest vers le centre avec un enfoncement du terrain et une pente qui a augmenté).

Cette dernière observation confirme les observations de Serrano (2017) et Haerberli et al. (2008) sur le fait que les mouvements rapides ne sont pas ceux qui présentent le plus de signes de déstabilisation. En 2013, la niche a avancé de nouveau d'environ 10 m au pied, tandis que le sommet ne bouge pas beaucoup. Puis en 2017 la niche d'arrachement commence à se fracturer au pied, mais elle continue à s'élargir



Source : IGN

Fig.16 : Évolution de la niche d'arrachement. En 1950, on observe une fragmentation. En 1996, on peut voir des traces mais le terrain est plutôt lisse. En 2002, la niche est très évidente. En 2017, elle retourne à un état fragmenté.

vers l'est. Les fractures de celle-ci forment deux autres niches, ainsi que d'autres signes de déstabilisation (figure 16).

Revenant sur l'année 2006, les fissures en aval deviennent des bourrelets très bombés en 2010, qui augmentent mais il deviennent moins bombés en 2013 et qui vont s'élargir en diagonale pour former un bourrelet plus défini (zone juste derrière le front).

Dans les images de 2013, on observe que les lobes à l'ouest deviennent vraiment des fractures groupées ou transversales, et il semble qu'une nouvelle niche d'arrachement commence à se dessiner en aval, entre ces fractures et le bourrelet prédominant central. En 2017, il y a beaucoup de neige à ce niveau mais les fractures groupées deviennent des bourrelets et se dirigent vers le N-E (vers le front central). Les fractures semblent devenir des fractures transversales et/ou des lobes.

En amont du glacier rocheux, les fractures isolées de 1950, en se déplaçant, vont se transformer en sillons en 1962, puis en lobes en 1996. Finalement, en 2002 il deviennent une sorte de niche d'arrachement.

Un des aspects particuliers est que malgré le pied de la niche d'arrachement avance, le sommet de celle-ci ne se déplace pas trop : il doit y avoir un obstacle qui retient des débris là, puis lorsque ceux-ci sont trop nombreux, ils dépassent l'obstacle et s'effondrent au pied de la niche et/ou ils débordent par le centre du glacier rocheux. Le déplacement du pied de la niche a été de plus de 50m entre 1962 et 2017. D'après ces observations, on peut conclure que les déplacements sont très différents selon le niveau du glacier rocheux. Par contre, c'est le côté ouest qui se manifeste le plus, et les formes superficielles se transforment selon la pression exercée sur elles par les formes qui se déplacent de l'amont en aval. La direction peut changer dépendamment des obstacle rencontrés (soit en surface ou en subsurface), de la pente, du volume, de la force émise par les autres formes qui se déplacent, de la cohésion des particules de la couche active et de la friction. Par contre, ce qui est clair et qui peut expliquer le déplacement depuis la partie centrale du glacier rocheux en direction du front Est est la pente générale croissante dans cette direction étant donné la grande quantité de débris déjà accumulés au front ouest, donc c'est la topographie qui joue sur la direction. Le déplacement rapide du front ouest pourrait possiblement être influencé par la dégradation du pergélisol dû à une exposition légèrement supérieure au soleil : ainsi, au fur et à mesure que le pied de la niche d'arrachement avance, la couche active devient moins épaisse et laisse le pergélisol plus exposé. De plus, la pente créée par l'abaissement de terrain du pied de la niche accentue le déplacement rapide des débris qui dépassent le verrou. Alors on pourrait être en train d'observer un effet de rétraction positif. Afin de valider ces hypothèses des mesures sur le terrain devraient être réalisées.

4.2 Températures dans les Alpes

Selon les données d'HISTALP pour la section du nord-ouest de l'ample région alpine, les températures

moyennes ont augmenté de plus d'un degré depuis les années 70's (voir figure 17), avec pic de température au préalable dans les années 50. Ces données montrent une corrélation positive lorsqu'on les compare avec les vitesses moyennes observées



Fig. 17 : Graphique sur les anomalies de la température dans la grande région de Alpes

au Roc Noir, voir figure 10. En regardant avec détail la figure 18, on observe que la période où le glacier rocheux se déplace le moins vite, de 1962 à 1996, correspond aux périodes où les températures se sont rapprochées le plus de la normale, de 1960 jusqu'à 1970 (où la température commence à s'éloigner de la moyenne normale de manière positive), puis entre 1970 et 1980, les températures ne dépassent pas le pic de 1950. Par contre, en ce qui concerne l'absence de l'augmentation de la vitesse entre la période de 1980 à 1990, il pourrait s'expliquer d'une part par le fait que l'on n'a pas suivi de points entre ces dates, ce qui lisse un peu la donnée. D'autre part, le changement n'aurait pas pu être observé tout de suite car habituellement, la réponse aux températures est décalée. Un facteur important à considérer dans le dernier cas est la quantité de neige isolant la couche active, qui protège le pergélisol. Comme mentionné dans la partie méthodologie, le glacier rocheux était couvert de neige sur les images de 1970 et de surtout de 1980, alors il serait important de vérifier quelle quantité de neige est tombée et depuis quel mois elle a commencé à s'accumuler pendant cette période, afin d'avoir une idée plus précise de si le sol a été maintenu bien au froid ou non pendant ces années. En général, on peut dire que l'augmentation des températures semble expliquer jusqu'à un certain point l'accélération de la cinématique observée dans les glaciers rocheux dans les Alpes françaises qui se sont déstabilisés dans les dernières années.

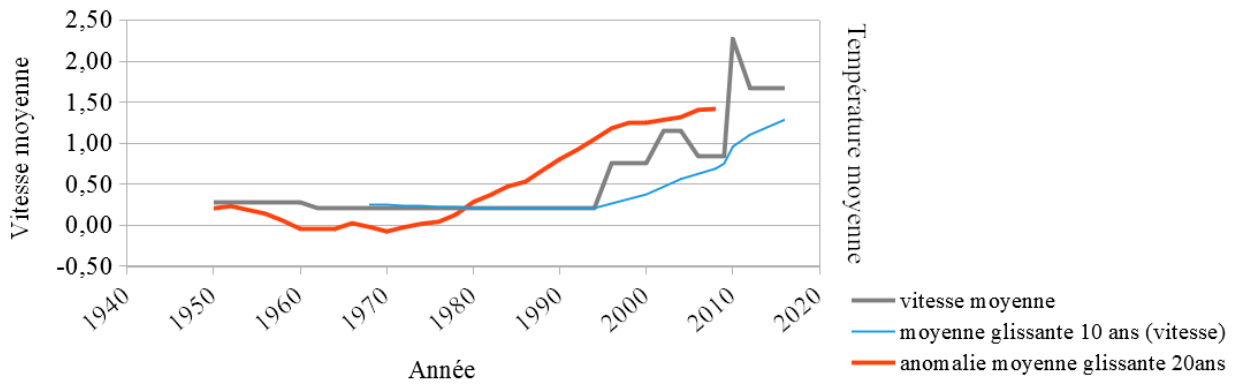


Fig. 18 : Graphique sur la vitesse moyenne de déplacement des points mobile du Roc Noir en comparaison avec l'anomalie de le température à partir de 1950.

4.3 Discussion

Suite aux traitements et analyses effectuées on peut confirmer que la création des nos propres orthophotos est suffisante pour détecter, observer et calculer la cinématique des glaciers rocheux avec une marge d'erreur raisonnable. Pour répondre à la question concernant si les résultats sont plus satisfaisants que ceux des recherche précédentes, on peut dire que la résolution des orthophotos est meilleure uniquement pour l'image drone (pour le site du Roc Roir, 2017) avec une résolution de 3,9 cm (les autres étant de 65 et 89 cm) ; tandis que celles utilisés pour l'étude du col du Lou avaient une résolution de 40cm. En revanche, l'erreur planimétrique des orthophotos du Roc Noir est inférieure à 0,2 m, tandis qu'elle était comprise entre 0,8 et 1,3 m dans l'étude du col du Lou. En ce qui concerne la qualité des images, le décalage est rare, puis il est inférieur à 0,8cm dans les différents secteurs du glacier rocheux (d'un point fixe à l'autre). Comme dans l'étude des glaciers rocheux déstabilisés en Haute Maurienne (Serrano, 2017), on a pu calculer des déplacements de quelques décimètres à plusieurs mètres qui ne sont pas homogènes sur l'ensemble du Roc Noir (comme c'est le cas aussi du Col du Lou). Ainsi, nous pouvons dire que les résultats sont équivalents et parfois meilleurs que ceux utilisés dans les analyses semblables et récentes en France, sans avoir placé autant de points de repère.

L'évolution du glacier rocheux du Roc Noir est nette, le changement est visible et nous avons réussi à identifier les différentes formes superficielles associées aux glaciers rocheux à travers le temps. Les signes de déstabilisation vont et viennent selon la force exercée sur ceux-ci. Les fractures groupées précèdent les sillons, qui sont suivis par des bourrelets ou des fractures transversales. Ces dernières résultent souvent dans la formation d'une niche d'arrachement selon la quantité de débris accumulés, ou tout simplement en un glissement très rapide et net du terrain. Ensuite, le cycle recommence au fur et à mesure que le glacier rocheux avance et que le terrain en surface est compressé par la déformation interne. On observe une relation entre l'augmentation des températures des 50 derniers années et la déstabilisation du glacier rocheux Roc Noir. Puis comme dans le cas du Col du Lou, on peut observer que le glacier rocheux se déplace plus rapidement dans la rive ouest.

On peut dire que les signes de déstabilisation des glaciers rocheux permettent dans une certaine mesure d'avoir une meilleure compréhension de leur dynamique géomorphologiques, mais plus de recherches devraient être menées et de la validation avec des données de terrain devrait être effectuée pour confirmer ces idées. De nombreuses questions sont encore sans réponse, et des comparaisons entre les différents glaciers rocheux doivent être encore relevées et étudiées, étant donné qu'ils ne se comportent pas de la même manière.

Malgré le fait que nous ayons obtenu des résultats satisfaisants, il est fortement encouragé de prendre des points de repère GPS sur le site d'étude afin de valider avec d'avantage de certitude ces résultats. Il serait également avantageux de réaliser des vols drone avec une couverture plus ample afin d'avoir la possibilité de placer plus de points fixes coïncidant avec des points visibles dans les images aériennes anciennes (où il est plus difficile d'identifier de bons points de suivi).

5. Conclusion

L'analyse diachronique par photogrammétrie du glacier rocheux Roc Noir en cours de déstabilisation a permis d'observer la cinématique de celui-ci et l'évolution de ses formes superficielles. Quelques blocs ont été suivis et certains signes de déstabilisation ont été cartographiés après la création des MNT et des orthophotos des années 1962, 1996 et 2017, tels que : la niche d'arrachement, les bourrelets, les sillons et les fractures groupées.

L'étude a également couvert les années 1950, 2002, 2006, 2010 et 2013, ce qui nous a permis d'observer une accélération de sa cinématique depuis les années 50 qui a été plus marquée entre 2010 et 2013. De plus, il semble y avoir une corrélation positive entre l'augmentation des températures et la déstabilisation du glacier rocheux. Par contre les données de HISTALPS s'arrêtent en 2008, alors plus de données (des années postérieures à 2008) sont nécessaires pour suivre la relation. En ce qui concerne l'analyse du glacier rocheux, il semble que les signes superficiels de déstabilisation ont un cycle répétitif de formation. La vitesse de déplacement du glacier rocheux est hétérogène. Le secteur au centre vers l'ouest est celui qui se déplace le plus rapidement. La niche d'arrachement se trouve d'ailleurs dans cette rive, où son pied s'effondre et avance progressivement. En revanche, c'est juste en aval de celui-ci que les vitesses les plus rapides ont été observées, allant jusqu'à $7.85\text{ma}^{-1} \pm 0.16\text{ma}^{-1}$. Malgré le fait que le côté Est et le front se déplacent plus lentement, on arrive à bien observer la transformation des formes superficielles, tandis que c'est en amont que l'on voit le moins de changements. Ces observations devraient idéalement être validées sur le terrain mais on peut en conclure que la photogrammétrie est une méthode adéquate pour le suivi des glaciers rocheux. De plus, il serait intéressant de prendre des mesures de la température du sol du Roc Noir afin croiser ces informations avec la cinématique du glacier rocheux et pouvoir valider si c'est bien du côté Ouest où le pergélisol est entrain de se dégrader le plus rapidement mais aussi pour se renseigner sur la quantité approximative de glace contenue de chaque côté. Afin de calculer le volume des débris déplacés, au cours des années, l'utilisation des MNT et des profils en travers pourrait être intéressante. Les analyses de ce type devraient être poursuivies étant donné que la morphologie peut changer d'un site à l'autre selon différents facteurs, mais également parce que les glaciers rocheux déstabilisés français sont trop peu documentés, alors qu'en cas d'une connexion directe entre un glacier rocheux actif et une zone d'activité humaine, notamment par un canal torrentiel, des risques peuvent émerger au fur et à

mesure que les températures augmentent. Ainsi, il est important de mieux comprendre ce type de formes périglaciaires afin d'anticiper, de prévenir et d'aménager de façon adéquate les zones à risque émergent. Heureusement, le Roc Noir ne se trouve pas directement en amont d'une zone préoccupante.

Idéalement cette analyse devrait être d'utilité pour les chercheurs travaillant sur la modélisation de la déstabilisation des glaciers rocheux et sur leur géomorphologie.

Une limite rencontrée a été la quantité des images aériennes anciennes qui n'étaient pas que prises dans un seul axe, ce qui n'est pas idéal car pour une bonne aérotriangulation il est important de couvrir et pouvoir observer le site d'étude depuis quatre points de vue différents. Une autre limite était la couverture des images drone qui ne couvrent que le glacier rocheux et des zones raides, ce qui rendait difficile de trouver des zones où placer des points fixes. La limite habituelle c'est la qualité des images changeante selon les années pendant lesquelles elles ont été prises, ce qui demande beaucoup d'attention visuelle pour éviter toute erreur lors de l'identification des blocs suivis.

Bibliographie

- Arenson, L. U., Kääh, A., & O'Sullivan, A. (2016). Detection and Analysis of Ground Deformation in Permafrost Environments: Ground Deformation in Permafrost Environments: Detection and Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(4), 339-351. <https://doi.org/10.1002/ppp.1932>
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., ... Nieplova, E. (2007). HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1), 17-46. <https://doi.org/10.1002/joc.1377>
- Barsch, D. (1996). *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoeology in High Mountain Environments*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. Consulté à l'adresse [//www.springer.com/us/book/9783642800955](http://www.springer.com/us/book/9783642800955) (non consulté).
- Bodin, X. (2017). *MI GEOSPHERE - Aleas et permafrost de montagne - Bodin - 2016_partiel*. Présentation PowerPoint, Institut de Géographie Alpine, UGA.
- Bodin, X., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P., Le Roux, O., Lorier, L., Echelard, T., ... Walpersdorf, A. (2017). The 2006 Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps): The 2006's Collapse of the Bérard Rock Glacier. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), 209-223. <https://doi.org/10.1002/ppp.1887>
- Bodin, X., Schoeneich, P., Deline, P., Ravel, L., Magnin, F., Krysiecki, J.-M., & Echelard, T. (2015). Le permafrost de montagne et les processus géomorphologiques associés : évolutions récentes dans les Alpes françaises. *Journal of Alpine Research | Revue de géographie alpine*, (103-2). <https://doi.org/10.4000/rga.2806>
- Barboux, C., Delaloye, R., Strozzi T., Collet, C. and Raetzo H. (2012). Surveying the activity of landslides and rock glaciers above the tree line with InSAR. *Mattertal – ein Tal in Bewegung. Graf C. (Ed.) 2013. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni – 1. Juli 2011, St. Niklaus. Eidg. Forschungsanstalt WSL. P 7-19 (non consulté)*
- 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. <https://doi.org/10.5194/tc-6-807-2012>
- Dall'Asta, E., Forlani, G., Roncella, R., Santise, M., Diotri, F., & Morra di Cella, U. (2017). Unmanned Aerial Systems and DSM matching for rock glacier monitoring. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 127, 102-114. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.10.003>
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Université de Fribourg.
- Delaloye, R., & Morard, S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. In *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009* (p. 16). Olivone: Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C.

- Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., & Gachet, S. (2012). Rapidly moving rock glaciers in Mattertal, *Mattertal – ein Tal in Bewegung. Graf C. (Ed.) 2013. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni – 1. Juli 2011, St. Niklaus. Eidg. Forschungsanstalt WSL. P 21-31*
- Dewolf, Y., & Bourrié, G. (2007). *Les formations superficielles : genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et riques*. Paris: Ellipses (p.31-39, 178, ch. 2 & 6).
- Echelard, T., & Krysiecki, J.-M. (2012). Les milieux d'altitude du Queyras, une richesse de formes périglaciaires méconnue. *Le courrier du Queyras (non consulté)*.
- Echelard, T., Krysiecki, J.-M., Schoeneich, P., & Gay, M. (2013). Detection de mouvements de glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interferometrie radar dierentielle (D- InSAR) derivee des archives satellitaires ERS (European Remote Sensing). Consulté à l'adresse <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00926030>
- Etcheverry, D., Paulhe, R., & Binet, D. (2016). *Etude hydraulique et propositions d'aménagements pour la protection contre les débordements de l'Arcelle Neuve* (Version provisoire) (p. 65). Chambéry.
- EuroGeographics. (2017). Topographic Data from Eurogeographics. Consulté à l'adresse <http://www.eurogeographics.org/form/topographic-data-eurogeographics>
- French, H. M. (2007). *The periglacial environment [Texte imprimé]*. Chichester : Wiley. Cop. 2007 (p. 85-136, ch. 5-6).
- Ikeda, A., Matsuoka, N., & Kääh, 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*, 113(F1). <https://doi.org/10.1029/2007JF000859>
- Geol-Alp. (2016a, novembre 4). Col du Mont Cenis entre la vallée de la Haute Maurienne et celle de la Dora Riparia. Consulté 16 avril 2017, à l'adresse http://www.geol-alp.com/h_vanoise/_vanoise_lieux/MontCenis.html
- Geol-Alp. (2016b, novembre 4). Grand Roc Noir, Lanserlia. Consulté 9 août 2018, à l'adresse http://www.geol-alp.com/h_vanoise/_vanoise_lieux/Gd_RocNoir.html
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1), 221-233. <https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012>
- Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., & Gruber, S. (2011). Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. *The Cryosphere*, 5(2), 431-443. <https://doi.org/10.5194/tc-5-431-2011>
- Haeberli, W. (1992). Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 111-124. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430030208>
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., ... Mühl, D. V. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189-214. <https://doi.org/10.1002/ppp.561>

- Haeberli, W., Schaub, Y., & Huggel, C. (2017). Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, 293, 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009>
- Kummert, M., Delaloye, R., & Braillard, L. (2017). Erosion and sediment transfer processes at the front of rapidly moving rock glaciers: Systematic observations with automatic cameras in the western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29(1), 21–33.
- Lambiel, C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009* (p. 14). Olivone: Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C.
- Marcer, M., Bodin, X., Brenning, A., Schoeneich, P., Charvet, R., & Gottardi, F. (2017). Permafrost Favorability Index: Spatial Modeling in the French Alps Using a Rock Glacier Inventory. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00105>
- Mercier, D. (2011, août 5). La géomorphologie paraglaciale. Analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges.
- PermaNET. (2012). the permanet project. Consulté 1 août 2018, à l'adresse <http://www.permanet-alpinspace.eu/project.html>
- Ravanel, L., & Deline, P. (2015). Rockfall Hazard in the Mont Blanc Massif Increased by the Current Atmospheric Warming. In G. Lollino, A. Manconi, J. Clague, W. Shan, & M. Chiarle (Éd.), *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1* (p. 425-428). Springer International Publishing.
- Ribeyre, C. (2016). *La lave torrentielle du 24 août 2015 (Lanslevillard, Savoie) : un cas de dégradation du pergélisol dans la contexte du réchauffement climatique ? (étude de l'évolution des dynamiques du glacier-rocheux du col du Lou entre 1970 et 2016 : approche par photogrammétrie)* (Memoire Master 2). Université Grenoble Alpes.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., & Käab, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. <https://doi.org/10.5167/uzh-6082>
- Schoeneich, P., & Fabre, D. (2017). Le permafrost. In *Encyclopédie de l'environnement*. Consulté à l'adresse <http://www.encyclopedieenvironnement.org/sol/lepermafrost/>
- Schoeneich (2018). Offre de stage : Analyse diachronique par photogrammétrie des glaciers rocheux en cours de déstabilisation.
- Schoeneich, P., Ribeyre, C., Bodin, X., Brenguier, O., & Marcer, M. (2017). *Etude géomorphologique et géophysique du glacier rocheux du Col du Lou suite à la lave torrentielle du 14 août 2015* (Etude géomorphologique et géophysique) (p. 41). Grenoble: Institut de Géographie Alpine, Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont-Blanc & ADRGT.
- Scotti, R., Crosta, G. B., & Villa, A. (2017). Destabilisation of Creeping Permafrost: The Plator Rock Glacier Case Study (Central Italian Alps): The Destabilised Plator Rock Glacier. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), 224-236. <https://doi.org/10.1002/ppp.1917>

Serrano, C. (2017). *Analyse géospatial des glaciers rocheux déstabilisés en Haute Maurienne - Vanoise et en Ubaye* (Memoire Master 2). Université Grenoble Alpes, Grenoble.

Société Suisse de Géomorphologie (SSGm). (2009, août 31). Le domaine périglaciaire et le pergélisol. Consulté 1 avril 2017, à l'adresse
<http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/3101.php>

Van Vliet-Lanoë, B. (2014). *Les environnements froids : glaciaire et périglaciaire : cours et exercices corrigés [Texte imprimé]*. Paris : Vuibert. Copyright 2014 (p. 234-296, ch. 7).

Table de matières

Remerciements.....	ii
Résumé.....	iii
Sommaire.....	iv
Sigles et abréviations.....	v
1. Introduction.....	1
1.1 Contexte et cadre de l'étude.....	1
1.2 Structure d'accueil et stage.....	1
1.3 Problématique.....	2
1.4 Plan.....	3
2. État de l'art.....	3
2.1 Le pergélisol.....	3
2.2 Le pergélisol dans les Alpes et en France (dernières recherches).....	6
2.3 Glaciers rocheux.....	7
2.3.1 Caractéristiques des glaciers rocheux déstabilisés.....	9
2.4 La dégradation du pergélisol en milieux montagnards et le suivi de glaciers rocheux déstabilisés.....	11
3. Étude de cas et méthodologie.....	13
3.1 Sélection et présentation du terrain d'étude.....	13
3.2 Méthodologie :.....	16
3.2.1 Logiciels.....	16
3.2.2 Données.....	17
3.2.3 Photogrammétrie.....	18
3.2.4 Photo-interprétation des images et des modèles 3D.....	19
3.2.5 Calcul vitesses de déplacement.....	20
4. Résultats.....	21
4.1 Analyse de l'évolution et déplacement du Roc Noir.....	21
4.2 Températures dans les Alpes.....	27
4.3 Discussion.....	28
5. Conclusion.....	29
Bibliographie.....	vi
Annexes.....	xiii
Annexe 1 : Exemple de photographies aériennes positionnées en croix.....	xiii
Annexe 2 : Tableau de données disponibles et données retenus.....	xiv
Annexe 3. Pre-traitement des données.....	xiv
Annexe 4. Points initiaux et points sélectionnés.....	xvi
Annexe 5. Paramètres de traitement sur Photoscan.....	xix
Annexe 6. Distances euclidiennes 3D entre les coordonnées des points.....	xx
Annexe 7. Commandes sur R calcul de la distance et de la cinématique.....	xxii

Figures

- Fig. 1 : Profil vertical d'un pergélisol. MAGST signifie moyenne annuelle des températures de la surface du sol) (adapté de Noetzli & Gruber, 2005 et cité par la Société Suisse de Géomorphologie, 2009).....5
- Fig. 2 : Carte montrant les sites où ce type de milieu peut se trouver dans les Alpes Françaises, selon l'Index de Favorabilité du Pergélisol (APIM).....6
- Fig. 3 : Morphologie de surface d'un glacier rocheux (glacier rocheux de la Fournache, massif de la Vanoise, ortho-image IGN de 2006). Les traits-tillés épais représentent le bas du front principal et les fins le haut du front principal identifiable d'après l'image (Echelard, 2014).....7
- Fig. 4 : Facteurs de dégradation des conditions du pergélisol (cité et modifié par Van Vliet-Lanoë, 2014 après Mackay, 1971).....11
- Fig. 5 : Carte montrant les sites d'étude pré-sélectionnés et celui étudié sur ce mémoire selon leur localisation en France.....14
- Fig. 6 : Profil Altimétrique du Roc Noir (modifiée d'après géoportail).....15
- Fig. 7 : Profile en travers du front du glacier rocheux en 2017 (modifiée d'après géoportail).....15
- Fig. 8 : Chronogramme de la méthodologie.....16
- Fig. 9 : Exemple d'orthophotos écartées. Au centre en haut, on peut observer que l'ortho-image résultante de 1970 comparée avec celle de 2010 était décalée. Tandis qu'une première version de l'orthophoto de 1996 était écartée à cause des distorsions visibles. En ce qui concerne l'orthophoto de 1980, le traitement n'a pas été poursuivi car il y avait trop de neige sur le glacier rocheux.....20
- Fig. 10 : On peut observer sur orthophoto 2017 du Roc Noir en rouge un point mobile et en bleu un point fixe selon sa position au cours des années.....20
- Fig. 11 : Carte du déplacement des blocs (points mobiles) au Glacier du Roc Noir. Les flèches foncées montrent la localisation des points entre 1950 et 2002, et les plus claires entre 2006 et 2017. À droite les vitesses respectives des blocs déplacés.....22
- Fig 12 : Graphique et orthophotos des distances parcourues par le bloc 114 de 1950 à 2017.....23
- Fig. 13 : Signes géomorphologiques identifiés sur le Roc Noir entre 1950 et 2017.....24
- Fig. 14 : Cette carte montre les traits de la cinématique de la niche d'arrachement, selon l'année. L'ortho-photo de fond est celle de 2010. Si vous regardez bien à droite les traces ne sont qu'évidentes qu'à partir de 2010, avant la pente était moins raide.....25
- Fig. 15 : Orthophotos de 1950 à 2017 de la section frontal (front et début du centre de l'aval) du Roc Noir.....26
- Fig.16 : Évolution de la niche d'arrachement. En 1950, on observe une fragmentation . En 1996, on peut voir des traces mais le terrain est plutôt lisse. En 2002, la niche est très évidente. En 2017, elle retourne à un état fragmenté.....26
- Fig. 17 : Graphique sur les anomalies de la température dans la grande région de Alpes.....28
- Fig. 18 : Graphique sur la vitesse moyenne de déplacement des points mobile du Roc Noir en comparaison avec l'anomalie de le température à partir de 1950.....29

Tableaux

<i>Tableau 1. : Répartition du pergélisol et caractéristiques par type, à partir de Van Vliet-Lanoë, 2014.....</i>	<i>4</i>
<i>Tableau 2. : Classifications des glaciers rocheux, à partir de Echelard, et al., 2013; Serrano, 2017; Schoeneich, et al., 2017; Roer et al., 2008 images cités par Serrano, 2017 depuis Echelard & Krysiecki, 2012).....</i>	<i>9</i>
<i>Tableau 3. : Typologie des formes superficielles des glacier rocheux déstabilisés à partir de Serrano, 2017.</i>	<i>10</i>

Annexes

Annexe 1 : Exemple de photographies aériennes positionnées en croix

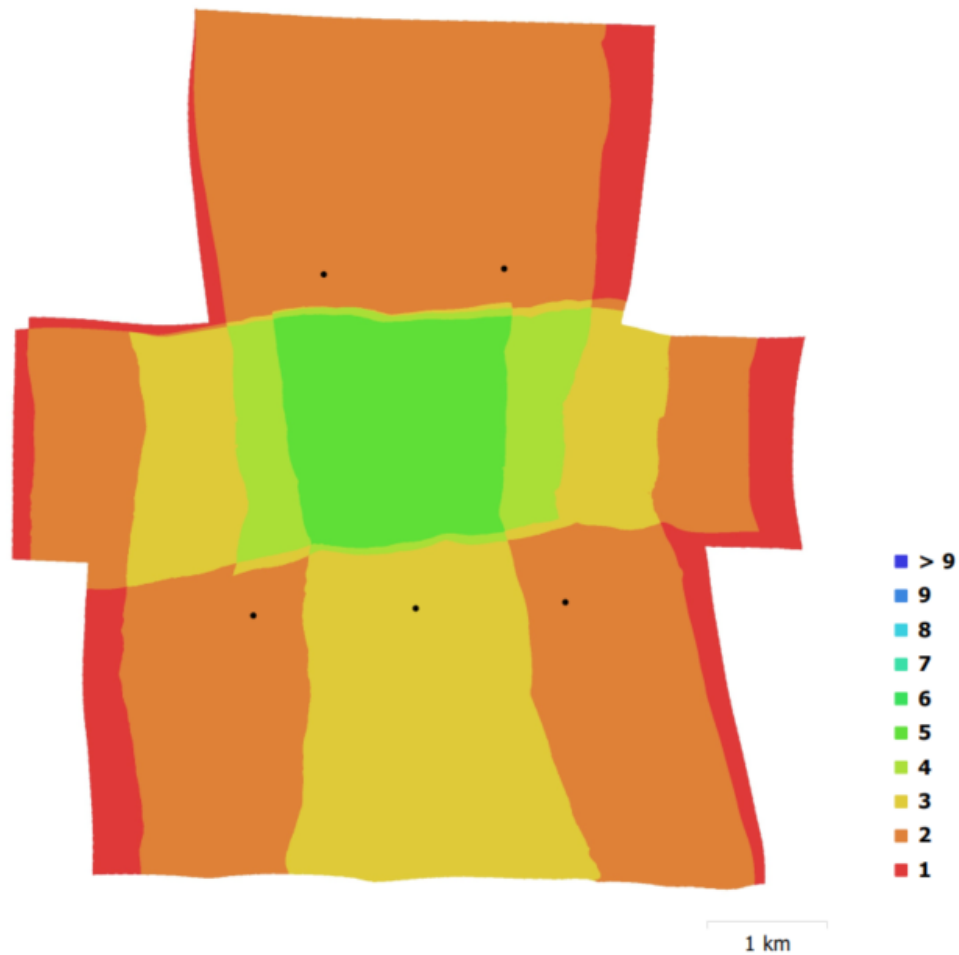


Fig. 1. Emplacements de caméras et chevauchement d'images.

Nombre d'images:	5	Positions de caméra:	5
Altitude de vol:	5.65 km	Points de liaison:	9,152
Résolution au sol:	89.9 cm/pix	Projections:	20,896
Zone de couverture:	36.8 km ²	Erreur de reprojection:	0.468 pix

Annexe 2 : Tableau de données disponibles et données retenus

Années disponibles	Type d'image	Obtention	Pre-sélection	Post-sélection	Quantité d'images de la même série/vol	Taille Pixel (m/px)
1950	Ortho-image panchromatique	Serveur WMS (IGN)	X	X	1	0,90
1962	Panchromatique	Remonter le temps (IGN)	X	X	6	0.897
1970	Panchromatique	Remonter le temps (IGN)	X	-	7	-
1979 (2)	Panchromatique	Remonter le temps (IGN)	X	-	3	-
1980(2)	Panchromatique	Remonter le temps (IGN)	X	-	3	-
1986	Panchromatique	Remonter le temps (IGN)	-	-	-	-
1989	Panchromatique	Remonter le temps (IGN)	-	-	3	-
1990	Couleur	Remonter le temps (IGN)	-	-	9	-
1996	Panchromatique/couleur	Remonter le temps (IGN)	X	X	6	0.65
2002	Ortho-image couleur	Serveur WMS (IGN)	X	X	1	0,50
2006	Ortho-image couleur	Serveur WMS (IGN)	X	X	1	0,35
2010	Ortho-image couleur	Serveur WMS (IGN)	X	X	1	-
2013	Ortho-image couleur	Serveur WMS (IGN)	X	X	1	-
2017	Couleur	Drone	X	X	1	0.04

Annexe 3. Pre-traitement des données

La première étape du pré-traitement des images aérienne a consisté des manipulation suivantes :

- i. Reconnaissance du terrain et sélection des points photo-identifiables sur les images IGN à l'aide des orthophotographies disponibles sur le site de Géoportail de l'IGN.
- ii. Création d'un projet sur Qgis
- iii. Connexion au serveur WMT pour récupérer comme fond de carte l'orthophoto 2006-2010
- iv. Création d'une couche vecteur « points rn » des points contenant les suivantes colonnes « id », « x », « y » (information nécessaire pour produire les orthophotos)
- v. Placement de points de repère comme référence sur la couche vecteur, ajout de couche raster « MNT année »
- vi. Obtention de l'altitude à partir du MNT à l'aide de l'outil « point sampling tool » résultant dans une nouvelle couche vecteur contenant l'information de l'altitude et de la couche « points rn ».
- vii. À l'aide de la table d'attributs remplir les colonnes de la nouvelle couche vecteur avec les coordonnées correspondantes pour x et y en Lambert 93.
- viii.

La deuxième étape consiste à traiter les images par photoscan pour faire cela les manipulations faites ont été les suivantes.

- i. Charger les images aériennes dans photoscan
- ii. Réaliser un alignement de précision moyenne des photos (REF) = nuage de points
- iii. Créer un maillage (représentation d'une surface 3D)
- iv. Importer les points repère sur Photoscan et l (ils deviennent nos points de contrôle, puis ils permettent d'avoir un résultat géoréférencé)
- v. Rectifier et modifier les paramètres des points de contrôle
- vi. Générer une première aérotriangulation (il permet d'associer les coordonnées des points de contrôle planimétriques et altimétriques précises de toutes les photos à partir des modèles stéréoscopiques et de la superposition en employant des « équations de colinéarité » de manière inverse)
- vii. Valider en rajoutant des distances 3D (barres d'échelle) et découchant quelques points pour qu'ils deviennent des points de contrôle
- viii. Ajuster les caméras et la distance focal
- ix. Création de nuage des point dense mais de qualité moyennement
- x. Création du MNT avec des paramètres précis
- xi. Création de l'orthophoto avec des paramètres précis

Annexe 4. Points de calage initiaux (à gauche) et points sélectionnés (à droite)

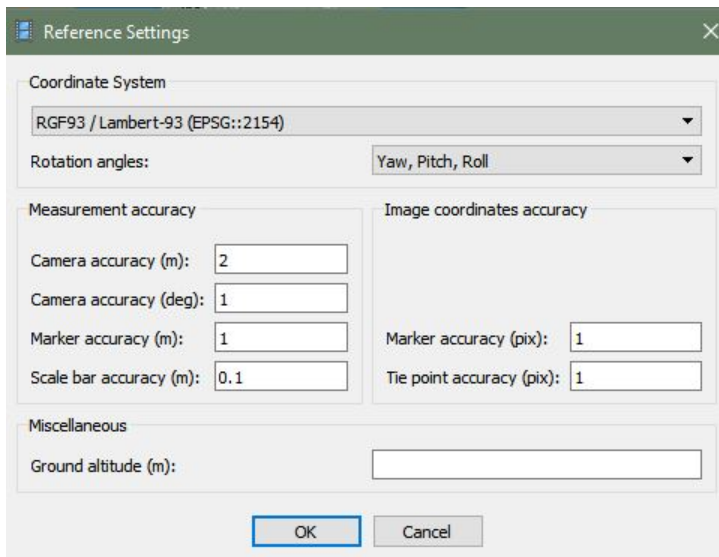
POINTS	X	Y	Z	NAME,C,254	X,N,18,10	Y,N,10,0	ALTITUDEMO,C,254
1042	6,865501944	45,3549887	2328	1005	1000637,239	6477370	2429
1028	6,869481709	45,34180596	2603	1006	1003802,669	6478922	2734
1037	6,847463474	45,33551844	2843	1007	1003931,527	6479646	2675
1035	6,860172135	45,3288588	2925	1008	1005105,549	6480393	2424
1033	6,85929896	45,33025365	2888	1009	1001075,878	6475351	2225
1029	6,864138087	45,33487506	2675	1010	1004017,238	6475765	2751
1039	6,85794067	45,31907477	2569	1011	1001352,127	6477317	2563
1034	6,865298087	45,32841785	2889	1012	1002863,49	6478735	2573
1030	6,864253702	45,33299692	2718	1013	1005851,864	6475550	2504
1031	6,870593639	45,33175533	2892	1014	1003780,734	6474887	2387
1032	6,860835398	45,32640549	2910	1015	1002380,345	6479506	2474
1036	6,853385325	45,32729156	2661	1016	1002548,577	6478299	2583
1038	6,853571477	45,32296041	2497	1017	1007133,009	6479472	2614
1040	6,84976632	45,32124412	2391	1018	1004221,703	6476844	2982
1049	6,865589486	45,32701526	2949	1019	1002469,619	6476530	2728
1050	6,863741005	45,33291717	2723	1021	1006733,596	6480483	2485
1051	6,862210691	45,33145268	2799	1023	1005039,093	6475210	2569
1052	6,864489394	45,33053785	2846	1025	1000359,534	6479143	2370
1053	6,866835166	45,32982829	2885	1026	1002677,419	6479095	2505
1054	6,858333787	45,3262401	2790	1027	1002522,133	6474843	2573
1055	6,853092605	45,32963279	2678	1028	1002931,216	6478804	2603
1056	6,858721068	45,32066732	2598	1029	1002550,865	6478015	2675
1057	6,869332661	45,33138569	2867	1030	1002570,237	6477808	2720
1058	6,860905712	45,33028348	2843	1031	1003073,058	6477694	2908
1071	6,874918692	45,30018177	2075	1032	1002338,452	6477063	2910
1072	6,856760984	45,30250283	2346	1033	1002197,352	6477484	2888
1073	6,841111002	45,29893592	2285	1034	1002676,707	6477303	2889
1074	6,863470951	45,2969328	2012	1035	1002273,24	6477332	2914
1075	6,840481821	45,3017123	2297	1036	1001750,707	6477132	2656
1150	6,852935391	45,40144064	2801	1037	1001242,847	6478022	2835
1149	6,871053839	45,3984692	2565	1038	1001788,738	6476653	2511
1151	6,869312499	45,39333285	2370	1039	1002144,47	6476233	2574
1076	6,857130955	45,3335832	2756	1040	1001408,005	6476817	2431
1078	6,863162402	45,33245207	2749	1041	1004403,766	6480144	2603
1079	6,863131206	45,33073801	2832	1042	1002551,575	6480238	2334
1080	6,862948957	45,33105486	2813	1043	1005222,092	6480126	2493
1081	6,862611346	45,33348033	2707	1044	1006875,089	6479899	2643
1082	6,861442122	45,33347427	2721	1045	1002795,643	6479276	2504
1083	6,862206212	45,33346966	2715	1046	1006798,482	6475894	2547
1084	6,856593445	45,33442245	2757	1047	1007498,596	6476631	2654
1085	6,862964042	45,33150148	2791				
1077	6,859482435	45,33312866	2756				
1086	6,861414518	45,33388697	2729				

Annexe 4.1: Points des blocs suivis sélectionnés par type de zone (surligné bleu pour les points fixes et surligné vert pour les points mobiles)

	50	62	96	2002	2006	2006-2010 (2010)		2013	2017 type
101 x	x	x	x	ombre		x	x	x	f
103	x	x	x	x	x		x	x	f
110 x	x	x	x	x	x	x	x	coupé	f
113 x	x	x	x	x	x	x	x	x	f
115 x	x	x	x	x	x	x	x	x	f
117 x	x	x	x	x	x	x	x	x	f
118 x	x	x	x	x	x	x	x	x	f
119 x	x	x	x	x	x	x	x	x	f
121 x	x	x	*	x	x	x	x	x	f?
102 x	x	x	neige	x	x		x	x	m
105	x	x		X ombre	x	x	x	x	m
106 x	x	x	neige	x	x	x	x	x	m
112 x	x	x	x	x	x	x	x	x	m
114 x	x	x	x	x	x	x	x	x	m
116 x	x	x	x	x	x	x	x	x	m
120	x	x	x	x	x		x	coupé	m
122 x	x	x	x	x	x	x	x	x	m
123 x	x	x	x	x	x	x	x	x	m
124 x	x	x	x	x	x	x	x	x	m
108 x	x	x	neige	X ombre	x	x	x	coupé	m
104 x	x	x	x	ombre	x		x	X pas claire	m ?
107			neige			x		coupé	

Général	
Caméras	5
Caméras alignées	5
Repères	10
Barres d'échelle	6
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)
Angles de rotation	Lacet, Tangage, Roulis
Nuage de point	
Points	9,152 de 9,605
Erreur RMS de reprojection	0.0845768 (0.468032 pix)
Erreur Max de reprojection	0.324559 (7.80241 pix)
Moyenne taille de point	5.18256 pix
Chevauchement efficace	2.31338
Paramètres d'alignement	
Précision	Moyenne
Présélection générique	Oui
Limite de points	40,000
Limite de points de liaison	4,000
Restreindre les caractéristiques par masques	Non
Ajustement adaptative du modèle de la caméra	Oui
Temps de concordance	4 secondes
Temps d'alignement	2 secondes
Paramètres d'optimisation	
Paramètres	f, b1, b2, cx, cy, k1-k4, p1-p4
Ajuster le rolling shutter	Oui
La durée d'optimisation	0 secondes
Nuage de points dense	
Points	2,692,276
Paramètres de reconstruction	
Qualité	Moyenne
Filtrage de la profondeur	Modéré
Temps de génération de cartes de profondeur	8 secondes
Temps de génération d'un nuage de points dense	5 secondes
Modèle	
Faces	179,484
Sommets	90,773
Paramètres de reconstruction	
Type de surface	Arbitraire
Source de donnée	Dense
Interpolation	Activé
Qualité	Moyenne
Filtrage de la profondeur	Modéré
Nombre des faces	179,485
Temps de traitement	3 minutes 3 secondes
MNT	
Taille	1,893 x 2,843
Système de coordonnées	RGF93 / Lambert-93 (EPSG::2154)

Paramètres de référence : précision caméra



Annexe 6. Exemple des distances euclidiennes 3D entre les coordonnées des points.

POINTS	X	Y	Z	POINTS	1042	1028	1037	1035
1042	6,865501944	45,3549887	2328	1107	0	275,0000003	515,0000007	597,0000006
1028	6,869481709	45,34180596	2603	1108	275,0000003	0	240,0000011	322,0000004
1037	6,847463474	45,33551844	2843	1109	515,0000007	240,0000011	0	82,00000126
1035	6,860172135	45,3288588	2925	1110	597,0000006	322,0000004	82,00000126	0
1033	6,85929896	45,33025365	2888	1111	560,0000006	285,0000004	45,00000186	37,00000004
1029	6,864138087	45,33487506	2675	1112	347,0000006	72,00000053	168,0000008	250,0000001
1039	6,85794067	45,31907477	2569	1113	241,0000028	34,00000956	274,0000007	356,0000001
1034	6,865298087	45,32841785	2889	1114	561,0000006	286,0000003	46,00000401	36,00000037
1030	6,864253702	45,33299692	2718	1115	390,0000006	115,0000005	125,0000012	207,0000001
1031	6,870593639	45,33175533	2892	1116	564,0000005	289,0000002	49,0000056	33,00000177
1032	6,860835398	45,32640549	2910	1117	582,0000007	307,0000005	67,00000195	15,00000022
1036	6,853385325	45,32729156	2661	1118	333,0000014	58,00000405	182,0000003	264,0000001
1038	6,853571477	45,32296041	2497	1119	169,0000035	106,0000029	346,0000003	428,0000001
1040	6,84976632	45,32124412	2391	1120	63,0000011	212,0000019	452,0000002	534,0000002
1049	6,865589486	45,32701526	2949	1121	621,0000006	346,0000003	106,0000019	24,00000068
1050	6,863741005	45,33291717	2723	1122	395,0000006	120,0000005	120,0000011	202,0000001
1051	6,862210691	45,33145268	2799	1123	471,0000006	196,0000004	44,00000266	126
1052	6,864489394	45,33053785	2846	1124	518,0000006	243,0000003	3,000052448	79,00000014
1053	6,866835166	45,32982829	2885	1125	557,0000006	282,0000003	42,00000485	40,00000057
1054	6,858333787	45,3262401	2790	1126	462,0000001	187,0000001	53,00000193	135
1055	6,853092605	45,32963279	2678	1127	350,0000011	75,00000278	165,0000002	247,0000001
1056	6,858721068	45,32066732	2598	1128	270,0000023	5,000056263	245,0000007	327,0000001
1057	6,869332661	45,33138569	2867	1129	539,0000005	264,0000002	24,00001032	58,00000078
1058	6,860905712	45,33028348	2843	1130	515,0000006	240,0000004	0,01442562223	82,00000002
1071	6,874918692	45,30018177	2075	1131	253,0000061	528,0000017	768,0000013	850,0000006
1072	6,856760984	45,30250283	2346	1132	18,00007864	257,0000033	497,0000012	579,0000006
1073	6,841111002	45,29893592	2285	1133	43,00004345	318,0000042	558,0000012	640,0000001
1074	6,863470951	45,2969328	2012	1134	316,0000053	591,0000017	831,0000001	913,0000006
1075	6,840481821	45,3017123	2297	1135	31,00005588	306,0000004	546,0000011	628,0000009
1150	6,852935391	45,40144064	2801	1136	473,0000024	198,0000097	42,00005209	124,0000215
1149	6,871053839	45,3984692	2565	1137	237,0000041	38,00004228	278,0000081	360,0000069
1151	6,869312499	45,39333285	2370	1138	42,00001768	233,0000057	473,0000004	555,0000038
1076	6,857130955	45,3335832	2756	1139	428,0000006	153,0000007	87,00000056	169,0000001
1078	6,863162402	45,33245207	2749	1140	421,0000006	146,0000004	94,00000136	176,0000001
1079	6,863131206	45,33073801	2832	1141	504,0000006	229,0000004	11,0000122	93,00000007
1080	6,862948957	45,33105486	2813	1142	485,0000006	210,0000004	30,00000433	112,0000001
1081	6,862611346	45,33348033	2707	1143	379,0000006	104,0000006	136,0000009	218,0000001
1082	6,861442122	45,33347427	2721	1144	393,0000006	118,0000006	122,0000008	204,0000001
1083	6,862206212	45,33346966	2715	1145	387,0000006	112,0000005	128,0000009	210,0000001
1084	6,856593445	45,33442245	2757	1146	429,0000006	154,0000007	86,00000049	168,0000001
1085	6,862964042	45,33150148	2791	1147	463,0000006	188,0000004	52,00000247	134,0000001
1077	6,859482435	45,33312866	2756	1148	428,0000006	153,0000006	87,00000086	169,0000001
1086	6,861414518	45,33388697	2729	1043	401,0000006	126,0000005	114,0000009	196,0000001

1033	1029	1039	1034	1030	1031	1032	1036
560,0000006	347,0000006	241,0000028	561,0000006	390,0000006	564,0000005	582,0000007	333,0000014
285,0000004	72,00000053	34,00000956	286,0000003	115,0000005	289,0000002	307,0000005	58,00000405
45,00000186	168,0000008	274,0000007	46,00000401	125,0000012	49,0000056	67,00000195	182,0000003
37,00000004	250,0000001	356,0000001	36,00000037	207,0000001	33,00000177	15,00000022	264,0000001
0	213,0000001	319,0000002	1,00001968	170,0000001	4,000016228	22,00000039	227,0000001
213,0000001	0	106,0000014	214,0000001	43,00000004	217,0000001	235,0000002	14,00000618
319,0000002	106,0000014	0	320,0000002	149,0000008	323,0000005	341,0000001	92,00000048
1,00001968	214,0000001	320,0000002	0	171,0000001	3,00000653	21,00000057	228,0000003
170,0000001	43,00000004	149,0000008	171,0000001	0	174,0000001	192,0000001	57,00000132
4,000016228	217,0000001	323,0000005	3,00000653	174,0000001	0	18,00000344	231,0000007
22,00000039	235,0000002	341,0000001	21,00000057	192,0000001	18,00000344	0	249,0000001
227,0000001	14,00000618	92,00000048	228,0000003	57,00000132	231,0000007	249,0000001	0
391,0000001	178,0000007	72,00000024	392,0000002	221,0000005	395,0000005	413,0000001	164,0000001
497,0000002	284,0000007	178,0000002	498,0000003	327,0000005	501,0000005	519,0000001	270,0000001
61,00000041	274,0000001	380,0000002	60,00000002	231,0000001	57,00000042	39,00000029	288,0000003
165,0000001	48,00000004	154,0000007	166,0000001	5,000000027	169,0000001	187,0000001	62,00000112
89,00000006	124,0000001	230,0000004	90,0000001	81,00000004	93,00000038	111,0000001	138,0000003
42,00000032	171,0000001	277,0000003	43,00000006	128	46,00000042	64,00000024	185,0000004
3,000009496	210,0000001	316,0000003	4,000000544	167,0000001	7,000001274	25,00000095	224,0000004
98,00000009	115,0000005	221,0000001	99,00000027	72,00000056	102,0000009	120	129,0000001
210,0000001	3,000024914	109,0000006	211,0000004	40,0000017	214,0000007	232,0000002	17,00000016
290,0000002	77,0000015	29,00000005	291,0000002	120,0000008	294,0000004	312,0000001	63,00000057
21,00000243	192,0000001	298,0000005	22,00000057	149,0000001	25,00000003	43,00000113	206,0000007
45,00000003	168,0000001	274,0000002	46,00000025	125,0000001	49,00000098	67,00000011	182,0000002
813,0000007	600,0000011	494,0000007	814,0000005	643,0000009	817,0000006	835,0000005	586,0000001
542,0000007	329,0000017	223,0000006	543,0000007	372,0000013	546,0000001	564,0000005	315,0000001
603,0000011	390,0000023	284,0000012	604,0000012	433,0000002	607,0000016	625,0000009	376,0000013
876,0000006	663,0000011	557,0000005	877,0000006	706,0000009	880,0000007	898,0000005	649,0000008
591,0000001	378,0000022	272,0000011	592,0000011	421,0000018	595,0000015	613,0000008	364,0000011
87,00002936	126,0000181	232,0000147	88,00003117	83,00002899	91,00002839	109,0000261	140,0000196
323,0000074	110,0000186	4,000809347	324,0000076	153,0000142	327,0000068	345,0000077	96,00002801
518,0000039	305,0000056	199,0000142	519,0000041	348,0000053	522,0000036	540,0000042	291,0000079
132,0000001	81,00000031	187,0000006	133,0000004	38,00000067	136,0000007	154,0000002	95,00000028
139,0000001	74,00000005	180,0000006	140,0000001	31,00000002	143,0000002	161,0000001	88,00000069
56,00000013	157,0000001	263,0000003	57,00000009	114	60,00000047	78,00000015	171,0000003
75,00000009	138,0000001	244,0000003	76,00000008	95,00000003	79,00000037	97,00000013	152,0000003
181,0000001	32,00000007	138,0000008	182,0000001	11,00000013	185,0000002	203,0000001	46,00000134
167	46,0000001	152,0000007	168,0000001	3,000001355	171,0000003	189,0000001	60,00000086
173,0000001	40,00000007	146,0000008	174,0000001	3,000000736	177,0000002	195,0000001	54,00000107
131,0000001	82,00000035	188,0000006	132,0000004	39,00000078	135,0000008	153,0000003	96,00000032
97,00000008	116,0000001	222,0000004	98,00000008	73,00000003	101,0000003	119,0000001	130,0000004
132	81,00000015	187,0000005	133,0000002	38,0000003	136,0000005	154,0000002	95,00000037
159,0000001	54,00000008	160,0000007	160,0000001	11,00000004	163,0000003	181,0000002	68,00000079

Le calcul sur R a été réalisé sur la base du théorème de Pythagore $A^2+B^2=C^2$.

```
wd<-"C:/Users/Florencia/Documents/Stage_glaciers_rocheux/data/images_geoportail_IGN/Roc_Noir/
points_deplacement"
setwd(wd)
library(rgdal)
# Import Data
filename="62_96_02_06_10_12_17" # Name of the shape file with manual feature tracking (do not
use .shp)
id<-114
fileuot<-"114.csv"
data<- readOGR(dsn=wd,layer=filename)
data$points
sel<-subset(data,data$points==id)
years<-sort(sel$year)
result<-data.frame(years)
#result$speed<-array(NA,dim=c(length(years)-1,1))
#result$dist<-array(NA,dim=c(length(years)-1,1))
for(i in 1:(length(years)-1)){
  temp<-subset(sel,sel$year==years[i])
  temp2<-subset(sel,sel$year==years[i+1])
  result$dist[[i]]<-sqrt((temp$x-temp2$x)^2+(temp$y-temp2$y)^2)
  result$speed[[i]]<-result$dist[[i]]/(years[i+1]-years[i])
}
write.table(result,file=fileuot,sep=";",dec=".",encoding="UTF-8")
result
```