

Reconstruction hydraulique de la débâcle glaciaire du Giétro de 1818

Christophe Ancey, Éric Bardou, & Tomás Trewhela

octobre 2018

1 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 d'une grande masse d'eau et l'inondation de terres sur des surfaces considérables. Si l'on examine sur le temps long (plusieurs millénaires) la chronique des inondations dévastatrices, on note en effet 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 (on a alors le plus souvent affaire à des lacs morainiques), lorsqu'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 (on parle de *jökulhlaup*). Comme les barrages naturels sont formés 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 connaissant pas nécessairement une rupture ; pour plusieurs lacs glaciaires, on a en effet observé des vidanges partielles (avec souvent une périodicité des vidanges) sans destruction du barrage [13, 32]. 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 « renard » 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.

Tableau 1 : cause des principales crues majeures connues dont le débit de pointe Q_p a dépassé $100\,000\text{ m}^3/\text{s}$. À titre de comparaison, le fleuve Amazone a un débit moyen de $175\,000\text{ m}^3/\text{s}$, et il représente environ 20 % des apports en eau douce aux océans. Avec un débit de pointe compris entre $8\,000$ et $20\,000\text{ m}^3/\text{s}$, la débâcle du Giétro est loin des records mondiaux historiques, mais il est un des principaux accidents de la période récente. D'après [25].

<i>nom</i>	<i>région</i>	<i>date</i>	Q_p ($\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$)	<i>cause probable</i>
Kuray	Altaï, Russie	fin pléistocène	18	barrage de glace
Missoula	nord ouest EUA	fin pléistocène	17	barrage de glace
Lacs Darkhat	Mongolie	fin pléistocène	4	barrage de glace
Lacs Jassater	Altaï, Russie	fin pléistocène	2	barrage de glace
Lacs Yaloman	Altaï, Russie	fin pléistocène	2	barrage de glace
Lacs Ulymon	Altaï, Russie	fin pléistocène	1,9	barrage de glace
Lake Agassiz	Alberta, Canada	début holocène	1,2	déverse de lac proglaciaire
Aniakchak	Alaska, USA	fin holocène	1	brèche dans une caldera
Lake Bonneville	nord ouest EUA	fin pléistocène	1	surverse de lac
Lake Regina	Canada/EUA	fin pléistocène	0,8	barrage de glace
Jökulsá á Fjöllum	Islande	début holocène	0,7	éruption volcanique en zone glaciaire
Rivière Indus	Pakistan	1841	0,54	barrage de remblais
Rivière Amazone	Obidos, Brésil	1953	0,37	pluie
Katla	Islande	1918	0,3	éruption volcanique en zone glaciaire
Rivière Wabash	Indiana, EUA	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, dans 70 % des cas, les débâcles ont pour origine des barrages glaciaires, et seulement dans 9 % des cas, ce sont des lacs morainiques [6].

Pays de montagne avec encore une large couverture glaciaire, la Suisse est particulièrement concernée par les débâcles glaciaires et, de façon plus générale, les accidents liés aux glaciers (effondrement de glacier, poche glaciaire). Le tableau 2 recense quelques-unes des catastrophes les plus marquantes des deux derniers siècles. Avec le réchauffement climatique, la fréquence des débâcles a augmenté, les régions les plus touchées et documentées sont l'Alaska, l'Europe, et l'Islande [6, 20], mais naturellement toutes les montagnes glaciaires du monde sont concernées. Le problème des débâcles glaciaires reste donc d'une grande actualité.

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 . Source : [4, 19, 21, 29, 32, 35].

Date	Lieu	V	Q_p
1818	Glacier du Giétro (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 Ferpècle (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 Ferpècle (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. Le risque sur les personnes, les biens, et les infrastructures est donc considérable. Avec une densité moyenne de 7 hab./ km^2 au xvi^e s., puis 12 hab./ km^2 au début du xix^e s. (contre 65 hab./ km^2 actuellement) [23], le Valais était encore peu peuplé, et donc les débâcles du Giétro 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) auraient entraîné un nombre plus conséquent de victimes et dommages dans la région grenobloise [3]. De nos jours, dans les vallées alpines, la densité accrue de population et d'infrastructures sensibles pousse 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 du Vouglans (Ain, France), dont la rupture menacerait la centrale du Bugey. Pour éclairer de telles polémiques, il est essentiel de pouvoir disposer

d'outils de calcul pertinents, et à 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 intéressé par la crue du Giéto en Valais.

À cet égard, il faut mentionner que les exemples bien documentés de rupture de barrage et débâcles sont relativement rares. Le cas du Giéto est intéressant 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 il s'agit d'un événement majeur à l'échelle de l'Europe.

2 Méthodes

Le terme « reconstruction hydraulique » implique que l'on cherche à reconstituer un événement, à en décrire et comprendre les processus dans leur ensemble, avec l'accent mis sur l'hydraulique. Autrement dit, on cherche 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.

On ne cherche ainsi pas à décrire tous les processus d'écoulement. Par exemple, les débâcles glaciaires sont généralement associées à un fort transport solide, avec ici vraisemblablement un mélange de sédiment, de débris végétaux et de glace. Dans le cadre de l'étude présentée ici, on va négliger ces transports associés à la débâcle pour se focaliser sur l'élément liquide. Cette hypothèse de travail restrictive est ici pertinente : d'une part, on étudie 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. Négliger un certain niveau de détail a 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'incertitudes, 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 quantitatives (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'occurrence de la débâcle. 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 (Intel core i7-6700 à 3,4 GHz, avec deux « threads » dédiés aux calculs), il faut 2 s de calcul pour simuler 1 s d'écoulement d'eau dans le monde réel.

Pour modéliser l'écoulement d'eau lors d'une rupture de barrage ou une débâcle glaciaire,

nous devons 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. Nous décrivons les méthodes de calcul pour chacune de ces phases. Nous donnons finalement quelques indications au § 2.3 sur les données historiques utilisées pour tester les simulations numériques.

2.1 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 physiques [9, 16, 17, 28, 31]. Cela passe souvent par le calcul d'un hydrogramme, c.-à-d. 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 cherchant des corrélations à partir d'événements documentés. Les méthodes empiriques sont simples d'emploi, mais leur marge d'incertitude atteint souvent l'ordre de grandeur pour le débit de pointe.
- Les *modèles numériques* examinent l'érosion d'un remblai sous l'effet de l'eau [2, 7, 15, 22]. S'ils sont en principe plus précis, ils sont aussi plus gourmands en matière d'information sur la constitution du remblai, l'état initial. 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'eau [5, 24, 27, 32, 33]. 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 artificiel [32], et de ce fait, à notre connaissance, il n'y a pas de modèle numérique simulant la mécanique de la rupture d'un barrage de glace. Dans ce volume des Annales valaisannes, Martin Funk et ses collègues proposent un modèle conceptuel de vidange et rupture du barrage glaciaire [18]. Les modèles empiriques ont cherché à corréler 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 barrage glaciaire, Clague et Mathews ont trouvé que le débit de pointe Q_p était corrélé au volume vidangé V : $Q_p \propto V^b$ avec $b = 2/3$ [10, 13]. Sur la base d'une étude portant sur 72 événements documentés, Walder et Costa ont trouvé 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-Mathews [32] :

$$Q_p = 0,005V^{0,66}, \quad (1)$$

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 (voir figure 1). Pour des ruptures de barrage 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 terre [32] :

$$Q_p = 2,51V^{0,44}. \quad (2)$$

2.2 Propagation du volume de crue

Les crues d’eau liquide sont fidèlement décrites par un jeu d’équations dites de Saint-Venant [30], du nom du mathématicien français qui les a établies à la fin du XIX^e siècle. Elles permettent de calculer en tout point 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 espagnoles [8]. 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 qu’on a 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 faudrait employer 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 de grandes 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. Comme le code *Iber* nécessite que la topographie soit entrée sous forme de dalles rectangulaires, nous avons utilisé un premier fond topographique à petite échelle (équivalent du 1 : 50 000 cartographique) couvrant tout le secteur de la cabane de Chanrion à Vernayaz, puis nous avons utilisé un second fond à grande échelle (équivalent du 1 : 1 000 cartographique) 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 m et 50 m loin du fond de vallée, et entre 1 m et 5 m dans le fond vallée. La topographie utilisée correspond donc au terrain actuel, et non à celui de la vallée de la Dranse en 1818. Nous disposons d’une information partielle à travers des relevés cadastraux, puis les cartes Dufour et Siegfried levées dans la seconde partie du XIX^e s. Ces données auraient été toutefois insuffisantes à fournir un modèle numérique suffisamment précis, hormis pour les zones sans relief marqué comme le cône de déjection de la Dranse à Martigny. S’il est certain que certains secteurs (comme Fionnay ou la confluence avec le Merdenson) ont connu des modifications topographiques importantes, elles 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.

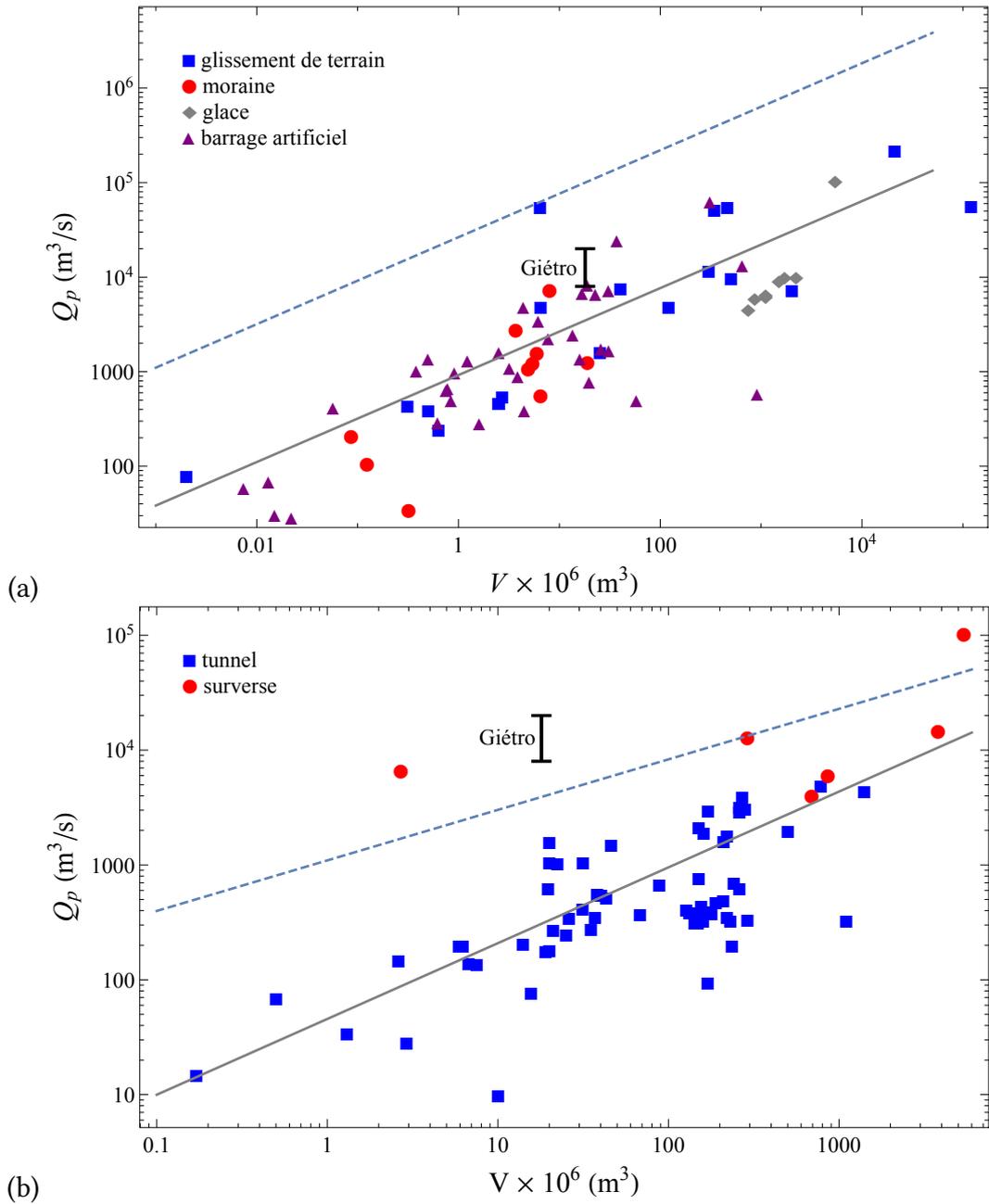


Figure 1 : (a) relation entre volume vidangé V et débit de pointe Q_p ; la courbe de régression $Q_p = 1,6V^{0,46}$ (courbe continue) donne la tendance moyenne, tandis que l'enveloppe (courbe discontinue) $Q_p = 46V^{0,46}$ montre la borne supérieure. (b) Relation entre volume vidangé V et débit de pointe Q_p . La courbe continue montre l'équation (1), tandis que la courbe discontinue représente l'équation (2). La double flèche noire représente la gamme des valeurs estimées des débits de pointe de la débâcle de 1818. D'après [32, 33].

2.3 Données historiques

La débâcle du Giétro est bien documentée [1, 26]. On dispose de trois sources différentes :

- Témoignages : dès le mois d'avril 1818, un suivi du lac glaciaire a été conduit par

l'ingénieur cantonal Ignace Venetz [1, 26]. Hans Conrad Escher de la Linth a fait un récit circonstancié de la débâcle [14] 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, et 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 » [14, p. 11]. Avec un pied compris entre 26 cm et 36 cm en Suisse [11], cela veut dire que le volume drainé a été estimé par Escher de la Linth à 17 ± 7 millions m^3 , et le débit moyen à $9500 \pm 4100 m^3/s$. Le tableau 3 récapitule les données relatives à l'avancée du front de la débâcle. 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 également à prendre avec précaution car bien peu de personnes disposaient d'une montre à cette époque et qu'en situation de fort danger, le premier réflexe n'est pas de regarder sa montre.

- Dommages au bâti : le travail des historiens du bureau Clio a permis de recenser et cartographier les dommages subis par les bâtiments [26]. Un travail d'étudiant de l'Université de Lausanne a également établi un inventaire des traces laissées par la débâcle [12].
- 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 paysage. 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 grande. Source : [1, 14, 26].

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)

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 utilisées 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.

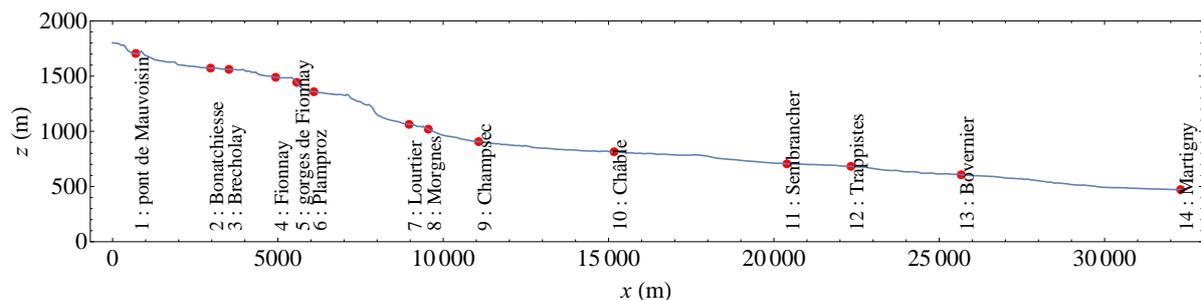


Figure 2 : profil en long, avec indication des points marquants tels que les hameaux et villages. Le point d'origine $x = 0$ correspond à l'actuel barrage de Mauvoisin.

3 Résultats

3.1 Rupture de barrage

D'après Escher de la Linth [14] (voir *supra*), le volume d'eau accumulé était d'environ 30 millions de m^3 . Le barrage de glace avait une hauteur d'environ 60 m. Si l'on continue de suivre Escher de la Linth au pied de la lettre, on tire que la vidange a duré environ 30 min 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 [34, 18]. Une précédente estimation avait été réalisée par Wilfried Haerberli [19], qui avait obtenu $Q_p = 8000 m^3/s$, peut-être en reprenant la valeur d'Escher de la Linth (voir *supra*) 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 $Q_p = 4000 m^3/s$.

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 $Q_p = 4000 m^3/s$ et une durée de crue de 2,5 h ;
- Scénario n° 2 : il fournit la fourchette haute, avec un débit de pointe $Q_p = 20000 m^3/s$ et une durée de crue de 0,5 h tels qu'ils ont été utilisés par M. Werder et ses collègues [34, 18] ;
- Scénario n° 3 : il fournit la valeur médiane, avec un débit de pointe $Q_p = 8000 m^3/s$ (selon [19]) et une durée de crue de 1,25 h.

Les durées ont été calculées en sorte que le volume de la débâcle fasse environ 18 millions de m^3 . 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.-à-d. la variation du débit en fonction du temps (voir figure 3).

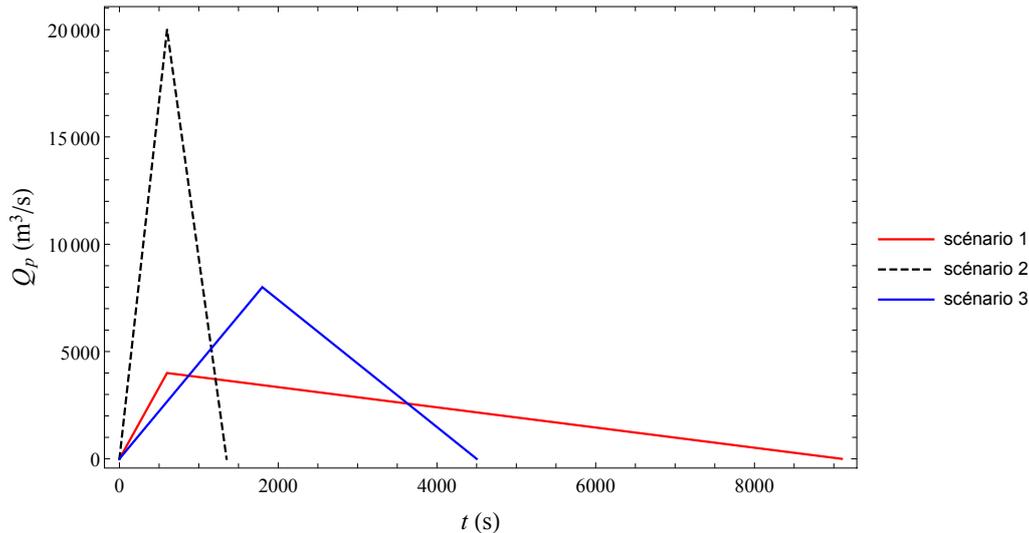


Figure 3 : hydrogrammes de la débâcle selon chaque scénario considéré ici.

3.2 Propagation du front de crue

Parmi les informations historiques disponibles, la propagation du front de la débâcle est vraisemblablement celle qui est le moins entachée d'incertitudes tout en fournissant 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, les deux autres scénarios, les vitesses de propagation calculées par *Iber* sont cohérentes avec les témoignages historiques, c.-à-d. elles conduisent à une vitesse de propagation de l'ordre de 5 m/s (19 km/h).

3.3 Hydrogrammes de crue

Une autre information intéressante est l'hydrogramme de crue, c.-à-d. la variation du débit en différents points du parcours. 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 m^3/s et une durée de crue à peu près constante le long du parcours et voisine de 30 min. On note que si le scénario n° 1 ne reproduit pas les deux premiers éléments d'information, il est en revanche cohérent

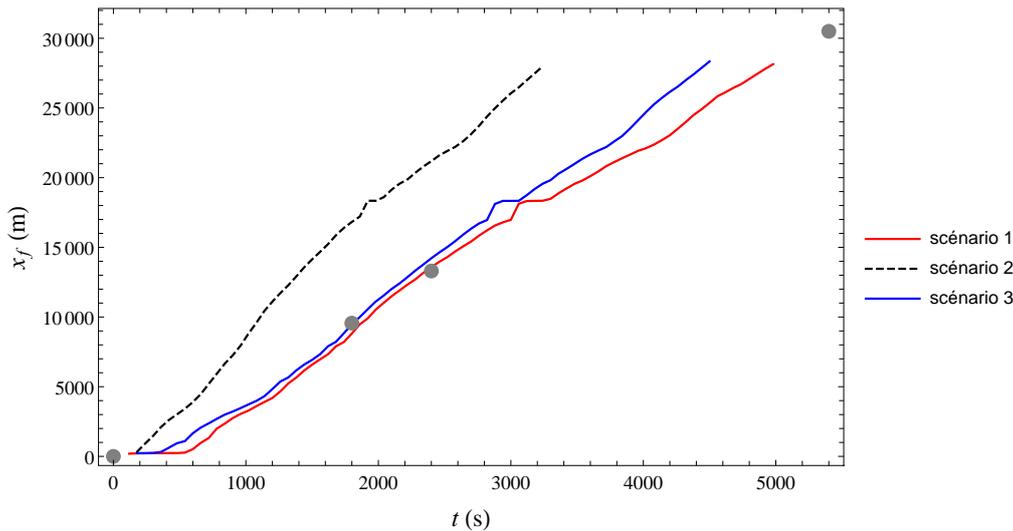


Figure 4 : position du front au cours du temps pour chaque scénario considéré. Les points montrent la position du front au cours du temps d'après les témoignages de l'époque (voir tableau 3).

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, on a l'habitude de dire que c'est la durée nécessaire pour que le débit du cours d'eau retourne à sa valeur d'avant crue. Les témoins notent l'élévation du niveau temps, 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 du gros du volume d'eau. 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 stressés par la situation catastrophique, et les éléments de repère près du cours d'eau ont disparu ou été altérés (il est donc plus difficile même pour un témoin attentif de déterminer la fin de la décrue). À 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. À un même débit est donc associé un frottement différent en le début et la fin de la crue, et donc 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 d'un facteur 2 (à débit équivalent entre le début et la fin de la crue).

À 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 Champsec, donc sur à peu près 10 km. L'étalement du volume de crue se traduit par deux caractéristiques. Premièrement, on note que s'il est initialement 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

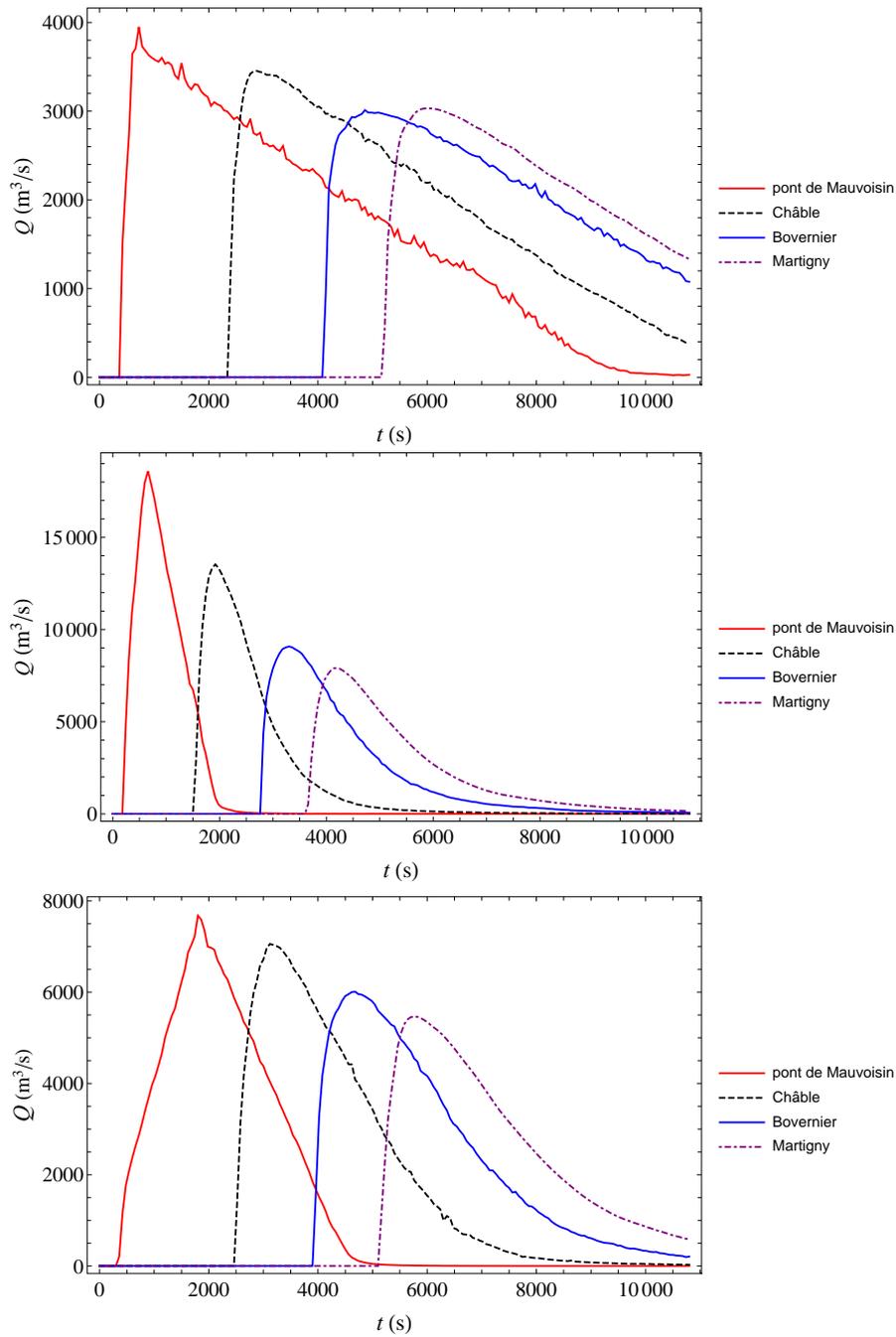


Figure 5 : hydrogrammes de crue au pont de Mauvoisin, à Champsec, au Châble et à Martigny. Pour chacun des scénarios, l'hydrogramme initial est montré à la figure 3.

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 phénomène 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. À l'opposé, le scénario n° 3 est associé à des variations initialement très importantes de hauteur d'eau en 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.

3.4 Profils de hauteur

On dispose des cotes atteintes par l'eau lors de la débâcle de 1818. En faisant 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 qui est 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 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, *grosso modo* entre les gorges de Fionnay et l'amont de Sembrancher. En revanche, ce scénario donne 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 calcul numérique soit moins à même de reconstituer ce qui s'est passé.

Le scénario n° 3 fournit des hauteurs d'eau qui sont également cohérentes avec les valeurs observées hormis sur le secteur de Fionnay. On note qu'il y a peu d'écarts 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 (voir figure 7). Une caractéristique notable est que ces profils ne sont pas plats, ce qui serait attendu si 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 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 l'extrados du coude que dans l'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 m.

Les cartes 8 à 10 montrent l'emprise des zones inondées. On a utilisé le fond topographique de la carte nationale suisse Siegfried (probablement dans son édition de 1922), 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. On reporte 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 probable des zones inondées lors de la débâcle ; probablement, d'autres secteurs furent 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 pas guère de différence entre observations et simulations.

4 Conclusions

Nous avons cherché à reconstituer la débâcle du Giétro 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 correspondant à l'ordre de grandeur moyen des débâcles glaciaires documentées et une durée de vidange de 2,5 h ;
- un scénario n° 2 « fort », avec un débit de pointe de 20 000 m³/s et une durée de 0,5 h, ce qui correspond aux valeurs déduites du témoignage de Conrad Escher de la Linth [14] ;
- un scénario n° 3 intermédiaire, avec un débit de pointe de 8000 m³/s et une durée de drainage de 1,25 h, reprenant les valeurs de l'étude de Wilfried Haeberli [19].

Pour ces trois scénarios le volume d'eau drainé est identique (18 millions de m³). En dépit de leurs différences, les scénarios n° 1 et 3 aboutissent à des résultats assez similaires : la vitesse de propagation du front correspond à la chronologie connue (voir figure 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 (voir figure 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 tronçon Fionnay-Sembrancher. C'est le scénario n° 2 qui est globalement le plus proche du profil longitudinal observé.

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

Remerciements

Cette étude a reçu le soutien financier de l'antenne EPFL-Valais, que nous remercions en la personne de M. Berclaz. Nous remercions aussi Martin Funk et Mauro Werder (ETHZ/VAW) pour les échanges et la relecture du présent article, et Bob de Graffenried pour sa relecture. Le Giétro a offert un beau sujet de travail pour les étudiants en master à l'EPFL. Nous remercions MM. Félix Besson, Barthélémy Catteau, Martin Praz, Vincent Mayoraz, et Daniel Pace pour leur participation.

Références

- [1] MUSÉE DE BAGNES. *16 juin 1818 – Débâcle du Giétro*. Le Châble, 1988.
- [2] S. BEGAM, D. SEN, and S. DEY. Moraine dam breach and glacial lake outburst flood generation by physical and numerical models. *J. Hydrol.*, 563, 694–710, 2018.
- [3] J. BERLIOZ. *Catastrophes naturelles et calamités au Moyen Âge*. Sismel Edizioni del Galluzzo, Florence, 1998.
- [4] P. BOHORQUEZ and S. DARBY. The use of one- and two-dimensional hydraulic modelling to reconstruct a glacial outburst flood in a steep Alpine valley. *J. Hydrol.*, 361, 240–261, 2008.
- [5] H. CAPART. Analytical solutions for gradual dam breaching and downstream river flooding. *Water Resour. Res.*, 49, 1968–1987, 2013.
- [6] J. L. CARRIVICK and F. S. TWEED. A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods. *Glob. Planet. Change*, 144, 1–16, 2016.
- [7] O. CASTRO-ORGAS and W. H. HAGER. Unsteady Boussinesq-type flow equations for gradually-eroded beds: application to dike breaches. *J. Hydraul. Res.*, 51, 203–208, 2013.
- [8] L. CEA and E. BLADÉ. A simple and efficient unstructured finite volume scheme for solving the shallow water equations in overland flow applications. *Water Resour. Res.*, 51, 5464–5486, 2015.
- [9] C. CHINNARASRI, S. JIRAKITLERD, and W. SOMCHAI. Embankment dam breach and its outflow characteristics. *Civil Engineering and Environmental Systems*, 21, 247–264, 2004.
- [10] J. J. CLAGUE and W. MATHEWS. The magnitude of jökulhlaups. *J. Glaciol.*, 12, 501–504, 1973.
- [11] COLLECTIF. Dictionnaire Historique de la Suisse (en ligne), 2014.
- [12] P. CORBOZ. *Reconstitution géohistorique de la débâcle du glacier du Giétro le 16 juin 1818*. Master de géographie, Université de Lausanne, 2015.
- [13] J. COSTA. FLOODS FROM DAM FAILURE. In V. Baker, R. Kochel, and P. Patton, editors, *Flood Geomorphology*, pp. 439–461. Wiley, New York, 1988.

- [14] H. C. ESCHER DE LA LINTH. *Notice sur le val de Bagnes en Bas-Valais et la catastrophe qui en a dévasté le fond en juin 1818*. J.J. Paschoud Imprimeur-Libraire, Genève, 1818. Le texte est reproduit dans [1].
- [15] R. FAEH. Numerical modeling of breach erosion of river embankments. *J. Hydraul. Eng.*, 133, 1000–1009, 2007.
- [16] D. FROEHLICH. Embankment dam breach parameters and their uncertainties. *J. Hydraul. Eng.*, 134, 1708–1720, 2008.
- [17] D. C. FROEHLICH. Predicting peak discharge from gradually breached embankment dam. *J. Hydrol. Eng.*, 21, 04016041, 2016.
- [18] M. FUNK, M. WERDER, and M. HUSS. Modélisation de la vidange amorcée suivie de la débâcle du lac glaciaire de Mauvoisin. Dans le présent numéro des *Annales valaisannes*, 2018.
- [19] W. HAEBERLI. Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 4, 85–90, 1983.
- [20] S. HARRISON, J. S. KARGEL, C. HUGGEL, J. M. REYNOLDS, D. H. SHUGAR, R. A. Betts, A. Emmer, N. F. Glasser, U. K. Haritashya, and . Klimes. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburstfloods. *Cryosphere*, 12, 1195–1209, 2018.
- [21] M. HUSS, A. VOINESCO, and M. HOELZLE. Implications of climate change on Glacier de la Plaine Morte, Switzerland. *Geogr. Helv.*, 68, 227–237, 2013.
- [22] L. LAROCQUE, J. IMRAN, and M. CHAUDHRY. 3D numerical simulation of partial breach dam-break flow using the $k - \epsilon$ turbulence models. *J. Hydraul. Res.*, 51, 145–157, 2013.
- [23] J. MATHIEU. *Storia delle Alpi 1500–1900: Ambiente, sviluppo e società*. Edizioni Casagrande, Bellinzona, 2000.
- [24] F. NG and H. BJÖRNSSON. On the Clague-Mathews relation for jökulhlaups. *J. Glaciol.*, 49, 161–172, 2003.
- [25] J. E. O’CONNOR and J. E. COSTA. The world’s largest floods, past and present: their causes and magnitudes. Technical Report 0607973781, US Geological Survey, Reston, Virginia, 2004.
- [26] C. PAYOT et A. MEILLAND (coord.). *Giétro 1818. La véritable histoire*. Faim de Siècle, Fribourg, 2018.
- [27] S. PETER, A. SIVIGLIA, J. B. NAGEL, S. MARELLI, R. BOES, D. F. VETSCH, and B. SUDRET. Development of probabilistic dam breach model using Bayesian inference. *Water Resour. Res.*, 54, 4376–4400, 2018.
- [28] M. PIERCE, C. I. THORNTON, and S. R. ABT. Predicting peak outflow from breached embankment dams. *J. Hydrol. Eng.*, 15, 338–349, 2010.
- [29] M. RAYMOND, M. WEGMANN, and M. FUNK. Inventar gefährlicher Gletscher in der Schweiz. Mitteilung 182, ETH Zürich, Versuchsanstalt für Wasserbau, 2003.
- [30] A. 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. *C. R. Acad. Sci. Paris sér. I*, 173, 147–154 et 237–240, 1871.

- [31] C. I. THORNTON, M. W. PIERCE, and S. R. ABT. Enhanced predictions for peak outflow from breached embankment dams. *J. Hydrol. Eng.*, 16, 81–88, 2011.
- [32] J. S. WALDER and J. E. COSTA. Outburst floods from glacier-dammed lakes: The effect of mode of lake drainage on flood magnitude. *Earth Surf. Process. Landforms*, 21, 701–723, 1996.
- [33] J. S. WALDER and J. O’CONNOR. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams. *Water Resour. Res.*, 33, 2337–2348, 1997.
- [34] M. WERDER, M. HUSS, and M. FUNK. Modélisation de la vidange amorcée suivie de la débâcle du lac glaciaire de Mauvoisin. In colloque organisé par la Société d’histoire du Valais romand, la Commune de Bagnes, et l’Université de Lausanne, *Giétro 1818 sous la loupe des sciences*, Bagnes, 2018.
- [35] R. WORNİ, C. HUGGEL, J. J. CLAGUE, Y. SCHAUB, and M. STOFFEL. Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: A modeling perspective. *Geomorphology*, 224, 161–176, 2014.

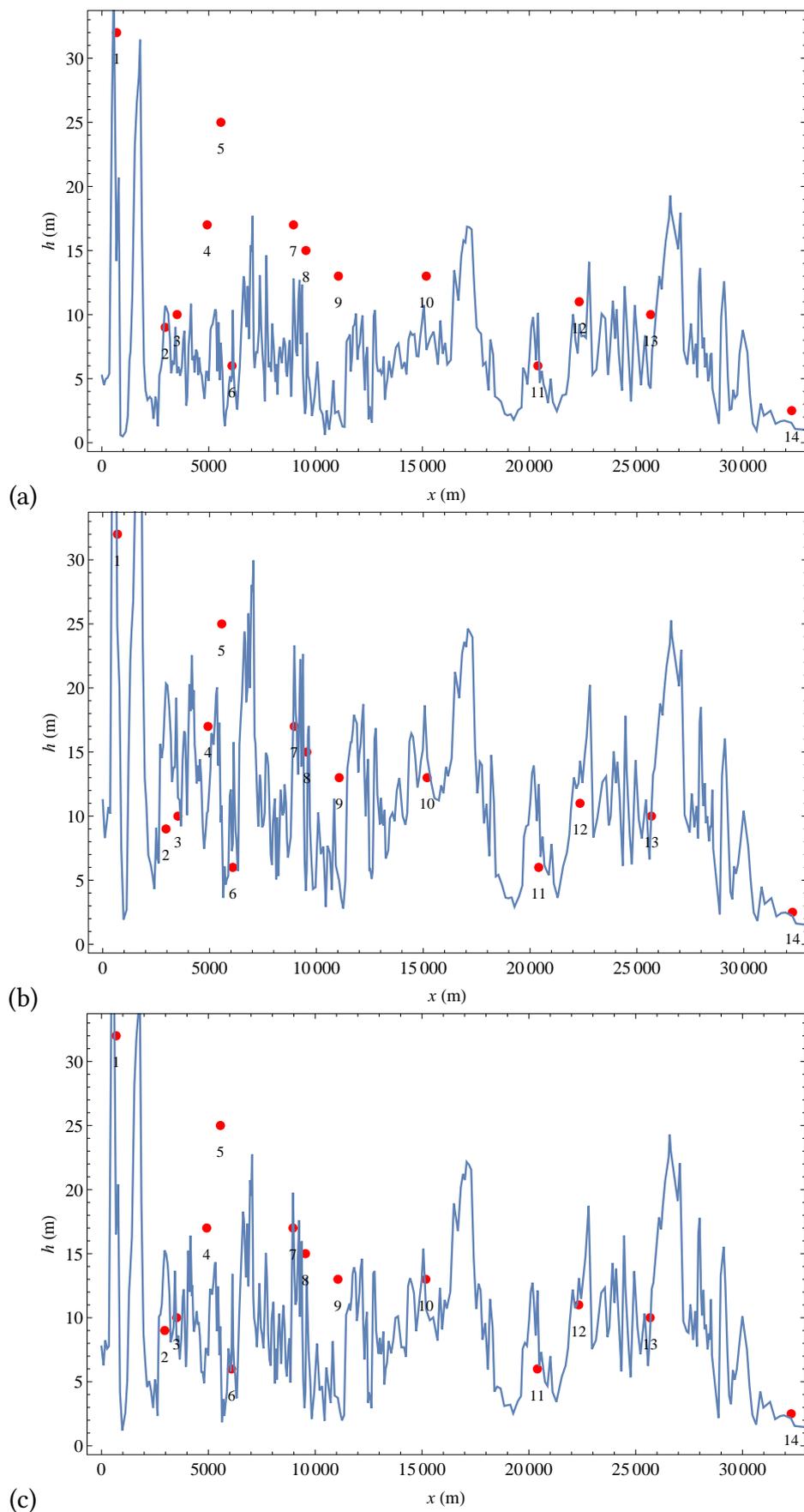


Figure 6 : profil longitudinal de la hauteur maximale calculée d'après les scénarios n° 1 (a), n° 2 (b), et n° 3 (c). Les points rouges donnent une estimation des hauteurs d'eau lors de la crue de 1818 telles qu'établies par P. Corboz [12].

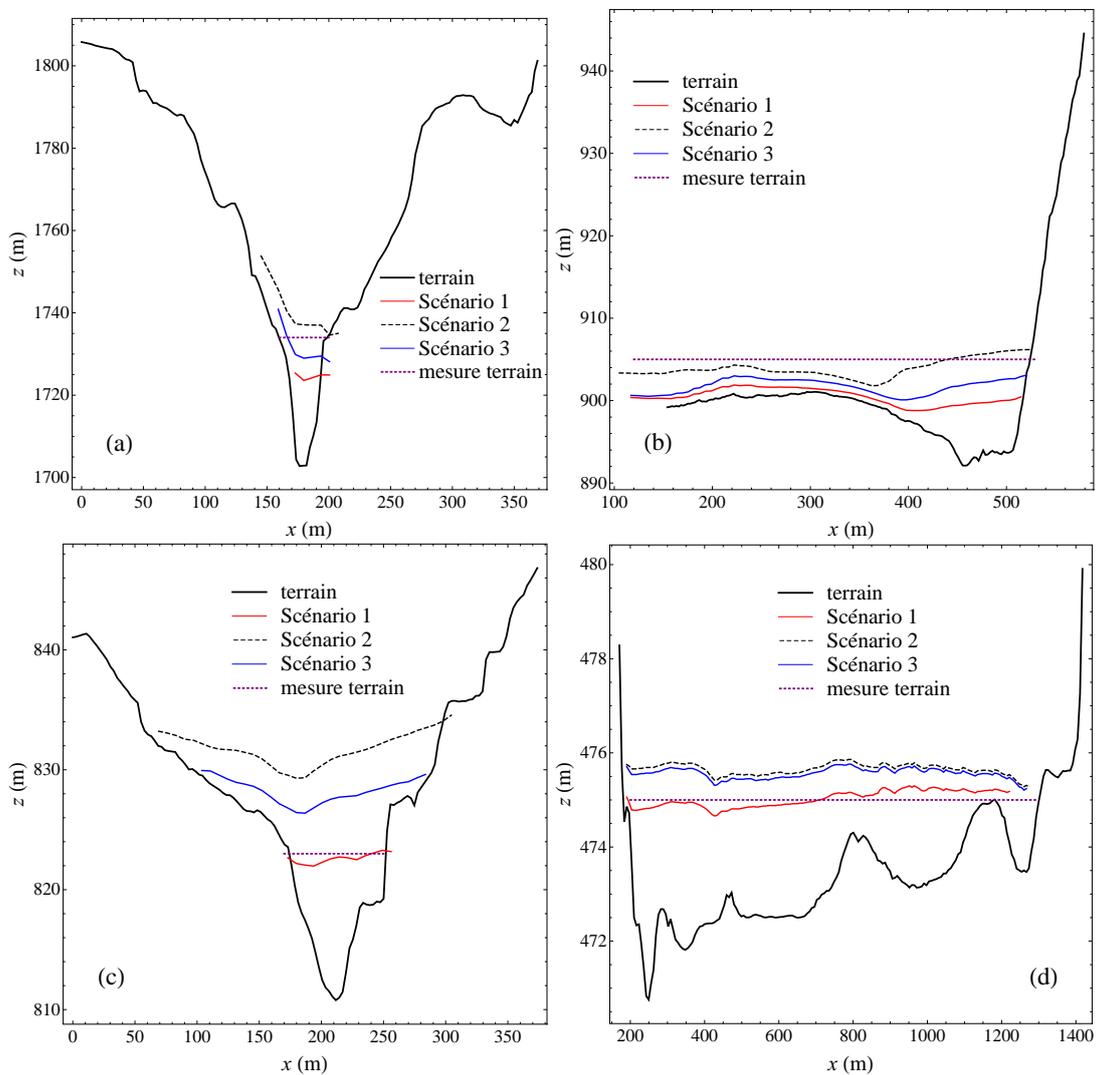


Figure 7 : profil transversal de hauteur d'eau maximale au pont de Mauvoisin (a), à Champsec (b), au Châble (c), et à Martigny (d). On a reporté le profil du terrain naturel dans son état actuel, les profils simulés selon les scénarios n^{os} 1 à 3, et la cote d'eau maximale observée. Les profils sont orientés de la rive gauche (sens orographique) vers la rive droite. Attention, 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.

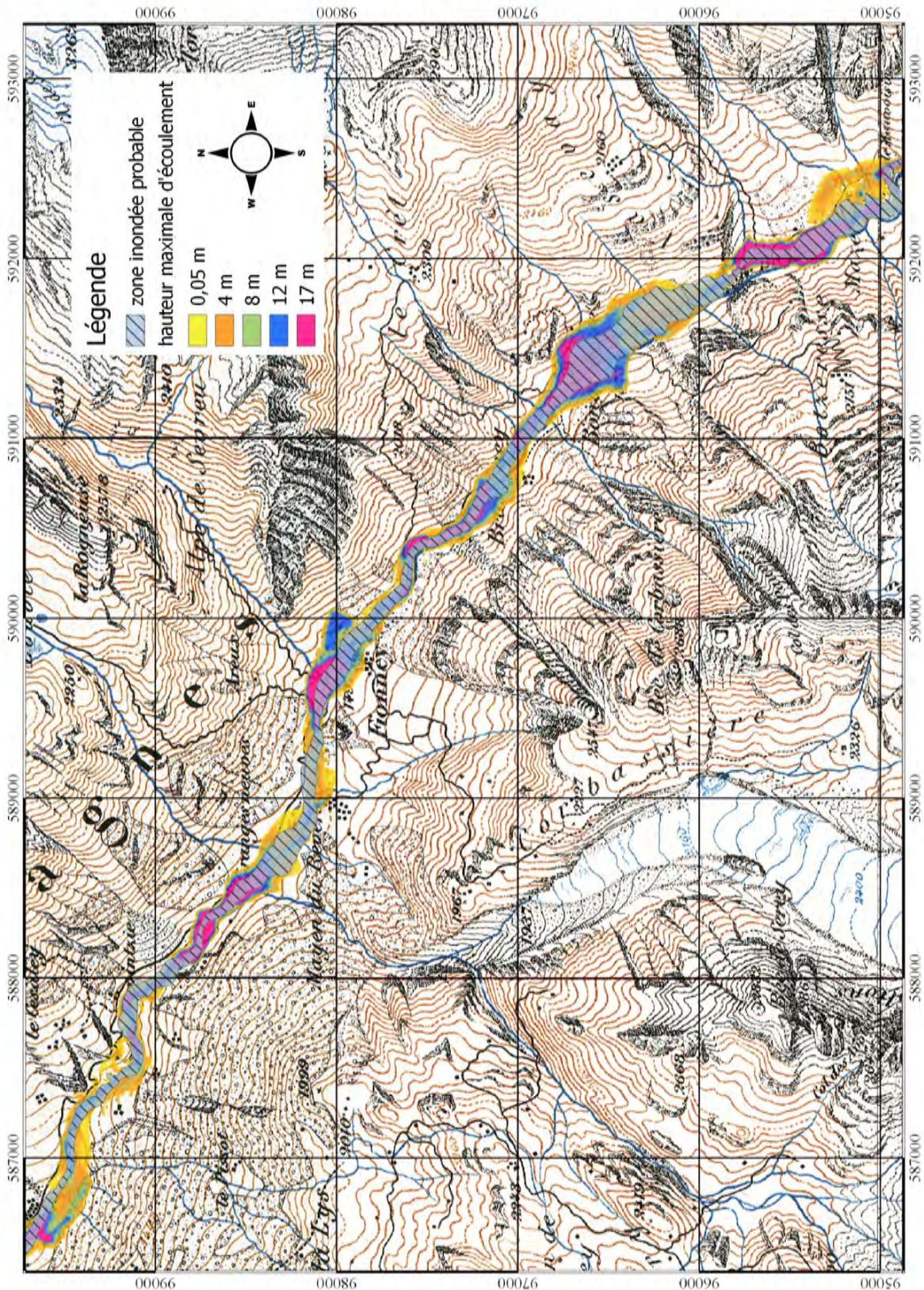


Figure 8 : cartographie des zones inondées entre Mauvoisin et Fionnay. La zone hachurée correspond à l'enveloppe minimale déduite des observations de terrain et des témoignages de l'époque. Les zones en dégradé de couleur montrent la distribution des hauteurs maximales d'écoulement calculées par Iber sur la base du scénario n° 2. Le fond de carte est la carte Siegfried à l'échelle 1:25 000. Système de coordonnées CH1903 LV03.

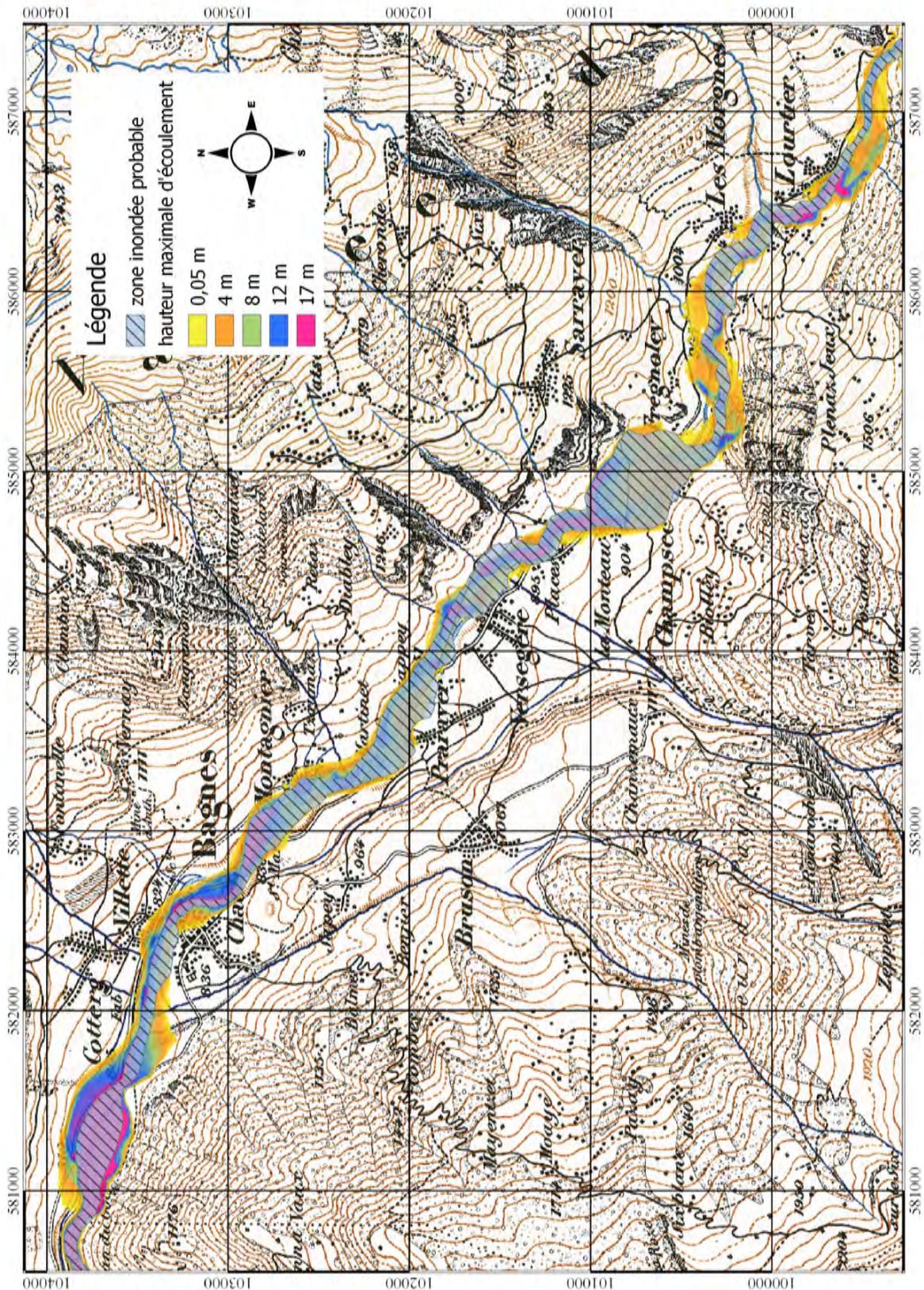


Figure 9 : cartographie des zones inondées de Lourtier au Châble. La zone hachurée correspond à l'enveloppe minimale déduite des observations de terrain et des témoignages de l'époque. Les zones en dégradé de couleur montrent la distribution des hauteurs maximales d'écoulement calculées par Iber sur la base du scénario n° 2. Le fond de carte est la carte Siegfried à l'échelle 1:25 000. Système de coordonnées CH1903 LV03.

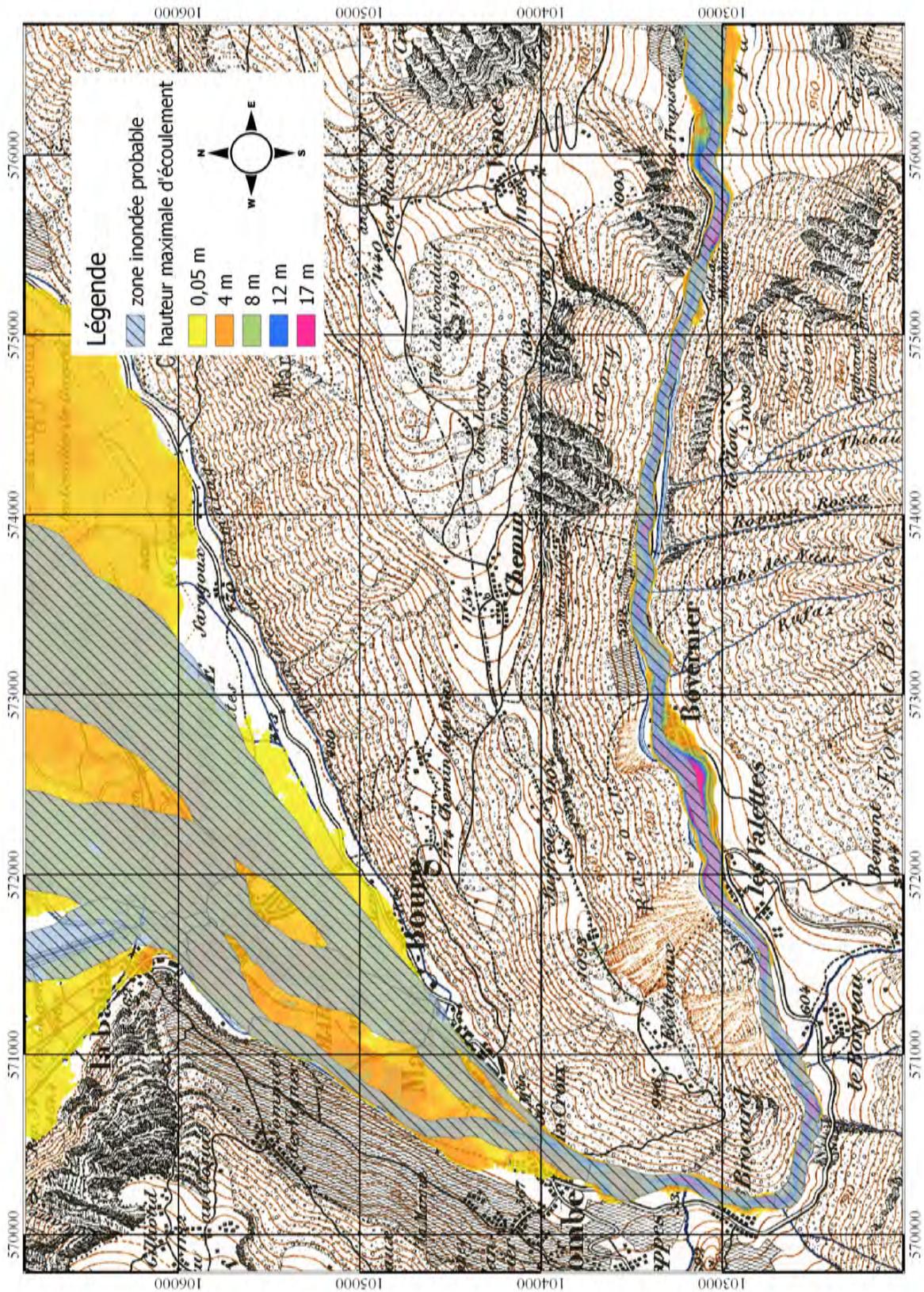


Figure 10 : cartographie des zones inondées sur le cône de déjection de Martigny. La zone hachurée correspond à l'enveloppe minimale déduite des observations de terrain et des témoignages de l'époque. Les zones en dégradé de couleur montrent la distribution des hauteurs maximales d'écoulement calculées par Iber sur la base du scénario n° 2. Le fond de carte est la carte Siegfried à l'échelle 1:25 000. Système de coordonnées CH1903 LV03.