

Reconstruction hydraulique de la débâcle glaciaire du Giétro

par

Christophe Ancey

professeur EPFL

Eric Bardou

DSM-consulting

Tomás Trehwela

doctorant EPFL

INTRODUCTION

Parmi les grands mythes communs à plusieurs cultures, celui du déluge a durablement marqué les esprits. Il tire probablement son origine de l'observation par nos lointains aïeux d'événements de très grande ampleur, marqués par l'arrivée brutale de masses d'eau inondant les terres sur des surfaces considérables¹. Si l'on examine sur le temps long (plusieurs millénaires) la chronique des inondations dévastatrices, on note que parmi les quinze événements les plus extrêmes connus à ce jour, dix sont consécutifs à des ruptures de lacs glaciaires (voir tableau 1), et qu'ils ont mobilisé des volumes et des débits bien supérieurs à ceux observés pour des inondations consécutives à des phénomènes météorologiques.

Les lacs glaciaires se forment généralement lors d'un retrait glaciaire quand un glacier ou un écroulement de glace barre une vallée drainée par un cours d'eau, ou bien lorsqu'une éruption volcanique touche une zone glaciaire.

Comme les barrages naturels sont constitués de matériaux grossiers, perméables et de masse volumique très variable (glace ou mélange glace/rocher), leur stabilité est relativement médiocre. Tous les lacs glaciaires ne connaissent pas nécessairement une rupture ; pour plusieurs d'entre eux, on a en effet observé des vidanges partielles, avec souvent une périodicité des vidanges, sans destruction du barrage². Lorsqu'il y a rupture, celle-ci résulte :

- soit de l'érosion interne par la création de tunnels drainant le lac (en hydraulique, on parle de « renards », car on a longtemps cru que les trous observés étaient le fait de mammifères) ;
- soit sous l'effet d'érosion externe en cas d'une surverse ou à cause de la poussée des eaux, avec pour conséquence la création d'une brèche qui entaille progressivement le remblai glaciaire.

¹ Cette étude a reçu le soutien financier de l'antenne EPFL-Valais, que nous remercions en la personne de Marc-André Berclaz. Martin Funk et Mauro Werder (ETHZ/VAW) ainsi que Bob de Graffenreid (EPFL) ont été des lecteurs attentifs. Félix Besson, Barthélémy Catteau,

Martin Praz, Vincent Mayoraz et Daniel Pace ont participé aux études préliminaires dans le cadre des projets de semestre à l'EPFL.

² COSTA 1988, WALDER, COSTA 1996.

Tableau 1. Causes des principales crues majeures connues dont le débit de pointe Qp a dépassé 100 000 m³/s. A titre de comparaison, le fleuve Amazone a un débit moyen de 175 000 m³/s, et il représente environ 20 % des apports en eau douce aux océans. Avec un débit de pointe compris entre 8000 et 20 000 m³/s, la débâcle du Giétro est loin des records mondiaux historiques, mais elle est l'un des principaux accidents de la période récente (O'CONNOR, COSTA 2004).

Nom	Région	Date	Qp ($\times 10^6$ m ³ /s)	Cause probable
Kuray	Altaï, Russie	fin pléistocène ³	18	barrage de glace
Missoula	nord-ouest EU	fin pléistocène	17	barrage de glace
Lac Darkhat	Mongolie	fin pléistocène	4	barrage de glace
Lac Jassater	Altaï, Russie	fin pléistocène	2	barrage de glace
Lac Yaloman	Altaï, Russie	fin pléistocène	2	barrage de glace
Lac Ulymon	Altaï, Russie	fin pléistocène	1,9	barrage de glace
Lac Agassiz	Alberta, Canada	début holocène ⁴	1,2	déverse de lac proglaciaire
Aniakchak	Alaska, EU	fin holocène	1	brèche dans une caldera
Lac Bonneville	nord-ouest EU	fin pléistocène	1	surverse de lac
Lac Regina	Canada/ EU	fin pléistocène	0,8	barrage de glace
Jökulsá á Fjöllum	Islande	début holocène	0,7	éruption volcanique en zone glaciaire
Fleuve Indus	Pakistan	1841	0,54	barrage de remblais
Fleuve Amazone	Obidos, Brésil	1953	0,37	pluie
Volcan Katla	Islande	1918	0,3	éruption volcanique en zone glaciaire
Rivière Wabash	Indiana, EU	fin pléistocène	0,27	barrage de glace

Alors qu'ils ne représentent qu'une faible partie des lacs glaciaires, les barrages glaciaires sont associés au plus fort risque de rupture. Ainsi sont-ils à l'origine de 70 % des débâcles, alors que les barrages morainiques ne le sont que dans 9 % des cas⁵.

Pays de montagne avec encore une large couverture glaciaire, la Suisse est particulièrement concernée par les débâcles glaciaires et, de façon plus générale, par les accidents liés aux glaciers (effondrement de glacier, vidange de poche glaciaire). Le tableau 2 recense quelques-unes des catastrophes les plus marquantes des deux derniers siècles. Avec le changement climatique actuel, la fréquence des débâcles a augmenté. Les régions les plus touchées et les mieux documentées sont l'Asie, l'Europe et l'Islande⁶, mais naturellement toutes les montagnes glaciaires du monde peuvent être affectées. Le problème des débâcles glaciaires reste donc d'une grande actualité.

³ Première époque géologique du quaternaire et avant-dernière sur l'échelle des temps géologiques. Elle s'étend de 2,58 millions d'années à 11 700 ans avant le présent.

⁴ Epoque géologique s'étendant sur les 10 000 dernières années, toujours en cours de nos jours.

⁵ CARRIVICK, TWEED 2016.

⁶ Idem, HARRISON *et al.* 2018.

Tableau 2. Quelques événements de débâcle glaciaire survenus en Suisse au cours des deux derniers siècles. Les volumes drainés V sont exprimés en millions de m^3 et les débits de pointe en m^3/s ⁷.

Date	Lieu	V	Q_p
1818	Glacier du Giétra (VS)	20	8000 à 20 000
1878	Lac de Märjelen, glacier d'Aletsch (VS)	10,7	300
1913	Lac de Märjelen, glacier d'Aletsch (VS)	4,5	195
1943	Glacier de Ferrière (VS)	1,6	400
1944	Lac de Gorner, glacier du Gorner (VS)	6	200
1951	Lac de Grindelwald (BE)	0,135	74,6
1952	Glacier de Ferrière (VS)	0,25	230
1968	Lac de Gorner, glacier du Gorner (VS)	2,9	29
2008	Lac de Grindelwald (BE)	0,57	111
2018	Lac des Faverges, glacier de la Plaine-Morte (BE, VS)	2	80

Par rapport aux autres risques glaciaires qui affectent certains fonds de vallée, les débâcles glaciaires peuvent toucher des régions bien plus vastes puisqu'elles impliquent le déplacement d'un grand volume d'eau loin du point d'origine. Les risques encourus par les personnes, les biens et les infrastructures sont donc considérables. Avec une densité moyenne de 7 hab./km² au XVI^e siècle, puis 12 hab./km² au début du XIX^e siècle, contre 65 hab./km² actuellement⁸, le Valais était encore peu peuplé, et les débâcles du Giétra de 1595 et 1818 n'ont causé qu'un nombre limité de morts. D'autres catastrophes comme la débâcle de la Romanche en 1219 (Isère, France) auraient entraîné un nombre plus conséquent de victimes et de dommages dans la région

grenobloise⁹. De nos jours, dans les vallées alpines, la densité accrue de la population et des infrastructures sensibles incite les autorités à étudier le risque de débâcle de façon fine. D'une manière plus générale, la question de l'impact d'une rupture de barrage sur les populations et infrastructures est d'une importance capitale dans la stratégie de développement du territoire. Des polémiques ont récemment surgi, par exemple autour de l'accident nucléaire que causerait la rupture du barrage de Vouglans (situé sur l'Ain, Jura, France), qui menace la centrale du Bugey. Pour instruire

de telles polémiques, il est essentiel de pouvoir disposer d'outils de calcul pertinents. A cet égard, pour tout modèle visant à fournir des prédictions fiables, il n'existe pas de meilleurs tests que se frotter aux cas historiques. Le présent article peut donc intéresser un public plus large que celui touché par la crue du Giétra en Valais.

A ce propos, il faut mentionner que les exemples bien documentés de rupture de barrage et de débâcle sont relativement rares. Le cas du Giétra est éclairant, car on dispose d'une documentation historique relativement riche et d'une connaissance fine de la topographie, tout du moins de la topographie actuelle, et, de plus, il s'agit d'un événement majeur à l'échelle de l'Europe.

⁷ BOHORQUEZ, DARBY 2008, HAEBERLI 1983, HUSS *et al.* 2013, RAYMOND *et al.* 2003, WALDER, COSTA 1996, WORNI *et al.* 2014.

⁸ MATHIEU 2000.

⁹ BERLIOZ 1998.

MÉTHODES

Le terme «reconstruction hydraulique» implique que l'on cherche à reconstituer un événement, à en décrire et comprendre les processus dans leur ensemble, l'accent étant mis sur l'hydraulique. Autrement dit, ici on s'attache à décrire l'écoulement du volume d'eau le long de la Dranse entre l'actuel barrage de Mauvoisin et la plaine du Rhône à Martigny. Il ne s'agit donc pas de prendre en compte tous les processus d'écoulement. Par exemple, les débâcles glaciaires sont généralement associées à un fort transport solide, avec en l'occurrence vraisemblablement un mélange de sédiment, de débris végétaux et de glace. Dans le cadre de cette étude, on va négliger ces transports associés à la débâcle pour se focaliser sur l'élément liquide. Cette hypothèse de travail restrictive est pertinente : d'une part, on analyse la débâcle à une petite échelle (au sens cartographique) et, à cette échelle, l'écoulement d'eau reste la clé de la dynamique du mouvement sur les grandes distances ; et, d'autre part, il est intéressant quand on fait de la modélisation de commencer avec le modèle minimal et de voir ce qu'il est capable de simuler. Ecartez un certain niveau de détail présente également plusieurs avantages. Comme on va le voir, notre connaissance des conditions initiales, la rupture du barrage glaciaire, est entachée d'incertitudes. Prendre en considération d'autres processus que l'écoulement d'eau accroît sensiblement le niveau d'incertitude et, au final, le risque est d'ajouter plus de bruit que de signal dans notre traitement de l'information. Les progrès informatiques ont permis d'aboutir à un rendu graphique réaliste des écoulements en masse tels qu'avalanches et laves torrentielles, mais la physique à la base des modélisations reste approximative, le plus souvent avec une validation expérimentale insuffisante. Pour des matériaux

complexes comme la glace ou les sédiments, les modèles d'écoulement sont plus qualitatifs (ils donnent les grandes tendances) que quantitatifs (leurs capacités de prédiction restent limitées). Ces modèles sont eux-mêmes gourmands en données (paramètres rhéologiques, granulométrie, topographie et constitution des couches du sol), qui seraient bien difficiles à estimer deux siècles après l'événement. Enfin, c'est un détail pratique, mais non sans incidence : les calculs sont gourmands en ressources informatiques. Pour une simulation numérique sur un processeur récent, il faut deux secondes de calcul pour simuler une seconde d'écoulement d'eau dans le monde réel.

Pour modéliser l'écoulement d'eau lors d'une rupture de barrage ou une débâcle glaciaire, on doit distinguer deux phases : la phase de rupture du barrage, qui conduit à la libération d'un volume d'eau V pendant un certain temps ; la phase d'écoulement, durant laquelle ce volume V parcourt le fond de vallée. On décrit les méthodes de calcul pour chacune de ces phases. Et on donne quelques indications dans le chapitre sur les données historiques utilisées pour tester les simulations numériques.

RUPTURE DU BARRAGE GLACIAIRE

Les barrages en remblai ne cèdent pas instantanément, mais graduellement. Le temps caractéristique de rupture varie de façon considérable (de quelques minutes à quelques heures) selon le matériau et le mode de rupture. Trois approches sont ordinairement employées pour étudier ce processus :

- Les *méthodes empiriques* cherchent à estimer le volume drainé au cours de la rupture sans entrer dans le détail des processus physiques¹⁰. Cela passe souvent par le

¹⁰ CHINNARASRI *et al.* 2004, FROEHLICH 2008, FROEHLICH 2016, PIERCE *et al.* 2010, THORNTON *et al.* 2011.

calcul d'un hydrogramme, c'est-à-dire la variation du débit d'eau en fonction du temps, et pour cela, les scientifiques ont relié le débit de pointe (débit maximal de la crue) à des paramètres simples tels que le volume d'eau accumulé en établissant des corrélations entre ces variables. Les méthodes empiriques sont simples d'emploi, mais leur marge d'incertitude atteint souvent l'ordre de grandeur du débit de pointe.

- Les modèles numériques examinent l'érosion d'un remblai sous l'effet de l'eau¹¹. S'ils sont en principe plus précis, ils nécessitent plus d'information sur la constitution du remblai. Leur précision est limitée par des connaissances encore imparfaites sur les processus d'érosion.
- Les modèles conceptuels prédisent la formation progressive d'une brèche à l'aide d'une série d'équations différentielles traduisant l'érosion d'un remblai et l'écoulement en conditions critiques d'une lame d'eau¹². Ils sont de complexité intermédiaire entre les méthodes empiriques et les modèles numériques.

Les mécanismes de rupture des barrages glaciaires sont plus complexes que pour les barrages de remblai naturel ou artificiel¹³, et de ce fait, à notre connaissance, il n'existe pas de modèle numérique simulant la rupture d'un barrage de glace. Dans ce volume, Martin Funk et ses collègues proposent un modèle conceptuel de vidange et rupture du barrage glaciaire¹⁴. Les modèles empiriques ont cherché à corrélér le débit de pointe Q_p avec les données caractéristiques du problème, dont le volume d'eau drainé V (inférieur ou égal au volume accumulé). Ainsi, à partir de l'étude de dix ruptures de barrages glaciaires, Clague et Mathews ont trouvé que le débit de pointe Q_p était

corrélé au volume vidangé V : $Q_p \propto V^b$ avec $b = 2/3$ ¹⁵. Sur la base d'une étude portant sur 72 événements documentés, Walder et Costa ont déduit que la vidange par tunnel était le scénario majoritairement observé (avec 90 % des occurrences) et que le débit de pointe suit bien la loi de Clague-Mathews¹⁶: $Q_p = 0,005V^{0,66}$ (1), avec V exprimé en $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ et Q_p en m^3/s . Le débit de pointe est bien plus faible que pour des ruptures dans des remblais de terre. Pour des ruptures de barrages de glace sans formation de tunnel, Walder et Costa ont trouvé une relation qui s'approche de ce qui est observé pour les barrages en remblai de terre¹⁷: $Q_p = 2,51V^{0,44}$ (2).

PROPAGATION DU VOLUME DE CRUE

Les crues d'eau liquide sont fidèlement décrites par un jeu d'équations dites de Saint-Venant¹⁸, du nom du mathématicien français qui les a établies à la fin du XIX^e siècle, lesquelles permettent de calculer en tous points la hauteur et la vitesse de l'eau. Pour résoudre ces équations, nous avons utilisé le code de calcul numérique *Iber* développé par des universités espagnoles¹⁹. Ce code fait partie des codes les plus avancés sur le plan numérique.

Outre la topographie, la résolution des équations nécessite la connaissance du frottement exercé par le sol sur l'eau. Ce frottement dépend principalement de la rugosité et de la structure du lit torrentiel. On emploie le plus souvent des lois de frottement empiriques telles que la loi de Manning-Strickler pour évaluer le frottement. C'est ce que nous avons fait ici en prenant un coefficient de Strickler $K = 25 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ pour tout le fond de vallée. En principe, il

¹¹ BEGAM 2018, CASTRO-ORGAZ, HAGER 2013, FÄH 2007, LAROCQUE *et al.* 2013.

¹² CAPART 2013, NG, BJÖRNSSON 2003, PETER *et al.* 2018, WALDER, COSTA 1996, WALDER, O'CONNOR 1997.

¹³ WALDER, COSTA 1996.

¹⁴ Voir dans ce volume p. 77 ss.

¹⁵ CLAGUE, MATHEWS 1973, COSTA 1988.

¹⁶ WALDER, COSTA 1996.

¹⁷ *Idem*.

¹⁸ BARRÉ DE SAINT-VENANT 1871.

¹⁹ CEA, BLADÉ CASTELLET 2015.

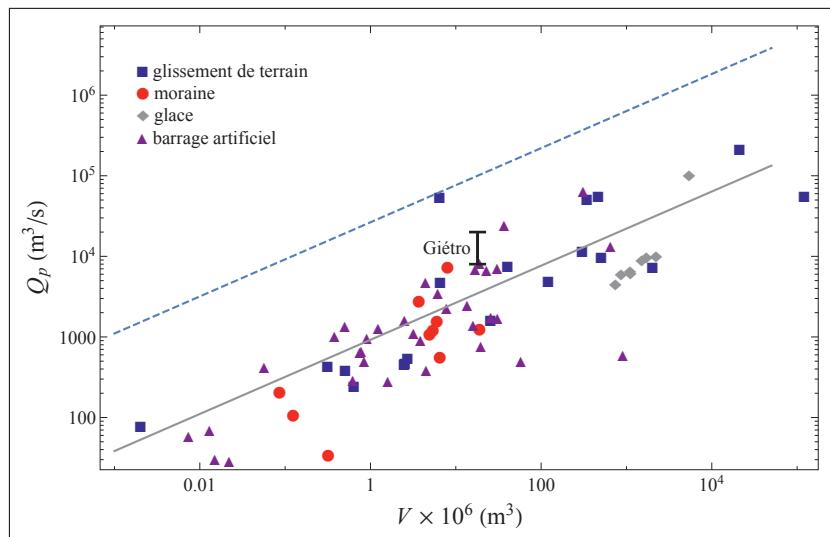


Figure 1a. Relation entre volume vidangé V et débit de pointe Q_p ; la courbe de régression $Q_p = 1,6V^{0,46}$ (courbe continue) donne la tendance moyenne, tandis que l'enveloppe (courbe discontinue) $Q_p = 46V^{0,46}$ montre la borne supérieure.

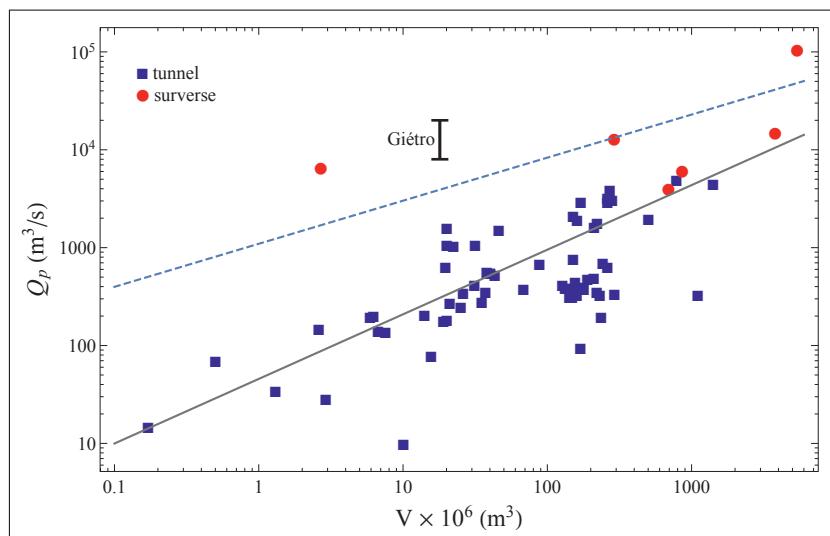


Figure 1b. Relation entre volume vidangé V et débit de pointe Q_p . La courbe continue montre l'équation [1], tandis que la courbe discontinue représente l'équation [2]. Le segment représente la gamme des valeurs estimées des débits de pointe de la débâcle de 1818²⁰.

faudrait utiliser une distribution spatiale de K qui tienne compte de la variation de rugosité du sol entre le lit torrentiel, les zones végétalisées (pelouse, forêt, champ) et les parties urbanisées. Toutefois, pour une crue de grande ampleur caractérisée par d'importantes hauteurs d'eau et un fort charriage torrentiel, les conditions de rugosité sont fortement changées. En première approximation, l'hypothèse d'un frottement constant est pertinente.

Pour la topographie, nous avons disposé du modèle numérique de terrain de l'Office fédéral de la topographie (swisstopo). Comme le code *Iber* nécessite que la topographie soit entrée sous forme de dalles rectangulaires, nous nous sommes servis d'un premier fond topographique à l'échelle du 1:50 000 couvrant tout le secteur de la cabane de Chanrion à Vernayaz, puis nous avons utilisé un second fond topographique à l'échelle du 1:1000 pour le fond de vallée de Mauvoisin à la confluence avec le Rhône. Un maillage non structuré triangulaire a été généré, avec une maille entre 10 et 50 mètres loin du fond de vallée, et entre 1 et 5 mètres dans le fond de vallée. La topographie correspond donc au terrain actuel, et non à celui de la vallée de la Dranse en 1818. Nous disposons certes d'une information partielle à travers des relevés cadastraux, puis les cartes Dufour et Siegfried levées dans la seconde partie du XIX^e siècle. Ces données auraient été toutefois insuffisantes pour fournir un modèle numérique précis, hormis pour les zones sans relief marqué comme le cône de déjection de la Dranse à Martigny. Si certains secteurs (comme Fionnay ou la confluence avec le Merdenson)

ont connu des modifications topographiques importantes, celles-ci restent circonscrites et n'affectent que localement la dynamique de l'écoulement. Pour le cône de déjection de Martigny, nous avons localement utilisé un fond topographique issu de la carte Siegfried.

DONNÉES HISTORIQUES

La débâcle du Giétra est bien documentée²¹. On dispose de trois sources différentes :

1. Témoignages : dès le mois d'avril 1818, un suivi du lac glaciaire a été conduit par l'ingénieur cantonal Ignace Venetz²². Hans Conrad Escher de la Linth a fait un récit circonstancié de la débâcle²³ et le doyen Bridel a également livré ses impressions après ses visites du val de Bagnes en 1818. On a donc des estimations des volumes, des hauteurs initiales, ainsi que des temps de vidange et de propagation du front de la crue. Parmi les témoignages les plus utiles, Escher de la Linth nous offre une description quantifiée de la débâcle : « D'après les témoignages unanimes des habitants, cet écoulement a duré à peu près une demi-heure partout où il a passé ; ainsi, dans l'espace de trente minutes, la masse entière de l'eau du lac, entraînant avec elle tous les débris, et formant un volume de plus de 530 millions de pieds cubes, a passé dans toutes les sections de la vallée. La débâcle donc fournissait, dans chaque seconde de temps, 300 000 pieds cubes d'eau. »²⁴ Avec un pied compris entre 26 et 36 centimètres en Suisse, cela signifie que le volume drainé a été estimé par Escher de la Linth à 17 ± 7 millions de m³, et le débit moyen à 9500 ± 4100 m³/s. Le tableau 3 récapitule les données relatives à l'avancée du front de l'onde de crue. Même de

nos jours, il est difficile de mesurer des hauteurs et des volumes sans outil adéquat ; les estimations sont entachées d'incertitudes, qu'il reste difficile à apprécier. La chronologie est aussi à prendre avec précaution, car bien peu de personnes disposaient d'une montre à cette époque et, en situation de fort danger, le premier réflexe n'est pas de la consulter.

2. Dommages au bâti : le travail des historiens a permis de recenser et cartographier les dommages subis par les bâtiments²⁵. Un travail d'étudiant de l'Université de Lausanne a également établi un inventaire des traces laissées par la débâcle²⁶.

3. Indices géomorphologiques : l'intense transport solide, l'érosion de certains versants et des dépôts massifs sont autant d'indices qui sont encore visibles dans le paysage²⁷. Il est toutefois difficile de dater les modifications du terrain naturel et de les attribuer avec certitude à la débâcle de 1818.

Tableau 3. Chronologie d'avancement du front. Notons que pour Martigny, il est peu clair de quel point du territoire communal les sources parlent et, compte tenu de son étendue, l'incertitude est grande²⁸.

Heure	Lieu
16 h 30	Rupture du barrage
17 h 00	Champsec
17 h 05 à 17 h 10	Le Châble
18 h 00	Martigny
19 h 06	Saint-Maurice
23 h 00	Noville (lac Léman)

²¹ GARD 1988, PAYOT *et al.* 2018.

²² GARD 1988, PAYOT *et al.* 2018.

²³ ESCHER DE LA LINTH 1818.

²⁴ *Idem*, p. 11.

²⁵ PAYOT *et al.* 2018.

²⁶ CORBOZ 2015.

²⁷ Voir l'article de Christophe Lambiel *et al.* dans ce volume, p. 107 ss.

²⁸ GARD 1988, ESCHER DE LA LINTH 1818, PAYOT *et al.* 2018.

Au final, on dispose d'un certain nombre d'éléments historiques sur les hauteurs d'eau et les vitesses du front de crue qui peuvent être utilisés pour tester la pertinence des

simulations numériques. La figure 2 montre le profil en long, avec la localisation des principales zones habitées qui ont été touchées par la débâcle.

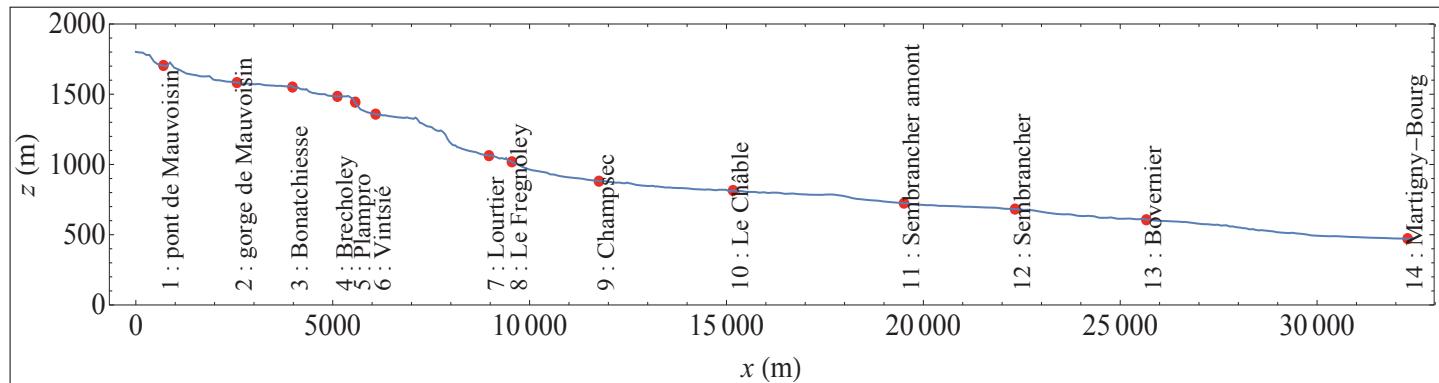


Figure 2. Profil en long, avec indication des points marquants tels que les hameaux et villages. Le point d'origine $x = 0$ correspond à l'actuel barrage de Mauvoisin.

RÉSULTATS

RUPTURE DE BARRAGE

D'après Escher de la Linth²⁹ (voir ci-dessus), le volume d'eau accumulé était d'environ 30 millions de m^3 . Le barrage de glace avait une hauteur d'environ 60 mètres. Si l'on suit Escher de la Linth au pied de la lettre, on en déduit que la vidange a duré environ 30 minutes et a mobilisé 18 millions de m^3 . Sur cette base, Mauro Werder et ses collègues (ETHZ) ont réalisé une modélisation de la vidange du lac et ont obtenu un débit de pointe de 20 000 m^3/s ³⁰. Une précédente estimation avait été réalisée par Wilfried Haeberli³¹, qui avait obtenu $Q_p = 8000 \text{ m}^3/\text{s}$, peut-être en reprenant la valeur d'Escher de la Linth quoique ce dernier donnât un débit moyen, et non de pointe, de l'ordre de

10 000 m^3/s . L'application de l'équation (2) nous donne un débit $Q_p = 4000 \text{ m}^3/\text{s}$.

Compte tenu de ces informations, nous avons élaboré trois scénarios de calcul :

- scénario n° 1 : il fournit la fourchette basse, avec un débit de pointe $Q_p = 4000 \text{ m}^3/\text{s}$ et une durée de crue de 2 heures 30 ;
- scénario n° 2 : il fournit la fourchette haute, avec un débit de pointe $Q_p = 20 000 \text{ m}^3/\text{s}$ et une durée de crue de 30 minutes tels qu'ils ont été utilisés par Mauro Werder et ses collègues³² ;
- scénario n° 3 : il fournit la valeur médiane, avec un débit de pointe $Q_p = 8000 \text{ m}^3/\text{s}$ ³³ et une durée de crue de 1 heure 15.

²⁹ ESCHER DE LA LINTH 1818.

³⁰ WERDER *et al.* 2018; Martin Funk *et al.* dans ce volume, p. 77 ss.

³¹ HAEBERLI 1983.

³² WERDER *et al.* 2018; Martin Funk *et al.* dans ce volume, p. 77 ss.

³³ HAEBERLI 1983.

Les durées ont été calculées de sorte que le volume de crue fasse environ 18 millions de m³. Dans les simulations numériques, nous avons choisi de ne pas calculer la rupture du barrage de glace avec *Iber*, mais nous avons considéré à la place un hydrogramme, c'est-à-dire la variation du débit en fonction du temps (Fig. 3).

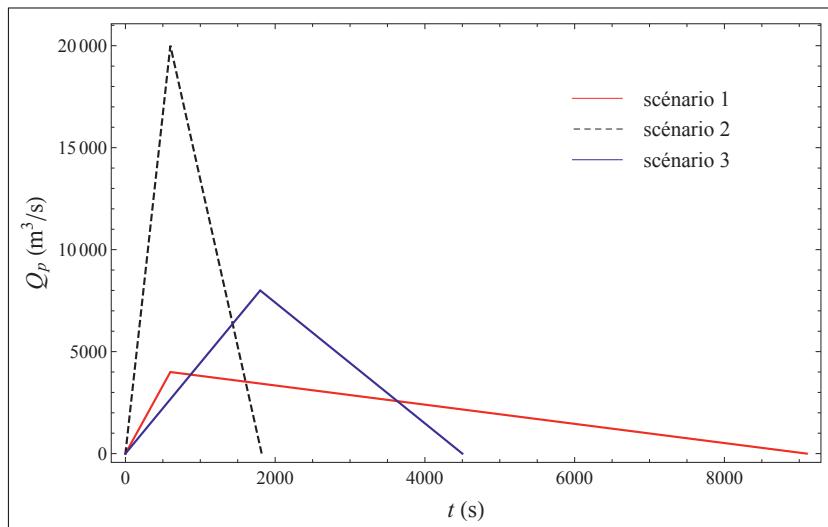


Figure 3. Hydrogrammes de la débâcle selon chaque scénario considéré ici.

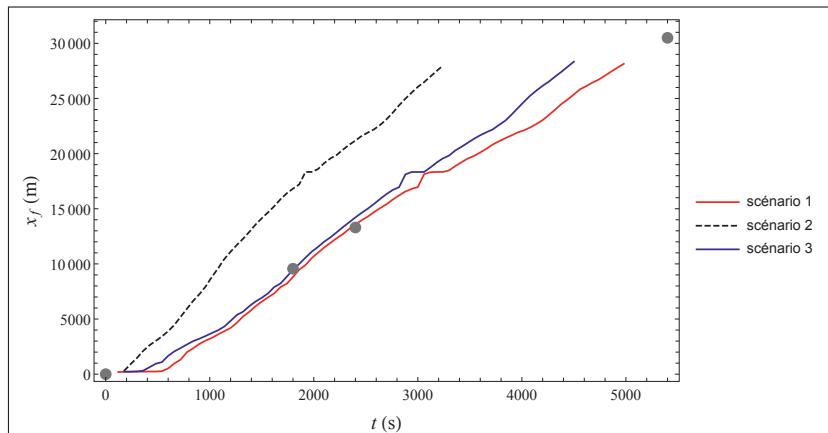


Figure 4. Position du front au cours du temps pour chaque scénario considéré. Les points montrent la position du front au cours du temps d'après les témoignages de l'époque (voir tableau 3).

PROPAGATION DU FRONT DE CRUE

Parmi les informations historiques disponibles, la propagation du front de l'onde de crue est vraisemblablement celle qui est le moins entachée d'incertitudes tout en fournant un éclairage précieux sur la dynamique de l'écoulement. La figure 4 montre que le scénario n° 2 – associé au temps de montée (temps écoulé entre le début et le pic de crue) le plus court et le débit de pointe le plus élevé – conduit à des vitesses d'avancement du front de 9 m/s (soit encore 33 km/h). Celles-ci sont presque deux fois supérieures à celles établies à partir des témoignages. En revanche, dans les deux autres scénarios, les vitesses de propagation calculées par *Iber* sont cohérentes avec les témoignages historiques, puisqu'elles conduisent à une vitesse de propagation de l'ordre de 5 m/s (19 km/h).

HYDROGRAMMES DE CRUE

Une autre information intéressante est l'hydrogramme de crue, c'est-à-dire la variation du débit au cours du temps. Cela permet de mettre en lumière deux processus physiques : l'*advection* – le transport du volume d'eau, qui peut se mouvoir à des vitesses différentes de celle du front – et la *diffusion* – l'étalement du volume d'eau, qui se traduit par un aplatissement de l'hydrogramme.

Les simulations donnent des résultats très contrastés. Le scénario n° 1 ne prédit qu'une faible diffusion : l'hydrogramme ne subit qu'une déformation limitée au cours du déplacement du volume de crue. Le pic de crue se déplace quasiment à la même vitesse que le front (5 m/s). Escher de la Linth donnait un débit moyen de l'ordre de 10 000 m³/s et

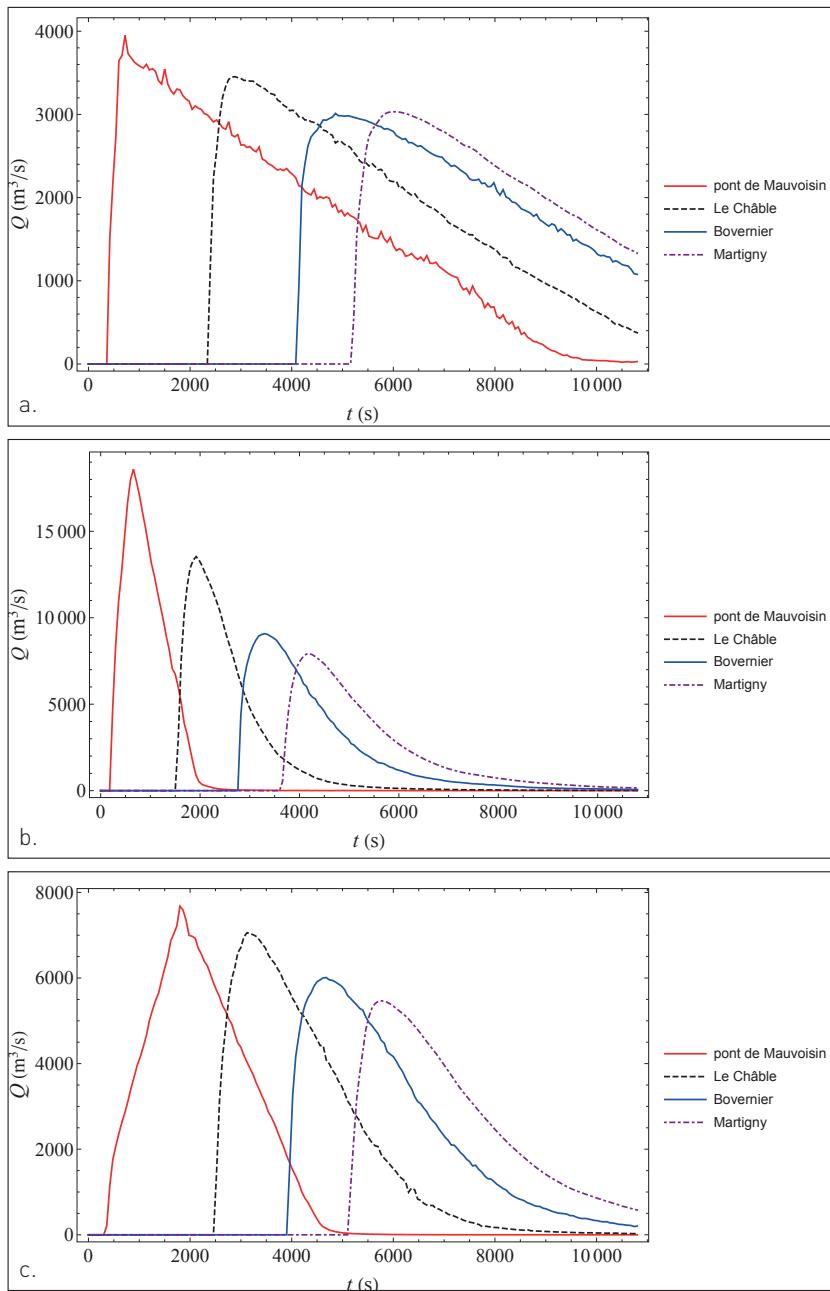


Figure 5. Hydrogrammes de crue au pont de Mauvoisin, à Champsec, au Châble et à Martigny. Pour chacun des scénarios [a : scénario n° 1, b : scénario n° 2, c : scénario n° 3], l'hydrogramme initial est montré à la fig. 3.

une durée de crue à peu près constante le long du parcours et voisine de 30 minutes. On note que, si le scénario n° 1 ne reproduit pas les deux premiers éléments d'information, il est toutefois cohérent avec une durée de crue homogène sur le parcours.

Il est important d'ouvrir une parenthèse sur l'incertitude associée à la durée de crue. Parmi les éléments historiques connus, cette durée est sans aucun doute l'élément le plus subjectif puisque l'on ne précise pas comment elle est définie. En hydraulique, il est d'usage de considérer que c'est la durée nécessaire pour que le débit du cours d'eau retourne au niveau d'avant la crue. Les témoins notent l'élévation du niveau, puis sa diminution, et sont en principe capables de retenir à quels temps cela intervient. Dans ce contexte, la durée de la crue correspond au passage de la majeure partie du volume de crue. La montée brutale du niveau de l'eau est un élément tangible, et on peut porter crédit aux témoignages. En revanche, la décrue se produit à un moment où les témoins sont paniqués par la situation catastrophique, et les éléments de repère près du cours d'eau ont disparu ou sont altérés; il est donc plus difficile, aussi attentif que soit le témoin, de déterminer la fin de la décrue. A cela s'ajoute un phénomène physique : l'hystérésis dans la relation entre hauteur et débit. Lors d'une crue de grande ampleur, l'érosion intense et le lissage du lit entraînent une diminution du frottement exercé par le sol sur l'écoulement. A un même débit est ainsi associé un frottement différent entre le début et la fin de la crue, et par conséquent une hauteur d'écoulement différente. Compte tenu de la réduction du frottement, la vitesse de l'eau augmente

sensiblement, et la hauteur peut ainsi être divisée par un facteur 2 (à débit équivalent entre le début et la fin de la crue).

A l'opposé, le scénario n° 2 montre une forte diffusion puisque le débit de pointe passe initialement de 20 000 m³/s à 8500 m³/s à Martigny donc sur à peu près 10 kilomètres (voir figure 3). L'étalement du volume de crue se traduit par deux caractéristiques. Premièrement, on note que s'il est d'abord relativement symétrique, l'hydrogramme devient de plus en plus asymétrique au fur et à mesure de la propagation, avec un pic de crue se trouvant déporté progressivement vers la gauche. Deuxièmement, la vitesse du pic de crue est inférieure à celle du front : on mesure entre Mauvoisin et Martigny une vitesse de 7 m/s (26 km/h) pour le pic de crue contre 9 m/s (33 km/h) pour le front.

Comme précédemment, on observe que le scénario n° 3 donne des résultats proches de ceux du scénario n° 1 en dépit d'un débit de pointe initialement double et d'un hydrogramme bien plus resserré. Cela montre que l'étalement du volume de crue reste un processus physique qui n'est pas entièrement gouverné par les conditions initiales. Le scénario n° 1 correspond à un cas d'advection du volume d'eau. La dynamique de l'écoulement reflète alors essentiellement un équilibre entre force motrice, due à la pesanteur, et frottement du terrain, ce qui se traduit ici par un déplacement à vitesse quasiment constante du volume d'eau. A l'opposé, le scénario n° 3 est associé à des variations initialement très importantes de hauteur d'eau de sorte que le gradient de pression associé à cette différence de hauteur est un élément moteur de l'écoulement : une partie de l'écoulement est mue non seulement par la force de la pesanteur, mais elle est également poussée par le volume d'eau derrière elle.

PROFILS DE HAUTEUR

On dispose des cotes atteintes par l'eau lors de la débâcle de 1818. En établissant la différence avec la cote de la Dranse actuelle, on peut donc obtenir une hauteur approximative

d'eau que l'on peut comparer avec les simulations numériques. La figure 6 montre les profils longitudinaux de hauteur maximale pour chaque scénario considéré. On présente ici une information synthétique sous forme de profil longitudinal, plus simple à saisir qu'une cartographie, mais il faut garder en mémoire que la topographie du val de Bagnes est localement très variable, et qu'une information ponctuelle sur les hauteurs d'eau est loin d'être représentative de la variabilité spatiale de ces hauteurs.

Le scénario n° 1 sous-estime les hauteurs d'eau d'un facteur 2 ou plus dans la première moitié du parcours, grossièrement entre les gorges de Fionnay et l'amont de Sembrancher. En revanche, ce scénario fournit des hauteurs cohérentes pour les trois premiers kilomètres ainsi que pour le long tronçon allant de Sembrancher à Martigny.

Le scénario n° 2 donne une représentation correcte des hauteurs d'eau pour tout le tronçon entre Mauvoisin et Martigny. Le seul écart notable est observé dans les gorges de Fionnay, mais comme Fionnay est le secteur, avec le cône de déjection de Martigny, qui a le plus subi de changements de la topographie du terrain naturel du fait de la construction des ouvrages hydrauliques, il est probable que le code numérique soit moins à même de reconstituer ce qui s'est passé.

Le scénario n° 3 fournit des hauteurs d'eau qui sont cohérentes avec les valeurs observées hormis sur le secteur de Fionnay. On note qu'il y a peu d'écart entre les scénarios n° 2 et 3 en dépit de la différence d'hydrogramme initial. Nous avons également tracé les profils transversaux de hauteur maximale pour quatre secteurs entre Mauvoisin et Martigny (Fig. 7). Il est à remarquer que ces profils ne sont pas horizontaux, ce qui serait attendu si l'on avait affaire à un écoulement permanent d'eau. Cette variabilité reflète soit l'influence de la topographie locale sur un écoulement qui demeure foncièrement transitoire (c'est le cas, par exemple, des profils simulés à Champsec et Martigny, où l'écoulement est relativement large et subit des variations marquées de hauteur reflétant la variation

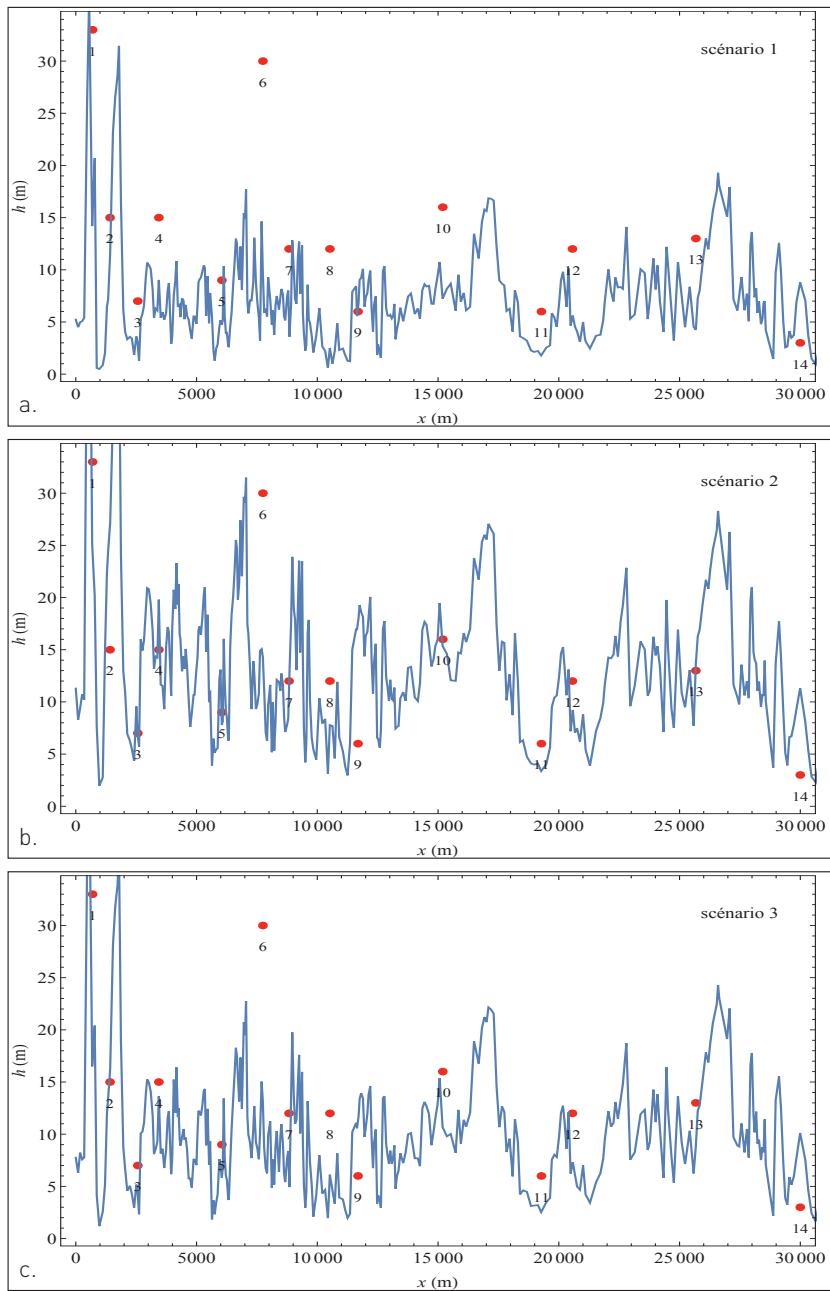


Figure 6. Profil longitudinal de la hauteur maximale calculée d'après les scénarios n° 1 (a), n° 2 (b) et n° 3 (c). Les points rouges donnent une estimation des hauteurs d'eau lors de la crue de 1818 telles qu'établies par Christophe Lambiel *et al.*³⁴.

du terrain naturel), soit l'influence des forces inertielles. Ainsi, lorsque l'axe de l'écoulement subit un changement de direction, les vitesses sont plus élevées dans *la partie extérieure* du coude (appelée extrados) que dans *sa partie intérieure* (appelée intrados); les effets inertIELS (centrifuges) expliquent l'accroissement de hauteur d'eau dans l'extrados vis-à-vis de l'intrados. Cela est particulièrement visible dans le défilé rocheux sous l'actuel barrage de Mauvoisin, qui conduit à une surélévation conséquente du niveau d'eau de presque 20 mètres.

Les cartes 8 à 10 montrent l'emprise des zones inondées. Nous avons utilisé le fond topographique de la carte nationale suisse Siegfried (dans son édition de 1878), qui est plus précise que la première tentative de cartographie nationale (carte Dufour) et donne une première idée du paysage naturel et construit tel qu'il devait exister dans le val de Bagnes au XIX^e siècle. Nous y reportons les hauteurs maximales d'écoulement calculées par *Iber* sur la base du scénario n° 2. Les emprises tirées des observations de terrain et témoignages montrent l'enveloppe la plus plausible des zones inondées lors de la débâcle; probablement d'autres secteurs furent-ils touchés, mais l'incertitude est bien plus grande quant à leur délimitation. Hormis pour la zone de Martigny, où les simulations plaident pour un étalement large de l'onde de crue, la débâcle a suivi le cours de la Dranse et, presque sans surprise, il n'y a guère de différences entre observations et simulations.

34 Voir l'article dans ce volume, p. 107 ss.

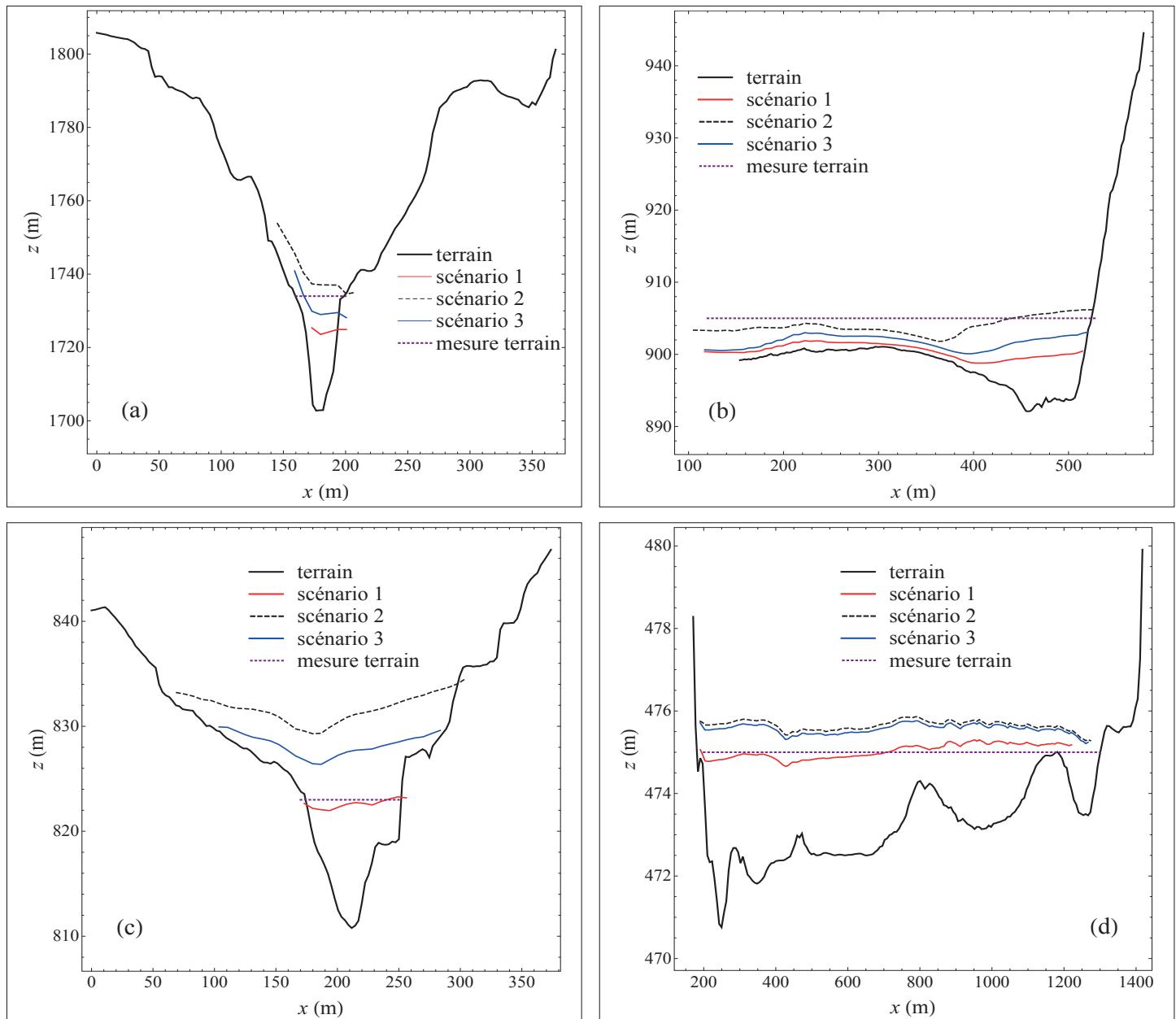


Figure 7. Profil transversal de hauteur d'eau maximale au pont de Mauvoisin [a], à Champsec [b], au Châble [c] et à Martigny [d]. On a reporté le profil du terrain naturel dans son état actuel, les profils simulés selon les scénarios n° 1 à 3 et la cote d'eau maximale observée. Les profils sont orientés de la rive gauche (sens orographique) vers la rive droite. Pour des commodités de représentation, les échelles altimétriques ne sont pas identiques aux échelles de distance horizontale, ce qui peut donner l'impression que le relief est plus encaissé qu'il ne l'est.

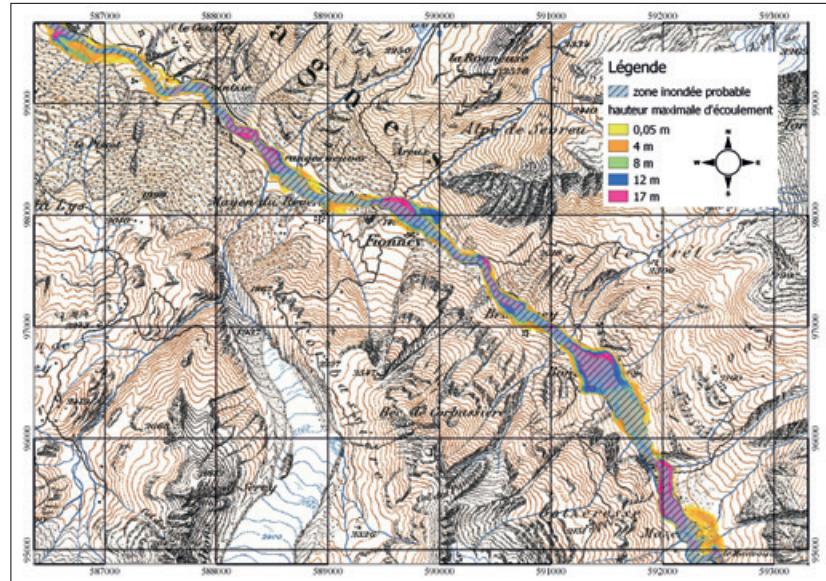


Figure 8. Cartographie des zones inondées entre Mauvoisin et Fionnay. La zone hachurée correspond à l'enveloppe minimale déduite des observations de terrain et des témoignages de l'époque. Les zones en dégradé de couleur montrent la distribution des hauteurs maximales d'écoulement calculées par Iber sur la base du scénario n° 2. Le fond de carte est la carte Siegfried à l'échelle 1:50 000. Système de coordonnées CH1903 LV03.

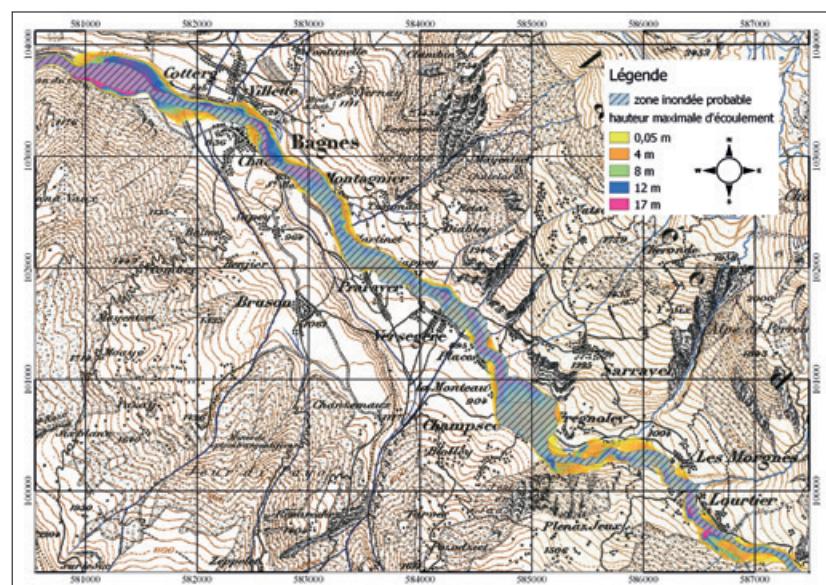


Figure 9. Cartographie des zones inondées de Lourtier au Châble.

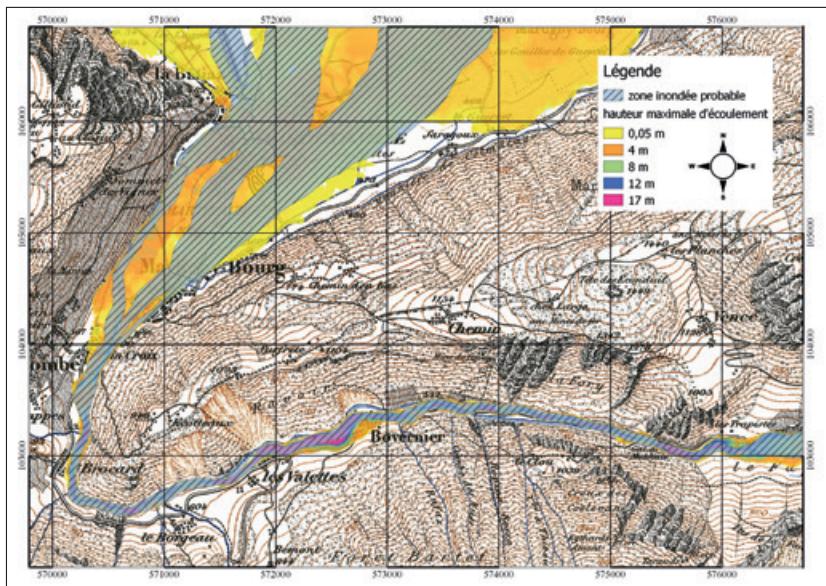


Figure 10. Cartographie des zones inondées sur le cône de déjection de Martigny. (swisstopo, BA19093)

CONCLUSIONS

Nous avons cherché à reconstituer la débâcle du Giétry de 1818 du point de vue hydraulique. Notre outil essentiel a été le code de calcul *Iber*, qui est un solveur numérique des équations de Saint-Venant utilisées en hydraulique pour modéliser les crues. Compte tenu de l'incertitude sur les conditions initiales lors de la rupture du barrage glaciaire, nous avons exploré trois scénarios :

- un scénario n° 1 «faible», avec un débit de pointe de 4000 m³/s conforme à l'ordre de grandeur moyen des débâcles glaciaires documentées et une durée de vidange de 2 heures 30 ;
 - un scénario n° 2 «fort», avec un débit de pointe de 20 000 m³/s et une durée de 30 minutes, ce qui correspond aux valeurs déduites du témoignage de Conrad Escher de la Linth³⁵;

– un scénario n° 3 intermédiaire, avec un débit de pointe de 8000 m³/s et une durée de drainage de 1 heure 15, reprenant les valeurs de l'étude de Wilfried Haeberli³⁶. Pour ces trois scénarios, le volume d'eau drainé est identique, c'est-à-dire 18 millions de m³. En dépit de leurs différences, les scénarios n°s 1 et 3 aboutissent à des résultats assez similaires : la vitesse de propagation du front correspond à la chronologie connue (Fig. 4) alors que le scénario n° 2 surestime quasiment d'un facteur 2 la vitesse du front de la crue. Le scénario n° 3 donne des hauteurs d'écoulement qui sont cohérentes avec les valeurs déduites de l'étude historique et de terrain (Fig. 6). Le scénario n° 1 ne prédit correctement les hauteurs d'eau que pour le tronçon Sembrancher-Martigny, et il les sous-estime, parfois d'un facteur supérieur à 2, dans le

35 ESCHER DE LA LINTH 1818.

36 HAEBERLI 1983.

tronçon Fionnay-Sembrancher. C'est le scénario n° 2 qui est globalement le plus proche du profil longitudinal observé.

BIBLIOGRAPHIE

SAINT-VENANT 1871

ADHÉMAR-JEAN-CLAUDE BARRÉ DE SAINT-VENANT, « Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit », in *Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences*, t. 73, 1871, p. 147-154 et 237-240.

BEGAM et al. 2018

SAZEDA BEGAM, DHRUBAJYOTI SEN, SUBHASISH DEY, « Moraine dam breach and glacial lake outburst flood generation by physical and numerical models », in *Journal of hydrology*, vol. 563, 2018, p. 694-710.

BERLIOZ 1998

JACQUES BERLIOZ, *Catastrophes naturelles et calamités au Moyen Age*, Florence, 1998.

BOHORQUEZ, DARBY 2008

PATRICIO BOHORQUEZ, STEPHEN E. DARBY, « The use of one- and two-dimensional hydraulic modelling to reconstruct a glacial outburst flood in a steep Alpine valley », in *Journal of hydrology*, vol. 361, 2008, p. 240-261.

CAPART 2013

HERVÉ CAPART, « Analytical solutions for gradual dam breaching and downstream river flooding », in *Water resources research*, vol. 49, 2013, p. 1968-1987.

CARRIVICK, TWEED 2016

JONATHAN L. CARRIVICK, FIONA S. TWEED, « A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods », in *Global and planetary change*, vol. 144, 2016, p. 1-16.

CASTRO-ORGAZ, HAGER 2013

OSCAR CASTRO-ORGAZ, WILLI H. HAGER, « Unsteady Boussinesq-type flow equations for gradually-eroded beds : application to dike breaches », in *Journal of hydraulic research*, vol. 51, 2013, p. 203-208.

Au final, c'est le scénario intermédiaire (n° 3) qui semble se détacher comme le plus réaliste tant pour la vitesse que pour les hauteurs d'écoulement.

CEA, BLADÉ CASTELLET 2015

LUIS CEA, ERNEST BLADÉ CASTELLET, « A simple and efficient unstructured finite volume scheme for solving the shallow water equations in overland flow applications », in *Water resources research*, vol. 51, 2015, p. 5464-5486.

CHINNARASRI et al. 2004

CHAIYUTH CHINNARASRI, SOMBOON JIRAKITLERD, SOMCHAI WONGWISES, « Embankment dam breach and its outflow characteristics », in *Civil engineering and environmental systems*, vol. 21, 2004, p. 247-264.

CLAGUE, MATHEWS 1973

JOHN J. CLAGUE, WILLIAM H. MATHEWS, « The magnitude of jökulhlaups », in *Journal of glaciology*, vol. 12, 1973, p. 501-504.

CORBOZ 2015

PIERRE CORBOZ, *Reconstitution géohistorique de la débâcle du glacier du Giétran le 16 juin 1818*, mémoire de master en géographie de l'Université de Lausanne, 2015.

COSTA 1988

JOHN E. COSTA, « Floods from dam failure », in VICTOR R. BAKER (éd.) et al., *Flood geomorphology*, New York, 1988, p. 439-461.

ESCHER DE LA LINTH 1818

HANS CONRAD ESCHER DE LA LINTH, *Notice sur le val de Bagnes en bas-Vallais, et sur la catastrophe qui en a dévasté le fond, en juin 1818*, in *Bibliothèque universelle des sciences, belles-lettres et arts. Sciences et arts*, vol. 8, n° 4, 1818, p. 291-308.

FÄH 2007

ROLAND FÄH, « Numerical modeling of breach erosion of river embankments », in *Journal of hydraulic engineering*, vol. 133, 2007, p. 1000-1009.

FROEHЛИCH 2008

DAVID C. FROEHЛИCH, « Embankment dam breach parameters and their uncertainties », in *Journal of hydraulic engineering*, vol. 134, 2008, p. 1708-1721.

FROELICH 2016

DAVID C. FROELICH, «Predicting peak discharge from gradually breached embankment dam», in *Journal of hydrologic engineering*, vol. 21, 2016, p. 04016041/1-15.

GARD 1988

JEAN-MICHEL GARD, *16 juin 1818, débâcle du Giétra*, Le Châble, 1988.

HAEBERLI 1983

WILFRIED HAEBERLI, «Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps», in *Annals of glaciology*, vol. 4, 1983, p. 85-90.

HARRISON et al. 2018

STEPHAN HARRISON, JEFFREY S. KARGEL, CHRISTIAN HUGEL, JOHN M. REYNOLDS, DAN H. SHUGAR, RICHARD A. BETTS, ADAM EMMER, NEIL F. GLASSER, UMESH K. HARITASHYA, JAN KLIMES, «Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods», in *The cryosphere*, vol. 12, 2018, p. 1195-1209.

Huss et al. 2013

MATTHIAS HUSS, ALICE VOINESCO, MARTIN HOELZLE, «Implications of climate change on Glacier de la Plaine Morte, Switzerland», in *Geographica helvetica*, vol. 68, 2013, p. 227-237.

LAROCQUE et al. 2013

LINDSEY ANN LAROCQUE, JASIM IMRAN, M. HANIF CHAUDHRY, «3D numerical simulation of partial breach dam-break flow using the LES and k- ϵ turbulence models», in *Journal of hydraulic research*, vol. 51, 2013, p. 145-157.

MATHIEU 2000

JON MATHIEU, *Storia delle Alpi 1500-1900: ambiente, sviluppo e società*, Bellinzona, 2000.

Ng, BJÖRNSSON 2003

FELIX NG, HELGI BJÖRNSSON, «On the Clague-Mathews relation for jökul-hlaups», in *Journal of glaciology*, vol. 49, 2003, p. 161-172.

O'CONNOR, COSTA 2004

JIM E. O'CONNOR, JOHN E. COSTA, *The world's largest floods, past and present: their causes and magnitudes*, Reston, 2004.

PAYOT et al. 2018

CHRISTINE PAYOT, ARNAUD MEILLAND, ANNE-SYLVIE MARIÉTHOZ, *Giétra 1818: la véritable histoire*, Fribourg, 2018.

PETER et al. 2018

S. JOHN PETER, ANNUNZIATO SIVIGLIA, JEAN-LUC NAGEL, STEFANO MARELLI, ROBERT M. BÖES, DAVID FLORIAN VETSCH, BRUNO SUDRET, «Development of probabilistic dam breach model using Bayesian inference», in *Water resources research*, vol. 54, 2018, p. 4376-4400.

PIERCE et al. 2010

MICHAEL W. PIERCE, CHRISTOPHER I. THORNTON, STEVEN R. ABT, «Predicting peak outflow from breached embankment dams», in *Journal of hydrologic engineering*, vol. 15, 2010, p. 338-349.

RAYMOND et al. 2003

MÉLANIE RAYMOND, MATTHIAS WEGMANN, MARTIN FUNK, *Inventar gefährlicher Gletscher in der Schweiz*, Zurich, 2003.

THORNTON et al. 2011

CHRISTOPHER I. THORNTON, MICHAEL W. PIERCE, STEVEN R. ABT, «Enhanced predictions for peak outflow from breached embankment dams», in *Journal of hydrologic engineering*, vol. 16, 2011, p. 81-88.

WALDER et al. 1996

JOSEPH S. WALDER, JOHN E. COSTA, «Outburst floods from glacier-dammed lakes: the effect of mode of lake drainage on flood magnitude», in *Earth surface processes and landforms*, vol. 21, 1996, p. 701-723.

WALDER, O'CONNOR 1997

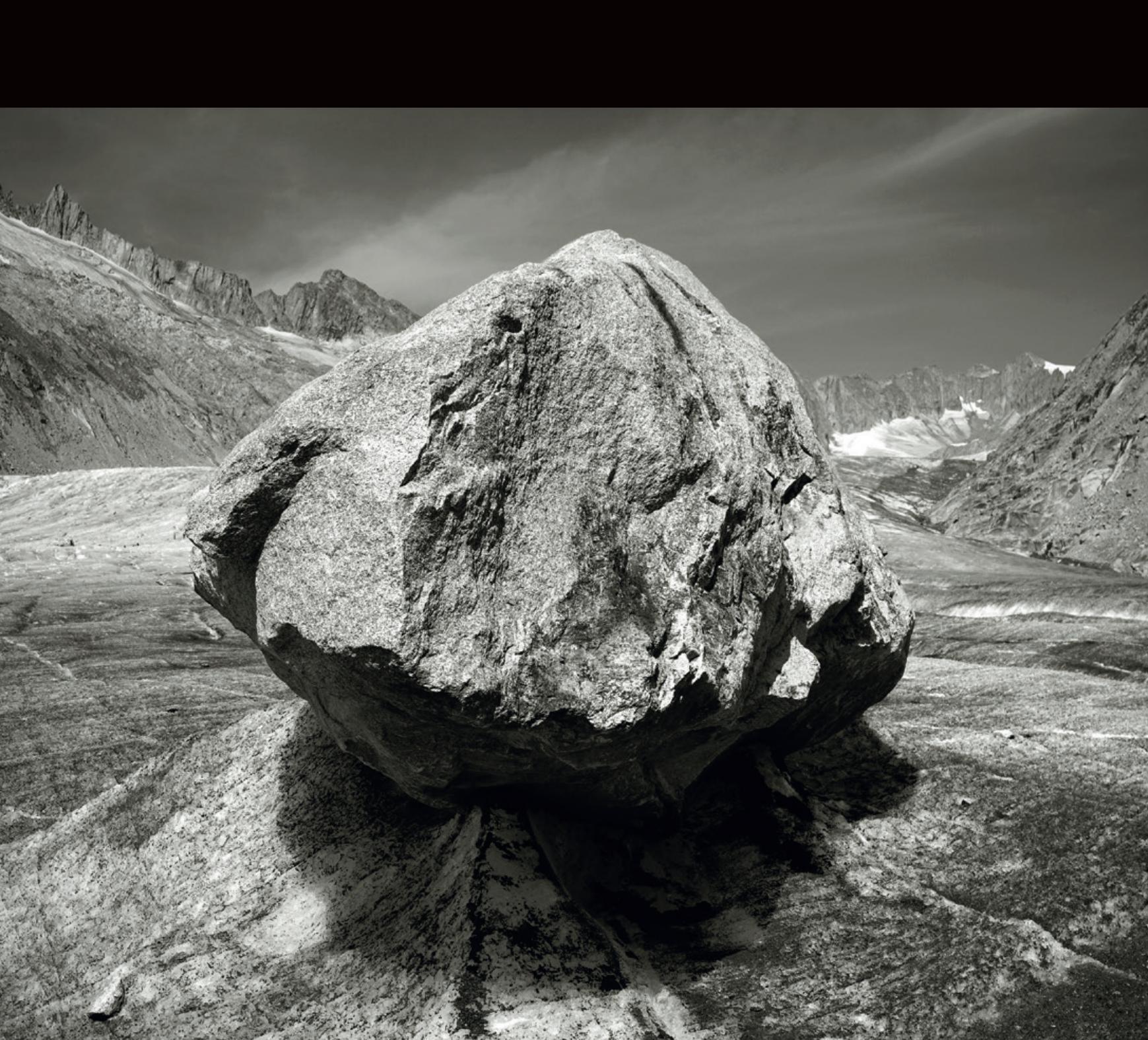
JOSEPH S. WALDER, JIM E. O'CONNOR, «Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams», in *Water resources research*, vol. 33, 1997, p. 2337-2348.

WERDER et al. 2018

MAURO WERDER, MATTHIAS HUSS, MARTIN FUNK, «Modélisation de la vidange amorcée suivie de la débâcle du lac glaciaire de Mauvoisin», conférence du colloque organisé par la Société d'histoire du Valais romand, la Commune de Bagnes et l'Université de Lausanne, *Giétra 1818, sous la loupe des sciences*, Le Châble, 14-17 juin 2018.

WORNI et al. 2014

RAPHAEL WORNI, CHRISTIAN HUGEL, JOHN J. CLAGUE, YVONNE SCHAUB, MARKUS STOFFEL, «Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: a modeling perspective», in *Geomorphology*, vol. 224, 2014, p. 161-176.



Glacier du Rhône, 2017. (Photo Nicolas Crispini)