

Les glaciers du haut val de Bagnes au Petit Age glaciaire

par

Christophe Lambiel
Institut des dynamiques
de la surface terrestre,
Université de Lausanne
Patrick Talon

INTRODUCTION

Le haut val de Bagnes est souvent considéré comme un des berceaux de la glaciologie du fait des rencontres, au début du XIX^e siècle, entre des personnages comme Jean-Pierre Perraudin, Ignace Venetz et Jean de Charpentier, lesquelles vont déboucher sur l'élaboration de la théorie glaciaire¹. Dans ce contexte, la gestion de la crise du Giétro au printemps de l'année 1818 a joué un rôle majeur, puisqu'elle a favorisé les échanges entre Venetz et Perraudin. A cette période, nombreux sont les visiteurs arpentant le haut val de Bagnes, attirés par ses paysages glaciaires impressionnants. Si l'iconographie (dessins, aquarelles) des glaciers de cette région est relativement importante, on ne dispose cependant pas de clichés de ces glaciers à leur maximum d'extension du Petit Age glaciaire (PAG), vers 1850. Nous sommes au début de la photographie et de la conquête des sommets alpins et seuls des glaciers emblématiques comme le glacier du

Rhône, le glacier d'Aletsch ou la Mer de Glace sont alors photographiés. Pour la grande majorité des glaciers en revanche, les premières photos remontent généralement à la fin du XIX^e siècle².

Un certain nombre d'études ont déjà porté sur les fluctuations glaciaires du haut val de Bagnes³ et plusieurs glaciers de la vallée sont suivis annuellement pour le compte de GLAMOS, le réseau suisse des observations glaciaires. A l'instar de la plupart des glaciers alpins, ceux de la région ont subi un retrait extrêmement marqué depuis la fin du Petit Age glaciaire et en particulier la fin des années 1980⁴. La diminution de la surface totale des glaciers suisses entre 1850 et 2010, date du dernier inventaire des glaciers du pays, est d'environ 42 %⁵, tandis qu'elle semble un peu plus élevée pour l'ensemble des glaciers des Alpes (50 % de perte entre 1850 et 2000⁶). Pour des raisons géométriques, les pertes de volume sont systématiquement plus

¹ Voir l'article d'Emmanuel Reynard dans ce volume, p. 261 ss.

² ZRYD *et al.* 2010.

³ BURRI 1974, SCHNEEBLI, RÖTHLISBERGER 1976, GABBI *et al.* 2012.

⁴ MAISCH *et al.* 2000, HUSS 2012.

⁵ PAUL 2006, FISCHER *et al.* 2014.

⁶ ZEMP *et al.* 2008.

élevées. Même si les données sont rares, elles indiquent généralement des valeurs de l'ordre de 5 % de plus que pour les pertes de surface⁷.

Alors que les délaissés morainiques permettent de reconstituer facilement les limites des glaciers à leur maximum d'extension du PAG, et ainsi de quantifier les changements de superficie jusqu'à la période actuelle, il est beaucoup plus difficile de reconstituer les changements de volume, car il faut pour cela connaître la quantité de glace aux deux périodes. Le volume d'un glacier est généralement obtenu par modélisation à partir des limites de celui-ci et de la topographie de sa surface⁸, entre autres, ou alors par le biais de mesures directes au géoradar (GPR) qui permettent de déterminer les épaisseurs de glace sur différents profils et de les interpoler pour obtenir le volume total de glace⁹. Certes, les modèles numériques de terrain pour les surfaces glaciaires actuelles sont facilement disponibles (c'est le cas par exemple du modèle numérique de terrain de swisstopo swissALTI3D), mais tel n'est pas le cas pour les surfaces glaciaires anciennes comme celles du Petit Age glaciaire. Il faut donc reconstruire la topographie du glacier disparu, en se basant notamment sur des cartes

anciennes¹⁰. Une fois que l'on connaît les volumes de glace aux deux périodes d'intérêt, il est possible de quantifier les changements en % entre les deux. De tels essais demeurent cependant rares et les quelques études existantes ont généralement été effectuées à grande échelle, fournissant des moyennes régionales¹¹ ou alors, faute de données sur les volumes totaux de glace, seulement les pertes de volume entre les deux périodes¹².

L'objectif de cet article est de présenter l'ampleur du retrait glaciaire depuis la fin du Petit Age glaciaire dans le haut val de Bagnes. Cette étude se subdivise en deux parties, qui répondent à deux objectifs distincts : 1° la quantification des pertes de surface et de volume des glaciers ; et 2° la reconstitution du paysage glaciaire vers 1850. Ce travail a nécessité de restituer la surface des glaciers à la fin du PAG, travail chronophage comme on le verra plus loin. Pour cette raison, nous avons dû limiter le nombre de glaciers investigués. Aussi l'étude s'est-elle concentrée sur le bassin versant de Mauvoisin et seuls les plus grands glaciers ont été évalués, à savoir ceux d'Otemma, du Brenay, du Mont-Durand, du Giétro, de la Tsessette, de Fenêtre, de Crête-Sèche et de Lire-Rose.

MÉTHODOLOGIE

CALCUL DES CHANGEMENTS DE VOLUME ENTRE 1850 ET 2010

Le travail de reconstruction de la surface des glaciers et de quantification des changements de volume a été effectué intégralement dans le programme ArcGIS. La méthodologie adoptée est synthétisée en figure 1. La première étape

a consisté à délimiter les glaciers à leur maximum d'extension du Petit Age glaciaire, vers 1850 (Fig. 2a). A cet effet, nous sommes partis des limites élaborées pour l'intégralité des glaciers suisses par des chercheurs de l'Université de Zurich au cours des années 1990 et 2000¹³. Celles-ci montraient cependant des imprécisions dans de nombreux secteurs, en particulier dans les parties basses des glaciers. Il a

⁷ MAISCH *et al.* 2000, HUSS 2012.

⁸ FARINOTTI *et al.* 2009, PAUL, LINSBAUER 2012.

⁹ GABBI *et al.* 2012.

¹⁰ RASTNER *et al.* 2016.

¹¹ MAISCH *et al.* 2000, FISCHER *et al.* 2014.

¹² BAUDER *et al.* 2007, GLASSER *et al.* 2011.

¹³ MAISCH *et al.* 2000, PAUL 2006.

donc été nécessaire de redessiner ces limites pour chaque glacier à partir des témoins géomorphologiques (cordons morainiques, trimlines, etc.) visibles sur les orthophotos et sur le terrain (Fig. 3a et 3b).

La restitution de la topographie glaciaire de l'époque a nécessité le dessin à la main des courbes de niveau sur la carte topographique 1:25 000 de swisstopo (Fig. 2b). Nous avons utilisé comme base de travail la première édition de l'atlas

Siegfried, qui montre l'état des glaciers dans les années 1870. Malgré une qualité remarquable, ces cartes présentent cependant une certaine imprécision et de nombreux décalages qui ne permettent pas de les superposer de manière précise aux cartes nationales actuelles (Fig. 3c). Les courbes de niveau de la carte Siegfried n'ont donc pas pu être utilisées telles quelles. Pour compléter les observations, d'anciennes photos provenant notamment de l'ouvrage *Glaciers : passé-présent du*

*Rhône au Mont-Blanc*¹⁴ ont également été analysées (Fig. 3d). Etant donné la taille des glaciers et l'aspect chronophage de l'opération, nous avons opté pour une équidistance de 50 mètres. Ce travail est relativement aisé dans les zones d'ablation puisqu'il suffit de relier les moraines droite et gauche du glacier, en tenant compte de la topographie convexe de la langue glaciaire lorsque le glacier est à l'équilibre ou en période de progression¹⁵. Dans la zone d'accumulation glaciaire par contre, l'opération est plus aléatoire puisque l'on n'y trouve pas de moraines. Ces secteurs étant surtout rocheux, l'englacement passé est avant tout attesté par des affleurements de roches moutonnées. Les limites entre ces derniers et la roche non polie ne se distinguent toutefois pas toujours de manière précise sur les orthophotos, rendant difficile l'utilisation de marqueurs géomorphologiques pour reconstruire la surface des glaciers de l'époque. Nous avons dès lors eu recours : 1° aux altitudes données par l'atlas Siegfried ; 2° aux photos anciennes et dessins d'époque ; et 3° aux altitudes

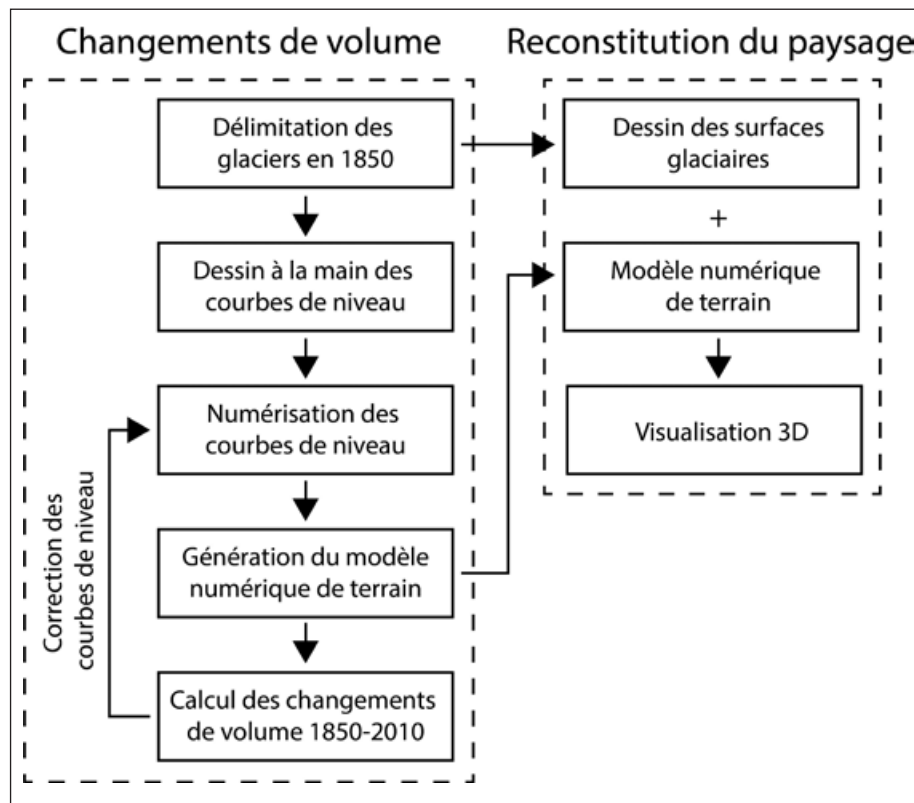


Figure 1. Méthodologie suivie pour le calcul des changements de volume des glaciers entre la fin du Petit Age glaciaire et 2010 en vue de la reconstitution du paysage glaciaire de l'époque.

indiquées par les cartes nationales 1:50 000 et 1:25 000 durant la période 1960-1985, période marquée généralement par une progression des glaciers (les premières éditions de ces cartes pour la région d'étude datant respectivement de 1946 et 1967) et qui donne ainsi des altitudes minimales pour le Petit Age glaciaire.

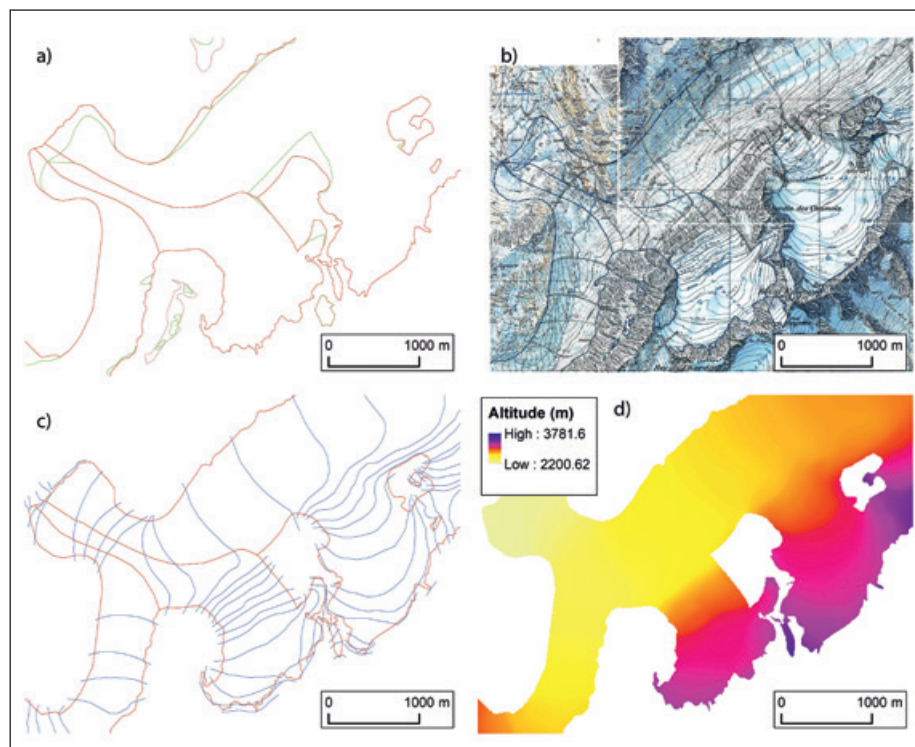


Figure 2. Étapes suivies pour la génération du modèle numérique de terrain de chaque glacier en 1850.

a) Délimitation du glacier : en vert, limites de MAISCH *et al.* 2000 et PAUL 2006 ; en rouge, limites corrigées. b) Dessin à la main des courbes de niveau (équidistance 50 mètres). c) Numérisation des courbes de niveau. d) Génération du modèle numérique de terrain (MNT).

Puis ces cartes ont été scannées et les courbes de niveau numérisées¹⁶, chacune se voyant attribuer sa valeur d'altitude (Fig. 2c). Pour reconstruire la surface des glaciers, nous avons ensuite utilisé la fonction « topo to raster » d'ArcGIS, qui permet la génération d'un modèle numérique de terrain (MNT) à partir de courbes de niveau. Ces

dernières ont été dessinées légèrement au-delà des limites des glaciers afin d'éviter des interpolations d'altitudes erronées dans les bordures des glaciers. Une courbe de niveau a également été ajoutée à l'extérieur du glacier, respectivement à l'aval de la langue et à l'amont des parties hautes de la zone d'accumulation de telle sorte que le MNT recouvre l'intégralité du glacier. Cette opération a été réalisée pour chaque glacier, avec une résolution de 10 mètres. Le MNT créé a enfin été coupé pour qu'il soit contenu à l'intérieur des limites du glacier (Fig. 2d).

La soustraction au MNT obtenu du MNT swissALTI3D de swisstopo datant de 2010 a permis d'obtenir les changements verticaux entre 1850 et 2010. Comme les glaciers ont perdu de l'épaisseur en tous points depuis la fin du PAG, tout changement vertical négatif, soit un gain de hauteur, a été considéré comme erroné et s'explique par une erreur ou une imprécision dans la création de la courbe de niveau de 1850. Ces cas apparaissent généralement dans les sections raides, où les changements verticaux sont moins

¹⁶ Merci à Adeline Frossard pour le travail de numérisation des courbes de niveau des surfaces glaciaires en 1850.

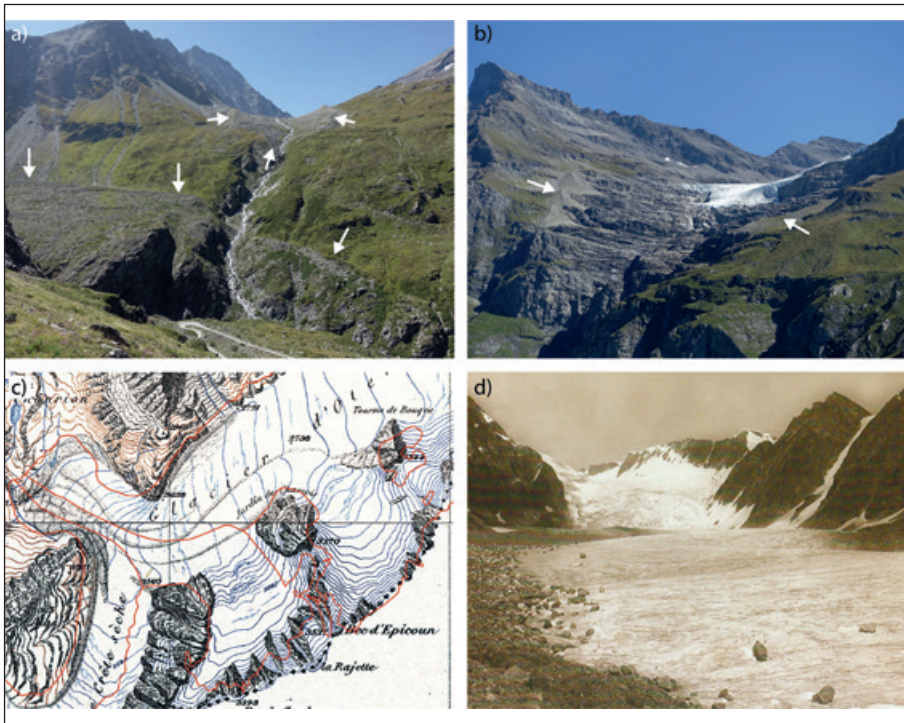


Figure 3 :

- a) Moraine latérale gauche du glacier d'Otemma (en bas) et moraines latéro-frontales du glacier de Fenêtre (en haut) marquant les limites atteintes par ces glaciers lors de leur maximum du Petit Age glaciaire [photo 2017].
- b) Moraines latérales du glacier du Giétro au PAG [photo 2017].
- c) Les glaciers d'Otemma et de Crête-Sèche vers 1870 tels que représentés sur la première édition de l'atlas Siegfried. En rouge, les limites de ces glaciers à leur maximum d'extension du PAG élaborées dans le cadre de cette étude.
- d) Le glacier du Brenay vers 1910 [collection F. Luisier, in ZRYD *et al.* 2010].

importants, ou alors dans les bordures des glaciers. Aussi a-t-il fallu corriger ces courbes de niveau et générer à nouveau le MNT (Fig. 1).

La fonction « CutFill » d'ArcGIS a finalement été mise à profit pour calculer les changements de volume entre

1850 et 2010. Par chance, le volume des glaciers actuels est connu grâce à des mesures au géoradar hélicoptéré effectuées en 2009 sur tous les glaciers du haut val de Bagnes¹⁷. Connaissant le volume de glace en 2009 et la différence de volume entre 1850 et 2010, nous avons pu dès lors calculer le volume total de chaque glacier en 1850, ainsi que le changement de volume en pourcentage du volume total.

In fine, pour calculer les changements de superficie entre 1850 et 2010, nous avons utilisé, pour 1850, les valeurs obtenues grâce à la reconstitution des surfaces glaciaires pour cette époque réalisée dans cette étude, ainsi que, pour 2010, les valeurs fournies par l'inventaire des glaciers suisses de 2010 (SGI2010)¹⁸. A noter que, pour le glacier de la Tessedette, les limites de 2010 ont été légèrement corrigées car certaines portions couvertes de débris rocheux n'avaient pas été prises en compte.

RECONSTITUTION DU PAYSAGE

La restitution graphique des surfaces glaciaires du Petit Age glaciaire a été effectuée dans Adobe Photoshop de manière manuelle à l'aide d'outils de dessin (Fig. 1). La méthode employée a consisté à « cloner » des surfaces glaciaires visibles sur les orthophotos actuelles pour les étendre sur les surfaces englacées au Petit Age glaciaire. Les secteurs enneigés présents dans les zones d'accumulation

¹⁷ GABI *et al.* 2012.

¹⁸ FISCHER *et al.* 2014.

actuelles ont été ainsi étendus vers le bas, jusqu'à une ligne d'équilibre théorique délimitée préalablement. De même, les surfaces de glace nue (zones d'ablation) ont été étendues jusqu'aux bordures de l'englacement de 1850. Le dessin des moraines médianes et des zones de crevasses a complété l'image finale. A côté des glaciers, le paysage n'a

pas été modifié. De ce fait, l'orthophoto finale comprend les surfaces glaciaires du Petit Age glaciaire et le paysage de 2013 (date des images) en dehors des glaciers. Enfin, la restitution 3D du paysage a été effectuée dans le logiciel ArcScene en superposant les orthophotos ainsi créées au modèle numérique de terrain de 1850.

RÉSULTATS

La superficie des glaciers du bassin de Mauvoisin est passée de 56 km² à 36 km² entre 1850 et 2010, ce qui correspond à une diminution de surface d'environ 20 km². Les volumes sont passés quant à eux de 5,63 km³ à 2,28 km³,

ce qui représente une perte de 3,35 km³. Les pertes de superficie et de volume sont ainsi respectivement de 36 % et de 59 %. La figure 4 montre les pertes d'épaisseur qu'ont connues les glaciers entre les deux périodes. A noter que

les valeurs négatives (gains de hauteur) visibles en bordure des glaciers sont uniquement dues à de petites imprécisions lors de la création des courbes de niveau, et donc ne présentent en aucun cas des gains de hauteur effectifs.

Ce sont naturellement les plus grands glaciers qui ont subi les changements les plus importants en valeurs absolues. Le complexe Otemma/Crête-Sèche (les deux glaciers étaient coalescents jusqu'au début du XX^e siècle, Fig. 5) a ainsi perdu une superficie de 10,5 km² et un volume de glace de 1,77 km³, soit des baisses de respectivement 42 % et 63 % (Fig. 6). La langue glaciaire avait une épaisseur allant jusqu'à 270 mètres là où le glacier a aujourd'hui disparu (Fig. 4). Même dans ses parties supérieures, le glacier a perdu énormément d'épaisseur, jusqu'à 70 mètres au niveau du col de Charmotane. Quant aux petits glaciers latéraux d'Épicoune, de l'Aouille et de l'Aiguillette, ils se sont complètement

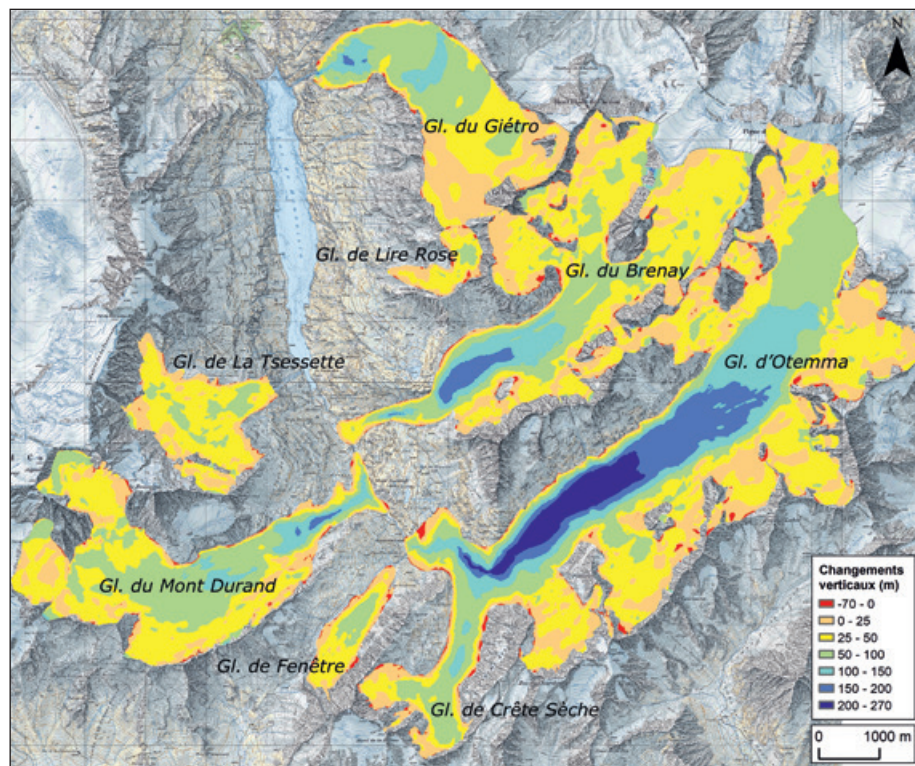


Figure 4. Changements verticaux des glaciers du haut val de Bagnes entre 1850 et 2009. [swisstopo, BA19093]

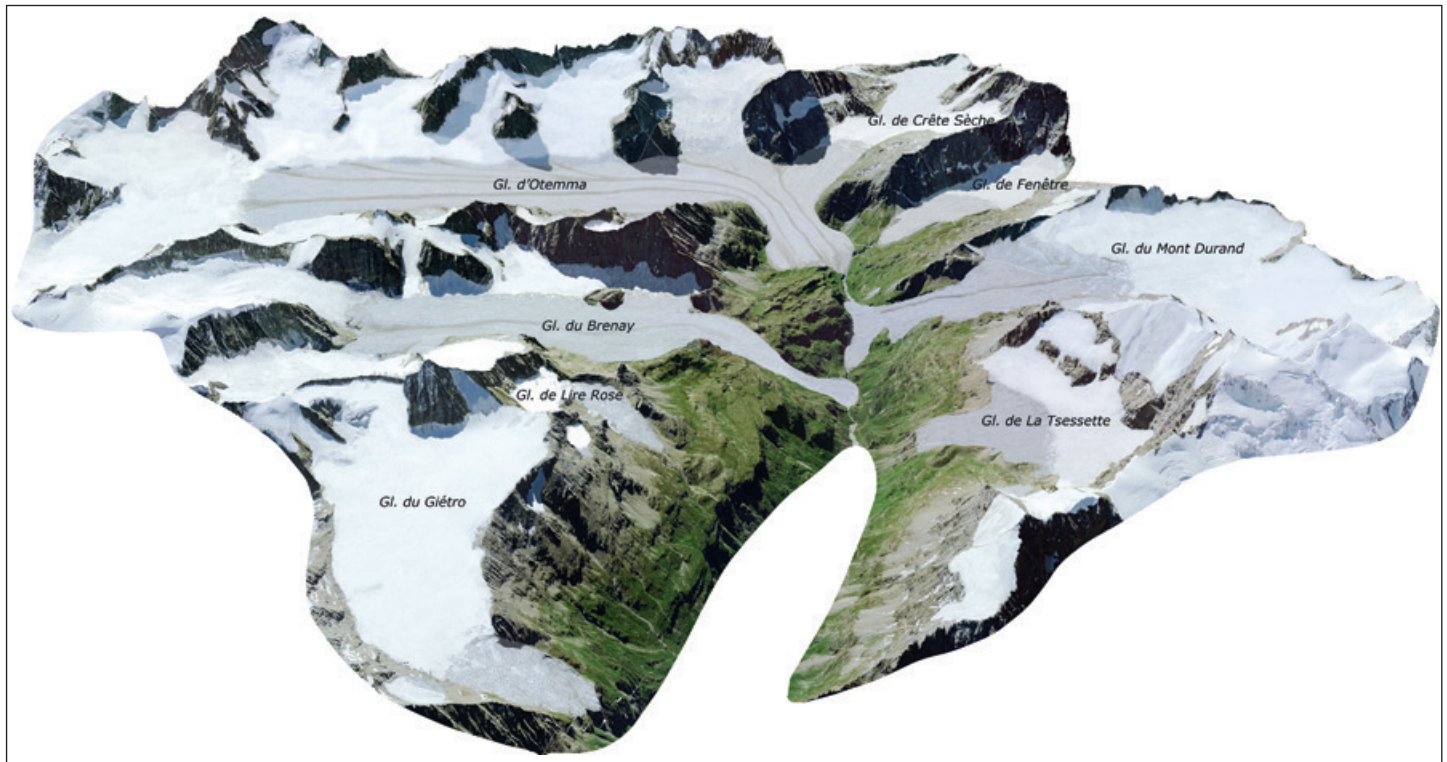


Figure 5. Reconstitution des glaciers du bassin de Mauvoisin à leur maximum d'extension du Petit Age glaciaire. [swisstopo, BA19093]

détachés du glacier d'Otemma (Fig. 7). Il en va de même pour le glacier de Crête-Sèche, qui a presque entièrement disparu aujourd'hui. Cet important retrait a radicalement transformé le paysage, comme on peut le voir notamment dans le secteur de Chanrion (Fig. 8 et 10).

A la fin du PAG, les glaciers du Brenay et du Mont-Durand s'avançaient jusqu'au niveau du talweg de la Dranse, barrant ainsi la vallée (Fig. 5). Si les moraines latéro-frontales du glacier du Mont-Durand se reconnaissent aisément, celles du glacier du Brenay sont en revanche plus difficiles à distinguer car de dimensions réduites et fortement végétalisées¹⁹.

Les pertes de superficie de ces deux glaciers sont un peu moindres que pour Otemma, soit de respectivement 30 % et 32 %. Elles sont par contre du même ordre concernant les volumes, soit environ 60 % (Fig. 6). Les pertes d'épaisseur s'élèvent quant à elles jusqu'à 180 mètres (Fig. 4).

Le glacier de la Tsessette présente la particularité d'être aujourd'hui presque intégralement recouvert de débris rocheux qui proviennent des hautes parois est du Grand-Combin. Les anciennes photographies aériennes montrent toutefois que le glacier était blanc dans son ensemble jusque dans les années 1990. Le changement

¹⁹ Voir aussi SCHNEEBLI, RÖTHLISBERGER 1976.

paysager est donc radical. Si la protection offerte par les débris permet de limiter la perte de surface (27 %), elle n'empêche pas la forte perte de volume, qui atteint 59 % (Fig. 6).

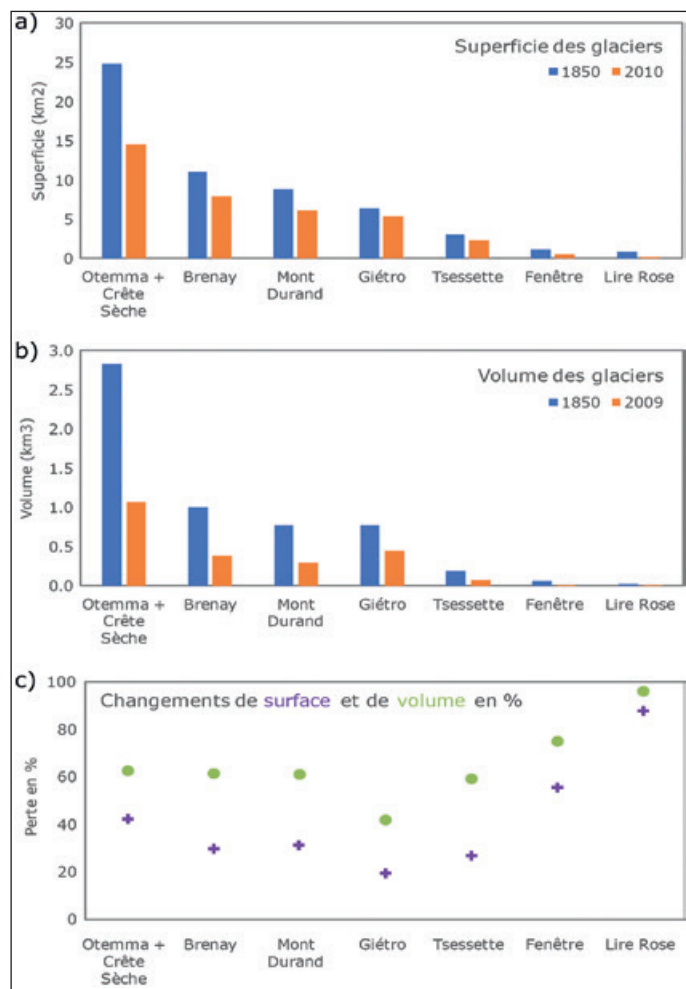


Figure 6. a) Superficie ; et b) Volume des glaciers en 1850 et en 2009/2010. c) Changements de surface et de volume des glaciers en %.

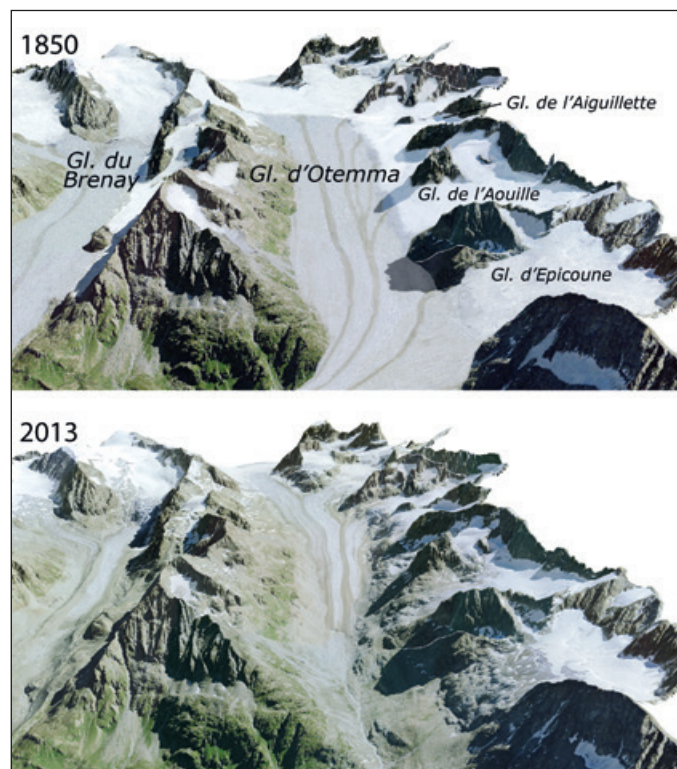


Figure 7. Les glaciers d'Otemma et du Brenay en 1850 (paysage reconstitué) et en 2013. (swisstopo, , BA19093)

Au Petit Age glaciaire, la partie aval du glacier du Giétro s'avancé dans des pentes escarpées dominant la vallée de la Dranse (Fig. 9). Des blocs de glace se décrochaient régulièrement du front glaciaire pour former en contrebas un glacier régénéré. Ce cône de glace est à l'origine de la débâcle du Giétro. Il aurait atteint alors²⁰ un volume de 10 millions de m³. Après le Petit Age glaciaire, le cône a perdu du volume mais a perduré jusqu'au début du XX^e siècle (Fig. 11). Entre 1850 et 2010, le glacier du Giétro a subi des changements un peu moins importants que les glaciers précédents. Sa

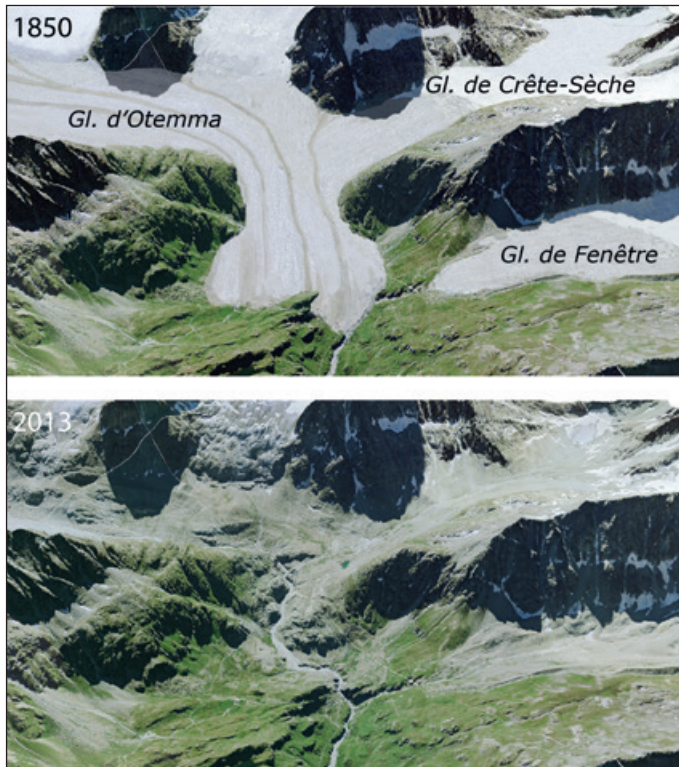


Figure 8. Evolution du paysage dans le secteur de Chanrion entre 1850 [paysage reconstitué] et 2013. (swisstopo, BA19093)

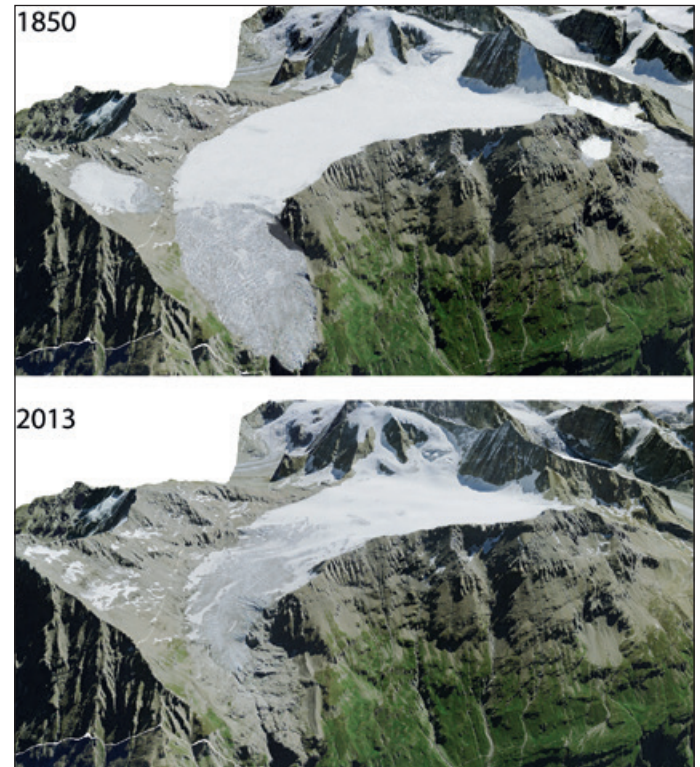


Figure 9. Le glacier du Giétro en 1850 [paysage reconstitué] et en 2013. (swisstopo, BA19093)

perte de superficie n'est que de 20 % et, surtout, sa perte de volume ne dépasse pas les 42 %. Il s'agit donc du glacier qui a le mieux résisté au réchauffement atmosphérique du XX^e siècle. L'explication de cette différence sera discutée plus loin.

Enfin, les deux plus petits glaciers analysés dans cette étude, ceux de Fenêtre et de Lire-Rose, ont perdu respectivement 56 % et 88 % de leur superficie, alors que les baisses de volume sont de 75 % et 96 % (Fig. 6). On peut même considérer que le glacier de Lire-Rose n'existe plus de nos jours. Tout comme le glacier de la Tsessette, le glacier de Fenêtre est en grande partie couvert de débris rocheux. Sans cette protection, ce glacier aurait presque entièrement disparu aujourd'hui.

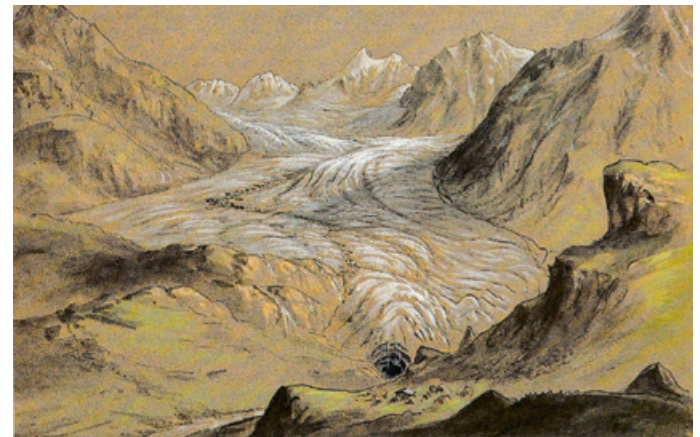


Figure 10. Le front du glacier d'Otemma en 1835, aquarelle. (Johann Rudolf Bühlmann, ETHZ-Graphische Sammlung)

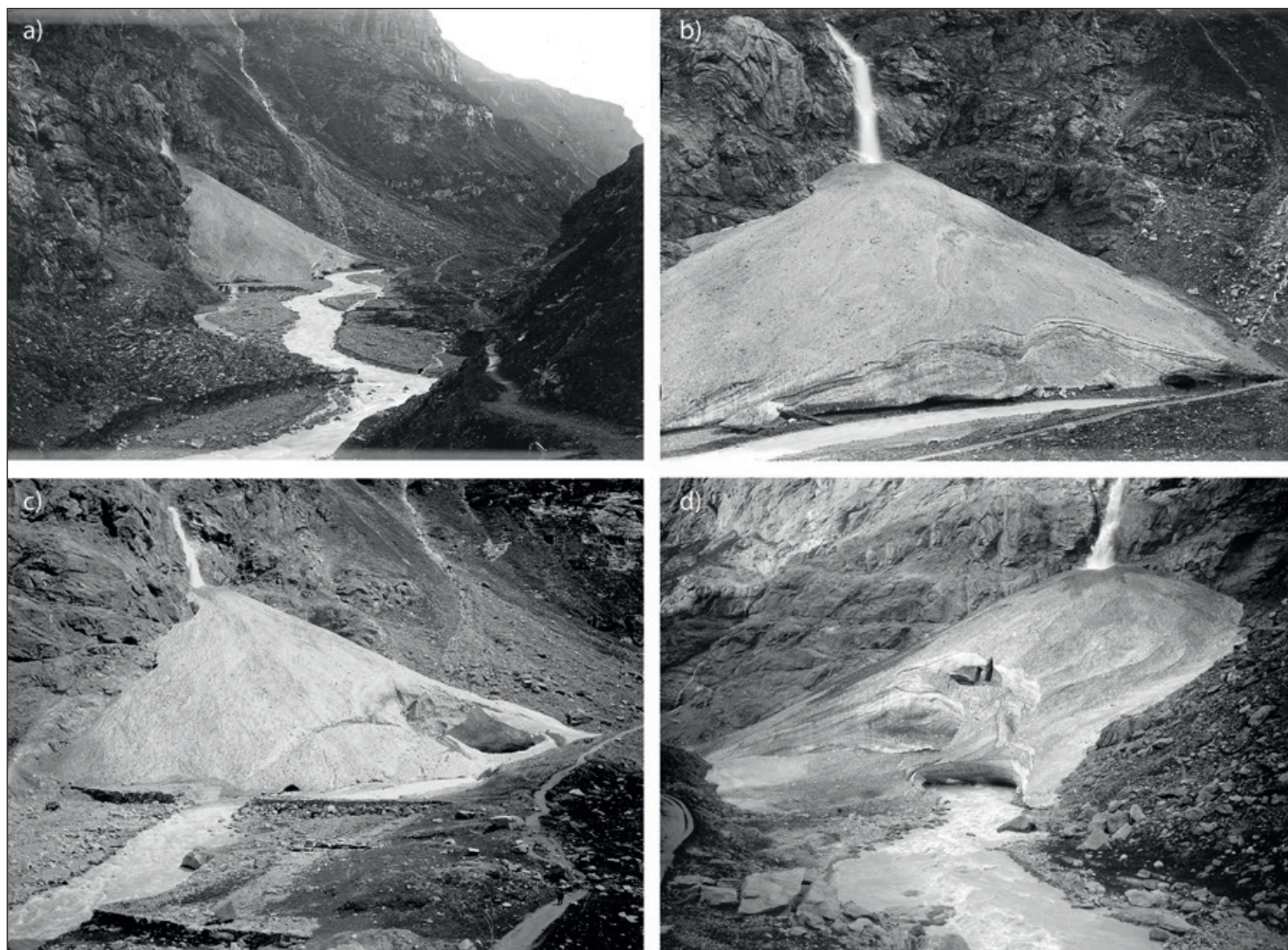


Figure 11. Différentes vues du cône de glace du Giétro en 1898 (a et b), en 1917 (c) et en 1920 (d).

(Photos Edmond Bornand (a et b), Paul-Louis Mercanton (c), inconnu (d), ETHZ-Bibliothek, Bildarchiv)

DISCUSSION

Cette étude montre que les diminutions de surfaces et de volumes glaciaires varient assez fortement d'un glacier à l'autre. Globalement, les glaciers partiellement (Mont-Durand par exemple) ou fortement (Tsessette) couverts de débris ont perdu un peu moins de surface que les glaciers moins protégés comme le glacier d'Otemma, la couverture sédimentaire limitant le retrait de la langue glaciaire. Par contre, la perte d'épaisseur peut être importante même en présence de débris rocheux, comme l'attestent les résultats de cette analyse. Les glaciers d'Otemma/Crête-Sèche, du Brenay, du Mont-Durand et de la Tsessette ont ainsi tous perdu environ 60% de leur volume de glace depuis la fin du Petit Age glaciaire.

Les altitudes sommitales de la zone d'accumulation glaciaire constituent un autre facteur contrôlant le retrait glaciaire. Les deux plus petits glaciers étudiés ici, soit Fenêtre et Lire-Rose, sont ceux qui ont subi le plus fort retrait. Du fait d'une altitude modérée, associée à des expositions défavorables (pour Lire-Rose), ces glaciers n'ont désormais plus de zone d'accumulation, ce qui provoque une accélération du retrait. Ainsi, la taille du glacier est un facteur du retrait glaciaire. Cependant, le plus grand glacier du secteur, le complexe Otemma/Crête-Sèche, a perdu, en proportion, davantage de surface que des glaciers plus petits comme Brenay ou Mont-Durand. Cela s'explique par le fait que ce glacier est très plat et qu'une partie importante de sa zone d'accumulation se situe au-dessous de 3000 mètres. La remontée de la ligne d'équilibre glaciaire depuis la fin du Petit Age glaciaire a donc impacté d'énormes surfaces, qui se trouvent aujourd'hui complètement déneigées en fin d'été. C'est par exemple le cas de la région du col de Charmotane, qui faisait partie de la zone d'accumulation glaciaire par le passé et qui est en zone d'ablation de nos jours. Désormais, seuls les glaciers du Petit-Mont-Collon et de Blanchen alimentent encore le glacier d'Otemma.

Ce contexte topographique défavorable est également à l'origine de la quasi-disparition du glacier de Crête-Sèche. Comme le montre la figure 8, le changement paysager est particulièrement spectaculaire dans ce secteur. A l'inverse, si le glacier du Giétro a subi un retrait moins important que les autres glaciers, c'est parce que près de 90% de sa surface glaciaire actuelle se situe au-dessus de 3000 mètres, ce qui permet le maintien d'une zone d'accumulation relativement importante. Cette proportion est nettement inférieure pour les autres glaciers de la région.

Les différentes opérations effectuées pour calculer les pertes de surface et de volume conduisent inévitablement à une part d'incertitude. Concernant les surfaces, l'erreur sur la délimitation des glaciers en 1850 est faible pour leurs parties basses, où les cordons morainiques ou les trimlines sont en général aisément visibles. Ces limites sont par contre moins précises en zone d'accumulation, en particulier dans les aires rocheuses où les témoins de l'englacement passé sont plus difficilement identifiables. Nous n'avons pas quantifié l'erreur, mais nous pouvons cependant estimer que celle-ci ne doit pas dépasser 2% de la surface totale du glacier.

L'erreur sur les volumes calculés peut s'avérer plus importante. Il faut en premier lieu tenir compte de l'erreur sur les volumes de 2009, qui s'élève à $\pm 0,08 \text{ km}^3$ pour le glacier d'Otemma, $\pm 0,04 \text{ km}^3$ pour le glacier du Brenay et $\pm 0,03 \text{ km}^3$ pour les glaciers du Mont-Durand et du Giétro²¹. Cela représente une erreur de $\pm 2\%$ sur les changements de volume calculés. Ces dernières doivent être additionnées aux imprécisions du modèle numérique de terrain des surfaces glaciaires de 1850. Dans la zone d'ablation, les courbes de niveau ont été dessinées de façon à respecter la topographie convexe de la surface glaciaire. Malgré l'utilisation des cartes de l'atlas Siegfried et l'observation

21 GABBI *et al.* 2012.

de photographies de l'époque, une erreur sur le dessin des courbes de niveau est inévitable. Dans les zones d'accumulation, l'absence de traces marquant l'épaisseur passée des glaciers rend l'opération encore plus difficile. Une quantification de l'erreur a été effectuée pour le glacier du Giétro, pour lequel la perte de volume s'élève à 42 %. En ajoutant

10 mètres d'épaisseur de glace pour l'intégralité du glacier en 1850, on obtient une perte de volume de 46 %, soit une différence de 4 %. Si l'on additionne cette erreur à celle relative aux volumes de 2009, on obtient une différence de 6 %. On peut donc estimer que l'erreur sur les changements de volume glaciaire entre 1850 et 2009 est d'environ $\pm 6\%$.

CONCLUSION

Les pertes de surface des glaciers du bassin de Mauvoisin entre 1850 et 2010 calculées dans cette étude s'élèvent 36 %, alors que les valeurs pour la Suisse se montent à environ 42 %. Ce retrait un peu moins marqué des glaciers du haut val de Bagnes pourrait s'expliquer par la présence de grandes surfaces de débris rocheux sur certains glaciers (Tsessette et Mont-Durand principalement) qui ralentit le retrait glaciaire, ainsi que par l'altitude relativement élevée des zones d'accumulation des glaciers du Giétro et du Brenay, qui permet le maintien d'une zone d'accumulation relativement importante. Pour les pertes de volume, les valeurs calculées ici s'élèvent à 59 % du volume initial, soit plus que les valeurs données par les rares estimations existant

pour les Alpes. Cela souligne le besoin d'études additionnelles à l'échelle d'une vallée ou d'un nombre réduit de glaciers.

Les changements paysagers entre la fin du Petit Age glaciaire et aujourd'hui dans le haut val de Bagnes sont radicaux. D'énormes surfaces glaciaires ont laissé place à de vastes étendues morainiques, dont seules les parties les plus basses ont été partiellement colonisées par la végétation. La grande majorité des surfaces contenues à l'intérieur des marges proglaciaires formées après le PAG présente un aspect minéral, et cette tendance va en s'accroissant avec le changement climatique contemporain. De blanc, la haute montagne est en train de virer au gris.

BIBLIOGRAPHIE

BAUDER et al. 2007

ANDREAS BAUDER, MARTIN FUNK, MATTHIAS HUSS, « Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century », in *Annals of glaciology*, vol. 46, 2007, p. 145-149.

BURRI 1974

MARCEL BURRI, « Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais) », in *Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. 67(1), 1974, p. 135-154.

FARINOTTI et al. 2009

DANIEL FARINOTTI, MATTHIAS HUSS, ANDREAS BAUDER, MARTIN FUNK, MARTIN TRUFFER, « A method to estimate ice volume and ice thickness distribution of alpine glaciers », in *Journal of glaciology*, vol. 55, 2009, p. 422-430.

FISCHER et al. 2014

MAURO FISCHER, MATTHIAS HUSS, CHLOÉ BARBOUX, MARTIN HOELZLE, « The new Swiss Glacier Inventory SGI2010 : relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers », in *Arctic, Antarctic and Alpine research*, vol. 46(4), 2014, p. 935-945.

GABBI et al. 2012

JEANNETTE GABBI, DANIEL FARINOTTI, ANDREAS BAUDER, HANSRUEDI MAURER, « Ice volume distribution and implications on runoff projections in a glacierized catchment », in *Hydrology and earth system sciences*, vol. 16, n° 12, 2012, p. 4543-4556.

GLASSER et al. 2011

NEIL F. GLASSER, STEPHAN HARRISON, KRISTER N. JANSSON, KAREN ANDERSON, ANDREW COWLEY, « Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum », in *Nature geoscience*, vol. 4, 2011, p. 303-307.

HOOKE 2005

ROGER LEB. HOOKE, *Principles of glacier mechanics*, Cambridge, 2005.

Huss 2012

MATTHIAS HUSS, « Extrapolating glacier mass balance to the mountain range scale : the European Alps 1900-2100 », in *The cryosphere discussions*, vol. 6, 2012, p. 1117-1156.

MAISCH et al. 2000

MAX MAISCH, ANDREAS WIPF, BERNHARD DENNELER, JULIUS BATTAGLIA, CHRISTOF BENZ, *Die Gletscher der Schweizer Alpen : Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien*, Zurich, 2000.

PAUL 2006

FRANK PAUL, *The new Swiss glacier inventory 2000 : application of remote sensing and GIS*, thèse de doctorat de l'Université de Zurich, 2006.

PAUL, LINSBAUER 2012

FRANK PAUL, ANDREAS LINSBAUER, « Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM », in *International journal of geographical information science*, vol. 26(7), 2012, p. 1173-1190.

RASTNER et al. 2016

PHILIPP RASTNER, PHILIPP C. JOERG, MATTHIAS HUSS, MICHAEL ZEMP, « Historical analysis and visualization of the retreat of Findelengletscher, Switzerland, 1859-2010 », in *Global and planetary change*, vol. 145, 2016, p. 67-77.

SCHNEEBLI, RÖTHLISBERGER 1976

WALTER SCHNEEBLI, FRIEDRICH RÖTHLISBERGER, « 8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte : ein Beitrag zur Erforschung des Klimaverlaufs in der Nacheiszeit », in *Die Alpen*, vol. 52, 1976, p. 1-152.

ZEMP et al. 2008

MICHAEL ZEMP, FRANK PAUL, MARTIN HOELZLE, WILFRIED HAEBERLI, « Glacier fluctuations in the European Alps, 1850-2000 : an overview and spatiotemporal analysis of available data », in BENJAMIN S. ORLOVE (éd.) *et al.*, *Darkening peaks : glacial retreat, science, and society*, Berkeley, 2008, p. 152-167.

ZRYD et al. 2010

AMÉDÉE ZRYD, HILAIRE DUMOULIN, NICOLAS CRISPINI (dir.), *Glaciers : passé-présent du Rhône au Mont-Blanc*, Genève, 2010.



Rupture de l'amas de neige qui formait le lac de Mauvoisin, 1819. [J. L., Messenger boiteux. Photo J.-M. Biner]