

Évolution spatio-temporelle du danger d'inondation dans la plaine du Rhône entre Brigue et le Lac Léman (1850-2017)

Mémoire de Master

Faculté des Sciences

Université de Berne

Déposé par :

Alexis Rüeger

05.02.2024

Superviseur :

Prof. Dr. Andreas Zischg

Geographisches Institut der Universität Bern

Résumé

Le danger d'inondation évolue de manière dynamique au fil du temps. L'interdépendance des changements naturels et anthropiques nécessite une compréhension des trajectoires évolutives du danger d'inondation dans le temps et l'espace. Contrairement aux expériences faites sur la base de modèles théoriques, ce mémoire de master propose une méthode basée sur la rétro-modélisation de deux stades spatio-temporels de la morphologie fluviale du Rhône. L'évolution spatiale et temporelle du danger d'inondation est quantifiée au cours des 170 dernières années (1850 et 2017) sur le tronçon du Rhône alpin entre Brigue et le Lac Léman. Les conditions morphologiques et géométriques du fleuve sont reconstituées pour la période de 1850. Un modèle préexistant reproduisant les conditions actuelles (2017) du Rhône et de la plaine est utilisé. La période de 1850 correspond à l'état du Rhône et de la plaine d'inondation avant la première correction débutée en 1864. L'état de 2017 correspond aux conditions actuelles du fleuve et de la plaine suite aux deux entreprises de correction du Rhône. Le scénario des inondations d'octobre 2000 est simulé à l'aide d'hydrogrammes de crues dans le logiciel BASEMENT. Les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement simulées pour les surfaces inondées permettent de déterminer les intensités d'inondation et par conséquent le danger d'inondation correspondant à chaque stade temporel de la plaine du Rhône. Les recherches montrent que le redressement, la construction de digues et la modification des paramètres morphodynamiques sont les principales causes de la diminution du danger d'inondation au cours des 170 dernières années.

Remerciements

La clôture de ce mémoire de master m'offre l'occasion d'adresser mes remerciements à toutes les personnes qui m'ont soutenu, conseillé et qui ont été présentes de près ou de loin durant la rédaction de ce travail :

Andreas Zischg pour la suggestion de la thématique très intéressante, pour le suivi de ce travail, les précieuses discussions et les conseils avisés qui m'ont énormément apporté.

Markus Mosimann pour la mise à disposition de nombreuses données, pour l'aide apportée lors des simulations BASEMENT et pour les conseils pratiques.

Les Archives Cantonales Vaudoises pour la mise à disposition et la reproduction de nombreuses sources nécessaires à ce mémoire.

Les Archives de l'État de Valais et M. Denis Reynard pour le temps et les ressources mises à disposition lors des recherches de sources historiques.

Lisa Rüeger pour la relecture du mémoire,

Mes camarades étudiant-es, dont la présence ininterrompue depuis les débuts de l'université a su alléger la routine et le stress du quotidien universitaire, notamment grâce aux pauses café et de midi.

Mauro Fischer pour les conseils avisés, les discussions informelles et la bonne humeur,

Margot pour le soutien et la présence durant la rédaction de ce mémoire,

La Cafeteria Haller pour les merveilleux chaussons aux pommes qui ont accompagné mes matinées,

Un remerciement tout particulier s'adresse à ma famille pour le soutien inconditionnel apporté durant toutes mes années de scolarité et d'études, m'ayant ainsi offert le privilège de choisir les voies de mon parcours de formation.

Fribourg, le 5 février 2024

Glossaire et abréviations

ACV	Archives cantonales vaudoises
AEV	Archives de l'État du Valais
HQ _n	Crue avec une période de retour de n-années définie de manière statistique
H/Q	Relation hauteur-débit
MNT	Modèle numérique de terrain sans bâtiments et végétation
OFEV	Office Fédéral de l'Environnement
Profondeur plein bords (<i>bankfull depth</i>)	Dans les cours d'eau alluviaux avec des plaines d'inondation bien développées, le débit maximal est le niveau ou le débit auquel un cours d'eau déborde de ses berges, ou le point de début de l'inondation.
Débit plein bords (<i>bankfull discharge</i>)	Le débit du cours d'eau généralement considéré comme le débit unique le plus efficace pour déplacer les sédiments, former ou enlever les barres et former ou modifier les courbes et les méandres, ce qui donne les caractéristiques morphologiques moyennes des canaux.
swisstopo	Office Fédéral de topographie

Table des matières

Résumé.....	III
Remerciements	IV
Glossaire et abréviations.....	V
Table des matières.....	VI
Table des illustrations.....	IX
Index des tableaux.....	XIII
1. Introduction.....	1
1.1. Problématique.....	1
1.2. État des connaissances	2
1.3. Objectifs	4
1.4. Questions de recherche	5
1.5. Choix du site d'étude	6
1.6. Site d'étude	7
1.6.1. Géographie.....	7
1.6.2. Hydrogéomorphologie du Rhône alpin.....	8
1.6.3. Climat	11
1.6.4. Historique des corrections du Rhône.....	13
1.6.5. La crue du 15 octobre 2000	17
1.7. Structure du mémoire.....	18
2. Théorie – hydrologie et danger hydrologique.....	19
2.1. Hydrologie.....	19
2.1.1. Débit et débit à pleins bords	19
2.1.2. Morphologie d'une plaine d'inondation.....	20
2.1.3. Hydrogramme	20
2.1.4. Crues.....	21

2.2.	Danger d'inondation	22
3.	Reconstruction du modèle numérique de terrain historique	24
3.1.	Données	24
3.1.1.	Données altimétriques	24
3.1.2.	Matériel cartographique.....	25
3.1.3.	Profils en travers.....	26
3.2.	Méthodes.....	28
3.2.1.	Digitalisation et suppression des surface modifiées par l'humain	28
3.2.2.	Digitalisation des contours du Rhône.....	30
3.2.3.	Reconstruction du lit du Rhône et intégration dans le modèle d'élévation	31
3.3.	Résultats.....	37
3.3.1.	Géométrie du Rhône et morphologie de la plaine d'inondation.....	38
3.3.2.	Synthèse de la géométrie fluviale (1850 – 2017).....	45
3.3.3.	Modifications d'origine humaine	46
3.4.	Discussion	47
3.4.1.	Données	47
3.4.2.	Méthodes.....	47
3.4.3.	Résultats.....	49
4.	Modélisation hydrodynamique.....	51
4.1.	Introduction.....	52
4.2.	Données	52
4.3.	Méthodes.....	53
4.3.1.	BASEMENT.....	53
4.3.2.	Preprocessing	54
4.3.3.	Composantes du modèle hydrodynamique historique BASEMENT (1850)	57
4.3.4.	Calibration et validation.....	59
4.3.5.	Postprocessing.....	61
4.4.	Résultats.....	63

4.4.1.	Validation	63
4.4.2.	Capacité hydraulique.....	63
4.4.3.	Niveaux d'intensité	66
4.5.	Discussion	83
4.5.1.	Données	83
4.5.2.	Méthodes.....	83
4.5.3.	Résultats.....	85
5.	Conclusion.....	93
6.	Bibliographie	95
7.	Annexes.....	105
7.1.	Reconstitution de la géométrie historique du Rhône et de la plaine d'inondation.....	105
7.1.1.	Modèles numériques de terrain reconstruits (1850)	105
7.1.2.	Géométrie fluviale (profils en travers)	111
7.2.	Cartes d'intensité	115
7.2.1.	État historique (1850)	115
7.2.2.	État actuel (2017).....	121
7.3.	Inondations d'octobre 2000	127

Table des illustrations

Figure 1 : Délimitation du site étudié. En vert, la plaine d'inondation avec l'emplacement des quatre stations de mesure de l'OFEV en rouge (de gauche à droite : Porte du Scex, Branson, Sion, Brigue)(swisstopo, 2022).	8
Figure 2 : Variation du niveau du lit du Rhone, période 1964-2010 (Canton du Valais, 2014)	10
Figure 3 : Moyenne pluviométrique annuelle du bassin versant mesurées pour la Porte du Scex (Atlas hydrologique de la Suisse, 2023).	12
Figure 4 : Cours tressé du Rhône entre Mazembroz et Saillon, 1803 (AEV/DTP/Plans/Rhône/1).	13
Figure 5 : Tracé du projet d'endiguement du Rhône en aval de St.-Maurice (en rouge) proposé en 1827 (ACV / Gc 1956).	15
Figure 6 : Exemple d'hydrogramme pour la station de Brigue (OFEV, 1948)	20
Figure 7 : Profils en travers du Rhône en 1883, n° 31-33 (Archives Cantonales Vaudoises, ACV/S8/479_1)	27
Figure 8 : Schéma méthodologique simplifié pour la reconstruction des conditions morphologiques du Rhône en 1850.	28
Figure 9 : À gauche : Délimitation et digitalisation sous forme de polygones des surfaces modifiées après 1850 (orange). À droite : Modèle numérique de terrain corrigé (10x10 m), après suppression des surface anthropogènes post-1850.	29
Figure 10 : Délimitation du Rhône historique sur ArcMap.	31
Figure 11 : Estimation de la profondeur plein bords d'après les formules de Farrag et al (2022), Neal et al. (2021) et de Gauckler-Manning-Strickler. La moyenne des trois formules est utilisée comme valeur finale.	35
Figure 12 : Modèle ArcMap pour la suppression des infrastructures humaines et la génération du MNT historique intégrant le lit du Rhône dans son cours de 1850.	35
Figure 13 : Emplacement des profils utilisés pour la comparaison de la géométrie du Rhône. ...	37
Figure 14 : Illustration du choix des mesures fait pour l'analyse des profils en travers. En rouge : Largeur pleins bords. En bleu : Profondeur pleins bords.	38
Figure 15 : Profils en travers (1850, 2017) PT 1/3.	39
Figure 16 : Profils en travers PT2/3 (1850, 2017).	40
Figure 17 : Profils en travers PT3/2 (1850, 2017).	41
Figure 18 : Profils en travers PT 4/3 (1850, 2017).	42
Figure 19 : Profils en travers PT 5/3 (1850, 2017).	43
Figure 20 : Profils en travers PT 6/2 (1850, 2017).	44

Figure 21 : Aperçu des modifications humaines supprimées lors de la génération du MNT historique.	46
Figure 22 : Exemple de transformation de la géométrie fluviale du Rhône à la hauteur de Sion entre 1850 (gauche) et 2017 (droite).....	50
Figure 23 : Variation du niveau du fond du Rhône entre 1964 et 2010 (Canton du Valais, 2014)	51
Figure 24 : Hydrogrammes de crues utilisées pour les débits des simulations hydrodynamiques (OFEV, 2000).	53
Figure 25 : Vue d'ensemble des six sous-systèmes délimités pour les simulations sur BASEMENT.	55
Figure 26 : Aperçu des breaklines et point shapefiles intégrés comme paramètres dans la génération du maillage d'élévation avec BASEmesh.	56
Figure 27 : Exemple de plausibilisation des résultats de simulation au moyen de sources historiques. La surface simulée à gauche correspond à la zone d'inondation définie sur la carte en 1850 (à.d : Archives de L'État du Valais, AEV DTP 42/1, 1850).	61
Figure 28 : Évolution entre 1850 et 2017 de la capacité hydraulique pour chaque profil en travers, avec les débits de pointe mesurés lors de l'inondation d'octobre 2000.	65
Figure 29 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 1 (1850).	66
Figure 30 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 1 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	67
Figure 31 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 2 (1850).	68
Figure 32 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 2 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	69
Figure 33 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 3 (1850).	70
Figure 34 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 3 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	71
Figure 35 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 4 (1850).	71
Figure 36 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 4 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	72
Figure 37 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 5 (1850).	72

Figure 38 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 5 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	73
Figure 39 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 6 (1850).	74
Figure 40 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 6 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	74
Figure 41 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 1 (2017).	75
Figure 42 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 1 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	76
Figure 43 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 2 (2017).	77
Figure 44 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 2 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	77
Figure 45 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 3 (2017).	78
Figure 46 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 3 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	78
Figure 47 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 4 (2017).	79
Figure 48 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 4 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	80
Figure 49 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 5 (2017).	80
Figure 50 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 6 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	81
Figure 51 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 6 (2017).	82
Figure 52 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 6 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.	82
Figure 53 : Danger d'inondation dans la plaine du Rhône, 1850 (a) : Systèmes 1,2 ; b) : Systèmes 4,5 ; c) : Système 6).	86
Figure 54 : Danger d'inondation dans la plaine du Rhône, 2017 (a) : Systèmes 1,2 ; b) : Systèmes 4,5 ; c) : Système 6).	86
Figure 55 : Évolution spatiotemporelle relative du danger d'inondation entre 1850 et 2017.	87

Figure 56 : Comparaison des capacités hydrauliques mesurées pour chaque profil en travers sur l'ensemble du site d'étude.	88
Figure 57 : Extrait des surfaces inondées et des processus d'inondation relatifs lors de la crue du 15 octobre 2000 (d'après OFEV, 2022)	90
Figure 58 : Carte du danger de ruptures de digues du Rhône actuel. Les tronçons en rouge indiquent les secteurs où le danger de rupture de digue est élevé. (Canton du Valais, 2015). ...	91

Index des tableaux

Tableau 1 : Périodes de mesure, débit annuel moyen et débit maximal pour chaque station de mesure du Rhône alpin (Données : OFEV 2020)	9
Tableau 2 : Division des classes d'intensité pour les critères d'inondation selon l'OFEV (1997). h = hauteur d'eau, v = vitesse d'écoulement.	23
Tableau 3 : Liste des cartes et plans historiques.....	25
Tableau 4 : Liste des profils en travers historiques (ACV, AEV).....	27
Tableau 5 : Synthèse des mesures de profils, système 1	39
Tableau 6 : Synthèse des mesures de profils, système 2	40
Tableau 7 : Synthèse des mesures de profils, système 3	41
Tableau 8 : Synthèse des mesures de profils, système 4	42
Tableau 9 : Synthèse des mesures de profils, système 5	43
Tableau 10 : Synthèse des mesures de profils, système 6	44
Tableau 11 : Moyenne des profils mesurés pour les systèmes 1 à 6.....	45
Tableau 12 : Mesures de débits lors de la crue du 15 octobre 2000 et débits théoriques pour une période de retour de 2 ans sur les quatre stations de mesure de l'OFEV (2019).	52
Tableau 13 : Catégories de couverture du sol, surfaces maximales des mailles et coefficients de Strickler (friction).	56
Tableau 14 : Paramètres pour la modélisation Baseplan_2D sur BASEMENT. Les paramètres affichés sont ceux dont les valeurs n'ont pas été laissées par défaut.	57
Tableau 15 : Attribution des hydrogrammes de crue aux systèmes en vue des simulations (1850 ; 2017).	59
Tableau 16 : Capacité hydraulique [m^3/s] mesurée pour chaque profil en travers. Les débits de pointe issus des hydrogrammes de crue utilisés pour chaque système sont listés dans la dernière colonne.	64
Tableau 17 : tableau des caractéristiques des surfaces inondées en octobre 2000	128

1. Introduction

1.1. Problématique

Les inondations sont l'un des dangers naturels les plus dommageables, responsables de la majorité des coûts attribués aux dangers naturels sur la planète. (Paprotny et al., 2018; UNDRR, 2023). Le concept de danger naturel est intrinsèquement en lien avec le concept du risque, défini comme fonction de la probabilité d'occurrence d'un événement ou d'un scénario d'inondation et de l'étendue des dégâts associés (Löschner et al., 2017; UNDRR, 2023). Dans un contexte de changements rapides au niveau socio-économiques et environnemental, la compréhension et la gestion du danger d'inondation est importante pour anticiper les risques futurs. Les paramètres influençant le danger d'inondation subissent des modifications complexes au fil du temps, résultant en une dynamique évolutive rapide du danger et des risques associés (Barredo, 2007; Mazzorana et al., 2012; Union Européenne, 2007).

Au cours de la dernière décennie, un changement progressif s'est fait dans le cadre de l'évaluation de l'évolution du danger et du risque d'inondation (Mazzorana et al., 2012; Zischg, 2022). La plupart des défis auxquels une société peut être confrontée aujourd'hui sont souvent le résultat des mesures apportées pour solutionner des problèmes antérieurs, souvent sans tenir compte des trajectoires évolutives futures du danger (Machado et al., 2015). Actuellement, les approches de gestion du risque continuent régulièrement de privilégier des mesures de protection statiques contre le danger d'inondation (Zischg, 2022). Les analyses du danger faites de nos jours omettent souvent les évolutions passées du danger d'inondation, pouvant ainsi entraver une compréhension globale de sa dynamique à long terme. Pour élaborer des scénarios de danger futurs robustes pour les plaines d'inondation, une meilleure compréhension de l'histoire hydrologique et morphologique des plaines alluviales ainsi que des interactions humaines avec son l'environnement physique est nécessaire.

Depuis les années 1860, début de la première correction du fleuve, la plaine du Rhône alpin montre un exemple remarquable de développement démographique et économique rapide, associé à des interventions sur le territoire telles que les endiguements et les assèchements, visant principalement à accroître les zones habitables et productives (Williams et al., 2020). Privilégiées par les humains dans leurs activités socio-économiques, la modification des plaines inondables a impacté de nombreuses fonctions et services écosystémiques avec des conséquences parfois désastreuses (Rajib et al., 1992). Pourtant, la pression des activités humaines ne diminue pas et

continue d'influencer les trajectoires évolutives du danger d'inondation, et, à terme, celles des risques auxquels les communautés sont et seront exposées (Remo et al., 2009).

Les modifications par l'humain des processus hydrologiques et morphodynamiques implique une prévision incertaine du danger et du risque d'inondation futur (Zischg, 2022). Un problème souvent rencontré dans ce type de travaux est que les mesures de protection contre les inondations rendent difficile la comparaison d'une crue de même intensité dans les conditions hydrologiques et morphologiques d'avant et d'après une correction, surtout lorsque la période étudiée s'étend sur une période supérieure à 30 ans (Zischg, 2022). La difficulté à comparer les crues et les inondations ayant lieu dans deux états temporels différents est accrue par le manque de données relatives à la période précédant la première correction. Actuellement, il n'existe pas de modèle reproduisant les conditions de la plaine du Rhône sans modifications significative de l'humain. Il est dès lors difficile d'estimer l'évolution spatiale et temporelle de l'étendue et de l'intensité d'une crue d'amplitude similaire sans modèle reproduisant l'état du fleuve et de la plaine d'inondation avant les interventions sur le cours d'eau. Pourtant, la connaissance des processus du danger et de leurs impacts, ainsi que des trajectoires d'évolution du danger d'inondation, est un aspect essentiel de la gestion durable des risques d'inondation. Dès lors, ce mémoire vise à étudier comment le danger d'inondation a pu évoluer dans le temps et l'espace entre 1850 et 2017.

Afin de combler le manque de données nécessaire à la gestion future des risques, ce mémoire de master propose une reconstruction historique de la géométrie fluviale du Rhône et une modélisation d'un événement de crue pour deux états temporels différents : 1850 et 2017. Cela permet, au moyen d'une reconstitution historique et de modélisations, de déterminer comment le danger d'inondation a évolué au cours des 170 dernières années suite aux corrections du cours d'eau, en prenant pour scénario la crue record enregistrée dans la plaine du Rhône entre le 15 et le 20 octobre 2000.

1.2. État des connaissances

Le danger et le risque d'inondation sont aujourd'hui de plus en plus analysés dans une perspective dynamique plutôt que statique (Mazzorana et al., 2012 ; Merz et al., 2010). Plusieurs études ont porté sur l'évolution historique des dangers naturels et des risques (Bomers, Schielen, et al., 2019; Paprotny et al., 2018; Steinhausen et al., 2022; A. Zischg, 2022). La recherche sur le changement climatique et ses impacts s'est quant à elle intéressée à l'évolution future des risques (Alfieri et al., 2016, 2018; Dottori et al., 2018). À l'échelle d'un bassin versant, la plupart des études se sont intéressées uniquement à l'augmentation future du danger et du risque d'inondation. Peu d'études

combinent la dynamique passée et future des processus d'inondation et des modifications de l'environnement physique par les humains (Cortès et al., 2019; Jongman et al., 2012; Kundzewicz et al., 2014; Llasat, 2021). Il est plutôt rare que l'on examine de plus près l'évolution spatio-temporelle du danger d'inondation et le degré de changement entre différentes périodes historiques, actuelles et futures.

En ce sens, Pinter et Remo (2007) proposent le concept de rétro-modélisation pour évaluer l'ampleur et le changement des niveaux d'inondations liés aux modifications de la géométrie fluviale par l'humain. Les sources et données historiques sont donc un appui fondamental pour analyser l'évolution spatio-temporelle des inondations au fil du temps. Elles permettent une reconstruction des conditions hydrologiques, hydrauliques, climatiques et morphologique de la zone étudiée. La reconstruction de la géométrie du Rhône et la modélisation d'un événement de crue historique dans des conditions temporelles différentes nécessite du matériel cartographique et des données de bonne qualité pour les différentes périodes chronologiques. Les données disponibles pour la plaine du Rhône au 19^e siècle sont éparses et ont été pour la plupart recueillies de manière non systématique. Les données brutes historiques sont disponibles aux Archives de l'État du Valais (AEV) et du Canton de Vaud (ACV). Les données actuelles sont mises à disposition par swisstopo. Il existe également de nombreux travaux portant sur l'histoire de l'évolution de la plaine du Rhône et sur les grandes inondations l'ayant impactée. Les travaux menés par Mariétan (1948, 1953, 1968) témoignent des inondations de septembre 1948 et rapportent l'histoire des corrections entreprises pour maîtriser les eaux du point de vue de l'ingénierie civile. Reynard (2009) dresse un rapport des principales sources cartographiques utiles à l'étude du Rhône historique tandis que Borgeat-Theler et al. (2011) livrent une étude complète des conflits et solutions relatives à la cohabitation entre les riverains du fleuve et les eaux de ce dernier entre 1480 et 1860. Une analyse de l'évolution morphologique de la plaine d'inondation du Rhône sur le long terme est fournie par Laigre et al. (2011) et Brandolini et al. (2020), fournissant ainsi une base importante pour la compréhension des processus fluviaux présents avant les premiers ouvrages de génie civil. Beaud et al. (2016) proposent une approche géohistorique de l'évolution paysagère de la plaine rhodanienne entre Riddes et Martigny (1840-1965) et fournissent ce faisant une précieuse chronologie de l'impact des aménagements sur la morphologie du fleuve.

La reconstruction de la géométrie d'un cours d'eau et la modélisation d'événements de crues historiques n'est pas une nouveauté en soi. Bomers et al. (2019) ont ainsi modélisé une crue du Rhin dans son état de 1809 et en ont analysé la propagation. De manière similaire, Ngo et al. (2023) ont procédé à une reconstruction de la plaine du Rhin aux alentours de Cologne pour un événement correspondant à une crue de 1374. Dernièrement, Zhong et al. (2024), proposent une

1 Introduction

reconstitution des événements de crues historiques pour le bassin versant alpin de la Saltina et le Lac Majeur en Suisse. Des travaux similaires à celui exposé ici ont été soumis par Girod (2015) et Schürman (2017). Tous deux ont permis de reconstruire les tronçons de l'Aar entre Thoune et Berne afin de déterminer les effets des corrections sur l'hydrologie des crues. Un socle important pour la conduite de ce mémoire est à trouver dans les travaux d'Hofer (2017) et Zischg (2022, 2023). Ces recherches portent aussi sur la reconstruction historique d'un cours d'eau et sur la modélisation d'événements de crues avec l'exemple de l'Emme et de l'Aar (Suisse), mais apportent une dimension supplémentaire en y intégrant l'aspect dynamique de l'évolution du risque d'inondation dans une plaine inondable au cours des 200 dernières années. L'évolution spatio-temporelle des facteurs de risque (danger, vulnérabilité et exposition) y est intégrée. Cela permet une analyse complexe ne prenant pas exclusivement en compte des données statiques pour comprendre l'évolution future du risque.

Pour la création d'un modèle numérique de terrain (MNT) historique, étape inhérente à la modélisation hydrodynamique et à la reconstruction géométrique du fleuve, les deux logiciels de système d'information géographique QGIS et ArcGIS sont utilisés. La modélisation des hydrogrammes de crue se base sur des données de mesure hydrologiques. Les quatre stations de mesure de Brigue, Sion, Branson et de la Porte du Scex fournissent des données de mesure pour le Rhône. Les premières mesures remontent à 1901 (OFEV 2023). Le rapport de Mariétan (1948) livre d'autres données sur le débit du Rhône lors de la crue de 1948. Le rapport complet de l'OFEV (2002) et le rapport de synthèse pour la 3^e correction du Rhône (Canton du Valais, 2014) sont d'importantes sources d'informations sur les processus ayant eu lieu lors de la crue du 15 octobre 2000, événement utilisé comme référence dans ce mémoire. Les conclusions du rapport CONSECRU 2 (Hingray et al., 2006) et les recherches menées dans le cadre du projet Minerve 2010 (García Hernández et al., 2010) sont également un apport substantiel d'informations sur le Rhône et ses crues.

Les modélisations hydrodynamiques sont largement utilisées dans la pratique. Elles servent ainsi de base à la détermination de cartes de danger, d'impacts des crues, d'effets d'un aménagement ou à la simulation du transport sédimentaire (Ahmad & Simonovic, 2015). Les études de Remo & Pinter (2007), Zischg (2016, 2022), Mosimann (2016), Hofer (2017) et Bomers (2019) constituent des approches de modélisation des crues importantes pour ce travail.

1.3. Objectifs

Ce travail s'inscrit dans la continuité des travaux de Zischg (2022). À l'aide de l'exemple concret de la plaine du Rhône entre Brigue et l'embouchure du fleuve au Lac Léman, ce mémoire a pour

1 Introduction

objectif principal la quantification de l'évolution spatio-temporelle du danger d'inondation entre 1850 et 2017. Cet objectif peut être déclinés en plusieurs sous-objectifs. Le premier vise à reconstruire la géométrie du Rhône dans son état en 1850 et à établir un modèle d'élévation correspondant à une topographie historique simplifiée de la plaine d'inondation durant cette époque. Les cartes historiques sont l'élément central de cette reconstruction, qui dans un premier temps permet de comparer le degré du changement de la morphologie du fleuve entre 1850 et aujourd'hui. Ensuite, ce mémoire a pour but la quantification des effets que les modifications de la géométrie du Rhône et les aménagements (digues, modification du sol) peuvent avoir sur les niveaux d'intensité pour un débit identique à celui de la crue centennale et tricentennale d'octobre 2000 dans les conditions reconstruites de 1850 et de 2017. Il s'agit dès lors de déterminer le degré de changement des intensités d'inondation entre les deux périodes étudiées. Une modélisation hydrodynamique se basant sur l'hydrogramme de crue mesuré entre le 13 et le 20 octobre 2000 et appliquée à chaque période temporelle permet d'établir l'intensité (surface, hauteur d'eau et pression dynamique de l'eau) d'une telle crue pour chaque scénario (chap. 2.2). Finalement, les résultats obtenus doivent fournir des modèles et des données de base pour de futures recherches portant sur l'analyse de l'évolution spatio-temporelle du risque d'inondation dans la plaine du Rhône.

Les objectifs peuvent être résumés comme suit :

- Reconstituer le MNT historique de la plaine du Rhône (1850).
- Créer un modèle 2D d'inondation pour le Rhône (1850).
- Quantifier les effets des modifications de la géométrie du Rhône sur la distribution spatiotemporelle du danger d'inondation (1850, 2017).
- Fournir un modèle et des données de base pour de futures études portant sur l'évolution du risque d'inondation dans la plaine du Rhône alpin.

1.4. Questions de recherche

Les objectifs définis ci-dessus mènent à l'émission des questions de recherche suivantes :

- Comment la géométrie du Rhône alpin entre Brigue et le Lac Léman a-t-elle évolué entre 1850 et 2017 ?
- Dans quelle mesure la modification de la géométrie fluviale du Rhône a-t-elle impacté l'évolution du danger d'inondation entre 1850 et 2017 ?
- Dans quelle mesure le danger d'inondation a-t-il évolué dans le temps et l'espace entre 1850 et 2017, dans le cas de débits similaires à ceux mesurés lors des inondations du 15 octobre 2000 ?

1.5. Choix du site d'étude

Le critère initial du choix du site d'étude est issu d'une délimitation spatiale du périmètre des dangers d'inondations du Rhône. Dans le cas d'inondations fluviales, la délimitation spatiale du système pris en considération est celle de la plaine d'inondation où sont situées les infrastructures et les habitations, additionnée au bassin versant contribuant au débit déclenchant les inondations dans la zone d'étude (Zischg, 2022). Dans la suite de ce travail, le terme de plaine d'inondation et de plaine inondable est utilisé comme synonyme de la zone d'intérêt pour l'analyse de l'évolution du risque d'inondation. En résumé, la délimitation du système comprend le type d'aléa considéré dans ce travail (inondation), la zone d'intérêt où l'évolution du risque doit être analysée (plaine d'inondation) et les zones amont du bassin versant d'où proviennent les processus des aléas générant les conditions limites du système interne. Ce même système interne peut être défini comme un système ouvert. Les aléas peuvent provenir et se produire à l'intérieur du système et peuvent entrer depuis l'extérieur du système à l'endroit de ses limites. Les limites du système externe doivent donc être également délimitées afin de modéliser les aléas en cas d'inondations. Étant donné l'influence d'autre processus inhérents aux inondations tels que le charriage sédimentaire, les laves torrentielles ou le transport de bois, il est dès lors important de statuer sur le type d'aléa pertinent pour les questions de recherche au sein du système étudié. La définition explicite des processus des aléas pris en compte et l'exclusion explicite des types d'aléas écartés est nécessaire pour l'interprétation des résultats.

Le système interne correspond à celui de la plaine d'inondation. Afin de déterminer si le site d'étude choisi est adapté aux objectifs de ce mémoire, les critères suivants doivent être remplis :

- **Occurrence d'inondations :**

Des inondations doivent être survenues au cours de la séquence temporelle choisie. S'il n'y a pas de traces de processus d'inondation, le danger d'inondation peut être considéré comme très faible et une analyse n'est pas nécessaire.

- **Correction homogène du fleuve :**

Une correction uniforme et si possible simultanée de la rivière devrait avoir eu lieu dans le site d'étude. Ce point permet de mettre en évidence l'évolution du danger d'inondation entre deux périodes.

- **Données sur le tracé historique du fleuve :**

Pour pouvoir reconstruire les conditions historiques du Rhône et de la plaine, il faut disposer de données couvrant la période d'intérêt. Plus la résolution temporelle et spatiale

du matériel historique est bonne, plus les conditions historiques peuvent être reconstruites avec précision.

- **Stations de mesure de débit :**

Pour pouvoir calibrer, valider et intégrer les hydrogrammes de crue aux modèles, il faut disposer de données sur le débit du Rhône durant la crue d'octobre 2000 et sur la statistique des crues. Il est donc important que le cours d'eau étudié dispose de données de débit avec une bonne résolution temporelle.

1.6. Site d'étude

La section suivante décrit le périmètre d'étude de ce travail. Après un aperçu de la géographie (1.6.1), des informations plus précises sont données sur les conditions hydrogéographiques du site d'étude (1.6.2). Après avoir précisé les conditions climatiques générales (1.6.3), l'histoire des aménagements du Rhône est abordée (1.6.4). Enfin, une synthèse de la crue d'octobre 2000, utilisée comme référence pour la simulation des débits dans l'état historique et actuel du Rhône (chap. 1.6.5).

1.6.1. Géographie

Le Rhône alpin prend sa source au pied du glacier du Rhône dans la commune d'Obergoms dans le canton du Valais. De sa source (2208 m) au Lac Léman (372 m), le fleuve est long de 164 km, et présente une pente moyenne de 0,89% (Reynard, 2023). La surface du bassin versant du site d'étude s'élève à 5244 km². En se basant sur les critères de choix du site d'étude énoncés au chapitre 1.5, la zone étudiée dans ce travail se concentre sur une portion du Rhône alpin et s'étend sur 121 km, avec une pente moyenne de 0,26% entre Brigue (aval de l'embouchure de la Massa, 684 m) et le Lac Léman (372 m) (fig. 1).

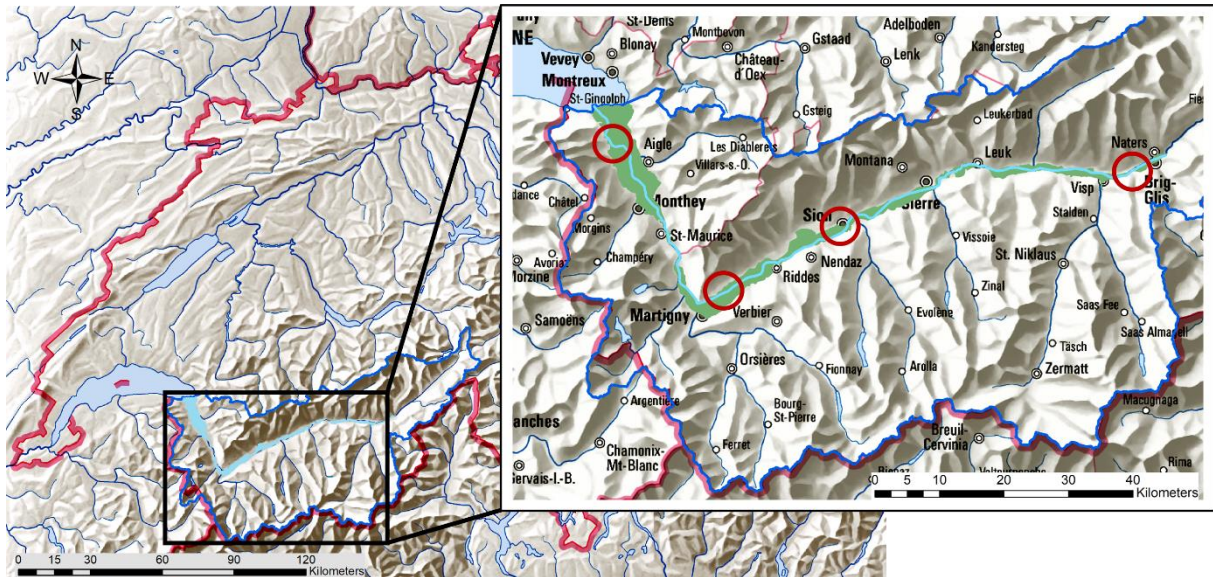


Figure 1 : Délimitation du site étudié. En vert, la plaine d'inondation avec l'emplacement des quatre stations de mesure de l'OFEV en rouge (de gauche à droite : Porte du Scex, Branson, Sion, Brigue)(swisstopo, 2022).

1.6.2. Hydrogéomorphologie du Rhône alpin

Le fleuve du Rhône présente un régime hydrologique de type glacio-nival à nivo-glaciaire. Les débits y sont importants en été et faibles en hiver. Durant l'été, le débit moyen mesuré dans la station de la Porte du Scex est de $263 \text{ m}^3/\text{s}$. En hiver, un débit moyen de $97 \text{ m}^3/\text{s}$ est mesuré. La moyenne annuelle mesurée dans cette station correspond à $182 \text{ m}^3/\text{s}$ (Atlas hydrologique de la Suisse, 2023; Reynard, 2023). En amont de la zone d'étude dans la station de Brigue, le débit annuel moyen équivaut à $42 \text{ m}^3/\text{s}$. La mise en service des barrages hydroélectriques (par ex. Märjelsee, Grande Dixence, Mauvoisin, Lavey) dès les années 50 a sensiblement modifié la répartition des débits. L'arrivée de ces ouvrages hydroélectriques peut être observée au travers de l'évolution des débits moyens dans une station donnée. Selon Reynard (2023) et les données de l'OFEV (2020) pour la station de la Port du Scex, le débit hivernal est passé de $72 \text{ m}^3/\text{s}$ avant 1958 à $120 \text{ m}^3/\text{s}$ après cette période. Le réchauffement climatique contribue également à la modification des débits estivaux et hivernaux, notamment en raison de la fonte accélérée des glaciers, des modifications des périodes de fonte et des sécheresses. Le régime hydrologique des affluents latéraux du Rhône est influencé l'altitude moyenne des bassins versants (Reynard, 2023). Le type de régime est également influencé par le taux d'englacement. En rive gauche du Rhône, les bassins versant tels que ceux de la Vispa, de la Navisence, de la Borgne ou de la Dranse de Bagnes présentent des régimes de type glaciaire (Atlas hydrologique de la Suisse, 2023; Reynard, 2023). Dans les vallées de la rive droite, du Chablais, les petits bassins versants ont des régimes nivo-glaciaires. Certains bassins versant de taille réduite (Illbach, St.-Barthélémy) ont un régime torrentiel (Reynard, 2023).

1 Introduction

Tableau 1 : Périodes de mesure, débit annuel moyen et débit maximal pour chaque station de mesure du Rhône alpin (Données : OFEV 2020)

Station de mesure	Période	Débit annuel moyen	Débit max. mesuré
Rhône – Brig	1965 – 2019	42 [m ³ /s]	560 [m ³ /s]
Rhône – Sion	1916 – 2019	110 [m ³ /s]	910 [m ³ /s]
Rhône – Branson	1941 – 2019	133 [m ³ /s]	978 [m ³ /s]
Rhône – Port du Scex	1935 – 2019	182 [m ³ /s]	1370 [m ³ /s]

Selon Reynard et al. (2009), la zone étudiée du Rhône alpin peut actuellement être divisée en cinq secteurs fonctionnels qu'ils décrivent comme suit :

- 1) Brigue – Agarn : Vallée glaciaire créée par la jonction des glaciers d'Aletsch, du Rhône et de la Viège, orientée ENE-WSW, remplie en partie d'alluvions et d'une largeur moyenne d'un kilomètre.
- 2) Agarn – Sierre : Le fleuve est repoussé par l'imposant cône de déjection actif de l'Illbach contre le flanc N de la vallée. En aval, la plaine alluviale au secteur de tressage encore préservé se resserre à la hauteur de Sierre, où plusieurs collines issues de l'énorme écroulement postglaciaire de Varneralp viennent y combler le flanc W. La pente moyenne de ce secteur est de 1%.
- 3) Sierre – Martigny : Les différents cônes de déjection créés par les affluents tels que la Losentse ou la Borgne rendent le parcours du Rhône sinueux, bien qu'il soit canalisé dans toute sa longueur. La largeur moyenne de la plaine d'inondation est de 1,5 km, tandis que la pente moyenne est de 0,15%, ce qui en fait un secteur large et de faible dénivelé sur plus de 40 km.
- 4) Martigny – St.-Maurice : Après un virage vers le NW (coude du Rhône), le Rhône traverse une cluse et voit sa plaine alluviale à nouveau restreinte à une largeur d'1 km environ. Le cône de déjection actif du St.-Barthélémy repousse complètement le fleuve sur sa rive droite. À St.-Maurice, les eaux du Rhône se sont frayées un chemin à travers un verrou calcaire.
- 5) St.-Maurice – Lac Léman : La plaine alluviale s'élargit pour atteindre une largeur d'environ de 5 km. Les quelques kilomètres entre Vouvry et l'embouchure correspondent à une plaine deltaïque, là où se situait le Lac Léman lors du retrait du Glacier du Rhône.

1 Introduction

Les sédiments occupent un rôle important dans la dynamique fluviale du Rhône alpin. Les affluents sont d'importantes sources de sédiments. Certains cours d'eau comme la Losentse, l'Illbach ou le St-Barthélémy sont dominés par des processus de laves torrentielles et alimentent d'importants cônes de déjection. D'autres tels que la Dranse de Bagnes, la Borgne ou la Vispa ont une dynamique fortement influencée par les débits résiduels et les effets d'écluse des installations hydroélectriques. Le Rhône est marqué par des phases d'exhaussement et d'érosion du lit, facteurs importants dans l'évolution des crues et de leur étendue. Ces variations entre incision et alluvionnement sont à l'origine des entreprises de correction des eaux du Rhône (cf. chap. 1.6.4). De manière générale, on observe un accroissement des volumes sédimentaires potentiellement disponibles suite au réajustement post-glaciaire en cours depuis la fin du Petit-Âge glaciaire (Meile et al., 2005). Cependant, les activités anthropiques telles que l'exploitation du gravier et la rétention dans les réservoirs ont réduit la charge sédimentaire du fleuve : le transport de la charge de fond était estimé à 1 Mm³/an au début du vingtième siècle, mais il n'est aujourd'hui plus que de 0,2 Mm³/an (Thureau et al., 2006). De manière générale, le fond du Rhône a continuellement baissé depuis la deuxième correction sous l'action des prélèvements de gravier par les gravières, qui extraient plus que ce qu'apportent les affluents (fig. 2) (Canton du Valais, 2014)

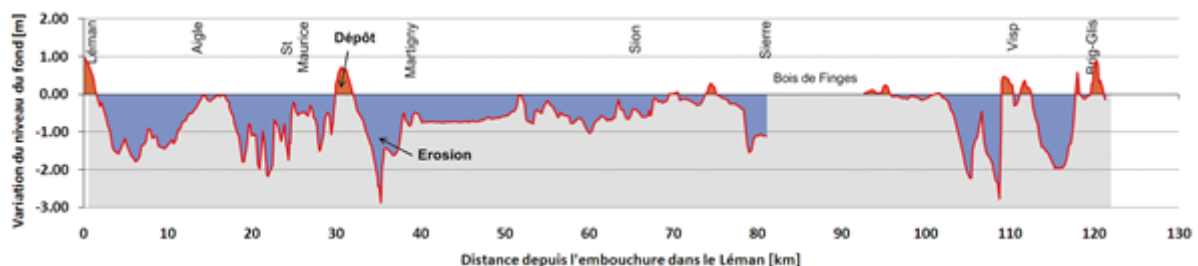


Figure 2 : Variation du niveau du lit du Rhône, période 1964-2010 (Canton du Valais, 2014)

Une formation de crue dans le Rhône peut être reliée à plusieurs causes, simplifiées sous la forme de quatre critères : une couverture neigeuse réduite, la position de la limite du 0°C au-dessus de 3000 m et une forte saturation des sols (précipitations antérieures). La concentration des crues principales du Rhône en août, septembre ou octobre en sont un témoignage (Canton du Valais, 2014).

S'ajoutant à ces facteurs climatiques et météorologiques, les processus considérés comme inhérents à la formation d'une crue dans la plaine du Rhône après la deuxième correction sont classés par l'OFEV en cinq catégories (Jäggi et al., 2011; OFEV, 2002):

1. *Rupture de digue*
2. *Capacité : dépassement de la capacité hydraulique du profil (débordement à cause du gabarit hydraulique insuffisant).*

1 Introduction

3. *Capacité – charriage : débordement influencé par un phénomène de charriage/déposition ou suite à une lave torrentielle.*
4. *Percolation digne : percolation à travers la digue en mauvais état.*
5. *Refoulement : débordement à cause d'une courbe de remous au Rhône. Aussi valable pour les canalisations.*
6. *Embâcle : inondation due à l'obstruction d'une section.*

Pour l'état du Rhône en 1850, quatre de ces processus proposés par l'OFEV (2002) sont considérés comme pouvant être à l'origine d'inondations :

- 1) *Capacité : dépassement de la capacité hydraulique du profil (débordement à cause du gabarit hydraulique insuffisant).*
- 2) *Capacité – charriage : débordement influencé par un phénomène de charriage/déposition ou suite à une lave torrentielle.*
- 3) *Refoulement : débordement à cause d'une courbe de remous au Rhône. Aussi valable pour les canalisations.*
- 4) *Embâcle : inondation due à l'obstruction d'une section.*

1.6.3. Climat

La majeure partie du Valais a un climat semi-continentale, c'est-à-dire des précipitations annuelles relativement faibles (par exemple 598 mm à Sion, 482 m d'altitude), des hivers froids, une forte insolation et des fluctuations de température journalières et annuelles importantes. La partie occidentale (Chablais, Bas-Valais), en revanche, est caractérisée par des conditions climatiques plus océaniques avec des précipitations plus élevées (par exemple, 1032 mm à Aigle, 381 m d'altitude), avec un pic en été, et des variations de température plus faibles (MétéoSuisse 2020). Au cours du 20^{ème} siècle, une augmentation de la température moyenne annuelle de 1,3°C a été observée en Valais (Bader & Bantle, 2004), et les projections climatiques suggèrent une poursuite du réchauffement et une augmentation de la sécheresse estivale dans cette région (MétéoSuisse, 2020).

La plaine du Rhône alpin est protégée contre les apports d'air humide, par les Alpes bernoises au Nord et par les Alpes valaisannes au Sud-Ouest et au Sud-Est (OFEV, 2002; Stucki et al., 2012). Le Valais central et le Haut-Valais profitent de cette barrière et jouissent donc d'un climat plus sec que le reste de la Suisse. Les plus hauts sommets des Alpes valaisannes et vaudoises sont recouverts de neige ou de glaciers une grande partie de l'année. La pluviométrie présente une variation significative en fonction du relief, avec une moyenne de 600 à 800 mm au niveau de la

1 Introduction

plaine entre Martigny et Brigue et de 1000 à 1200 mm dans le Chablais (Atlas hydrologique de la Suisse, 2023; Reynard, 2023). Les précipitations dépassent 2000 mm par an dans les Préalpes du Chablais et la région du Grand St-Bernard. Sur les hauts des Alpes valaisannes et dans la région du Simplon, le régime pluviométrique se caractérise par deux maxima pluviométriques en automne et au printemps. Ces pics coïncident avec l'arrivée d'air humide du Sud-Ouest au Sud-Est depuis la Méditerranée, engendrant un effet de barrage sur le versant Sud des Alpes et la crête principale des Alpes valaisannes (Reynard, 2023). Cette caractéristique climatique est comparable à celle du climat nord-méditerranéen observée au Tessin (OFEV, 2002; Stucki et al., 2012).

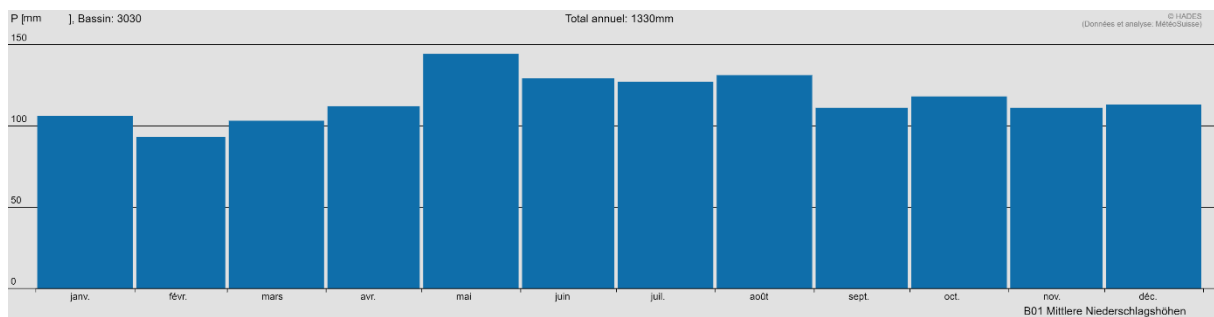


Figure 3 : Moyenne pluviométrique annuelle du bassin versant mesurées pour la Porte du Scex (Atlas hydrologique de la Suisse, 2023).

1.6.4. Historique des corrections du Rhône

Depuis l'arrivée estimée des premiers occupants aux alentours du Néolithique jusqu'à aujourd'hui (Pignat & Crotti, 1984), la morphologie et l'hydrologie de la plaine et du fleuve du Rhône ont considérablement été modifiées par les activités humaines. Le Rhône est cependant resté un facteur déterminant dans le développement des communautés riveraines. Selon Borgeat-Theler et al. (2011), la déstabilisation du système hydrogéomorphologique causée par le Petit Âge glaciaire (précipitations abondantes et augmentation des sédiments charriés dans le fleuve) aurait résulté en un exhaussement du lit principal et des inondations accrues. Le développement successif d'un cours tressé sujet à des migrations du lit principal et des bras secondaires est fortement probable. Néanmoins, cette évolution n'aurait pas concerné toutes les parties de la plaine, mais plutôt certaines zones sujettes à un important tressage du fleuve, notamment entre Riddes et Martigny (fig. 4) ou entre Illarsaz et Chessel (Archives de l'Abbaye de St.-Maurice, 1468; Borgeat-Theler et al., 2011; Scheurer, 2017).



Figure 4 : Cours tressé du Rhône entre Mazembroz et Saillon, 1803 (AEV/DTP/Plans/Rhône/1).

Au XVe siècle, les terrains situés le long du Rhône constituent la base d'une économie agricole et sont souvent structurés sous la forme de biens communs. Les communes, distribuées de part et d'autre du fleuve, sont dès lors fortement impactées par les divagations du fleuve (Beaud et al., 2016). Les conflits ayant pour objet les droits de pâture et la modification des limites parcellaires avaient principalement pour cause les migrations incessantes du Rhône, faisant par exemple apparaître ou disparaître îles et pâturages bordant les rives. De nombreuses sources judiciaires et traités concernant particuliers et communes voisines attestent des disputes entre la population

1 Introduction

et les collectivités lorsqu'il s'agissait de contrôler et de repousser les eaux sur les terres cultivables et constructibles des communes avoisinantes (Beaud et al., 2016; Mariétan, 1968; Plateforme Rhône, s. d.; Vischer, 2003) :

Ceux d'Ivorne ayants fait des digues et bâtis des artifices au bord du Rhône vis-à-vis de Barges, que l'abbé d'Allinge regardoit comme préjudiciables à dite possession, il se leva là-dessus de nouvelles difficultés entre ledit abbé et ceux d'Ivorne terminées enfin, du consentement desdites parties, par la pronociation de deux seigneurs députés de Berne, par laquelle ils décidèrent que ni l'une ni l'autre des parties ne feroit construire aucune bâtie ni artifice qui put détourner le Rhône de son droit cours
(Archives de l'Abbaye de St.-Maurice, 1501).

Jusqu'au XIXe siècle, on constate une forte dépendance de l'humain envers la dynamique fluviale et aux adaptations qu'elle nécessite pour satisfaire l'exploitation agricole et le développement des communautés riveraines (Borgeat-Theler et al., 2011; Scheurer, 2017). On peut affirmer que les ouvrages érigés jusqu'alors tiennent plus d'une réaction locale ou d'une défense spatialement disparate face à la dynamique du Rhône que d'une véritable planification proactive, régionale et concertée visant à endiguer et réguler les eaux du fleuve.

Dès le XVIIIe siècle, une évolution est observée dans la gestion des eaux du Rhône et des risques associés. D'une part, on observe un processus de marchandisation de la nature commun aux sociétés en voie d'industrialisation. Les milieux préindustriels et agraires présentent la plaine du Rhône comme un espace sous-exploité riche en ressources naturelles mais en proie à de nombreux maux nécessitant une intervention humaine, notamment concernant la malaria et les fréquentes inondations. Dans le Journal de la Société Vaudoise d'Utilité Publique publié en l'an 1840 (Crud, 1840), un mémoire portant sur l'aménagement de la plaine entre et Bex et Villeneuve et proposant d'en exploiter au mieux les ressources est livré par Benjamin Crud, homme politique et agronome du canton de Vaud. Ses propos illustrent l'état d'esprit motivant la mise en place d'une correction des eaux :

La plaine [...] serait une des plus fertiles et des plus riches portions du Canton de Vaud, si elle n'était soumise à des fléaux qui en rendent une partie presque inhabitable [...]. Pour être une contrée accomplie, il ne lui manque guère que d'être libérée de la fâcheuse action des eaux que le voisinage d'un fleuve sujet à des crues excessives rend impropre à la culture [...], au point de restreindre la population beaucoup au-dessous de ce que la fertilité naturelle de son sol et toutes les circonstances physiques, morales et politiques de la contrée lui assureraient. (Crud, 1840)

D'une autre part, l'occurrence de crues aux magnitudes particulièrement élevées, par exemple lors de la « grande irruption » de 1782 ou des inondations de 1818 (suite à la débâcle du Giétroz), 1834, 1839 et 1860, incite les autorités cantonales à se responsabiliser vis à vis de la problématique pour élaborer un plan d'endiguement général et supra-régional (fig. 5) (Borgeat-Theler et al., 2011; Mariétan, 1968).



Figure 5 : Tracé du projet d'endiguement du Rhône en aval de St.-Maurice (en rouge) proposé en 1827 (ACV / Gc 1956).

La première correction du Rhône (1863-1894)

La gravité des événements de 1860 termine de fédérer, non sans accroc, les communes riveraines et les cantons de Vaud et du Valais autour de ce qui sera appelé le projet de première correction des eaux du Rhône, initialement esquissé par l'ingénieur Ignace Venetz. Ce projet majeur d'aménagement hydrologique et de génie civil se déroule entre 1863 et 1894 et est supervisé par les deux cantons et en une moindre mesure par la Confédération suisse (Vischer, 2003). La première correction concerne principalement la partie exclusivement valaisanne du Rhône, entre l'embouchure de la Massa (en amont de Brigue) et le cône de déjection du Bois-Noir (en amont de St-Maurice). Entre la Massa et Sion, le Rhône est presque entièrement doté d'un nouveau lit, plus étroit et contraint par un nouveau système de digues et d'épis (Vischer, 2003). Sur la base d'une convention intercantonale, le tronçon entre Lavey et le Lac Léman est également corrigé (Pasche, 2004). Les affluents du Rhône (la Dranse, le Trient, la Vièze, la Gryonne, la Saltina, etc...) sont eux aussi aménagés avec pour objectif la réduction du charriage de matériaux dans le Rhône et la sécurisation des communautés riveraines.

Malgré les espoirs portés sur la réduction du risque d'inondation grâce au nouvel endiguement, un constat alarmant vient ternir le succès prédit de la première correction. Les modifications du débit par les épis fraîchement installés empêchent le Rhône de charrier les sédiments jusqu'au

Léman. Le lit s'exhausse et affaiblit les digues, menaces devenant concrètes à plusieurs reprises (par ex. en 1896, 1897 et 1920). La nécessité d'alternatives aux méthodes et constructions utilisées s'impose mais ne trouve que peu de soutien, comme l'indique à posteriori le Dr. Ignace Mariétan (Mariétan, 1968):

On fit quelques bonnes expériences, [...] on établit des lois, jamais on ne réussit à triompher de la résistance des particuliers qui ne pouvaient se résoudre à sacrifier des avantages immédiats pour une amélioration lointaine.

La deuxième correction du Rhône (1936-1961)

Suite à la première correction du fleuve, une augmentation de l'humidité est constatée dans les zones basses de la plaine. Une augmentation des surfaces marécageuses au détriment des cultures est attestée par les autorités de surveillance du Rhône (Baud & Reynard, 2016). Le gain de surfaces marécageuses est à imputer au fait que les eaux de ruissellement et des bras secondaires se retrouvent bloquées entre les points surélevés formés par les digues érigées lors de la première correction et les cônes de déjection (Beaud et al., 2016). Les remblais érigés lors pendant la création de la nouvelle ligne de chemin de fer en 1850-60 participent également à la création de systèmes hydrologiques fermés, parfois encore présents aujourd'hui. L'infiltration y est lente et mène à la formation de mares temporaires et marais permanents, processus encore plus marqué lors de la fonte des neiges. Devant cet état de fait et malgré les réticences exprimées, une deuxième correction est mise à l'ordre du jour. Basée sur le principe d'une amélioration des ouvrages existants et d'une mise en place de drainages, elle vise principalement à resserrer le lit du fleuve pour en augmenter la capacité de charriage sédimentaire, cela afin d'éviter un exhaussement du lit, et à drainer les surfaces humides nouvellement formées. De 1936 à 1961, les digues sont surélevées et renforcées dans leur quasi-totalité.

La troisième correction du Rhône

La plaine du Rhône vit actuellement sa troisième correction. Les digues actuelles, construites par-dessus les premières digues érigées en 1863-1894, sont l'héritage de la deuxième correction. Les réflexions initiées à la suite des inondations catastrophiques du 15 octobre 2000 ont abouti à l'élaboration d'un projet d'envergure visant, comme les deux premières corrections, à garantir la sécurité de la population habitant et travaillant dans la plaine inondable. Les défaillances structurelles des digues, le sous-dimensionnement du lit ainsi que l'évolution des scénarios de crues vers des événements de magnitude plus élevée rendent le risque d'inondation critique (Jäggi et al., 2011; MétéoSuisse, 2020; OFEV, 2002). Au total, ce sont plus de 12'500 hectares qui sont menacés par les inondations. Avec une augmentation de 21% des bâtiments exposés, la somme des dommages potentiels a augmenté pour atteindre une estimation de plus de 20 milliards de

francs suisses (Canton du Valais, 2014). Fort de ce constat, le projet a pour objectif d'intégrer les données récoltées lors des crues antérieures majeures (1948, 1987, 1993, 2000) tout en apportant des améliorations paysagères et écologiques (Canton du Valais, 2014). Soutenue par les cantons de Vaud et Valais, les communes et la Confédération, cette entreprise débutée à l'aube des années 2000 cristallise – à l'instar des discussions observées lors des deux premières corrections – de nombreux débats liés aux questions socio-économiques, à la biodiversité et à la sécurité des infrastructures. De manière globale, les aménagements prévus combineront abaissements du lit, élargissement linéaires, élargissements ponctuels et renforcement de structures existantes (Canton du Valais, 2014).

1.6.5. La crue du 15 octobre 2000

La crue du Rhône du 15 octobre 2000 est considérée comme l'inondation la plus catastrophique du dernier siècle dans la plaine du Rhône et le canton du Valais en général (OFEV, 2002). L'objectif principal de ce mémoire étant de reproduire ladite crue dans des conditions similaires à celles observables en 1850 et 2017 et d'en comparer l'étendue pour les deux périodes choisies, un récapitulatif de l'événement tel qu'observé et rapporté par les expert-es, notamment dans le rapport de synthèse commandé par l'OFEV (2002), est entrepris ci-après.

Comme exposé dans la section 1.6.2, la crue de 2000 a été déclenchée par une configuration météorologique caractérisée par un afflux persistant d'air chaud et humide du sud dirigé vers les Alpes pendant une période de 7 jours, du 10 au 16 octobre (OFEV, 2002). Ces masses d'air surmontant les Alpes ont engendré des précipitations intenses qui ont touché l'ensemble du Valais, du Chablais, du Tessin et du Piémont. Le maximum des précipitations s'est produit dans le sud des Alpes entre les 13 et 14 octobre. En Valais, les précipitations à caractère extrême ont impacté le versant sud du col du Simplon et le Binntal. Entre le 14 et 15 octobre, un nouvel épisode de pluie a gagné le Bas-Valais et le Valais central, où des cumuls de précipitation très importants ont été enregistrés sur la rive gauche du Rhône le 15 octobre (approximativement 90 mm) (OFEV, 2002).

L'événement en Valais est caractérisé par le fait que qu'une grande partie du bassin versant du Rhône en amont du lac Léman, en particulier les bassins versants de la rive gauche, a été touché par des précipitations intenses et prolongées (OFEV, 2002). Des situations similaires sont uniquement enregistrées en 1948, les débits enregistrés en 1993 et 1987 n'ayant pas atteint une telle ampleur dans le Valais Central et le Bas-Valais. Hydrologiquement, il s'agit de la plus grande crue du 20ème siècle dans le canton du Valais, avec sept nouvelles valeurs extrêmes sur treize ayant été mesurées dans les stations disposant de relevés à long terme (OFEV, 2002).

1 Introduction

Le rapport de synthèse élaboré en vue de la troisième correction revisite cet événement en fournissant des précisions sur les conditions hydrologiques observées (Canton du Valais, 2014). Le débit du Rhône à Brigue a atteint 560 m³/s, à Sion 910 m³/s, à Branson 978 m³/s et à la Porte du Scex 1370 m³/s. À Brigue, le débit a dépassé de 13% la valeur maximale enregistrée en 1987 (495 m³/s)(OFEV, 2002). Encore selon l'OFEV (2002), les débits du Rhône près de Branson et de Sion ont dépassé de 5 à 10% les débits de 1993, cela étant principalement dû à la faible contribution du cours d'eau de la Viège (Canton du Valais, 2014; OFEV, 2002).

À la Porte du Scex, le débit observé est supérieur (26%) à celui de 1993, dépassant également celui mesuré en 1920 et 1948. Cette forte augmentation du débit induit une probabilité d'occurrence plus faible pour cette partie du Rhône. En liant ce constat avec la faible probabilité de précipitations généralisées sur le Haut-Valais et le Bas-Valais, les analyses confortent l'hypothèse d'une probabilité d'occurrence plus faible de ce type d'événement (OFEV, 2002). De Brigue à Sion, la crue du Rhône a été évaluée comme un événement centennal, tandis qu'en aval de Sion, elle a été déclarée comme correspondant à une période de retour de 200 à 300 ans (OFEV, 2002).

L'hydrogramme du Rhône en octobre 2000 révèle qu'à Brigue et Sion, la durée de la pointe de crue est comparativement plus grande que celle mesurée en 1993. L'explication apportée par le rapport (OFEV, 2002) montre que les débits de pointe des affluents latéraux ont pour la plupart rejoint le lit principal du Rhône avant qu'il n'atteigne son débit maximum. Une coïncidence des débits maximum d'affluents tels que la Viège, la Saltina ou la Massa auraient signifié une amplitude plus élevée du débit de pointe du Rhône, probablement de l'ordre de 100 à 150 m³/s (Jordan et al., 2008; OFEV, 2002)

1.7. Structure du mémoire

Le présent travail est divisé en cinq chapitres. Après cette introduction, le chapitre 2 présente les bases théoriques et terminologiques. Le chapitre 3 se concentre sur la reconstruction de la géométrie fluviale du Rhône dans son état de 1850. Le chapitre 4 met l'accent sur la modélisation hydrodynamique opérée sur le logiciel BASEMENT. La génération du modèle d'élévation historique pour la modélisation ainsi que sa calibration et sa validation y sont détaillées. Dans le même chapitre, la comparaison de l'étendue d'une crue correspondant à celle observée le 15 octobre 2000 pour deux états du Rhône (1850 et 2017) est menée. Le dernier chapitre fournit des réponses aux questions de recherche et présente les possibilités successives de recherche qui s'y rattachent.

2. Théorie – hydrologie et danger hydrologique

2.1. Hydrologie

Ce chapitre aborde les termes et processus hydrologiques employés et analysés dans ce travail. Cette base théorique constitue le fondement des étapes entreprises ci-après.

2.1.1. Débit et débit à pleins bords

Le débit est un paramètre essentiel pour la modélisation hydrodynamique et la reconstruction des conditions hydrologiques historiques. Le débit désigne l'eau qui se déplace sous ou sur la surface de la terre sous l'influence de la gravité. Le débit Q correspond au « *volume d'eau (V) traversant une section transversale dans un cours d'eau (ou dans un canal) par unité de temps (t)* » (World Meteorological Organization, 2012). Le débit peut se traduire par une équation (appelée équation de continuité) reposant sur le principe de la conservation de la masse :

$$Q = \frac{V}{t} = \int_A v dA$$

où:

Q = débit [m^3/s]

V = volume d'eau [m^3]

t = temps [s]

v = vitesse d'écoulement [m/s]

A = section transversale traversée par le courant [m^2]

Le débit pleins bords (*bankfull discharge*) désigne une déclinaison du débit, étroitement liée aux plaines d'inondation et aux relations hauteur-débit. La détermination de débits pleins bords permet de reconstruire la géométrie d'un fleuve et sa réaction dans différents scénarios de crue (Neal et al., 2021). La littérature scientifique fait état d'un large éventail de termes et de définitions du débit à pleins bords. Williams (1978) le décrit comme le débit remplissant le chenal jusqu'au sommet des berges. Wolman et Leopold (1957) définissent le débit à pleins bords comme l'élévation de la plaine d'inondation. Enfin, une définition communément acceptée le décrit comme le niveau auquel les berges de la rivière sont sur le point d'être submergées (World Meteorological Organization, 2012). Cette variation dans les définitions du débit à pleins bords et dans les méthodes de calcul de sa valeur peut être attribuée à la difficulté d'identifier exactement où se trouvent les berges du chenal dans le cas de cours d'eaux tressés. Cette variation des définitions

du "plein bord" et des méthodes de calcul de sa valeur peut être attribuée à la difficulté d'identifier exactement où se situent les "berges du chenal fluvial" et ce qui constitue le "sommet des berges".

2.1.2. Morphologie d'une plaine d'inondation

Une plaine d'inondation est communément définie comme « *la partie d'une vallée, extérieure au lit principal mais contiguë à celui-ci, qui n'est submergée que lorsque le débit du cours d'eau excède la capacité hydraulique du lit principal* » (World Meteorological Organization, 2012). Dans certaines zones, la plaine d'inondation active peut être la plaine de la vallée, tandis que dans d'autres zones, il peut s'agir d'une surface de débordement étroite située quelques mètres plus bas que le replat de la vallée et contenue dans les berges de cette dernière (G. P. Williams, 1978). Socioéconomiquement, les plaines d'inondation fournissent des surfaces constructibles (habitations, infrastructures), cultivables et propices aux activités économiques et de loisirs (Zischg, 2022). Les interventions humaines sur une plaine d'inondation, que ce soit la construction d'infrastructures, d'habitations, de digues, de drainages ou la modification de l'utilisation du sol en général (agriculture, industrie) ont pour effet une modification du comportement hydrologique de cette dernière (A. Zischg, 2022). Les processus naturels de formation et de transformation de la plaine peuvent se retrouver altérés ou suspendus, cela principalement en dehors du chenal principal (Krizek et al., 2006).

Dans la suite de ce travail, le terme de plaine d'inondation et de plaine inondable est utilisé comme synonyme de la zone d'intérêt pour l'analyse de l'évolution du danger d'inondation.

2.1.3. Hydrogramme

La formation du débit est soumise à une dynamique temporelle. Si l'on représente graphiquement le débit dans l'ordre de son apparition temporelle, on obtient comme produit un hydrogramme dépendant de la magnitude du débit issu du bassin versant (fig. 6). L'hydrogramme permet de décrire les caractéristiques hydrologiques d'un bassin versant. Selon l'évolution des précipitations et la contribution d'autres processus de formation d'écoulement, différents hydrogrammes peuvent être générés en fonction des caractéristiques du bassin versant.

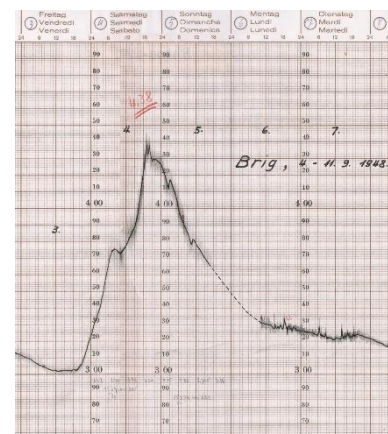


Figure 6 : Exemple d'hydrogramme pour la station de Brigue (OFEV, 1948)

2.1.4. Crues

Une crue consiste en l'accroissement limité dans le temps du débit au-dessus du débit de base à la suite d'événements météorologiques ou provoqués par des événements géomorphologiques ou glaciologiques (glissement de terrain, écoulement, débâcle glaciaire, etc...) (Canton de Vaud, 2014). Les crues peuvent transporter d'importantes quantités de sédiments et de débris végétaux. Leur forme et intensité sont liées à la morphologie du bassin versant, de la saturation du sol en eau, de la végétation et de la quantité de matériaux mobilisables (Canton de Vaud, 2014). On distingue deux types de crues, qui sont définies comme suit par le canton de Vaud (2014) :

- **Les crues lentes**, qui sont le résultat de longues périodes de pluie pendant lesquelles l'augmentation puis la diminution du niveau de l'eau se fait de façon progressive sur plusieurs jours.
- **Les crues rapides ou torrentielles** se formant en peu de temps suite à un événement pluvieux très court mais de forte intensité. Les variations du niveau de l'eau sont soudaines et de courte durée.

On qualifie une inondation de survenant lorsqu'un cours d'eau déborde de son lit, qu'il soit naturel ou artificiel, submerge les zones avoisinantes en raison soit d'une capacité hydraulique insuffisante, d'un engorgement de sa section, de processus de refoulement ou de ruptures de digues (Canton de Vaud, 2014). Les inondations peuvent être catégorisées en deux types : statiques, caractérisées par une stagnation de l'eau ou un écoulement très lent, avec une élévation du niveau d'eau comme caractéristique prédominante, ou dynamiques, impliquant des écoulements hors du lit à une vitesse élevée, susceptibles d'entraîner des dommages matériels et des risques pour la vie humaine (OFEV, 1997, 2016).

Cependant, il n'existe pas de modèle universel définissant la valeur-seuil de crue. C'est pourquoi ces valeurs sont déterminées en fonction des conditions locales ou par des méthodes statistiques. Les débits à partir desquels l'eau déborde et provoque des inondations sont souvent utilisés comme seuils. Dans le cadre de cette étude, le seuil d'inondation est spécifié par le débit à pleins bords correspondant à une période de retour de deux ans (HQ_2) (voir chap. 2.1.1).

2.2. Danger d'inondation

Un danger naturel est un « événement physique, un phénomène ou une activité humaine potentiellement dommageable, qui peut entraîner des pertes humaines ou des blessures, des dommages matériels, des perturbations sociales et économiques ou une dégradation de l'environnement » (UNDRR, 2023). L'expression « potentiellement dommageable » signifie qu'il existe des éléments exposés aux dangers naturels qui pourraient être endommagés (Gouldby & Samuels, 2005).

Le danger d'inondation par les crues constitue l'une des deux composantes, avec les laves torrentielles, du danger hydrologique. Dans ce travail, seul le danger d'inondation par les crues est considéré. Plusieurs facteurs naturels et anthropiques interdépendants influencent l'évolution spatio-temporelle du danger d'inondation. Dans ce travail, les facteurs de changement du danger d'inondation proposés par le canton de Vaud (2014) sont utilisés :

- Les inondations résultent soit de précipitations directes sur la plaine d'inondation (inondations pluviales et inondations par les eaux de surface), soit de précipitations dans les bassins hydrographiques entraînant le débordement du bassin. Ces dernières provoquent des inondations dans les plaines d'inondation en aval (inondations fluviales et inondations lacustres). Les variations des processus d'inondation, notamment les changements dans la fréquence et l'ampleur des inondations dans une plaine d'inondation, sont partiellement influencées par les évolutions des régimes de précipitations.
- La morphologie des cours d'eau subit des transformations au fil du temps, qu'elles soient naturelles et progressives ou provoquées par des perturbations telles que les inondations. Les interventions humaines, comme la construction de protections contre les inondations telles que les digues et les barrages, ainsi que les projets de revitalisation des cours d'eau, jouent un rôle important dans la modification de la morphologie des cours d'eau. Cependant, la construction de digues comme mesure de protection dans une plaine d'inondation peut entraîner des effets indésirables, car elle influe sur l'étendue et l'intensité des inondations.

Le danger d'inondation peut être exprimé au travers de classes d'intensités modélisées et représentées sous la forme de produits cartographiques. Ces derniers définissent « le type de phénomènes attendus et leur intensité pour un temps de retour déterminé » (Canton de Vaud, 2014). La carte des intensités montre l'ampleur et l'impact des processus synonymes de danger auxquels il faut s'attendre pour différentes périodes de retour (Bründl et al., 2009; Canton de Vaud, 2014). La profondeur d'inondation et la vitesse d'écoulement lors d'une crue sont les principaux critères permettant un calcul des classes d'intensité (OFEV, 1997 ; Wright, 2015). En Suisse, les

2 Théorie – hydrologie et danger hydrologique

intensités sont classées en trois degrés : faible, moyenne, élevée (voir tableau 2). Cette classification repose sur la méthodologie uniformisée et proposée par l'OFEV (1997). Les valeurs d'intensité ne tiennent pas compte de la vulnérabilité des éléments présents dans le site d'intérêt.

Tableau 2 : Division des classes d'intensité pour les critères d'inondation selon l'OFEV (1997). h = hauteur d'eau, v = vitesse d'écoulement.

Intensité élevée	$h > 2 \text{ m}$ ou $v \times h > 2 \text{ m}^2/\text{s}$
Intensité moyenne	$2 \text{ m} > h > 0,5 \text{ m}$ ou $2 \text{ m}^2/\text{s} > v \times h > 0,5 \text{ m}^2/\text{s}$
Intensité faible	$h < 0,5 \text{ m}$ ou $v \times h < 0,5 \text{ m}^2/\text{s}$

3. Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

La géométrie du fleuve et la morphologie de la plaine du Rhône ont subi de nombreuses et conséquentes modifications depuis les 200 dernières années (chap. 1.6.4). Le choix des différents états du Rhône s'effectue selon deux critères principaux. D'une part, les états temporels du cours d'eau sont choisis afin qu'ils représentent de manière évidente la modification du risque d'inondation suite aux interventions humaines. De l'autre, les données utilisées pour l'établissement d'une reconstruction du cours d'eau doivent être de qualité suffisante. De ces critères résultent deux périodes représentant deux différents états du Rhône :

- État en 2017 : Tracé et géométrie actuelle du Rhône (année choisie selon le MNT de 2017)
- État en 1850 : Tracé et géométrie précédant la première correction du Rhône

À ce jour, il n'existe pas de modèle numérique de terrain de la plaine d'inondation du Rhône et du fleuve dans leurs états quasi-naturel d'avant la première correction. À l'inverse, les géodonnées pour l'état « actuel » du Rhône (2017) sont directement disponibles sous la forme d'un MNT et de profils en travers mis à disposition par swisstopo (2017) et l'OFEV (2010). Pour tenter de répondre aux questions de recherche et puisque le MNT actuel daté de 2017 existe déjà, cette phase du travail se concentre dès lors sur la reconstitution des conditions historiques de 1850 du cours d'eau et de la plaine d'inondation du Rhône. Cette reconstruction permet de recréer la géométrie fluviale historique puis de simuler l'événement de crue avec les débits mesurés lors du 15 octobre 2000 dans les conditions présentes en 1850. Les données utilisées pour la reconstruction de la géométrie du fleuve et de la morphologie de la plaine d'inondation (chap.3.1) et les méthodes appliquées (chap.3.2) sont mises en évidence. Les résultats (chap.3.3), les données et les méthodes sont ensuite discutées au chapitre 3.4.

3.1. Données

3.1.1. Données altimétriques

La reconstruction du modèle numérique d'élévation pour intégrer le tracé historique du Rhône ainsi que la modélisation des directions d'écoulement nécessitent des données d'élévation. À cet effet, le modèle numérique de terrain SwissALTI3D / MNT-MO (ci-après MNT) est utilisé (swisstopo, 2017). Issu de mesures au laser, le MNT utilisé date de 2017 et a une résolution de 2 m sur l'ensemble du site étudié. La précision altimétrique des données correspond à ± 30 cm hors-forêt, et ± 1 m en forêt (swisstopo, 2017). Les bâtiments et ponts ont été manuellement effacés du MNT afin de ne montrer que la surface du terrain. En ce qui concerne les plans et cours d'eau, leur surface, et non leur fond, est représentée. Cela ne nécessite cependant pas de reconstruire

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

le fond du fleuve dans le MNT actuel, car les modélisations hydrodynamiques menées pour l'état de 2017 se basent sur une variante 1D utilisant les profils en travers du BAFU (chap. 4.3).

3.1.2. Matériel cartographique

Les cartes sont un élément essentiel pour la reconstruction du tracé du fleuve en 1850. Elles fournissent également des informations sur l'évolution des influences humaines dans la plaine inondable et sur les modifications du terrain d'origine anthropique (remblais, digues, terrassements) devant être retirées du MNT (voir chap. 3.2.1). Les cartes doivent être datables, géoréférençables, localisables et indiquer clairement les contours du cours d'eau.

En qualité de première carte officielle de la Suisse, la Carte Dufour, dont la première publication s'opéra entre 1845 et 1865, fournit une première impression sur la morphologie du Rhône et de sa vallée pour l'état en 1850. Géoréférencée par swisstopo et disponible à l'échelle 1:100'000, elle comporte cependant une erreur de précision moyenne de 153 m sur le terrain et 1,5 mm sur la carte (swisstopo, 2023). La délimitation du Rhône ainsi que ses caractéristiques morphologiques (bancs de gravier, rétrécissements, îles et bras morts) y est également simplifiée. Ce manque de précision nécessite de recourir à d'autres plans de situation et cartes historiques dont l'échelle est réduite et les contours du fleuve plus fidèlement reproduits. À cet effet, une recherche de cartes et plans de situation historiques dans les Archives Cantonales vaudoises et de l'État du Valais a été effectuée. Neuf objets cartographiques permettant de reconstituer le cours du Rhône aux alentours de 1850 ont été retenus (Tableau 3).

Tableau 3 : Liste des cartes et plans historiques.

Cote	Année de publication	Description
ACV / Gc 728	1760	Plan du cours du Rhône. Evionnaz – Lac Léman
ACV / S8/474	1835	Plan géométral du cours du Rhône. Bois-Noir – St.-Maurice
Carte Dufour	1845	Première carte officielle de la Suisse
AEV, DTP, Plans, Chemin de Fer, 1	1850	Ligne d'Italie. Plan topographique de la plaine du Rhône. Le Bouveret – Münster
AEV, DTP, Plans, Assainissement, 1	1851	Carte de la plaine du Rhône (Vaud) avec le principal canal projeté pour son assainissement.
AEV, DTP, Plans, Rhone, 42/1	1865	Plan de situation du Rhône. Sion – Martigny
AEV, DTP, Plans, Rhone, 49	1865	Le Rhône du pont de Solversaz au pont de Branson.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

AEV, DTP, Plans, Rhone, 57/1	1871	Le Rhône de Gampel à Loèche.
CH AEV, DTP, Plans, Rhone, 115	Fin XIXe siècle	Le Rhône à Saillon.

Les dates de publication de certaines cartes (ACV 728, AEV 57/1 & 115) sont parfois éloignées de la période étudiée. Elles fournissent cependant une reproduction du Rhône dans un état précédant de justesse la première correction initiée en 1864 (AEV 57/1 & 115) ou dans une situation n'ayant guère ou que peu évolué jusqu'en 1850 (ACV 728).

Les infrastructures humaines sont, hormis pour les ponts et monuments religieux, indiquées de manière éparse et peu précise dans la plupart des sources utilisées. Ainsi, pour la suppression des influences anthropiques en dehors du lit mineur, il faut se référer à la première carte Dufour datant de 1845.

3.1.3. Profils en travers

Afin de reconstruire l'incision du lit du Rhône en son état de 1850, les rares profils en travers historiques sont combinés aux estimations mathématiques de profondeur pleins bords (chap.3.2.3). Les profils utilisés doivent être localisables et datables.

En 1850, les données de qualité suffisante sont quasi inexistantes. Pour cette période, il a été impossible de trouver des profils couvrant de manière systématique et suffisamment précise l'ensemble des 121 km du site d'étude. Pour les rares tronçons ayant fait l'objet de relevés, des profils datant de mesures antérieures ou postérieures à 1850 ont été sélectionnés pour valider la géométrie du lit reconstruite au moyen de formules empiriques au chapitre 3.3.3 (fig. 7). Les coupes en travers dessinées lors de la construction de ponts sont une source alternative. Au total, ce sont uniquement 5 profils historiques issus de relevés officiels qui ont pu être datés et localisés (tableau 4). Tous sont situés dans la région du Bas-Valais entre Le Bouveret et Chalais et ont été relevés suite à la première correction du Rhône, ce qui rend impossible leur seule utilisation pour la reconstruction de la bathymétrie du Rhône en 1850.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

Tableau 4 : Liste des profils en travers historiques (ACV, AEV).

Cote	Année	Description / situation
ACV / S8/479_1	1883	Profil en travers, Embouchure au Lac Léman, n° 1
ACV / S8/479_1	1883	Profil en travers, Porte du Scex, n° 11
ACV / S8/479_1	1883	Profil en travers, St. Maurice, n° 36
AEV / DTP, Plans, Ponts, 15	1867	Profil en travers, Pont d'Aproz
AEV / DTP, Plans, Ponts, 22	1873	Profil en travers, Pont de Chalais

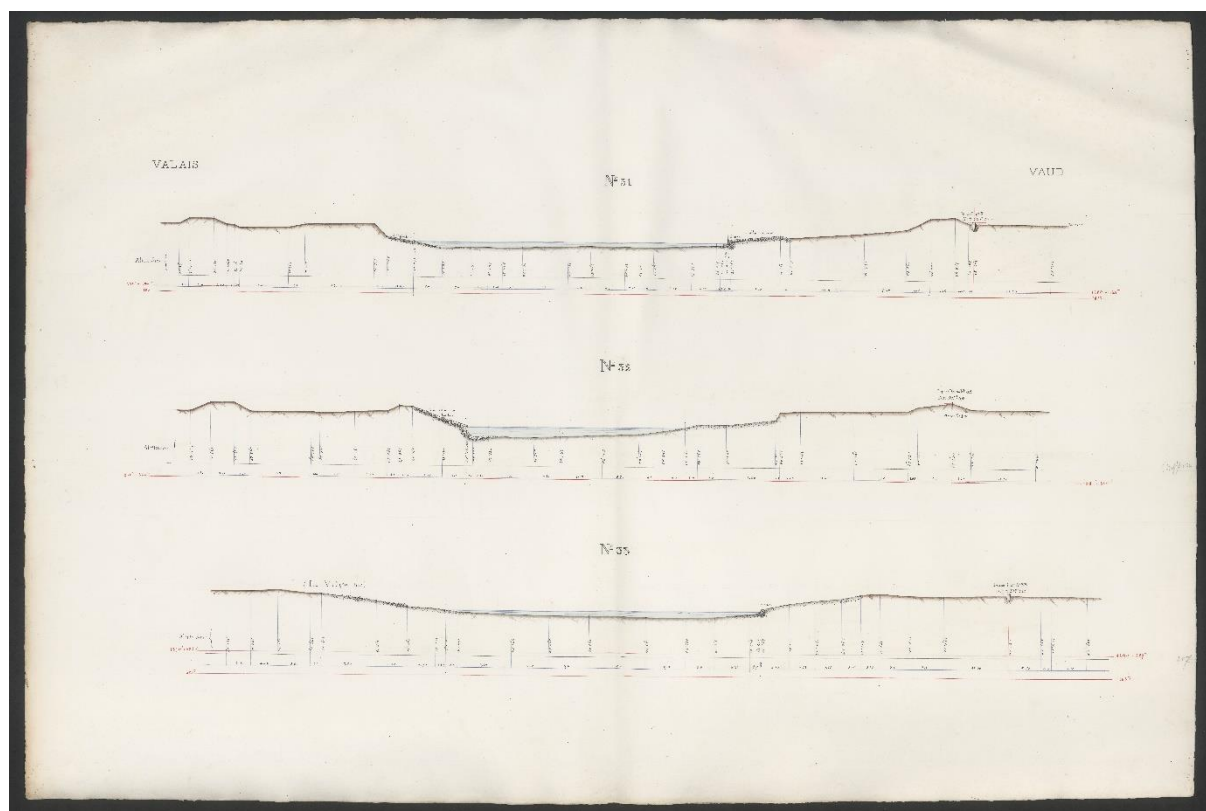


Figure 7 : Profils en travers du Rhône en 1883, n° 31-33 (Archives Cantonales Vaudoises, ACV/S8/479_1)

3.2. Méthodes

Les données précédemment acquises pour la reconstruction des conditions morphologiques du Rhône dans son état de 1850 sont traitées sur la base d'une utilisation combinée des systèmes d'information géographiques ArcGIS et QGIS et de relations empiriques de géométrie hydraulique. Le schéma ci-dessous synthétise les étapes entreprises pour la reconstitution historique du fleuve (fig. 8)

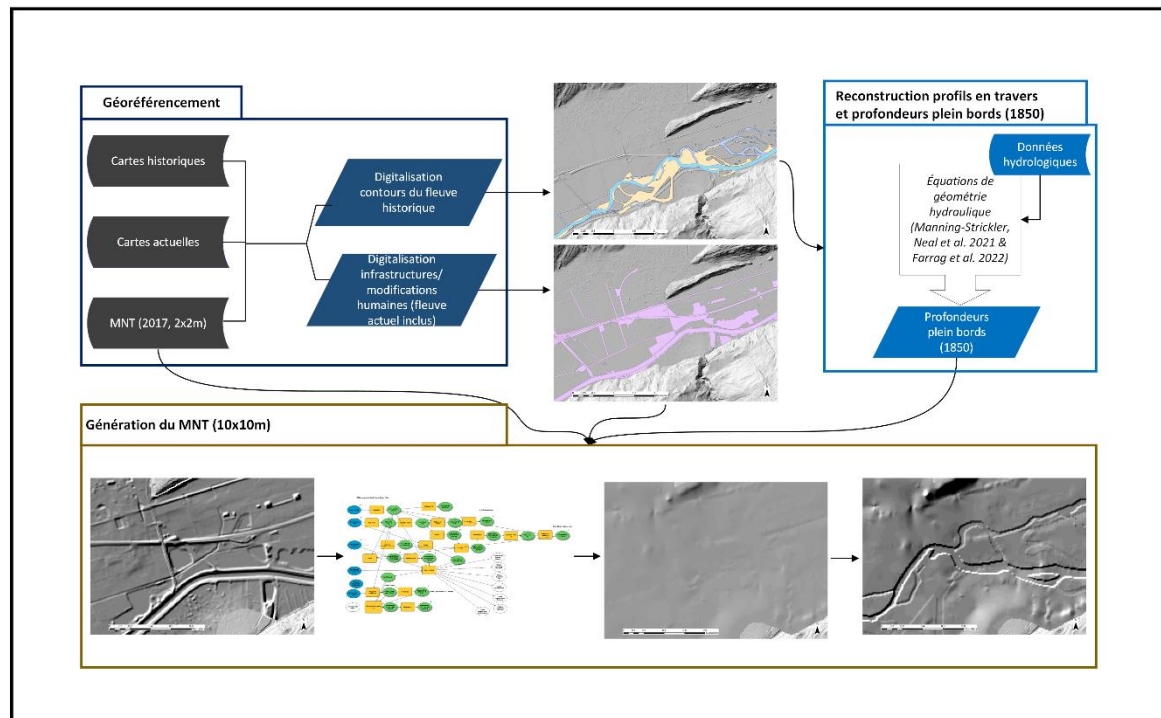


Figure 8 : Schéma méthodologique simplifié pour la reconstruction des conditions morphologiques du Rhône en 1850.

3.2.1. Digitalisation et suppression des surface modifiées par l'humain

Pour des raisons de temps de calcul lors des étapes de modélisation (chap. 4) et de résolution des cartes historiques, la résolution du MNT utilisé pour la reconstruction est abaissée de 2 m à 10 m. La première étape consiste en la suppression des surfaces modifiées par l'humain après 1850. Les infrastructures absentes de la vallée du Rhône telles que les digues, chemin de fer, les canaux, l'autoroute A9 ou les gravières et lacs artificiels sont retirées du modèle d'élévation actuel afin de reproduire les conditions d'écoulement de l'eau présentes aux alentours de 1850. Une attention particulière est portée sur les constructions perpendiculaires à la direction d'écoulement, par exemple les rampes de ponts autoroutiers. Le lit et les digues du Rhône actuel font également partie des surfaces digitalisées, sauf dans les tronçons n'ayant subi aucune modification depuis 1850.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

Les surfaces construites après 1850 et nécessitant d'être retirées du MNT sont déterminées en comparant leur présence/absence sur les cartes historiques et actuelles. Si une construction est déjà présente sur les cartes/plans de situation historiques, elle n'est pas digitalisée. Les surfaces sont délimitées et digitalisées dans ArcMap sous la forme de polygones (fig. 9).

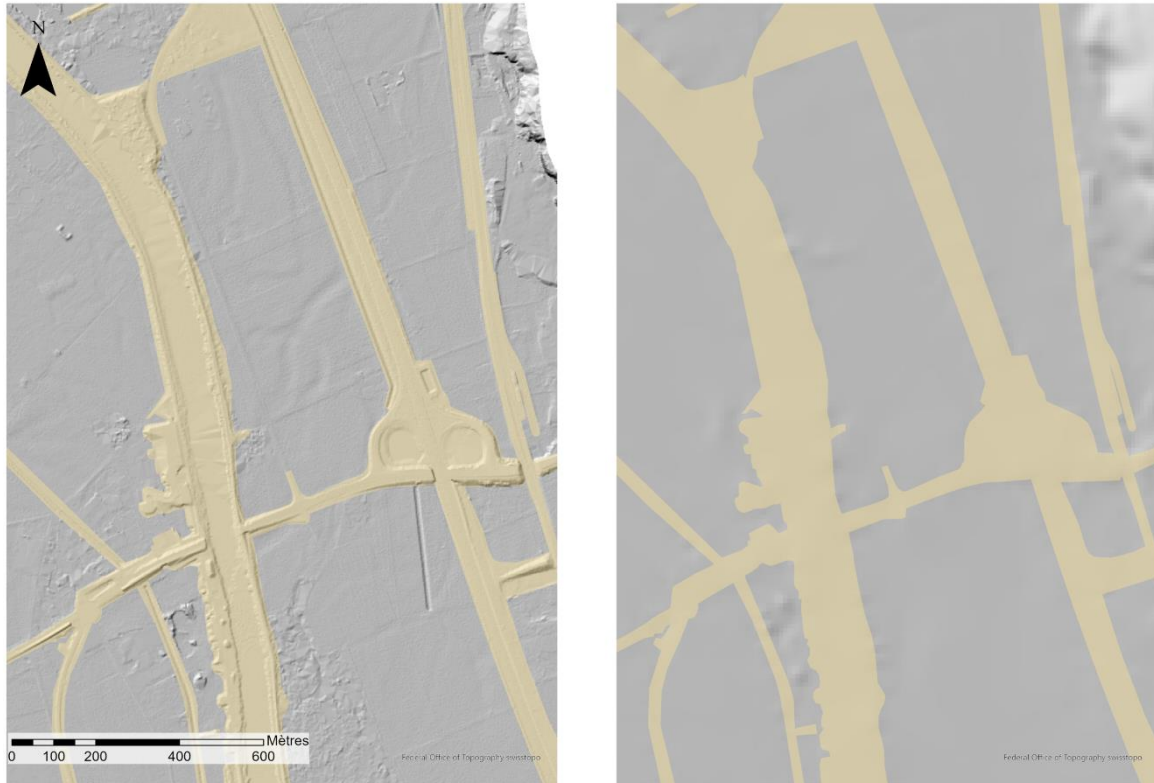


Figure 9 : À gauche : Délimitation et digitalisation sous forme de polygones des surfaces modifiées après 1850 (orange). À droite : Modèle numérique de terrain corrigé (10x10 m), après suppression des surface anthropogènes post-1850.

Le choix des surfaces à retirer du MNT comporte, malgré le comparatif entre les cartes historiques et actuelles, une certaine part de subjectivité. Certaines cartes historiques ne fournissant pas suffisamment d'informations sur l'emplacement de constructions, il faut se référer à d'autres sources historiques ou à une estimation de la plausibilité de l'existence de certaines infrastructures en 1850. Au vu de l'étendue de la zone d'étude, certains terrassements et infrastructures dont l'impact sur l'écoulement de l'eau est considéré comme négligeable n'ont pas été digitalisés.

La suppression des surfaces délimitées s'opère à l'aide du *Model Builder* disponible dans le logiciel ArcMap. Les valeurs d'altitude présentes à l'intérieur de chaque polygone sont remplacées par de nouvelles valeurs d'altitude acquises par un processus d'interpolation. La méthode d'interpolation *Topo to Raster* est utilisée. Elle consiste en l'interpolation d'un ensemble de points d'altitude situés de part et d'autre des limites extérieures des polygones d'infrastructure. Cette méthode a été développée spécifiquement pour générer une surface représentant au plus près l'écoulement

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

naturel et conservant les variations de terrain nécessaires à la modélisation de réseaux hydrographiques (ArcGIS, 2023). Il en résulte une surface lissée d'une résolution de 10 m.

3.2.2. Digitalisation des contours du Rhône

L'étape suivante consiste en la digitalisation des contours du Rhône pour l'état de 1850. Le lit du Rhône actuel peut être directement digitalisé grâce au hillshade du MNT. Pour l'état de 1850, les cartes et plans historiques décrits au chapitre 3.2.2 sont utilisés. Issus des Archives cantonales vaudoises et valaisannes, le matériel cartographique a été obtenu directement sous format numérique. Toutes les cartes et tous les plans ont été digitalisés par le personnel des archives au moyen d'un scanner haute-définition, exceptées les cartes réalisées à l'occasion du projet de la Ligne d'Italie entre Le Bouveret et Brigue (AEV, DTP, Plans, Chemin de Fer, 1) qui ont été numérisées au moyen d'un appareil photographique reflex. Le scannage offre l'avantage de ne pas générer de déformations de l'image, ce qui, dans le cas d'une numérisation par photographie, peut survenir si les objets numérisés présentent une taille considérable. Cette problématique a été résolue en photographiant le plan de la Ligne d'Italie par section, réduisant considérablement le risque de déformation.

Le matériel numérisé est ensuite géoréférencé sur ArcMap, dans le système de coordonnées semblable au MNT utilisé, soit le système CH1903/LV03. Comme indiqué au chapitre 3.2.2, il est crucial d'être en possession de cartes localisables comportant des points fixes aux coordonnées semblables en 1850 et 2017. Au minimum trois points fixes de géoréférencement par objet cartographique sont nécessaires. Il peut s'agir de bâtiments historiques (châteaux, églises, maisons), de ponts ou d'autres éléments naturels (bloc erratique, sommet). Il a cependant été décidé de déterminer plus de trois points fixe de référence afin de gagner en précision. Les fonctions affines de transformation *1st order Polynomial*, *2nd order polynomial* et *3rd order polynomial* ont été utilisées selon la précision qu'elles offraient en fonction des différentes cartes. La commande *Rectify* permet ensuite de générer un *raster* à partir des cartes historiques géoréférencées. Les contours du Rhône historique sont ensuite digitalisés, avec comme limite le sommet des berges (fig. 10). Pour l'état de 1850, trois classes de polygones correspondant chacune à une caractéristique morphologique du cours d'eau sont établies :

- Type 1 : Lit principal
- Type 2 : Bras secondaire
- Type 3 : Banc de gravier/sable, île

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

Ces classes permettent l'attribution différenciée de profondeurs, décrite dans le chapitre 3.2.3.

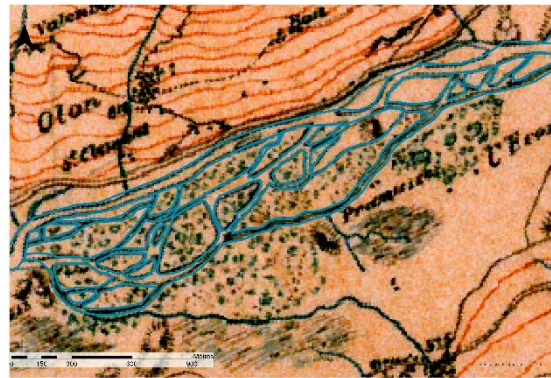


Figure 10 : Délimitation du Rhône historique sur ArcMap.

3.2.3. Reconstruction du lit du Rhône et intégration dans le modèle d'élévation

L'étape suivante consiste en l'incision du Rhône historique dans le MNT corrigé selon leur profondeur (chap. 3.3.1). Les profils en travers sont une source d'information pour la vérification des valeurs de profondeur attribuées aux différents segments des cours d'eau précédemment digitalisés sous formes de polygones. Cependant, comme indiqué au chapitre 3.1.3, les profils en travers historiques sont trop peu nombreux et manquent d'informations fiables pour l'attribution desdites profondeurs. Une autre méthode est donc utilisée pour estimer la profondeur du lit en 1850.

L'estimation de la profondeur est uniquement effectuée pour les polygones de type 1 (lit principal), 2 (bras secondaires) et 3 (bancs de gravier, îles). Spécifiquement pour le polygone de type 1, une subdivision en sous-polygones de type 1 est effectuée en fonction de leurs caractéristiques morphologiques (par ex. largeur, pente). La subdivision en tronçons aux caractéristiques morphologiques semblables vise à mieux rendre compte des variations de profondeur inhérentes à chaque tronçon en fonction de sa pente, de sa largeur ou du milieu qu'il traverse. Chaque polygone subdivisé se voit attribuée une estimation de profondeur.

Comme indiqué au chapitre 3.1.3, ce sont uniquement cinq profils en travers incomplets qui ont été trouvés pour le lit du Rhône en 1850. De qualité insuffisante (altitudes et berges absentes), ils ne permettent pas d'interpoler la profondeur du lit. Ils sont cependant utilisés comme profils de contrôle et comparés aux estimations de profondeurs afin de juger de leur plausibilité. L'alternative choisie consiste en une estimation semi-qualitative de la profondeur pleins bords (*bankfull depth*) au moyen de formules empiriques issues d'études opérées pour le même type de cours d'eau que

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

celui de 1850, soit un chenal anastomosé typique des plaines alluviales et dont la dynamique est peu ou nullement influencée par l'activité humaine (Laigne et al., 2011).

Dans les fleuves naturels stables, les débits d'une période de retour de 2 ans (HQ_2) sont considérés comme représentatifs d'un niveau d'eau atteignant le haut des berges (chap. 2.1.1) (Clark et al., 1978; Leopold et al., 1964; Millar & Quick, 1998; Mulvihill & Baldigo, 2012a). Ces débits sont aussi considérés comme les plus efficace pour déplacer les sédiments, former ou enlever les bancs de gravier et îles et former ou modifier les courbes et les méandres, formant à terme les caractéristiques morphologiques moyennes des chenaux (Farrag et al., 2022). Pour ces raisons, les débit HQ_2 et les profondeurs associées sont jugées comme représentatives de la morphologie d'un lit tressé naturel stable pouvant absorber un événement hydrologique d'une telle ampleur.

Trois formules d'estimation de profondeur ont été choisies pour l'attribution des valeurs de profondeur aux polygones de type 1. Toutes trois intègrent de manière intrinsèque les valeurs de débit HQ_2 et se basent sur les relations hydrauliques de l'équation de Manning-Strickler (Farrag et al., 2022; Leopold et al., 1964; Neal et al., 2021).

Formule selon Farrag et al., (2022) :

$$d_{BF} = 0,6354 \left(\frac{W_{BF}}{0.7093} \right)^{0,3961}$$

où :

d_{BF} = profondeur de plein bord pour un débit HQ_2 (*bankfull depth*, m)

W_{BF} = largeur du lit historique pour le débit de plein bord HQ_2 (m)

Cette équation proposée par Farrag et al. (2022) permet de dériver la profondeur d_{BF} du lit en utilisant des relations de géométrie hydraulique (Leopold & Maddock, 1953). Dans l'étude de Farrag et al. (2022) et dans la présente équation, les coefficients d'équation ont été approximés au moyen d'une analyse par régression de 1200 profils en travers situés le long du Rhin. Comparés aux coefficients obtenus par Mulvihill & Baldigo (2012) dans le cadre d'une analyse similaire des cours d'eau de l'état de New York (USA), les valeurs utilisées sont estimées comme étant suffisamment robustes pour l'estimation générale d'une profondeur de débordement dans les fleuves tressés tels que le Rhône.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

En utilisant l'équation de Manning, nous obtenons la profondeur de plein bord (d_{BF}) liée au débit de plein bord HQ_2 . La largeur pleins bords du lit (berge-berge) W_{BF} est mesurée à partir du MNT. Sur la base de l'estimation de d_{BF} avec les sections transversales très larges, les paramètres a et b de l'équation ont été obtenus par analyse de régression. En résolvant l'équation, les profondeurs de plein bord peuvent être directement dérivées.

Formule selon Neal et al. (2021) :

$$h = \left(\frac{nHQ_2}{S^{1/2}w} \right)^{3/5}$$

où :

h = profondeur (m)

n = coefficient de friction selon Manning

HQ_2 = débit d'une période de retour de 2 ans (plein bord, $m^3 s^{-1}$)

S = pente (m/m)

w = largeur du lit historique (m)

La formule provient d'une adaptation de la méthode de Manning pour calculer la profondeur plein bords en fonction de paramètres hydrauliques. Elle prend en compte la pente du chenal, la largeur pleins bords du lit historique et le débit d'une période de retour de 2 ans (HQ_2). Le postulat proposé par cette formule est que la bathymétrie du chenal est uniforme sur une longue distance, de sorte qu'une équation de flux uniforme peut être calculée pour dériver la profondeur plein bords (Neal et al., 2021). Dans cette hypothèse, si le canal est estimé suffisamment large pour que le rayon hydraulique (surface transversale divisée par le périmètre mouillé) soit égal à la profondeur (surface transversale divisée par la largeur), la profondeur du chenal h peut être calculée à l'aide de l'équation de Manning à partir de la pente de la surface du fleuve S , de la friction n , de la largeur plein bords w et du débit HQ_2 .

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

Formule de Gauckler-Manning-Strickler (GMS) :

$$HQ_2 = k_{st} \cdot h \cdot \sqrt{S} \cdot A$$

où :

HQ_2 = débit d'une période de retour de 2 ans (plein bord, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)

k_{st} = coefficient de friction selon Strickler. Correspond à $\frac{1}{n}$, où n = coefficient de Manning

h = profondeur (m)

S = pente (m/m)

A = surface du profil en travers

La formule de Gauckler-Manning-Strickler est une variante de l'équation de Manning, couramment utilisée en hydraulique pour calculer la vitesse d'écoulement d'un canal ouvert. La formule de Gauckler-Manning-Strickler introduit un coefficient (k_{st}) pour tenir compte de la rugosité du lit, et elle est utilisée pour estimer le débit plein bord (HQ_2). La formule indique essentiellement que le débit plein bord est proportionnel au produit de la profondeur plein bord d'écoulement, de la racine carrée de la pente du chenal et de l'aire du profil en travers, le coefficient de rugosité servant ici de multiplicateur intégrant la friction (Leopold & Maddock, 1953). Il est important de noter que la formule de Gauckler-Manning-Strickler est une formule empirique, c'est-à-dire qu'elle est basée sur des observations et des mesures plutôt que sur des dérivations théoriques. Le coefficient k_{st} est déterminé pour un chenal spécifique. Les valeurs HQ_2 et le coefficient k_{st} étant fixes, différentes valeurs de profondeur h sont testées par itération. La valeur choisie est celle permettant d'approcher au plus près le débit fixe HQ_2 .

Pour chaque polygone, trois valeurs de profondeur estimatives sont donc obtenues. Les paramètres de chaque équation n'étant pas en tous points similaires, les valeurs obtenues pour chaque polygone présentent des différences entre elles. Étant donné la difficulté de vérifier la précision des résultats livrés par les formules, les différences de profondeur provenant des différentes formules sont lissées en calculant la moyenne des trois résultats pour chaque tronçon (polygones). Cette moyenne est ensuite comparée aux profils historiques existants afin de vérifier sa plausibilité.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

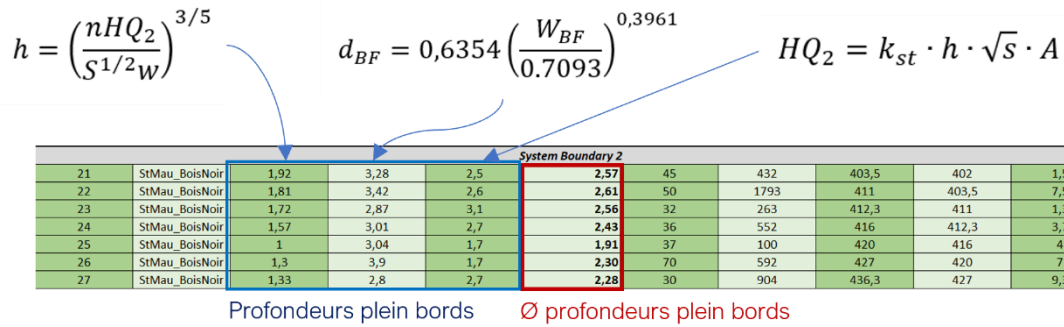


Figure 11 : Estimation de la profondeur plein bords d'après les formules de Farrag et al (2022), Neal et al. (2021) et de Gauckler-Manning-Strickler. La moyenne des trois formules est utilisée comme valeur finale.

Aux polygones de type 2 et 3 (bras secondaires, respectivement bancs de gravier et îles) sont attribuées des valeurs fixes de profondeur. Pour les unités de type 2, une profondeur de 1,2m par rapport à la plaine d'inondation est attribuée. Elle correspond à une valeur empirique moyenne observée dans les bras secondaires fossiles et actifs du Rhône actuel. Pour les polygones de type 3, une valeur arbitraire de 0,5 m de profondeur par rapport à la plaine d'inondation a été déterminée sur la base d'observation du Rhône naturel dans le tronçon Susten - Sierre.

Le MNT historique comprenant le cours d'eau dans son état de 1850 est ensuite généré grâce au *Model Builder* disponible sur ArcMap (fig. 12). Dans ce modèle, le Rhône historique est incisé dans le MNT dépouillé des infrastructures humaines préparé au chapitre 3.3.1.

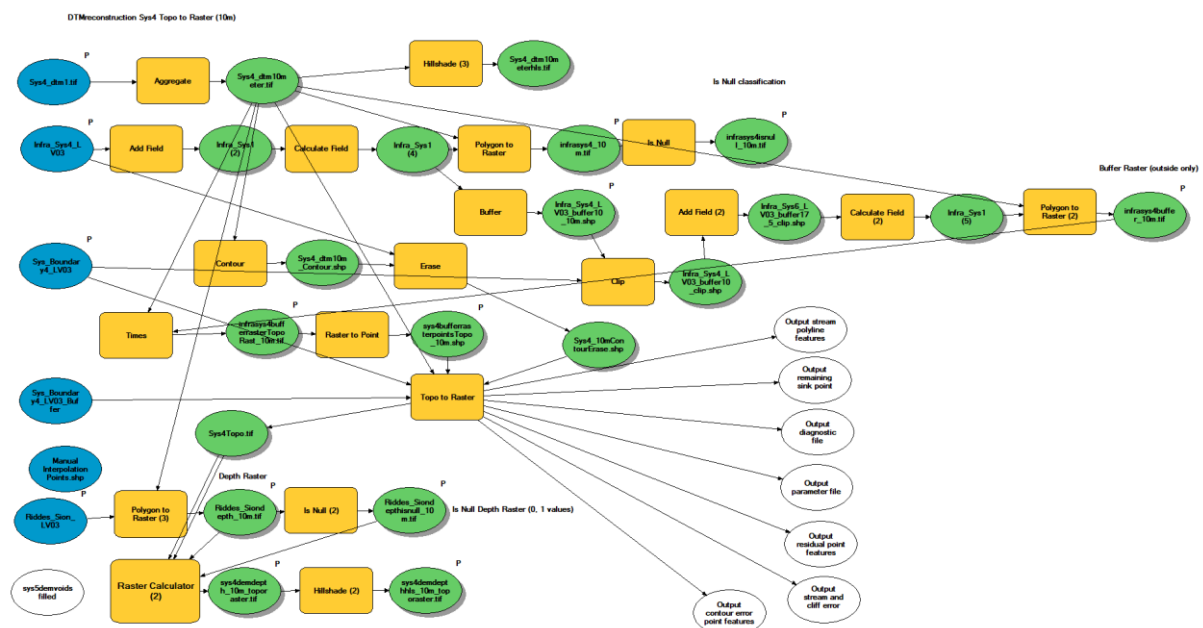


Figure 12 : Modèle ArcMap pour la suppression des infrastructures humaines et la génération du MNT historique intégrant le lit du Rhône dans son cours de 1850.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

Afin de lisser les éventuelles irrégularités du lit incisé, une correction manuelle du MNT est effectuée *a posteriori*. En raison d'erreurs provenant des processus d'interpolation *Topo to Raster* et de l'incision opérée avec le *Raster Calculator*, le lit de la rivière présente encore des irrégularités, surtout lors des changements de direction, aux abords de ruptures de pentes importantes (barrages, falaises, flanc de colline, remblais) et aux limites des polygones utilisés pour le calcul estimatif des profondeurs pleins bords. Ces irrégularités peuvent être corrigées en modifiant les hauteurs des points d'interpolation générés au chapitre 3.3.1 et en générant à nouveau le MNT historique. Une autre méthode consiste en l'ajout manuel de nouveaux contours (courbes de niveau) représentant la morphologie présumée du lit, auxquels une valeur correspondant à l'altitude de la plaine d'inondation à leur endroit est attribuée.

3.3. Résultats

Dans ce chapitre, le MNT actuel est comparé au MNT historique reconstruit. L'objectif de cette comparaison est d'évaluer le changement dans la géométrie du cours d'eau et de la morphologie de la plaine d'inondation entre 1850 et 2017. Pour ajouter une dimension quantitative à la comparaison, trois profils en travers placés de manière identique sont définis pour chacun des six systèmes (fig. 13).

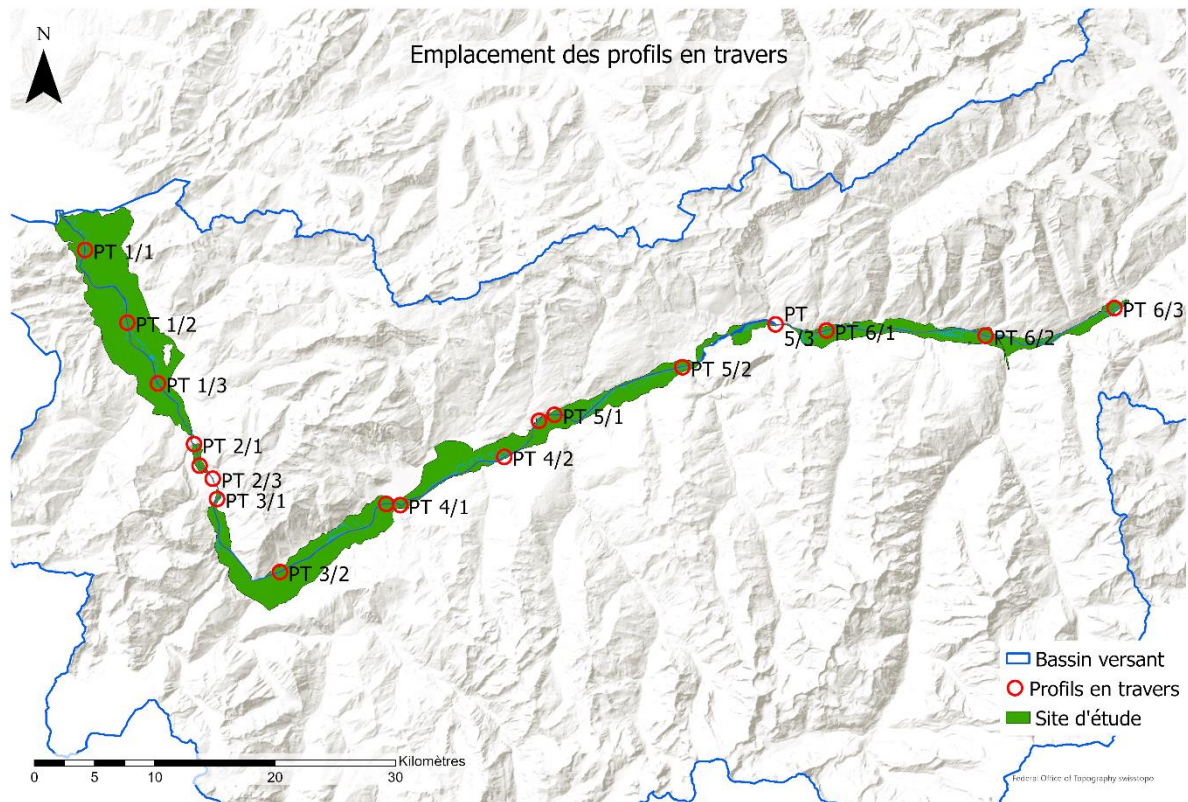


Figure 13 : Emplacement des profils utilisés pour la comparaison de la géométrie du Rhône.

Dans la section 3.3.1, un seul profil représentatif par système est analysé. La totalité des profils est visible en annexe 7.1.2. Il faut rappeler que la résolution du MNT reconstitué pour l'état de 1850 est de 10 m x 10 m, contre 2 m x 2 m en 2017. La précision des profils est donc plus grande en 2017, avec une mesure d'élévation faite tous les 2 m. Pour l'état en 1850, les mesures d'élévation sont extraites tous les 10 m. Un aperçu des modifications humaines du terrain supprimées du MNT reconstruit (chap. 3.2.1) est donné au chapitre 3.3.3

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

Les largeurs exprimées dans les graphiques des profils correspondent à la largeur plein bords du Rhône digitalisé pour les stades temporels de 1850 et 2017. Il en va de même pour les profondeurs exprimées, qui correspondent à la profondeur pleins bords liée au débit pleins bords décrit au chapitre 2.1.1. Ces valeurs, lorsqu'elles sont combinées à la vitesse d'écoulement modélisée au chapitre 4, contribuent à dériver la capacité hydraulique du chenal et de la confronter aux processus d'inondation. La figure 14 illustre les mesures choisies pour l'évaluation des profils.

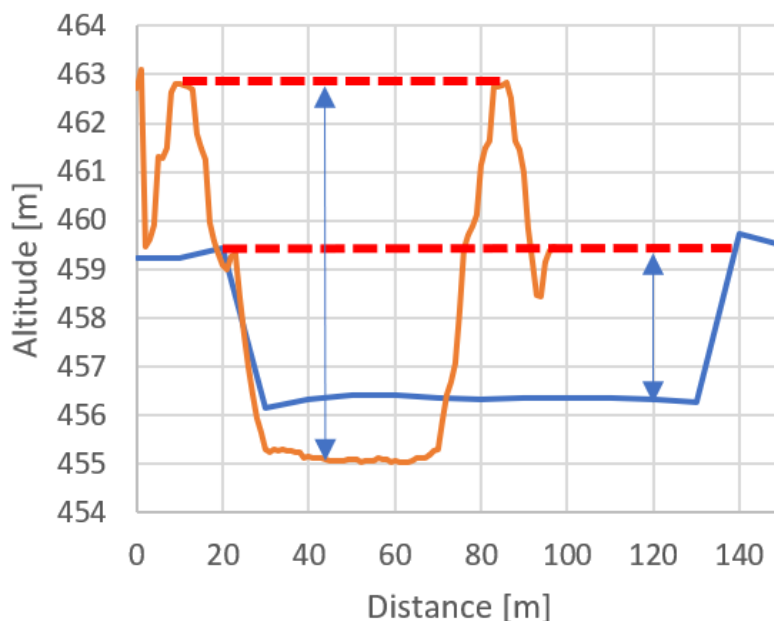


Figure 14 : Illustration du choix des mesures fait pour l'analyse des profils en travers.
En rouge : Largeur pleins bords. En bleu : Profondeur pleins bords.

3.3.1. Géométrie du Rhône et morphologie de la plaine d'inondation

Ce chapitre traite la comparaison du changement de la géométrie fluviale du Rhône en se concentrant sur les changements survenus dans chacun des systèmes étudiés. Comme précisé plus haut, un seul profil tiré des trois profils en travers par système y figure. Le choix de chacun de ces profils se fait sur la base de leur représentativité du système. La totalité des profils ainsi que la cartographie du cours d'eau reconstruit sont visibles en annexe 7.1.1. Une synthèse des changements de la géométrie fluviale par système est effectuée en clôture du chapitre.

Système 1 (St.-Maurice – Lac Léman)

En 1850, le Rhône mesure 90 m au niveau du profil PT1/3 situé à la hauteur d'Aigle. La largeur exprimée pour le même profil en 2017 est de 90 m également (fig. 15). La profondeur plein bords mesurée est de 3 m en 1850, contre 7 m en 2017. Un abaissement du fond du lit de 1,3 m est mesuré entre les deux périodes.

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

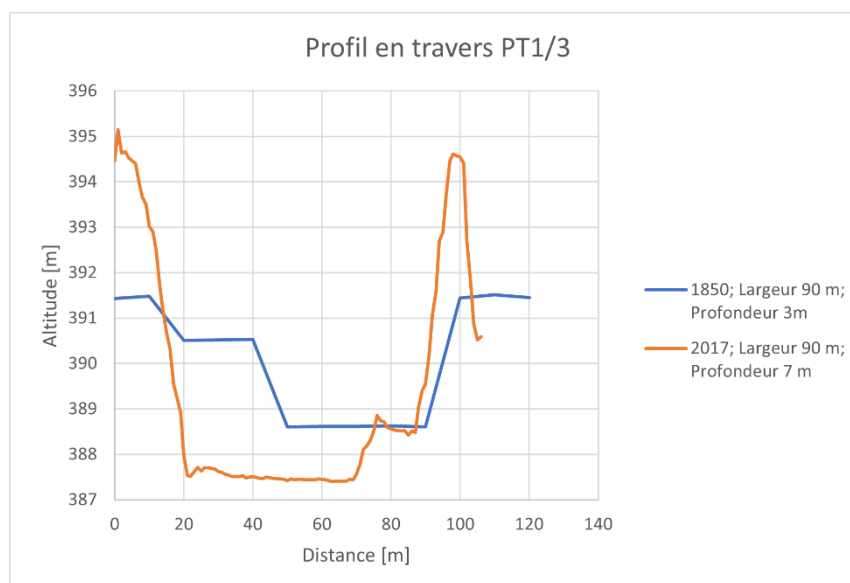


Figure 15 : Profils en travers (1850, 2017) PT 1/3.

Pour le système 1, la largeur et profondeur moyenne mesurées en 1850 équivalent à 105,3 m, respectivement 2,8 m. En 2017, une largeur moyenne de 86,7 m et une profondeur moyenne de 7,1 ont été mesurées pour l'ensemble des trois profils en travers (tableau 5).

Tableau 5 : Synthèse des mesures de profils, système 1

	1850		2017	
Profil	Largeur [m]	Profondeur [m]	Largeur [m]	Profondeur [m]
PT 1/1	140	3	82	7,5
PT 1/2	86	2.5	88	6,8
PT 1/3	90	3	90	7
Moyenne	105,3	2,8	86,7	7,1

Système 2 (Bois-Noir – St.-Maurice)

En 1850, le Rhône mesure 65 m au niveau du profil PT2/3. La largeur plein bords exprimée pour le même profil en 2017 est de 48 m (fig. 16). Situé aux abords du cône de déjection du Bois-Noir (rive gauche) et en aval de l'aménagement hydroélectrique de Lavey mis en service en 1950, on observe un resserrement du lit, une augmentation de la profondeur de 5 m en moyenne et un report vers la rive gauche en 2017 par rapport aux conditions de 1850. Cette différence importante dans les profondeurs peut s'expliquer par l'activité du torrent St.-Barthélémy qui

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

apporte des volumes considérables de sédiments lors de laves torrentielles. Ces derniers sont temporairement stockés à cet endroit et peuvent ainsi combler une partie du lit.

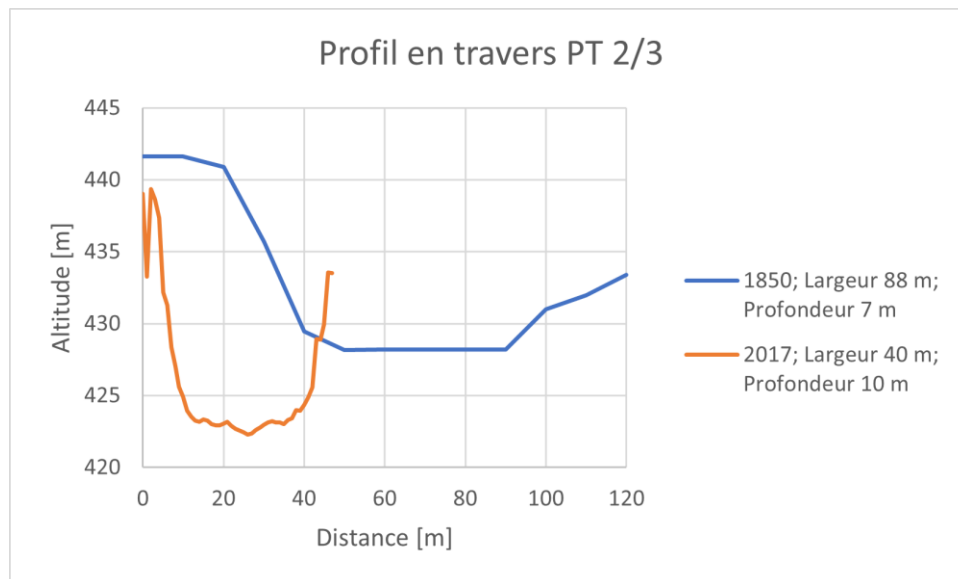


Figure 16 : Profils en travers PT2/3 (1850, 2017).

La largeur et profondeur moyenne mesurées en 1850 équivalent à 78 m et respectivement 4 m. Il s'agit de la profondeur moyenne maximale mesurée pour cet état temporel. En 2017, une largeur moyenne de 50,3 m et une profondeur moyenne de 8,3 ont été mesurées dans les trois profils en travers (tableau 6). Il s'agit là également de la profondeur plein bords moyenne la plus importante sur l'ensemble des systèmes pour l'état de 2017.

Tableau 6 : Synthèse des mesures de profils, système 2

	1850		2017	
Profil	Largeur [m]	Profondeur [m]	Largeur [m]	Profondeur [m]
PT 2/1	70	2	64	8
PT 2/2	76	3	47	7
PT 2/3	88	7	40	10
Moyenne	78	4	50,3	8,3

Système 3 (Riddes – Bois-Noir)

La largeur plein bords mesurée en 1850 au profil PT 3/2 à la hauteur de Branson équivaut à 118 m, contre 70 m en 2017. La profondeur plein bords mesurée pour 1850 équivaut à 3,5 m, contre 7,8 m en 2017 (fig. 17). Sur le tronçon du système 3, la largeur plein bords moyenne en 1850 est de 102,7 m tandis que la profondeur plein bords moyenne est de 3,5 m. Pour l'état en 2017, la largeur plein bords moyenne équivaut à 76,7 m, tandis que la profondeur plein bords moyenne équivaut à 7,1 m. Un abaissement du lit de 1,2 m en moyenne est constaté entre les deux périodes temporelles.

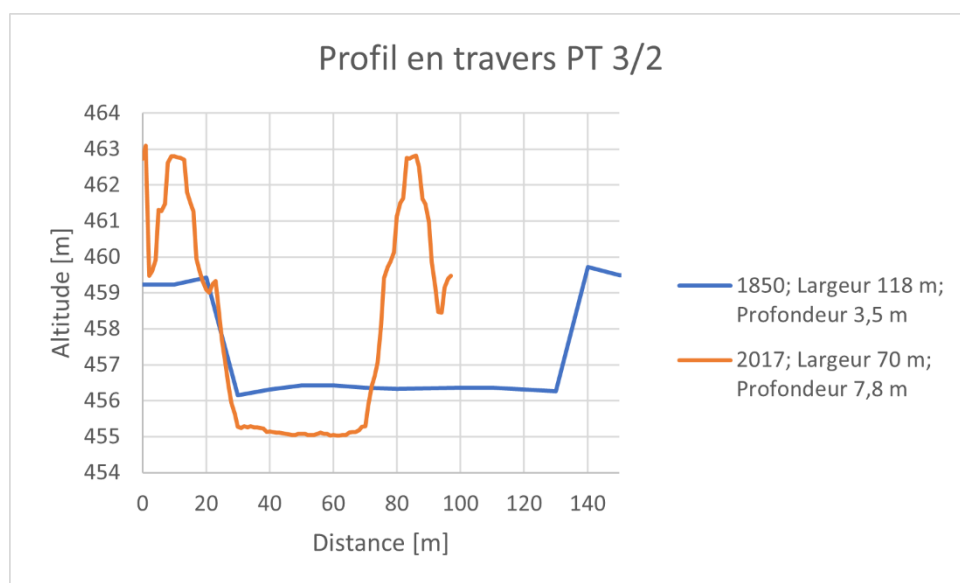


Figure 17 : Profils en travers PT3/2 (1850, 2017).

La largeur et profondeur moyenne du système 3 dans son état de 1850 se situent à 102,7 m, respectivement 3,5 m. Pour les profils mesurés en 2017, la largeur moyenne équivaut à 76,7 m et la profondeur atteint en moyenne de 7,1 m (tableau 7).

Tableau 7 : Synthèse des mesures de profils, système 3

	1850		2017	
Profil	Largeur [m]	Profondeur [m]	Largeur [m]	Profondeur [m]
PT 3/1	90	4,5	85	6
PT 3/2	118	3,5	70	7,8
PT 3/3	100	2,5	75	7,5
Moyenne	102,7	3,5	76,7	7,1

Système 4 (Sion – Riddes)

Le Rhône entre Sion et Riddes suit la même tendance que dans les autres segments reconstruits. Le profil PT 4/3, situé aux abords du cône de déjection de La Borgne près de Bramois, indique à nouveau une largeur plein bords plus grande en 1850 (105 m) qu'en 2017 (57 m). La profondeur plein bords augmente avec le temps, passant de 2,5m en 1850 à 6,5 m en 2017 (fig. 18). Un abaissement du lit de 0,8 m est mesuré entre les deux stades temporels.

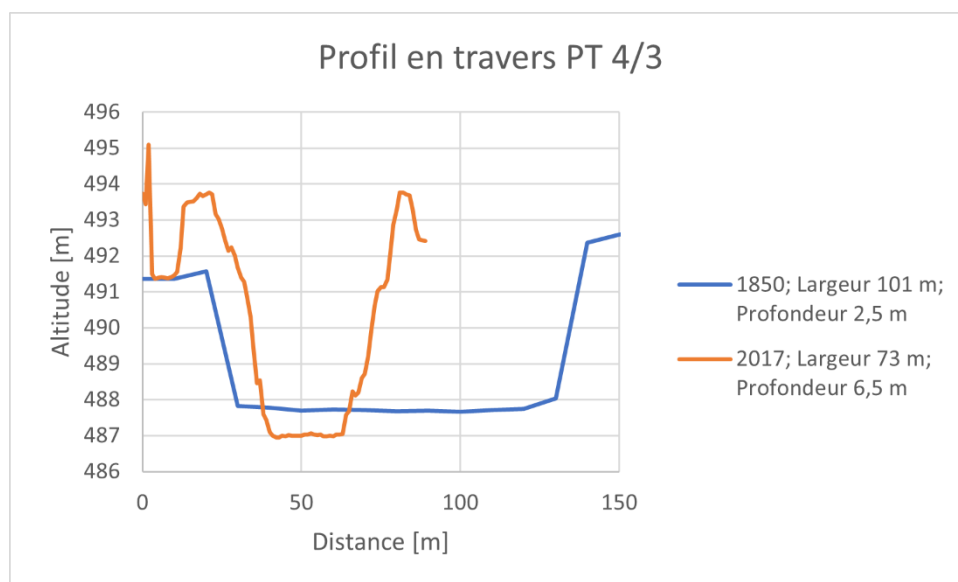


Figure 18 : Profils en travers PT 4/3 (1850, 2017).

La largeur et profondeur moyenne mesurées entre Sion et Riddes en 1850 équivalent à 102 m, respectivement 3,6 m. En 2017, une largeur moyenne de 55 m et une profondeur moyenne de 6,6 m ont été mesurées pour l'ensemble des trois profils en travers (tableau 8).

Tableau 8 : Synthèse des mesures de profils, système 4

	1850		2017	
Profil	Largeur [m]	Profondeur [m]	Largeur [m]	Profondeur [m]
PT 4/1	100	4,5	35	6,5
PT 4/2	101	2,5	73	6,5
PT 4/3	105	3,8	57	6,8
Moyenne	102	3,6	55	6,6

Système 5 (Susten – Sion)

Situé quelques mètres à l'aval de l'actuel barrage de Susten, qui dérive une partie des eaux du Rhône vers la centrale hydroélectrique de Chippis, le profil PT 5/3 présente une largeur plein bords de 105 m en 1850 et de 38 m en 2017. Les profondeurs mesurées vont de 3,8 m en 1850 à 8 m en 2017 (fig. 19). Un abaissement du lit de 4 m est observé entre les deux stades temporels.

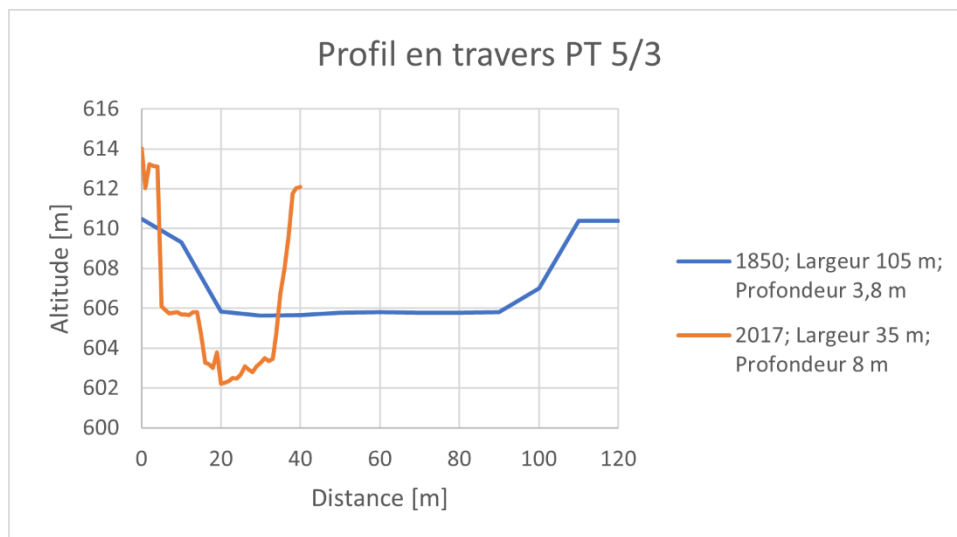


Figure 19 : Profils en travers PT 5/3 (1850, 2017).

En 1850, la largeur et profondeur pleins bords moyenne mesurées sur l'ensemble du système 5 atteignent 105 m et 3,1 m. En 2017, une largeur moyenne de 45 m et une profondeur moyenne de 6,5 m ont été mesurées dans les trois profils en travers (tableau 9).

Tableau 9 : Synthèse des mesures de profils, système 5

	1850		2017	
Profil	Largeur [m]	Profondeur [m]	Largeur [m]	Profondeur [m]
PT 5/1	100	2,9	60	6
PT 5/2	110	2,5	40	5,5
PT 5/3	105	4	35	8
Moyenne	105	3,1	45	6,5

Système 6 (Brigue – Susten)

En aval de l'embouchure de la Viège dans le Rhône, le profil PT 6/2 pour l'état de 1850 présente une largeur plein bords importante de 121 m. En 2017, la réduction de la largeur plein bord est conséquente et s'établit à 46 m (fig. 20). La profondeur mesurée en 1850 est l'une des plus faibles du site d'étude, avec une valeur de 1 m. En contraste, la profondeur mesurée pour l'état temporel de 2017 atteint 9 m. Un abaissement du lit de 0,8 m est mesuré entre les deux stades temporels.

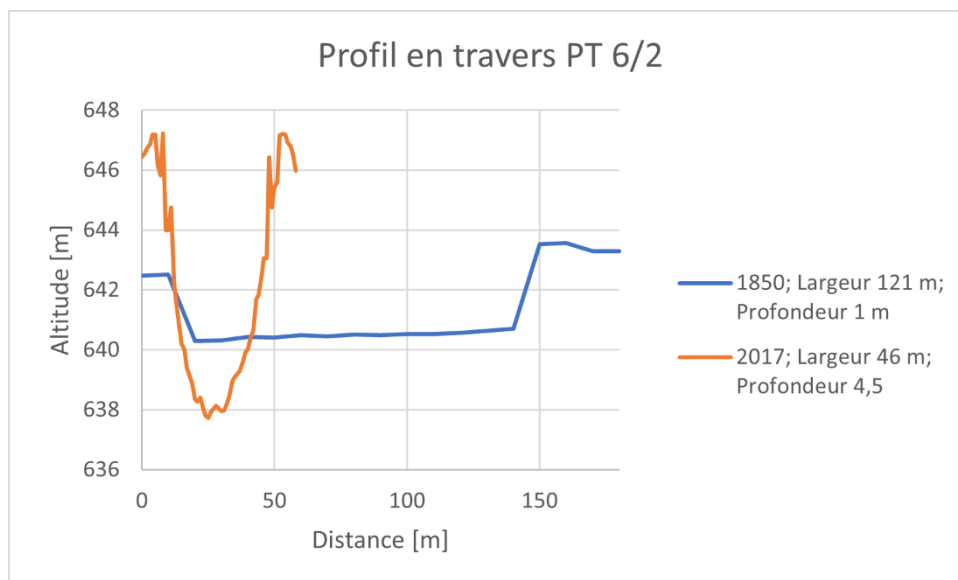


Figure 20 : Profils en travers PT 6/2 (1850, 2017).

Dans le cas du système 6, la largeur moyenne mesurée en 1850 équivaut à 114,7 m. Il s'agit de la largeur plein bords la plus élevée sur l'ensemble des profils en travers mesurés. Pour la profondeur plein bords, c'est à l'inverse la profondeur moyenne la plus faible mesurée par rapport à l'ensemble des systèmes, avec une valeur de 2,1 m. En 2017, une largeur moyenne de 48,3 m et une profondeur moyenne de 5,5 m ont été mesurées pour l'ensemble des trois profils en travers (tableau 10). De manière similaire qu'en 1850, la profondeur moyenne de 2017 représente elle aussi la valeur la plus faible sur l'ensemble des systèmes.

Tableau 10 : Synthèse des mesures de profils, système 6

	1850		2017	
Profil	Largeur [m]	Profondeur [m]	Largeur [m]	Profondeur [m]
PT /1	125	3	54	5,5
PT /2	121	1	46	9
PT /3	98	2,2	45	5,5
Moyenne	114,7	2,1	48,3	6,7

3.3.2. Synthèse de la géométrie fluviale (1850 – 2017)

La surface de la plaine du Rhône occupée par les divagations du Rhône en 1850 est de 26,8 km². La longueur de l'axe du lit principal en 1850 équivaut à 126 km. Les largeurs plein bords des profils mesurés se situent entre 70 m (PT 2/1) et 140 m (PT 1/1), avec une moyenne de 101,3 m sur l'ensemble des dix-huit profils (tableau 11). Pour la profondeur plein bords du lit, on constate des profondeurs comprises entre 1 m et 7 m pour les dix-huit profils en travers, avec une moyenne s'établissant à 3,2 m.

En comparaison avec l'état de 1850, le modèle d'élévation pour l'état temporel après les travaux de correction des eaux (2017) présente, pour les dix-huit profils en travers mesurés, une géométrie plus étroite du fleuve sur l'ensemble du site d'étude (tableau 11). L'emprise du Rhône en 2017 s'élève à 11,6 km². La longueur de l'axe du chenal principal en 2017 équivaut à 121 km, soit environ 5 km de moins qu'en 1850 (126 km). Les largeurs plein bords des profils mesurés se situent entre 35 m (PT 4/1 et PT 5/3) et 90 m (PT 1/3), avec une moyenne de 60,3 m. Pour la profondeur plein bords du lit, c'est justement le contraire qui se produit. On constate ici un abaissement du fond du lit par rapport au stade temporel précédent. Avec des valeurs comprises entre 4,5 et 10 mètres, le fond du lit sur les dix-huit profils transversaux est en moyenne profond de 6,8 m (tableau 11).

Tableau 11 : Moyenne des profils mesurés pour les systèmes 1 à 6.

Moyenne par système				
	1850		2017	
	Largeur plein bords [m]	Profondeur plein bords [m]	Largeur plein bords [m]	Profondeur plein bords [m]
Sys1	105,3	2,8	86,7	7,1
Sys2	78,0	4,0	50,3	8,3
Sys3	102,7	3,5	76,7	7,1
Sys4	102,0	3,6	55,0	6,6
Sys5	105,0	3,1	45,0	6,5
Sys6	114,7	2,1	48,3	5,2
Moyenne	101,3	3,2	60,3	6,8

3.3.3. Modifications d'origine humaine

Les surfaces supprimées du MNT pour l'état historique de la plaine sont celles ayant été identifiées comme modifiées par l'humain après 1850. Les lignes de chemin de fer Le Bouveret – Brig et Lausanne – Brig, érigées entre 1857 et 1878 (Duc, 2001), représentent une modification importante de la plaine et ont donc été supprimées. Les routes nationales, et principalement l'autoroute A9 dont la construction débutée en 1970 est encore en cours, sont également un élément ayant impacté fortement et durablement la morphologie de la plaine du Rhône. Ces modifications ont également été supprimées (fig. 21). Les digues érigées entre 1864 et aujourd'hui, ainsi que les canaux de drainage et de transport fluvial construits après 1850 ont aussi été supprimés, à l'exception du Canal Stockalper érigé entre 1651 et 1659 (Rivaz, 1945). Les barrages de Lavey et de Susten ainsi que le lit du Rhône actuel, résultat d'un redressement du lit et de son endiguement, sont aussi concernés par une suppression du MNT. Pour le Rhône, seuls les tronçons n'ayant pas été modifiés, notamment ceux traversant le Bois de Finges, le cône de déjection du torrent St.-Barthélémy et le verrou de St.-Maurice ont été laissés tels quels. Les affluents latéraux présents dans la délimitation du site d'étude ont tous été retirés du MNT par soucis de simplification et de temps de calcul pour la modélisation hydrodynamique (chap. 4). En tout, 33,7 km² de surfaces modifiées par l'humain ont été retirées du MNT.

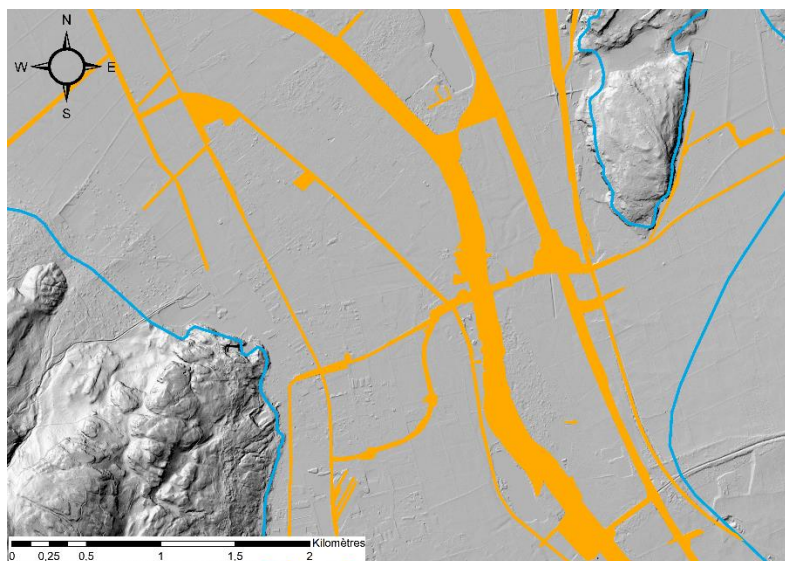


Figure 21 : Aperçu des modifications humaines supprimées lors de la génération du MNT historique.

3.4. Discussion

Dans cette partie, les incertitudes des données utilisées dans la reconstruction du MNT sont discutées (3.4.1). La section suivante examine les méthodes appliquées (3.4.2). La troisième partie (3.4.3) est consacrée à l'examen critique des résultats obtenus.

3.4.1. Données

La qualité et le nombre de données diminuent drastiquement au fur et à mesure que l'on remonte dans le temps. Il s'agit là d'un défi majeur dans le cadre de reconstitutions historiques, notamment lorsque l'homogénéité des géodonnées en termes de qualité, de date et de méthodes de relevés, de géoréférencement ou de précision n'est pas garantie. La période couverte par les cartes utilisées pour la reconstitution du MNT historique s'étend de 1835 à 1880 environ. La reconstitution du fleuve avant les premiers aménagements débutés en 1864 ne montre donc pas l'état explicite d'une année donnée, mais d'une période. Il y a donc un mélange d'états temporels du Rhône légèrement différents. Il faut également reconnaître que la géométrie du fleuve et la morphologie de la plaine durant cette époque sont régulièrement soumises à des modifications provoquées par les crues récurrentes du Rhône (Borgeat-Theler et al., 2011 ; Mariétan, 1953). La reconstitution du MNT à l'aide de données de différentes années ne permet donc pas de reproduire un modèle exact de Rhône et de la plaine d'inondation à une époque donnée, mais une approximation statique. À cela s'ajoute la qualité et la quantité insuffisante des profils en travers. Seuls cinq profils en travers, dont le relevé a été fait après la première correction, ont pu aider à valider les estimations faites par le biais de relations hydrauliques (chap. 3.2.3). Leur profondeur absolue, l'élévation des berges et surtout leur emplacement exact ne sont pas connus, ce qui empêche une estimation robuste des profondeurs et de l'élévation des berges pour le stade temporel de 1850. Les sources d'erreur décrites entraînent des imprécisions dont il faut tenir compte pour les étapes suivantes (chap. 4).

3.4.2. Méthodes

Les profondeurs du lit reconstituées pour l'état avant les aménagements ont été incisées par soustraction du MNT lissé obtenu par interpolation avec les valeurs de profondeur attribuées grâce aux équations de relations hydrauliques Gauckler-Manning-Strickler via le Raster Calculator d'ArcGIS. Les affluents n'ont pas été en compte dans la reconstruction. La géométrie du Rhône a été reconstruite de manière à ce que la capacité d'écoulement du chenal reconstruit corresponde au débit uniforme HQ_2 mesuré aux stations de mesures hydrologiques de l'OFEV à Brigue, Sion, Branson et la Porte du Scex. Les bras secondaires et les bancs de gravier se sont vus attribués des valeurs fixes issus d'observations empiriques. Cela peut ne pas correspondre exactement à ce qui était observable à l'époque. Il faut aussi faut tenir compte du fait que la précision des plans

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

de situation et cartes utilisés pour la numérisation des contours du fleuve de 1850 a joué un rôle important dans l'estimation de la géométrie du lit principal. Comme les relations hydrauliques ont permis de le supposer, si le polygone du lit est délimité de manière trop étroite, il en résulte un chenal avec une capacité hydraulique trop faible pour un débit HQ_2 . Cette source d'erreur potentielle a toutefois pu être minimisée au besoin par la modification manuelle de la largeur plein bords.

De manière générale, l'approche estimative des profondeurs plein bords au moyen de formules de relations hydrauliques a permis de surmonter certaines des limites de la géométrie hydraulique en permettant de varier inversement la profondeur et la largeur pour le même débit plein bords (Neal et al., 2021). Pourtant, il existe sur le site d'étude certains paramètres de débits pouvant provoquer un écartement du fleuve des conditions uniformes supposées par les formules utilisées, par exemple les rétrécissements de la largeur du chenal, les changements de débit (par exemple, l'arrivée d'un affluent), les changements de la pente du lit et la présence de plans d'eau tels que les lacs. Les effets de refoulement au niveau des affluents semblent également significatifs dans la plupart des fleuves de plaine (Trigg et al., 2009), ce qui signifie que l'hypothèse de débit uniforme intégrée dans les formules utilisées (Farrag et al., 2022 ; Neal et al., 2021) pourrait sous-estimer la taille nécessaire absorber un débit plein bords durant la simulation hydrodynamique.

La suppression des modifications humaines (chap. 3.2.1) constitue une autre source d'erreur possible. Malgré une identification subjective, on peut partir du principe que les éléments impactant l'écoulement et l'étendue d'une inondation ont pu tous être digitalisés et supprimés. Toutefois, la méthode d'interpolation *Topo to Raster* rencontre certaines limitations dans les zones sujettes à de fortes ruptures de pentes telles que les falaises ou les pieds de collines et de cônes de déjections. Par exemple, lorsqu'une interpolation a lieu entre deux points dont l'un est placé au pied d'une falaise, la surface interpolée devient inclinée alors que sa pente est en réalité nulle. Ces erreurs d'interpolation doivent être corrigées manuellement par la création d'autres points de référence intégrant des valeurs d'altitudes corrigées. Il en va de même pour le fond du lit incisé qui, suite aux erreurs d'interpolation démontrées ci-dessus, peut présenter un profil incliné ne correspondant pas à ce qui est hydrauliquement attendu dans le cas d'un lit naturel tressé. Dans ce cas, un profil d'interpolation intégrant une valeur d'altitude constante est tracé manuellement. Il est difficile de garantir que la surface interpolée qui en résulte reflète exactement les élévations de la plaine du Rhône et du lit du Rhône telle qu'ils étaient en 1850, mais cela permet une approximation.

La résolution du MNT de 1850 ayant été abaissée à des cellules de 10x10 m (2x2 m en 2017), les détails morphologiques de la plaine et du fleuve sont également réduits. Cette simplification

doit être acceptée en raison de la qualité des données utilisées, mais aussi en raison de la disponibilité de temps pour la génération du MNT historiques et les modélisations hydrodynamiques. Il est dès lors possible d'établir des reconstructions proches de la réalité, mais pas de la représenter avec fidélité. Comme les méthodes utilisées pour la modélisation du lit en 1850 et 2017 diffèrent entre elles (profils de l'OFEV en 2017 et formules hydrauliques en 1850) les résultats peuvent être comparés entre eux en prenant certaines précautions et en reconnaissant le caractère estimatif des reconstructions bathymétriques. La méthode de reconstruction choisie semble donc être limitée par la taille du site d'étude (200km²), par résolution abaissée du MNT, par la qualité des sources historiques (profils, cartes) et par le dimensionnement du lit historique reposant sur les équations de relations hydrauliques de Gauckler-Manning-Strickler.

3.4.3. Résultats

Les résultats indiquent qu'à partir de 1850 et jusqu'à aujourd'hui, le Rhône s'est fortement transformé sous l'action des nombreuses modifications de son tracé lors des deux corrections. Ce premier constat concorde avec l'histoire des aménagements du Rhône (chap. 1.6.4).

Le redressement et l'endiguement du cours d'eau à partir de 1864 sont mis en évidence par la modification de la longueur, de la largeur et de la profondeur du lit. Alors qu'en 1850, le Rhône est considéré comme étant proche de conditions naturelles et ne présente pas d'aménagements uniformes et systématiques (Meile et al., 2005), les deux corrections s'étendant entre 1864 et 1961 ont considérablement changé la géométrie fluviale et la morphologie de la plaine d'inondation. La modification de l'emprise du Rhône illustre bien ce phénomène. En 1850, le fleuve, les bras secondaires, les bancs de gravier et les îles représentaient une surface de 26,8 km². Jusqu'en 2017, l'emprise du Rhône s'est vue réduite de 15,2 km², pour s'établir finalement à 11,6 km². Cette réduction de 56% de la surface occupée de manière régulière par les eaux du Rhône s'explique par la suppression de nombreux bras secondaires et la concentration des eaux en un unique chenal principal au moyen d'ouvrages de génie civil et d'assèchement (fig. 22).

3 Reconstruction du modèle numérique de terrain historique

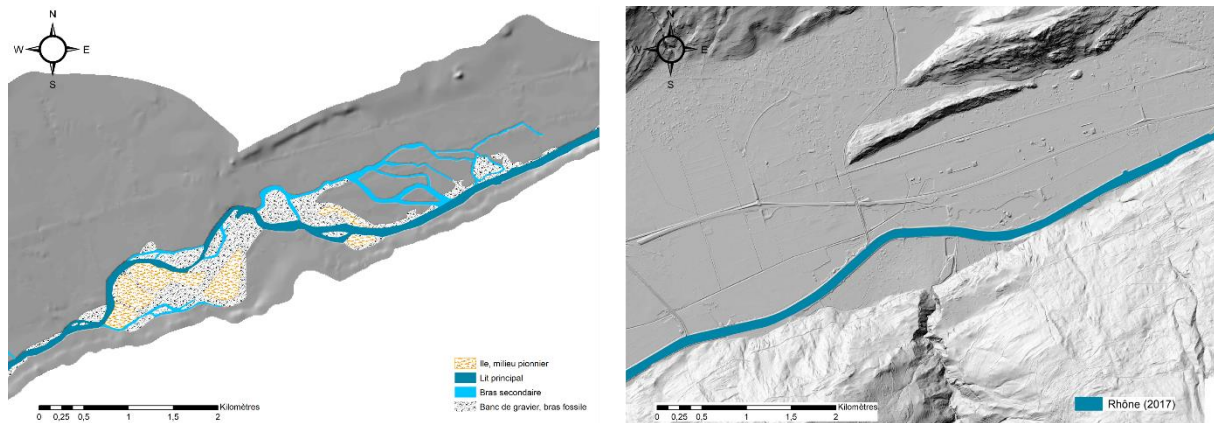


Figure 22 : Exemple de transformation de la géométrie fluviale du Rhône à la hauteur de Sion entre 1850 (gauche) et 2017 (droite).

La profondeur moyenne des dix-huit profils du lit (visibles en annexe 7.1.2) est de 3,2 mètres vers 1850 et est multipliée par deux pour atteindre 6,8 m en 2017. Cette variation importante des profondeurs plein bords trouve d'une part son origine dans la création des digues le long du chenal. Ces digues ont une hauteur par rapport à la plaine d'inondation oscillant entre 2 m et 4,5 m. D'une autre part, la différence marquée de profondeur provient d'un phénomène d'abaissement du lit. Ce phénomène est observé dans treize des dix-huit profils en travers mesurés sur l'ensemble des six systèmes. L'abaissement du lit est d'en moyenne 1,5 à 2 m entre 1850 et 2017. Pourtant, la faible pente du fleuve dans son ensemble ainsi que la quantité importante de sédiments provenant des affluents laissent en premier lieu penser que le Rhône devrait être sujet à un comblement de son lit (Thareau et al., 2006). Dans cette optique, le resserrement et l'endiguement auraient dû être en mesure de forcer le charriage vers l'aval. Les études menées par le Canton du Valais (2014) relèvent que cela n'a pas été le cas et dès lors nécessité le prélèvement de sédiments par des gravières afin de compenser le comblement. Les extractions effectuées depuis les années 1950 ont dépassé l'apport annuel moyen en sédiments et provoqué une érosion considérable sur la quasi-totalité du site d'étude (fig. 23) (Canton du Valais, 2014). Malgré la potentielle augmentation de la capacité hydraulique à la suite de l'abaissement par érosion du fond lit, ce changement peut représenter un danger pour la stabilité des digues et augmente à terme la probabilité d'une rupture (Hackney et al., 2020; Rentier & Cammeraat, 2022). En outre, l'incision du chenal et le degré de redressement ayant augmenté entre 1850 et 2017, une réduction de la rétention hydraulique en cas de crue peut être supposée et indiquer une potentielle augmentation du danger d'inondation (Shields et al., 2010).

4 Modélisation hydrodynamique

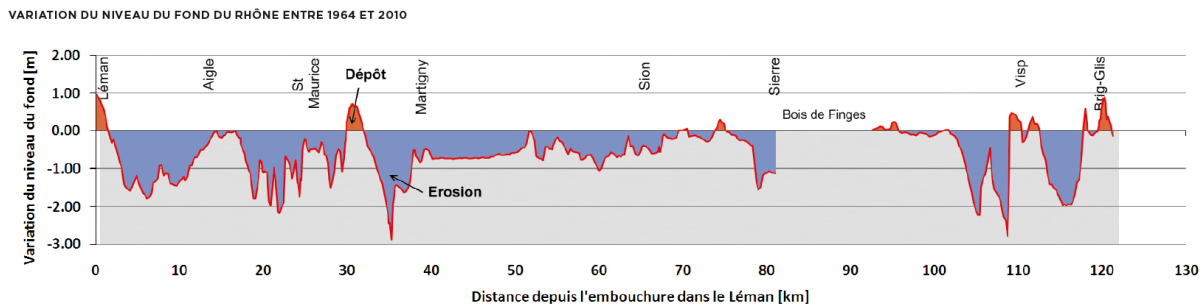


Figure 23 : Variation du niveau du fond du Rhône entre 1964 et 2010 (Canton du Valais, 2014)

En élargissant ces réflexions à la plaine d'inondation, les digues en sont peut-être la modification la plus évidente, non seulement en tant qu'éléments topographiques dans le paysage, mais aussi par leur impact sur la connectivité hydrologique (Croke et al., 2013; Rachelly, 2021; Scorpio et al., 2018). Les zones inondées qui étaient autrefois connectées hydrologiquement au chenal principal sont à présent isolées par ces structures, hormis lorsqu'elle cèdent comme ce fut le cas en octobre 2000 (OFEV, 2002). Lors d'inondations similaires, les digues sont susceptibles d'empêcher le retour des eaux dans le chenal, aggravant ainsi l'impact et la durée d'une inondation. La problématique de l'influence des modifications de la géométrie fluviale du Rhône sur la connectivité hydrologique semble dès lors être un point important à intégrer dans de futures recherches (Zhao et al., 2017).

4. Modélisation hydrodynamique

Ce chapitre aborde la mise en place des modèles hydrodynamiques ayant pour objectif la simulation des niveaux d'intensités en cas d'inondation dans la plaine du Rhône pour les états de 1850 et 2017. Les modèles permettent de déterminer les surfaces impactées par un événement aux conditions initiales identique à chaque état temporel du cours d'eau. Cela permet une cartographie et une analyse spatio-temporelle du danger d'inondation.

L'introduction sur la méthode générale de modélisation hydrodynamique (chapitre 4.1) est suivie d'un aperçu des données utilisées (4.2). Le chapitre suivant (4.3) décrit plus en détail les méthodes utilisées dans la modélisation. La validation du modèle, la structure des hydrogrammes et la comparaison de la capacité hydraulique ainsi sont ensuite décrits (4.4). Les cartes d'intensité et le danger d'inondation pour chaque état temporel de la plaine du Rhône sont présentés en fin de chapitre 4.4. Enfin, les données utilisées, la méthodologie appliquée et les résultats obtenus sont analysés et discutés (4.5).

4.1. Introduction

La modélisation hydrodynamique est surtout utilisée lors de la planification d'élargissements de cours d'eau. Elle peut aider à analyser les conséquences d'un élargissement dû à des mesures de revitalisation et à mieux harmoniser les intérêts des différents utilisateurs et utilisatrices. Elle est particulièrement adaptée à la prévention des inondations et à l'élaboration de cartes des dangers. De telles simulations ont donc pris un rôle important dans la planification de mesures d'aménagement (Rousselot et al., 2012).

Dans le cadre de ce mémoire de master, le modèle de simulation numérique doit cependant être utilisé pour la modélisation de l'état historique du cours d'eau. Il ne sert donc pas à analyser les modifications futures du cours d'eau, mais celles qui ont été effectuées dans le passé. Afin de pouvoir analyser les modifications spatio-temporelles du danger d'inondation dans la zone d'étude définie, les débits de crue du 15 octobre 2000 sont simulés à l'aide d'une modélisation hydrodynamique à l'intérieur du MNT actuel (2017) ainsi qu'à l'intérieur du MNT historique reconstruit (1850). Cette méthodologie s'inspire des celles appliquées dans les travaux de Hofer (2017), Zischg (2022), Remo et al. (2009) et Bomers et al. (2019)

4.2. Données

Pour déterminer la qualité du modèle et simuler la crue du 15 octobre 2000 dans la zone d'étude, il faut disposer de données hydrologiques. Les données de débit provenant de quatre stations de mesure du Rhône gérées par l'OFEV à Brigue, Sion, Branson et à la Porte du Scex sont disponibles à cet effet. Un flux uniforme correspondant à un débit d'une période de retour de 2 ans (HQ_2), similaire à celui utilisé pour le dimensionnement du Rhône dans son état de 1850 (chap. 3.2.3), est utilisé pour estimer la qualité du modèle historique reconstruit (chap. 4.3.4). Ensuite, la crue du 15 octobre 2000 est simulée sur la base des mesures enregistrées dans les quatre stations lors de l'événement. Les hydrogrammes de crue suivants sont utilisés pour les simulations (tableau 12, fig. 24) :

Tableau 12 : Mesures de débits lors de la crue du 15 octobre 2000 et débits théoriques pour une période de retour de 2 ans sur les quatre stations de mesure de l'OFEV (2019).

Station	HQ2 [m³/s]	Crue de 2000 [m³/s]
Rhône – Brigue	246	560
Rhône – Sion	457	910
Rhône – Branson	478	978
Rhône – Porte du Scex	627	1370

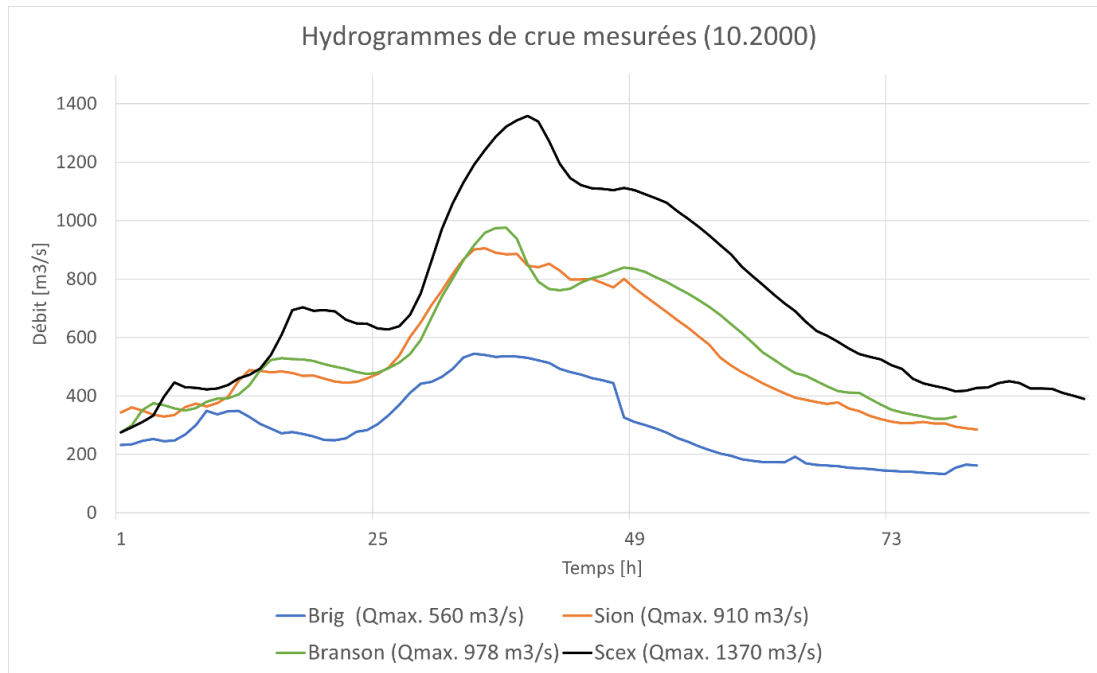


Figure 24 : Hydrogrammes de crues utilisées pour les débits des simulations hydrodynamiques (OFEV, 2000).

4.3. Méthodes

Les simulations sont effectuées dans le modèle de simulation hydrodynamique BASEMENT (VAW, 2023). Pour pouvoir effectuer les simulations, des travaux préliminaires de pré-traitement (chap. 4.3.2) sont nécessaires. Les paramètres du modèle (4.3.3) peuvent être ajustés manuellement en fonction des besoins. Afin de pouvoir estimer la qualité du modèle, l'étape suivante consiste à calibrer et à valider le modèle (4.3.4) sur la base du débit HQ₂. Une fois le modèle calibré et validé, les hydrogrammes sont introduits dans les simulations BASEMENT. La conclusion de ce chapitre aborde le format de sortie des données et explique son traitement ultérieur (4.3.6).

4.3.1. BASEMENT

Le programme de simulation hydrodynamique BASEMENT (BASic EnvironMENT for simulation of environmental flow and natural hazard simulation), développé par l'institut VAW (Laboratoire d'hydraulique, d'hydrologie et de glaciologie) de l'École Polytechnique de Zürich, a été utilisé pour réaliser les simulations hydrologiques de ce travail (Vetsch et al., 2023). Le programme contient les algorithmes numériques permettant de calculer les simulations du courant et du transport de sédiments, ainsi que l'érosion qui en résulte dans un cours d'eau (Vetsch et al., 2023). Comme la plaine d'inondation revêt un intérêt majeur dans ce travail et que plusieurs débits issus des hydrogrammes doivent donc être simulés pour un lit constant, seule la simulation numérique de

l'écoulement a été prise en compte lors de chaque itération. Le transport de sédiments n'a pas été inclus en raison du temps de calcul et du surcroît de travail supplémentaire.

BASEMENT est divisé en deux domaines : *BASEchain* et *BASEplane*. *BASEchain* est un modèle 1D, les simulations des cours d'eau étant effectuées à l'aide de profils en travers. Dans le cas de *BASEplane*, les simulations se basent sur un MNT. Les termes 1D et 2D ne font pas référence aux propagations spatiales des deux modèles, mais à la direction de calcul. Avec *BASEchain*, il est possible d'effectuer les calculs dans la direction du courant du cours d'eau étudié, car le modèle se réfère à chaque fois à deux points de référence dans la surface. En revanche, *BASEplane* se réfère à trois points prédéfinis et est ainsi en mesure d'effectuer également des calculs latéraux (Vetsch et al., 2023)

Pour pouvoir mettre en évidence la modification du risque d'inondation dans le temps et l'espace, les calculs dans le modèle historique (1850) sont effectués dans le modèle 2D *BASEplane*. Cela permet d'intégrer les calculs portant sur la direction latérale du courant. Pour l'état de 2017, les calculs sont opérés dans le modèle couplé 1D-2D *BASEplane* déjà créé et mis à disposition par Markus Mosimann (GIUB, Université de Berne). Le chenal principal y est modélisé en 1D sur la base des profils en travers de l'OFEV, tandis que la plaine d'inondation est couplée au chenal et modélisée en 2D pour permettre un calcul de l'écoulement latéral. Le modèle correspondant au stade temporel de 2017 ayant déjà été généré, ce chapitre porte une attention particulière sur la création et les paramètres du modèle historique de 1850. Toutes les modélisations numériques sont effectuées avec la version 4.0.2 de BASEMENT (VAW, 2023).

4.3.2. Preprocessing

Au vu de l'étendue de la zone étudiée, le temps de calcul nécessaire à la simulation et le potentiel d'erreurs successives sont conséquents. Pour gagner du temps et de la précision durant la simulation, la plaine d'inondation du Rhône est divisée en six systèmes distincts (fig. 25), de manière similaire que dans la reconstruction du MNT historique de 1850:

- Système 1 : Pont de St.-Maurice – Le Bouveret (embouchure sur le Lac Léman)
- Système 2 : Cône du Bois-Noir (Torrent de St.-Barthélémy) – Pont de St.-Maurice
- Système 3 : Riddes (Losentse) – Cône du Bois-Noir (Torrent de St.-Barthélémy)
- Système 4 : Sion (La Borgne) – Riddes (Losentse)
- Système 5 : Susten (barrage) – Sion (La Borgne)
- Système 6 : Brigue (Massa) – Susten (barrage)

Cependant, la division en système peut occasionner une discontinuité entre chaque simulation. Afin de réduire la marge d'erreur des valeurs de débit d'entrée et de sortie entre chaque système,

tous ont été délimité selon des critères morphologiques. Par exemple, une limite inférieure (*downstream boundary*) telle que celle fixée dans la gorge du Pont de St.-Maurice permet de considérer avec quasi-certitude que l'eau générée en amont par la simulation se rabattra dans le lit principal et traversera la limite du système dans son intégralité. Pour chaque système, les hydrogrammes de crues correspondant à la station la plus proche sont utilisées.

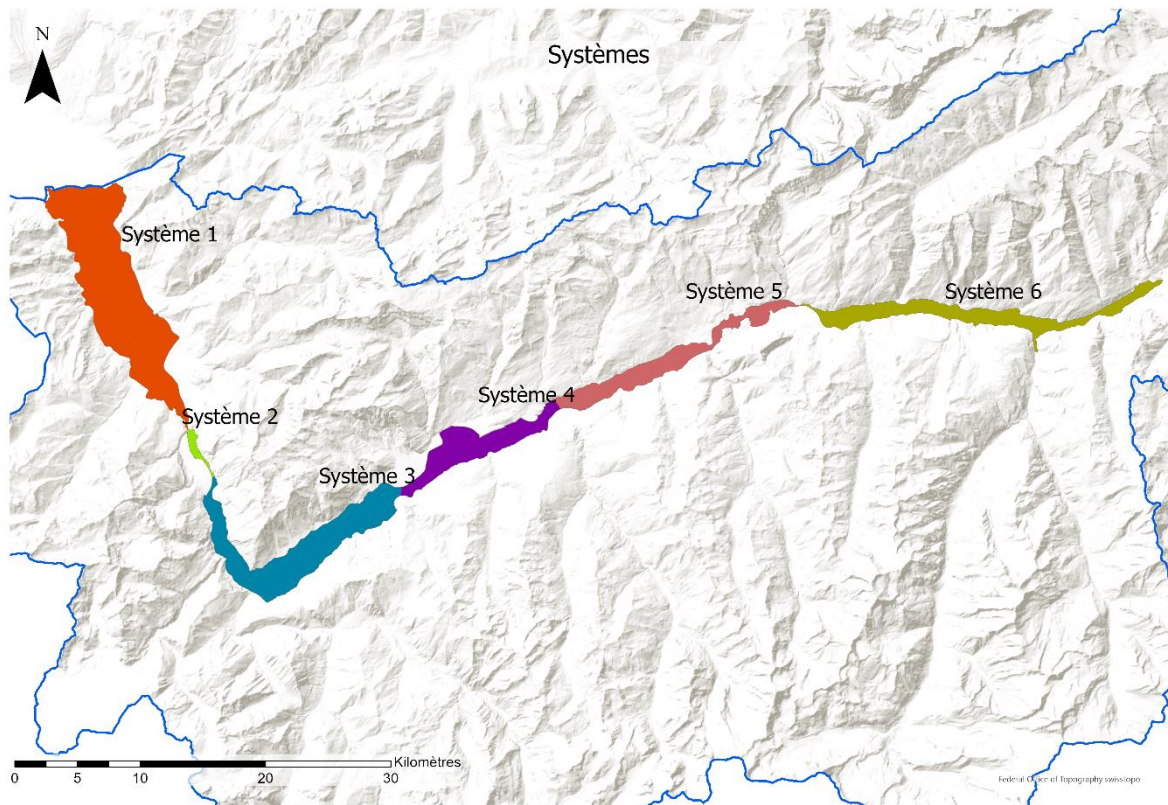


Figure 25 : Vue d'ensemble des six sous-systèmes délimités pour les simulations sur BASEMENT.

Les données pour la simulation opérée sur BASEMENT sont générées sur QGIS 3.28. En premier lieu, un maillage contenant les données d'élévation ainsi que les propriétés des surfaces (indice de matériau) est créé grâce à l'extension *BASEmesh*. Le maillage triangulaire est calculé d'après l'algorithme de maillage avancé de Schewchuk (Schewchuk, 1997). La méthode du maillage est intéressante dans le cas de ce travail, car permettent de reproduire avec suffisamment de précision les variations morphologiques du terrain (Vetsch et al., 2023).

Pour la création du maillage, la première étape consiste à numériser sous forme de *Shapefile Polyline* les lignes de rupture (*breaklines*) définissant et contrôlant le comportement de la surface en termes de rugosité et de continuité. Comme leur nom l'indique, les *breaklines* peuvent décrire et imposer un changement dans le caractère de la surface. Dans le cas présent, elles délimitent les limites du cours d'eau, de la plaine d'inondation et des structures telles que les îles, les bras secondaires ou les bancs de gravier. Les *breaklines* reprennent de manière simplifiée les contours

des polygones générés lors de la numérisation du cours historique du Rhône et les délimitations des systèmes.

En plus du shapefile *polyline* des *breaklines*, un shapefile de points est nécessaire pour la génération du maillage. Il permet d'attribuer un point à toutes les surfaces fermées par les *breaklines* (fig. 26). Les points contiennent les informations relatives à la catégorie de couverture du sol, à la taille maximale des triangles du maillage, informations qui sont ensuite intégrées à chaque triangle du maillage se situant dans une



Figure 26 : Aperçu des *breaklines* et point shapefiles intégrés comme paramètres dans la génération du maillage d'élévation avec BASEmesh.

surface délimitée par les *breaklines*. La catégorie de couverture du sol donne des informations sur le terrain représenté par les triangles. Au total, quatre catégories ont été définies à cet effet (tableau 13). Les valeurs du coefficient de friction selon Strickler dépendent de ces catégories et se basent sur les valeurs proposées par Ballesteros et al. (2011), Fernandes (2021) et Rickenmann & Recking (2011). Il en va de même pour la taille maximale des mailles triangulaires. La résolution du maillage est définie par la taille maximale des triangles. Plus la surface maximale est petite, plus le maillage correspond précisément au MNT de base. Plus la résolution du maillage est élevée, plus l'erreur de la hauteur représentée est faible. Toutefois, la résolution a une grande influence sur le temps de calcul. C'est pourquoi un compromis entre le temps de calcul et la précision doit être trouvé. (Rousselot et al., 2012)

Tableau 13 : Catégories de couverture du sol, surfaces maximales des mailles et coefficients de Strickler (friction).

Indice de couverture du sol	Surface maximale État 2017 (m ²)	Surface maximale État 1850 (m ²)	Coefficient de Strickler [m ^{1/3} /s]
(1) Lit principal	50	50	33
(2) Chenal secondaire	50	50	30
(3) Bancs de gravier	500	500	30
(4) Îles / pâturages, cultures / forêts alluviales	2000	2000	13

Dans un second temps, les valeurs d'élévation doivent être assignées à chaque maille. L'extension BASEmesh utilisée sur QGIS 3.28 permet une interpolation desdites valeurs pour le maillage en

attribuant les valeurs d'élévation d'un MNT. Pour l'état historique du Rhône, les valeurs d'altitude utilisées pour l'interpolation proviennent du MNT historique où les surfaces anthropogènes post-1850 ont été supprimées (chap. 3.2.1) et où le cours d'eau historique a été intégré. Le maillage d'élévation de la plaine actuelle est directement tiré du MNT swissALTI3D datant de 2017. Les maillages sont ensuite exportés sous format « .2dm » et constituent la base des modèles numériques BASEMENT.

4.3.3. Composantes du modèle hydrodynamique historique BASEMENT (1850)

Sur BASEMENT, seuls les deux blocs "*Physical properties*" et "*Baseplane_2D*" sont utilisés dans le fichier de configuration. Pour le bloc "*Physical properties*", les valeurs par défaut sont reprises. Dans le deuxième bloc "*Baseplane_2D*", différents paramètres doivent être adaptés pour correspondre au mieux aux conditions du Rhône historique. Les paramètres modifiés à cet effet sont indiqués dans le tableau 14.

Tableau 14 : Paramètres pour la modélisation *Baseplane_2D* sur BASEMENT. Les paramètres affichés sont ceux dont les valeurs n'ont pas été laissées par défaut.

Bloc	Paramètre	Sous-paramètre	Valeur	Description
Hydraulics	Friction	default_friction	25.0	Friction par défaut si aucune valeur
		type	strickler	Type de coefficient de friction
		index	0 ; 1 ; 2 ; 3	Nombre de valeurs de Strickler utilisées. Les valeurs correspondent aux indices de matériaux
		friction	33 ; 30 ; 30 ; 13	coeff. Strickler
	Initial	type	index table	Conditions initiale
		index	0 ; 1 ; 2 ; 3	
		h	1 ; 0.3 ; 0 ; 0	hauteur d'eau initiale (m)
		u	1 ; 0.5 ; 0 ; 0	vitesse d'écoulement (m/s)
	Boundary upstream	type	hydrograph	type de flux en entrée

4 Modélisation hydrodynamique

		file		fichier d'entrée
		slope		pente du modèle
	Boundary downstream	type	hqrelation	type de flux en sortie
	Parameter	minimum_water_depth	0,01	profondeur minimale d'eau
Output	console_time_step		3600	le temps indiqué [sec] indique la fréquence où des résultats sont générés à partir des simulations.
	Special Outputs	type	node centered	les résultats sont enregistrés sur chaque nœud du maillage
		format	sms	format des résultats enregistrés
		value	depth ; velocity ; wse	type de données enregistrées dans les résultats
		output timestep	3600	fréquence d'enregistrement des résultats
		type	stringdef history	résultats enregistrés aux limites inférieures
		value	Q ; wse	type de donnée enregistrée aux limites inférieures
		format	sms	format des résultats enregistrés
Timestep	maximum_time_step		3600	espacement maximum pour la fréquence d'enregistrement des résultats
	total_run_time		(cf. hydrogrammes)	durée de la simulation

4 Modélisation hydrodynamique

Les hydrogrammes de crues mesurées aux quatre stations de l'OFEV lors de la crue d'octobre 2000 sont insérées comme paramètres de débit pour les simulations de 1850 et 2017 (fig. 24). Chacun des six systèmes se voit attribué un hydrogramme de crue correspondant à la station de mesure la plus proche de l'entrée du système. L'attribution des hydrogrammes est définie comme suit (tableau 15) :

Tableau 15 : Attribution des hydrogrammes de crue aux systèmes en vue des simulations (1850 ; 2017).

Système	Hydrogramme (station)	Durée [h]	Débit de pointe [m³/s]
Système 1	Porte du Scex	90	1370
Système 2	Branson	78	978
Système 3	Branson	78	978
Système 4	Sion	80	910
Système 5	Sion	80	910
Système 6	Brig	80	560

4.3.4. Calibration et validation

Avant de pouvoir utiliser le modèle pour les simulations proprement dites, une calibration et une validation sont effectuées. La calibration vise à approcher des conditions hydrauliques aussi proches que possible de la réalité et se rapporte principalement au chenal principal. Lors de la validation, l'ensemble du système est pris en compte. Il s'agit de déterminer dans quelle mesure les trajectoires d'écoulement et les débits du modèle correspondent à la réalité. La calibration et la validation sont effectuées sur la base de données actuelles et historiques.

Calibration

La calibration du modèle hydrodynamique historique (1850) ne permet pas, au vu des changements importants de la géométrie fluviale et l'absence de mesures hydrologiques pour cette période, de se baser sur une méthode courante consistant à se rapprocher de la relation hauteur-débit (H/Q) réelle. Dans ce travail, le débit HQ_2 utilisé pour la reconstruction de la géométrie historique du Rhône est simulé dans chacun des systèmes. Selon la méthode inspirée par Neal et al. (2021) et Farrag et al. (2022), le modèle hydrodynamique est considéré comme plausible si les débits HQ_2 simulés pour chaque système en 1850 ne dépassent pas la capacité hydraulique des modèles reconstruits.

Pour la calibration du modèle actuel (2017), cette dernière a été effectuée par Markus Mosimann (GIUB, Université de Berne) dans le cadre de ses travaux portant sur la dynamique des crues en Suisse (www.hochwasserdynamik.ch). Basée sur une estimation de la relation hauteur-débit (H/Q) et l'adaptation subséquente du modèle au travers de différents coefficient de Strickler (Rousselot et al., 2015), la calibration doit permettre d'approcher les conditions réelles observée dans le Rhône. Au moyen d'une valeur de Strickler élevée du lit du cours d'eau et des bancs de gravier, on simule une surface plus lisse augmentant la vitesse d'écoulement. Cela a pour conséquence une diminution de la hauteur d'eau pour un débit constant. Une valeur de Strickler plus basse augmente la rugosité du lit du fleuve, ce qui produit l'effet inverse. Dans le site d'étude, la relation H/Q a été dérivée des stations de mesure de Brigue, Sion, Branson et de la Porte du Scex (OFEV 2017). Les valeurs calculées par l'OFEV servent de base de calibrage pour le modèle dans ce travail et sont intégrée à la simulation. Un coefficient de 33 est choisi pour le lit du fleuve. Cette valeur est en adéquation avec celle définie par Neal et al. (2021) pour un cours d'eau du même type.

Validation

Une première possibilité pour la validation du modèle consiste à comparer visuellement les surfaces inondées du modèle avec la réalité. En 2014 et en vue de la troisième correction du Rhône, les cantons de Vaud et du Valais ont procédé à une analyse des zones critiques en termes de capacité hydraulique et de stabilité structurelle des digues (Canton du Valais, 2014). Les résultats obtenus dans ce travail proviennent également tous de simulations et les méthodes utilisées sont différentes de celles de ce travail. Néanmoins, une comparaison visuelle de ces résultats permet de constater si les points faibles – là où l'eau déborde – constatés par le rapport de 2014 et les zones de débordement identifiées dans ce travail présentent certaines similitudes, soutenant ainsi la plausibilité des simulations effectuées. Il ne s'agit pas d'obtenir les mêmes résultats, mais de déterminer si les inondations se produisent aux mêmes endroits et si elles ont lieu à peu près au même débit. Seules les étendues spatiales sont donc comparées. La profondeur d'écoulement n'est pas abordée en détail. En outre, les cartes d'intensité des rapports techniques de la troisième correction du Rhône peuvent être utilisées pour une comparaison supplémentaire (Canton du Valais, 2014, 2015).

Les simulations de crues dans le modèle et leur comparaison subséquente avec leur équivalent réel constituent une autre approche pour valider le modèle. L'étendue et les dommages survenus dans la plaine d'inondation rapportés lors de la crue d'octobre 2000 fournissent des informations sur les endroits où des processus d'inondation ont eu lieu. Le rapport de l'OFEV sur la crue survenue entre le 13 et le 20 octobre 2000 permet d'obtenir ces informations (OFEV, 2002). De

plus, les sources historiques obtenues aux Archives Cantonales Vaudoises et de l'État du Valais (cartes, plans, correspondances, rapports) donnent des indications sur les zones touchées par les inondations, notamment lorsqu'elles indiquent des zones humides encaissées et une absence d'infrastructures humaine, ce qui à l'époque peut signifier la présence régulière de hautes eaux. Si les crues simulées font apparaître les surfaces inondées du modèle là où des dommages ont été enregistrés ou rapportés et où des zones humides et vierge d'occupation humaine sont notées, on peut déduire que la simulation s'approche la réalité (fig. 27).

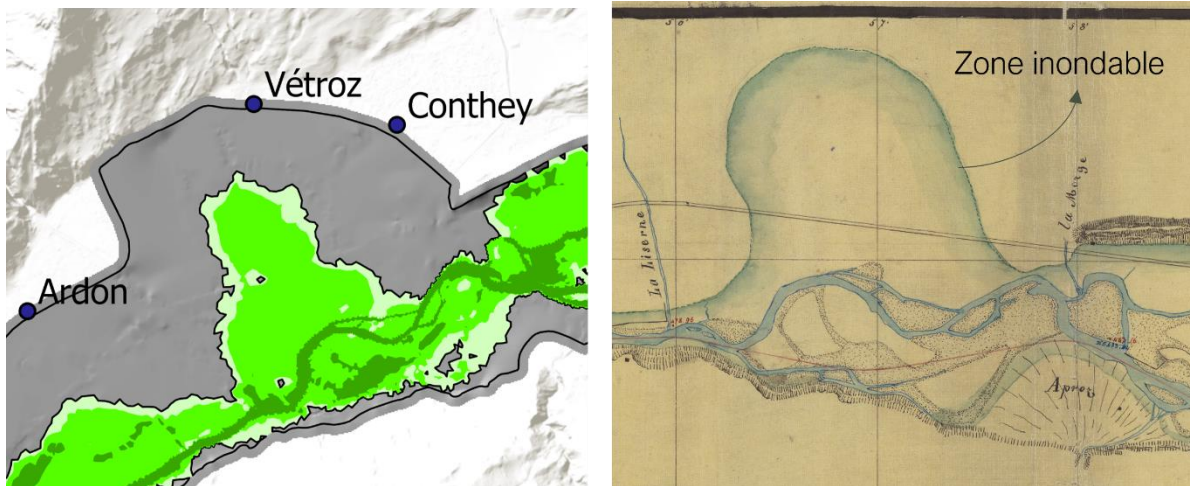


Figure 27 : Exemple de plausibilisation des résultats de simulation au moyen de sources historiques. La surface simulée à gauche correspond à la zone d'inondation définie sur la carte en 1850 (à.d : Archives de L'État du Valais, AEV DTP 42/1, 1850).

4.3.5. Postprocessing

Pour chaque simulation 2D, dans BASEMENT, trois fichiers ".sol" sont créés par système et par état temporel (1850 et 2017). Ils correspondent aux résultats pour la profondeur d'eau (*depth*), pour la vitesse d'écoulement (*velocity*) et pour l'élévation de la surface de l'eau (*wse*). Les valeurs inscrites sont extraites toutes les 3600 secondes pour chaque nœud du maillage situé sur la limite inférieure du système simulé (*Downstream boundary*). En supplément, un fichier texte par simulation comprenant les relations hauteur-débit mesurées aux limites inférieures de chaque système est généré. La résolution temporelle des résultats est de 3600 secondes (1 heure). Les fichiers ".sol" peuvent être représentés et analysés à l'aide du plugin QGIS Crayfish (Lutra Consulting, 2023). A l'aide de l'information sur la hauteur d'eau et sur vitesse d'écoulement, l'étendue et l'intensité de l'inondation simulée peut être visualisée pour chaque simulation (1850 et 2017). Les fichiers ".sol" nouvellement créés sont convertis en un *raster* grâce à l'outil *Rasterize Mesh Dataset*. Les données de hauteur d'eau et de vitesse d'écoulement transformées en *raster* correspondent à l'heure à laquelle le débit de pointe de l'hydrogramme de crue est atteinte.

Afin de préparer les données en vue de les classer par degré d'intensité pour chaque stade temporel (1850, 2017) selon l'OFEV (1997) (chap. 2.2), le *raster* de hauteur d'eau doit être combiné à un raster créé postérieurement correspondant à la multiplication des *rasters* hauteur d'eau et de vitesse d'écoulement. Cela donne pour résultat un *raster* correspondant à la pression dynamique de l'eau lors d'inondation (*hauteur d'eau x vitesse d'écoulement = pression dynamique [m²/s]*). L'outil *Raster Calculator* permet cette multiplication des deux rasters. La combinaison du *raster* nouvellement généré (pression dynamique [m²/s]) et du raster de hauteur d'eau (intensité statique [m]) se fait en premier lieu au moyen d'une reclassification (outil *Reclassify*) des valeurs de chaque *raster* en degré d'intensité allant de 0 (<0.01 m ou 0.01 m²/s) à 3 (>2 m ou 2 m²/s). Dans un deuxième temps, le *raster* correspondant aux degrés d'intensité d'inondation est finalement généré en combinant les deux rasters reclassés dans le *Raster Calculator* au moyen de la fonction suivante :

$$\max(\text{depth_reclassified}, \text{depth} \times \text{velocity_reclassified})$$

Il en résulte un *raster* d'intensité d'inondation où les valeurs de chaque pixel correspondent à la valeur maximum (soit la hauteur d'eau [m], soit la pression dynamique [m²/s]) détectée dans le même pixel. Ce raster est ensuite converti en un *shapefile* de polygones. La symbologie du *shapefile* généré est définie selon quatre classes d'intensité (faible, moyenne, élevée, non exposé) et constitue la base de la cartographie des intensités présentée au chapitre 4.4.3.

Pour la modélisation 1D effectuée dans le lit du Rhône pour l'état temporel de 2017, les résultats sont visualisés à partir du fichier ".dat" comprenant les valeurs (vitesse d'écoulement, élévation du niveau d'eau) mesurées dans chaque profil en travers toutes les 3600 secondes. Selon le même procédé que pour les surfaces simulées en 2D, les valeurs de hauteur d'eau et de vitesse d'écoulement sont multipliées et combinées afin de déterminer la classification de chaque profil selon les degrés d'intensité issus de l'OFEV (1997). Ces données sont intégrées au *shapefile* des degrés d'intensité.

4.4. Résultats

Les résultats obtenus sont répartis en quatre sous-chapitres. Tout d'abord, la qualité des modèles est démontrée (chap. 4.4.1). Les états temporels sont comparés entre eux à l'aide de la capacité hydraulique (4.4.2) et des surfaces inondées (4.4.3). QGIS, ArcGIS et Excel sont utilisés pour la représentation des résultats.

4.4.1. Validation

La validation des résultats issus des modélisations pour l'état historique du Rhône et de la plaine est effectuée de manière qualitative. Les intensités et les surfaces impactées par les inondations sont comparées avec les cartes et les sources écrites historiques. Malgré la difficulté posée par le manque de données hydrologiques fiables, la confrontation visuelle des modélisations avec les cartes historiques montre que les zones touchées par les inondations correspondent aux zones humides et aux forêts alluviales présentes sur les cartes historiques. Les centres des villages présents dans la plaine en 1850 sont relativement peu impactés par les inondations grâce à leurs emplacements. Cette observation peut être mise en lien avec une « culture du risque » impliquant une connaissance des zones inondables par les communautés riveraines (Borgeat-Theler et al., 2011). Cela permet d'estimer que les résultats des modélisations historiques sont plausibles.

La validation des modélisations pour l'état de 2017 montre que les zones de débordement simulées par le modèle concordent avec les zones sensibles relevées par les rapports techniques du canton du Valais (2014) et de l'OFEV (2002). Toutefois, les surfaces inondées et le nombre d'occurrences de débordements sont réduits par rapport à ce qui a été observé en octobre 2000. En raison des simplifications décidées au chapitre 4.3 et de la présence d'autres paramètres absents des paramètres du modèle, il est possible que le modèle de 2017 puisse sous-estimer certains processus d'inondations. La validation ne peut donc s'effectuer que de manière partielle.

4.4.2. Capacité hydraulique

De la même manière que le chapitre 3.4.1 compare les propriétés morphologiques des états temporels du lit principal, ce chapitre compare la capacité hydraulique. Les paramètres morphologiques décrits au chapitre 3.4 sont pris en compte dans cette mesure. Comme pour la comparaison de la géométrie fluviale, les trois profils en travers par système sont considérés pour chaque période. Le tableau 16 présente les capacités d'écoulement maximales pour chaque profil transversal à chaque période temporelle, leur évolution moyenne en pourcentage et les débits de crue attribués au système correspondant lors de la modélisation. Les valeurs proviennent des simulations BASEMENT visualisées dans QGIS.

4 Modélisation hydrodynamique

Si l'on considère les données obtenues, on remarque que la capacité de débit des dix-huit profils augmente entre 1850 et 2017. Les augmentations moyennes entre 1850 et 2017 pour les systèmes 4 (Sion – Riddes) et 5 (Susten – Sion) sont de 22.7% et 14.2% et représentent les augmentations moyennes de capacité les plus faibles.

Tableau 16 : Capacité hydraulique [m³/s] mesurée pour chaque profil en travers. Les débits de pointe issus des hydrogrammes de crue utilisés pour chaque système sont listés dans la dernière colonne.

		Capacité hydraulique [m³/s]			Débits octobre 2000 [m³/s]
		1850	2017	Évolution [%]	
Système 1	PT 1/1	588	1752.7		1370
	PT 1/2	311.7	1932.8		
	PT 1/3	432	2041.2		
	Moyenne	443.9	1908.9	+330	
Système 2	PT 2/1	252	2534.4		978
	PT 2/2	456	1927.9		
	PT 2/3	1108.8	3024		
	Moyenne	605.6	2495.4	+312.1	
Système 3	PT 3/1	1147.5	618.5		978
	PT 3/2	529.2	1105.6		
	PT 3/3	393.7	1293.7		
	Moyenne	690.2	1339.3	+94.1	
Système 4	PT 4/1	1170	784.9		910
	PT 4/2	404	1124.5		
	PT 4/3	929.7	1162.8		
	Moyenne	834.6	1024.1	+22.7	
Système 5	PT 5/1	290	946.8		910
	PT 5/2	522.5	739.2		
	PT 5/3	1890	1400		
	Moyenne	900.8	1028.7	+14.2	

Système 6	PT 5/1	525	736.5	560
	PT 5/2	277.1	732.7	
	PT 5/3	444.1	918.2	
	Moyenne	415.4	795.9	
			+91.6	

En revanche, les capacités hydrauliques des systèmes 1 (St.-Maurice – Lac Léman) et 2 (Bois-Noir – St.-Maurice) augmentent en moyenne de 330% et respectivement 312.1% entre 1850 et 2017. Ces augmentations sont les plus marquées sur l'ensemble du site d'étude. Pour les systèmes 3 (Riddes – Bois-Noir) et 6 (Brig – Susten), l'augmentation moyenne de la capacité hydraulique est de respectivement 94.1% et 91.6%. Si on considère chaque stade temporel séparément, on constate légère tendance à la diminution de la capacité hydraulique lorsqu'on se rapproche du Lac Léman en 1850, tandis qu'une tendance à l'augmentation en fonction du rapprochement des systèmes au Lac Léman a lieu en 2017 (fig. 28).

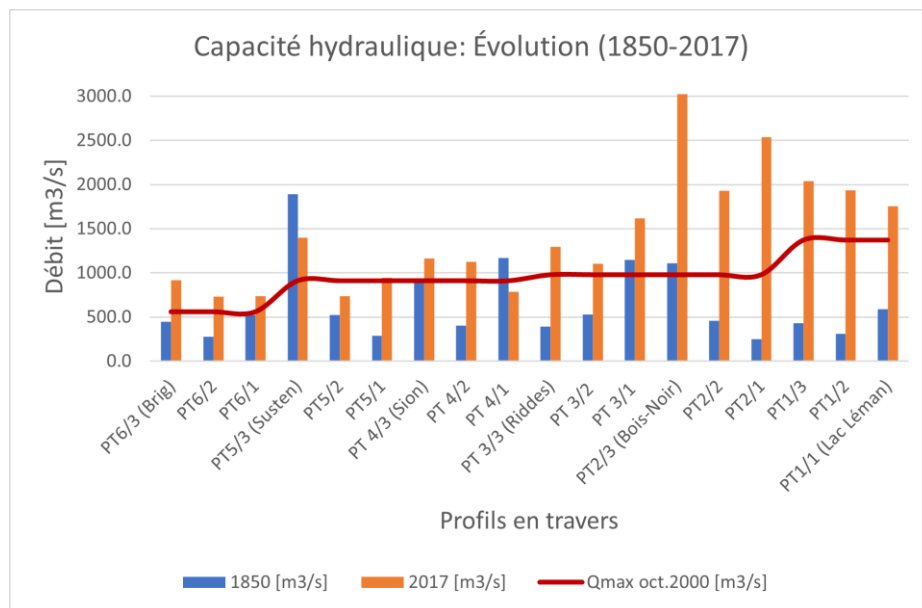


Figure 28 : Évolution entre 1850 et 2017 de la capacité hydraulique pour chaque profil en travers, avec les débits de pointe mesurés lors de l'inondation d'octobre 2000.

4.4.3. Niveaux d'intensité

Pour obtenir une comparaison des différents états sur l'ensemble de la zone étudiée, il est possible de comparer les surfaces sujettes aux inondations entre elles. Pour cette étape, quatre hydrogrammes de crues mesurés dans les quatre stations de l'OFEV sont intégrés aux modélisations simulant une crue dans les conditions de 1850 et 2017 pour chacun des six systèmes. Les débits de pointe des hydrogrammes se situent entre 560 et 1370 m³/s. Au total, ce sont six simulations 2D qui ont été menées pour l'état de 1850, soit une simulation par système. Pour l'état de 2017, une simulation 1D-2D pour chacun des six systèmes a été effectuée. Les résultats de chacune de ces douze simulations sont présentés séparément ci-après sous la forme de cartes d'intensités. Les cartes d'intensité sont disponibles en plus grand format dans l'annexe 7.2.

Niveaux d'intensité en 1850

Système 1

Dans l'état antérieur à la première correction (1850), un débit de 1370 m³/s provoque des débordements sur la quasi-totalité du tronçon (fig. 30). Environ 69% de la plaine est touchée par des inondations d'intensité faible à élevée. Les secteurs de Massongex, Vouvry et Noville sont particulièrement touchés par des niveaux d'eau supérieurs à 2 m. Ces zones concernent

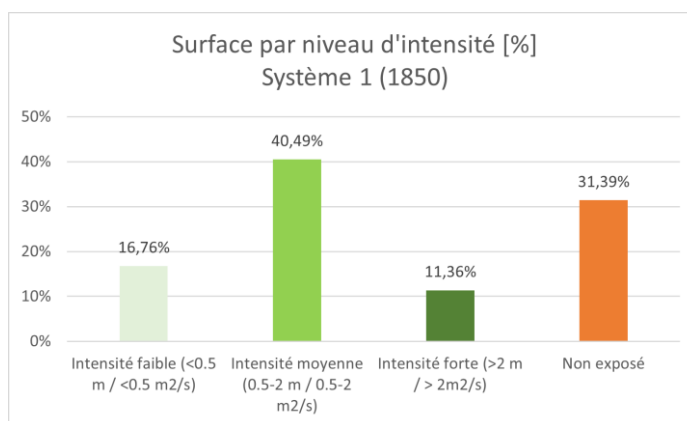


Figure 29 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 1 (1850).

les surfaces encaissées et où la présence de marais et de forêts alluviales est attestée par les cartes historiques. La part des surfaces impactées par des niveaux d'eau élevés s'élève à 11,36% (fig. 29). Le lit principal représente une partie importante touchée par ces fortes intensités. De part et d'autre du fleuve, des intensités moyennes (0.5 - 2 m) sont relevées de manière quasi-systématique et impactent 40,49% de la surface de la plaine inondable (fig. 29). Les surfaces touchées par des inondations de faible intensité sont en proportion plus réduites que celles de moyenne et forte intensité. Totalisant 16,76% de la surface totale (fig. 29), elles sont observées en majorité aux limites des zones inondées et aux abords de bras secondaires actifs ou fossiles, comme à Illarsaz ou au sud de Roche (fig. 29).

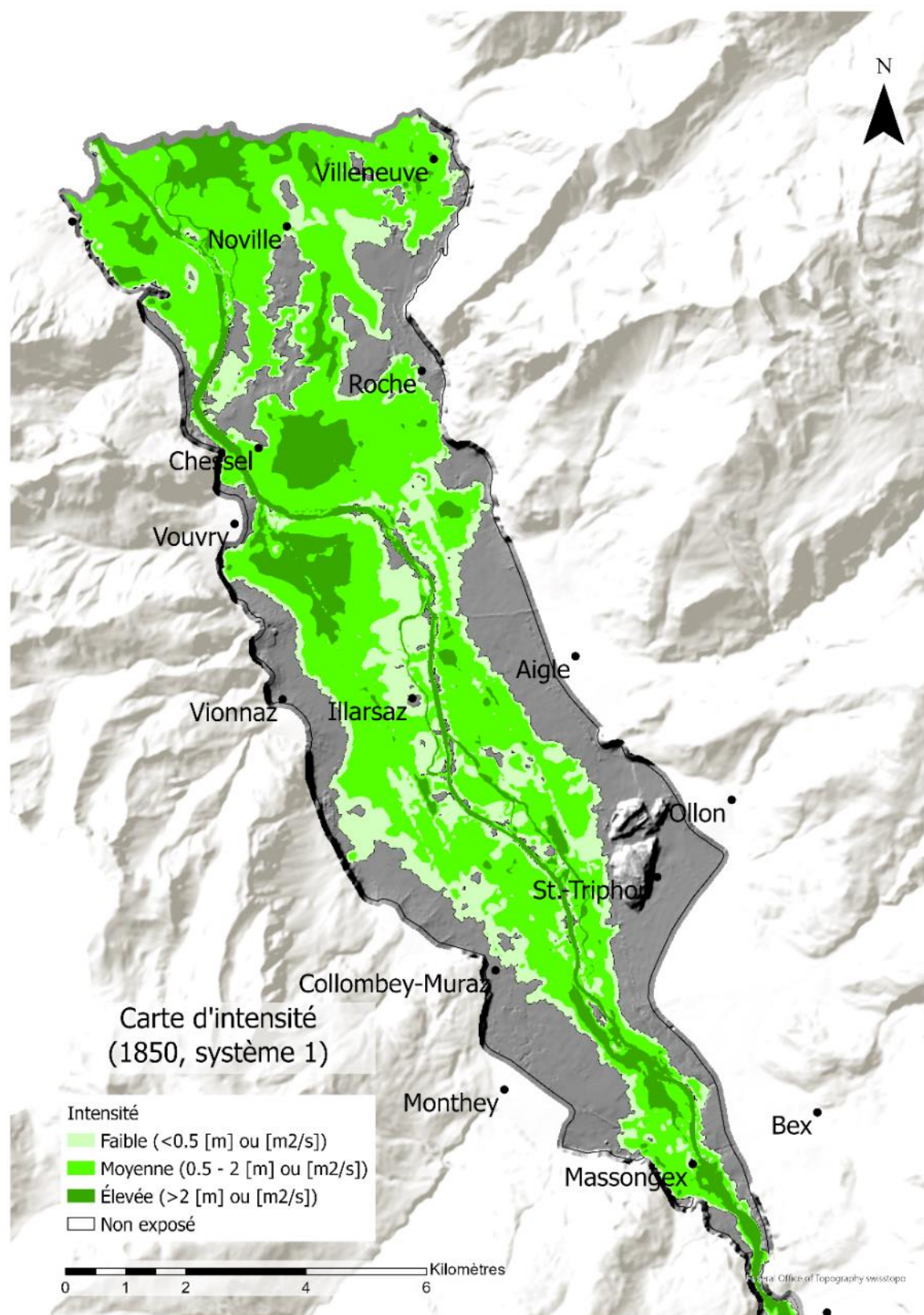


Figure 30 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 1 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 2

Avec comme paramètre un débit de 978 m³/s, la proportion des surfaces touchées par les débordements du Rhône est importante (fig. 32). Entre le Bois-Noir et St-Maurice, un secteur étroit et encaissé, 70% de la plaine est touchée par des inondations d'intensité faible à élevée. Les niveaux d'eau supérieurs à 2 m (intensité élevée) couvrent 36,3% et se concentrent dans

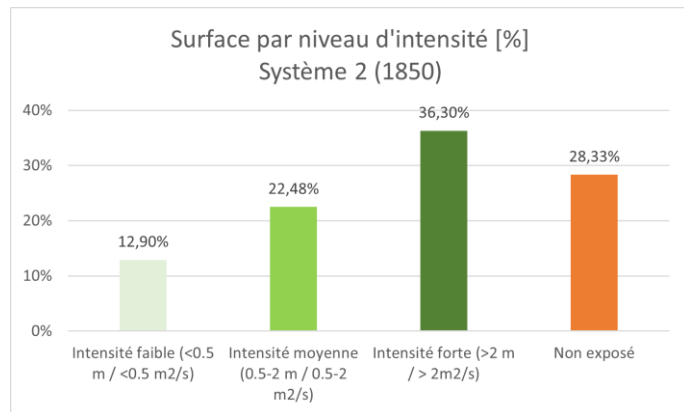


Figure 31 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 2 (1850).

les secteurs proches du lit principal, ce qui correspond à la morphologie encaissée du terrain sur ce tronçon et aux zones où le lit et la plaine s'élargissent après avoir été contraints par le cône de déjection du Bois-Noir et par le pied de la montagne à l'est (fig. 31). Le lit principal représente une partie importante touchée par ces fortes intensités. Les intensités moyennes (0.5 - 2 m ou m²/s) sont relevées sur 22,48% de la surface de la plaine inondable et apparaissent sur les zones de replat aux abords des berges, où l'on trouve également des bancs de gravier (fig. 32). Les surfaces touchées par des inondations de faible intensité sont en proportion plus réduites que celles de moyenne et forte intensité. Totalisant 12,9% de la surface totale, elles sont observées aux limites des zones inondées.

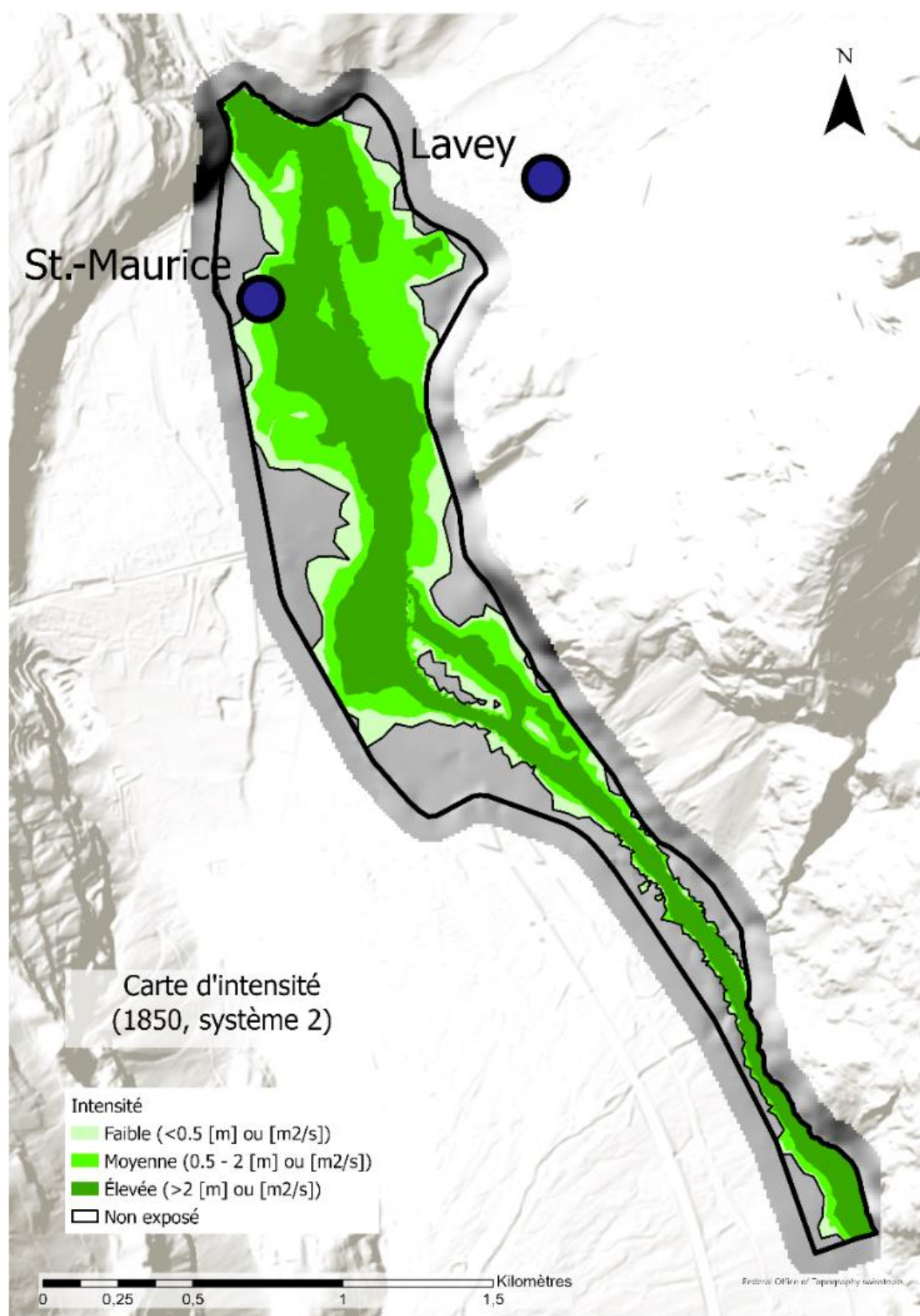


Figure 32 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 2 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 3

Souvent décrite dans les sources historiques comme étant l'un des secteurs les plus impactés par les inondations du Rhône, la simulation effectuée dans le système 3 entre Riddes et le Bois-Noir vient corroborer ces dires (fig. 34). Un débit de 978 m³/s occasionne des débordements sur l'entièreté du tracé du Rhône dans ce système, hormis dans le segment

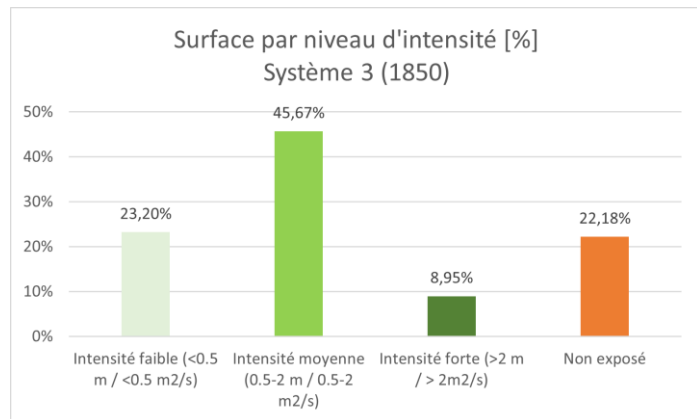


Figure 33 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 3 (1850).

du coude du Rhône au nord de Martigny, là où le fleuve est contraint par le cône de déjection de la Dranse de Bagnes et le pied de l'éperon des Follatères. 78% de la plaine est concerné par des degrés d'intensité oscillant entre faible et élevé. La part de surfaces où une intensité élevée a été mesurée s'élève à 8.95%. Les endroits où le niveau d'eau ou la pression dynamique de l'eau dépasse les 2 m ou 2 m²/s se trouvent de toute évidence à l'intérieur du chenal principal, à l'ouest de Dorénaz dans la zone de tressage en lien avec l'affluent de la Salanfe et sur le flanc sud-est de la plaine entre Martigny et Saxon (fig. 34). À cet endroit, les intensités élevées correspondent à des dépressions topographiques liées à la présence de marécages et du lit du Petit Rhône. Le niveau d'intensité moyenne prédomine dans le système 3, avec 45,7% de la surface totale. La faible pente et les nombreux bancs de gravier et bras secondaires, notamment au niveau de Saxon et Saillon, pourraient faciliter les débordements et porter la crue vers des zones plus retirées. Les marécages, dont l'élévation est généralement plus basse que les berges du Rhône, sont également très répandus dans ce tronçon, facilitant d'autant plus une rétention des inondations et leur transfert dans le système hydrologique. Les inondations de faible intensité touchent quant à elles 23,2% des surfaces de la plaine inondables.

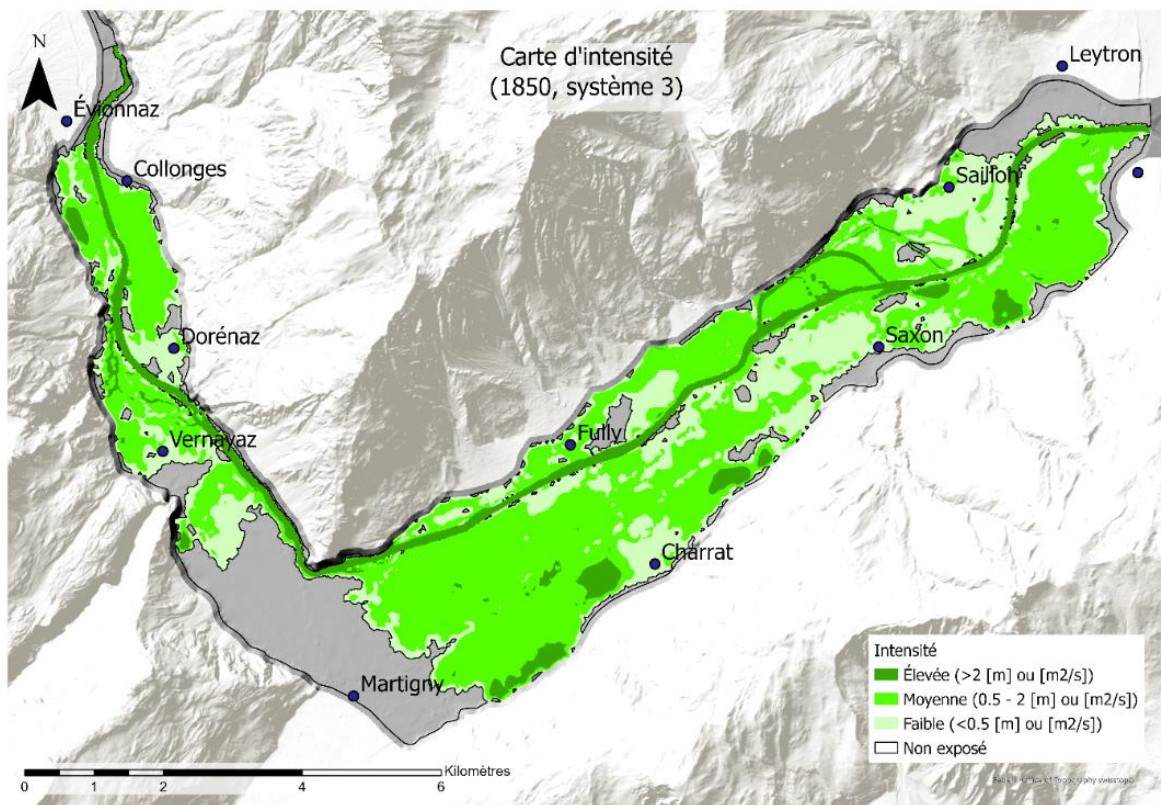


Figure 34 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 3 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000

Système 4

Situés dans une zone de tressage importante entre Sion et Riddes, les débordements modélisés se concentrent de manière homogène le long du Rhône et de ses bras secondaires (fig. 35). Pour un débit simulé de 910 m³/s, 58% de la plaine sont concernés par des inondations. Ici, intensités classées comme élevées couvrent 10,7% du système 4 et se

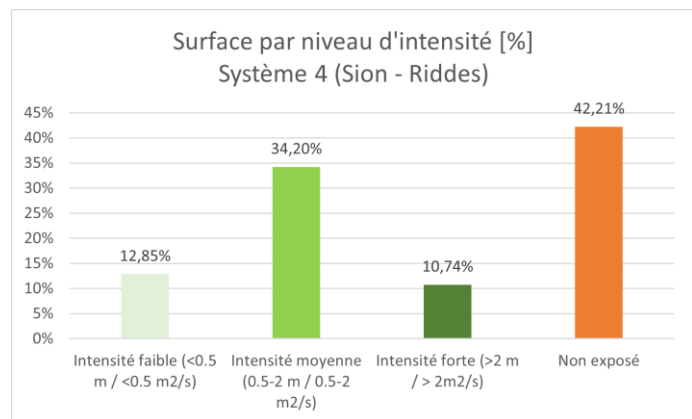


Figure 35 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 4 (1850).

concentrent dans le chenal principal et dans les bras secondaires. On observe une prédominance des intensités moyennes en s'éloignant du chenal principal et des bras secondaires. La surface relative impactée par des inondations d'intensité moyenne équivaut à 34,2%. La plaine marécageuse d'Ardon et la zone des Îles en aval de Sion sont particulièrement touchées par les inondations. Il en va de même dans le secteur au sud-est de Sion où la présence de marais et de

zones humides est attestée. La présence d'un réseau hydrologique impactant la topographie de ces zones semble jouer un rôle dans l'occurrence d'inondations.

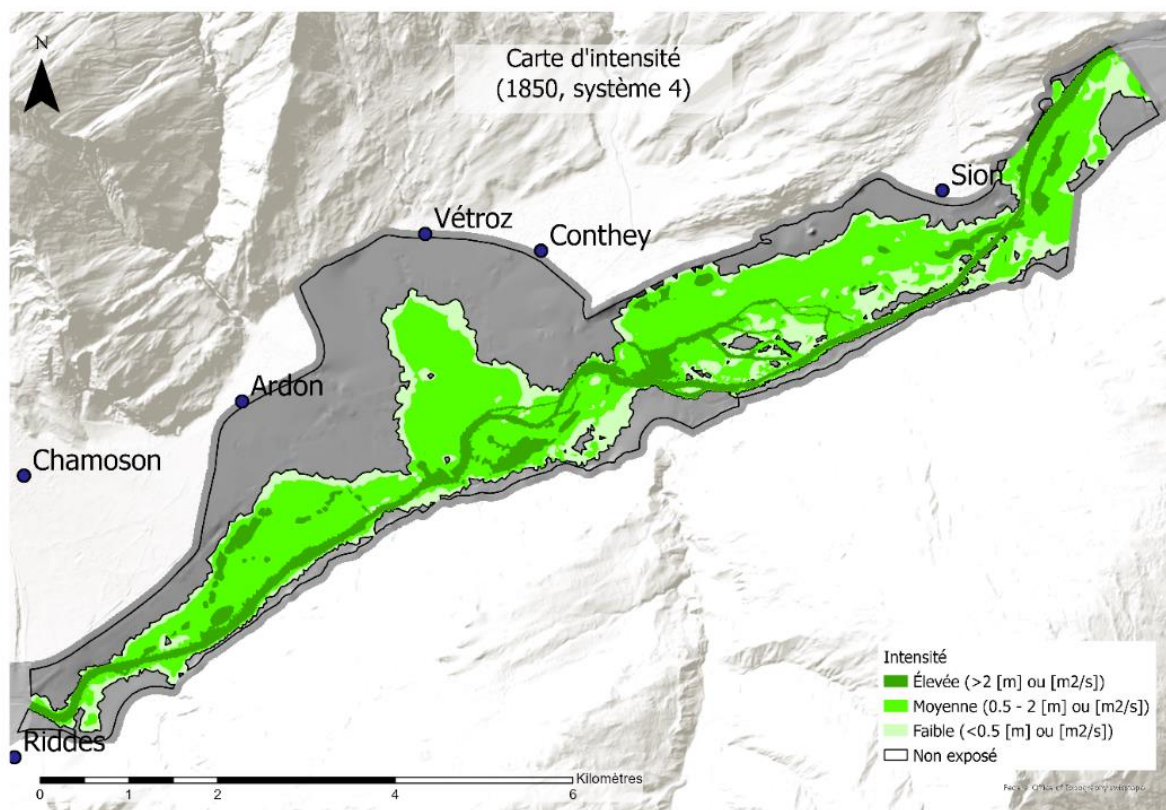


Figure 36 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 4 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 5

Simulée avec un débit de $910 \text{ m}^3/\text{s}$ entre Susten et Sion, la crue provoque un débordement sur l'entièreté du tronçon (fig. 38). La topographie du système 5, de pente faible et fortement influencée par les restes de l'éboulement préhistorique de Salgesch jusqu'au niveau de Chalais, provoque d'importants tressages du Rhône sur toute sa longueur. Ces conditions

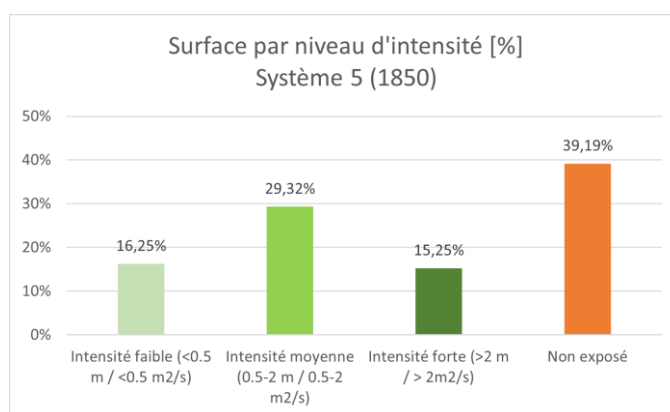


Figure 37 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 5 (1850).

favorisent l'épandage de la crue simulée dans de multiples bras secondaires dont la capacité hydraulique ne suffit pas à contenir les volumes d'eau en transit. Les obstacles des dépôts

d'éboulement modifient les directions empruntées par l'eau, notamment au niveau de Grône. Les zones touchées par l'inondation restent cependant proche du chenal principal et des bras secondaires. Sur une surface totale de 24,6 km², 15 km² sont touchés par des inondations de degré faible à élevé (fig. 37). La proportion d'intensité élevée en termes de surface équivaut à 15,2%. Cette intensité est simulée dans le lit principal et à proximité directe de celui-ci. Dans le resserrement au niveau de Sierre, on observe une surface fortement impactée par des hauteurs ou une pression d'eau élevées. Les inondations d'intensité moyenne couvrent 29,3% des surfaces inondées, et ce principalement dans le segment Sierre – Riddes où de nombreux bras secondaires sont présents. La proportion d'intensité faible est relativement faible dans ce système, avec un part de 16,5%. Le tronçon du Bois de Finges entre Susten et Sierre, une des seules parties laissées dans son état quasi naturel lors des corrections, présente le plus haut taux d'intensité faible. La pente y est plus élevée et le lit plus large qu'en aval entre Sierre et Riddes, ce qui peut expliquer pourquoi on y trouve majoritairement ce degré d'intensité.

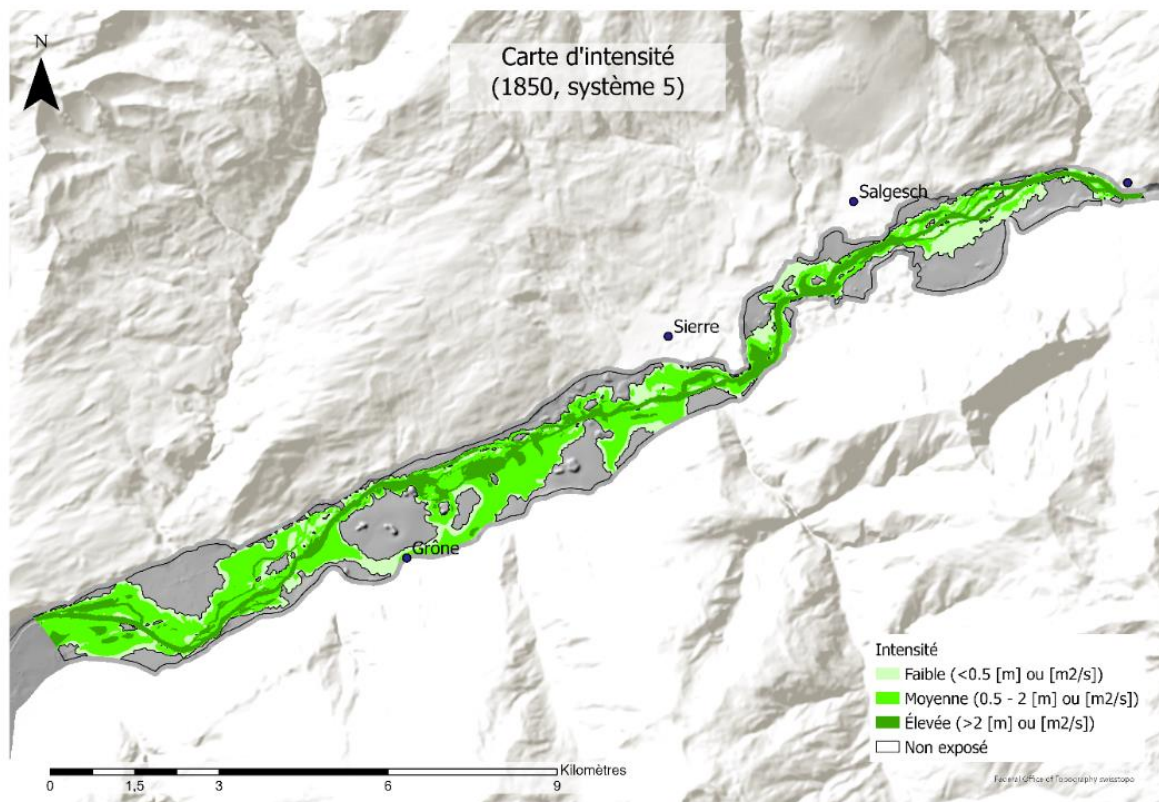


Figure 38 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 5 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 6

Situé dans le tronçon le plus étroit après le système 2, le système 6 est traversé par de nombreux embranchements du fleuve et est couvert de nombreux marécages et zones humides. Simulée avec un débit de $560 \text{ m}^3/\text{s}$, la crue observée dans le système 6 est similaire à celle observée dans le système 5, tant par son

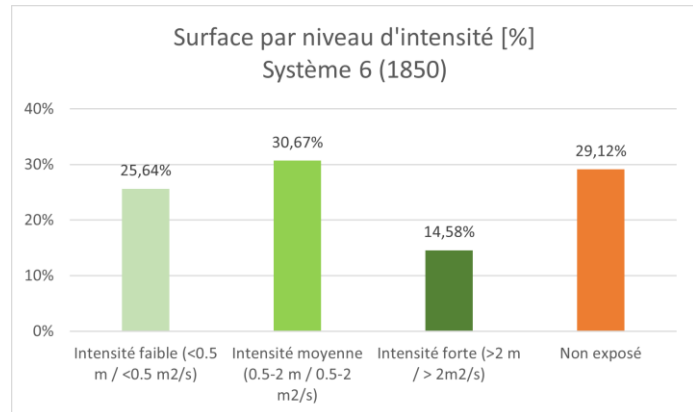


Figure 39 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 6 (1850).

étendue que par la distribution spatiale des niveaux d'intensité (fig. 40). 71% de la surface totale sont touchées par des intensités faibles à élevées. Comme dans le système 5, les zones d'intensité élevée se concentrent au niveau du chenal principal. Quelques « poches » apparaissent toutefois à l'ouest de Viège, dans les zones humides de Gamsen ou au nord d'Agarn. Au total, 14,6% de la surface sont concernés par des inondations d'intensité élevée. Les surfaces catégorisées comme d'intensité moyenne représentent 30,7 % de la surface totale et occupent la majeure partie de la plaine, avec un accent sur les zones marécageuse et humides, à l'image de celles avoisinant Gampel. Les surfaces d'intensité faible représentent quant à elle 25,6% de la surface totale. S'imbriquant entre les zones d'intensité moyenne et élevée, elles « cimentent » l'enveloppe d'inondation de manière hétérogène.

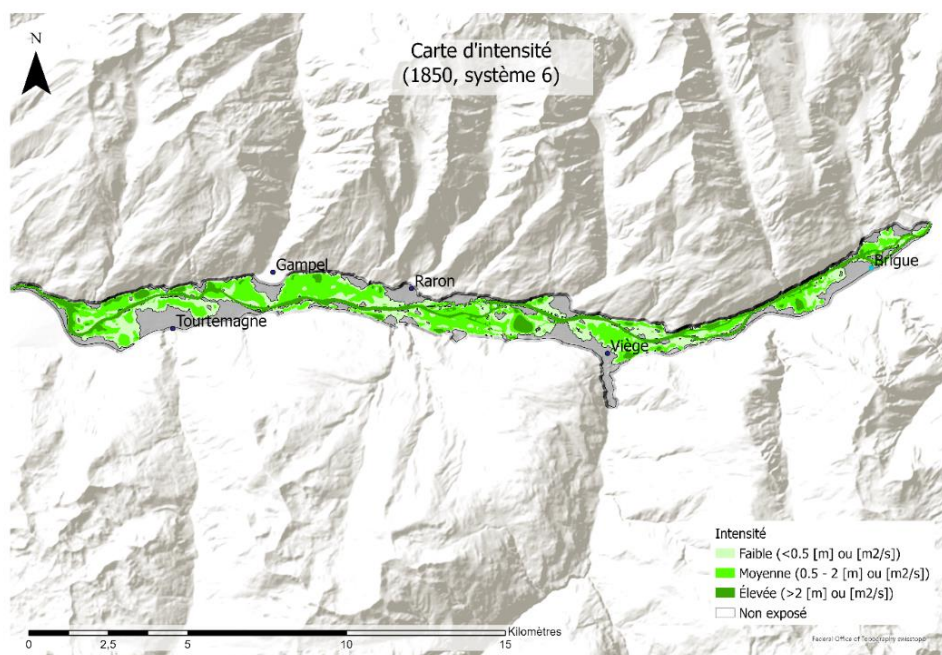


Figure 40 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 6 pour l'état de 1850, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Niveaux d'intensité en 2017

Système 1

La crue simulée avec un débit de 1370 m³/s dans le système 1 génère trois zones de débordement sur l'ensemble du tronçon (fig. 42). 95,6% du système sont cependant non exposés aux inondations résultant de la simulation (fig. 41). Les zones classées sous intensité élevée équivalent à 3,27% de la surface totale et concernent uniquement le chenal du Rhône. Pour l'intensité

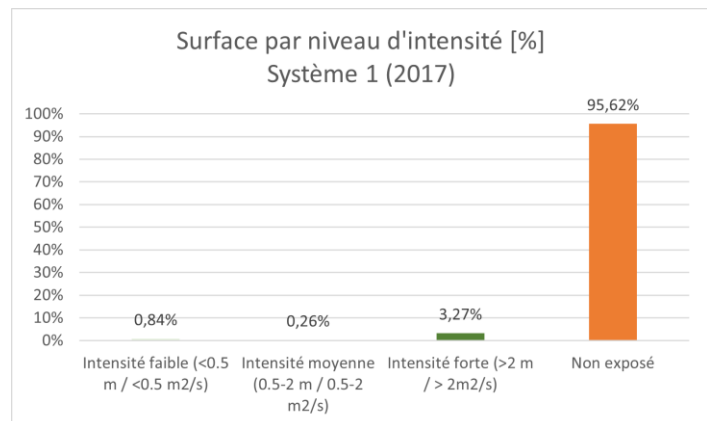


Figure 41 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 1 (2017).

moyenne, 0.26% de la surface est concernée. Les zones d'intensité faible correspondent à 0.84% de la surface totale (fig. 41). La première zone de débordement et d'inondation se trouve au niveau de l'embouchure de la Gryonne à l'est de Monthey et s'étend sur la zone dite des « Grandes Îles d'Amont ». La deuxième zone de débordement où on observe une inondation se trouve du côté gauche du Rhône à la hauteur de l'usine d'incinération de Collombey. La troisième zone inondée couvre la rive droite du Rhône en aval d'Illarsaz, là où se trouve la zone industrielle d'Aigle et longe l'autoroute A9 et le Grand Canal jusqu'à la hauteur de l'Étang de Versvey. Il s'agit de la surface inondée la plus importante simulée avec des intensités faibles à moyennes.

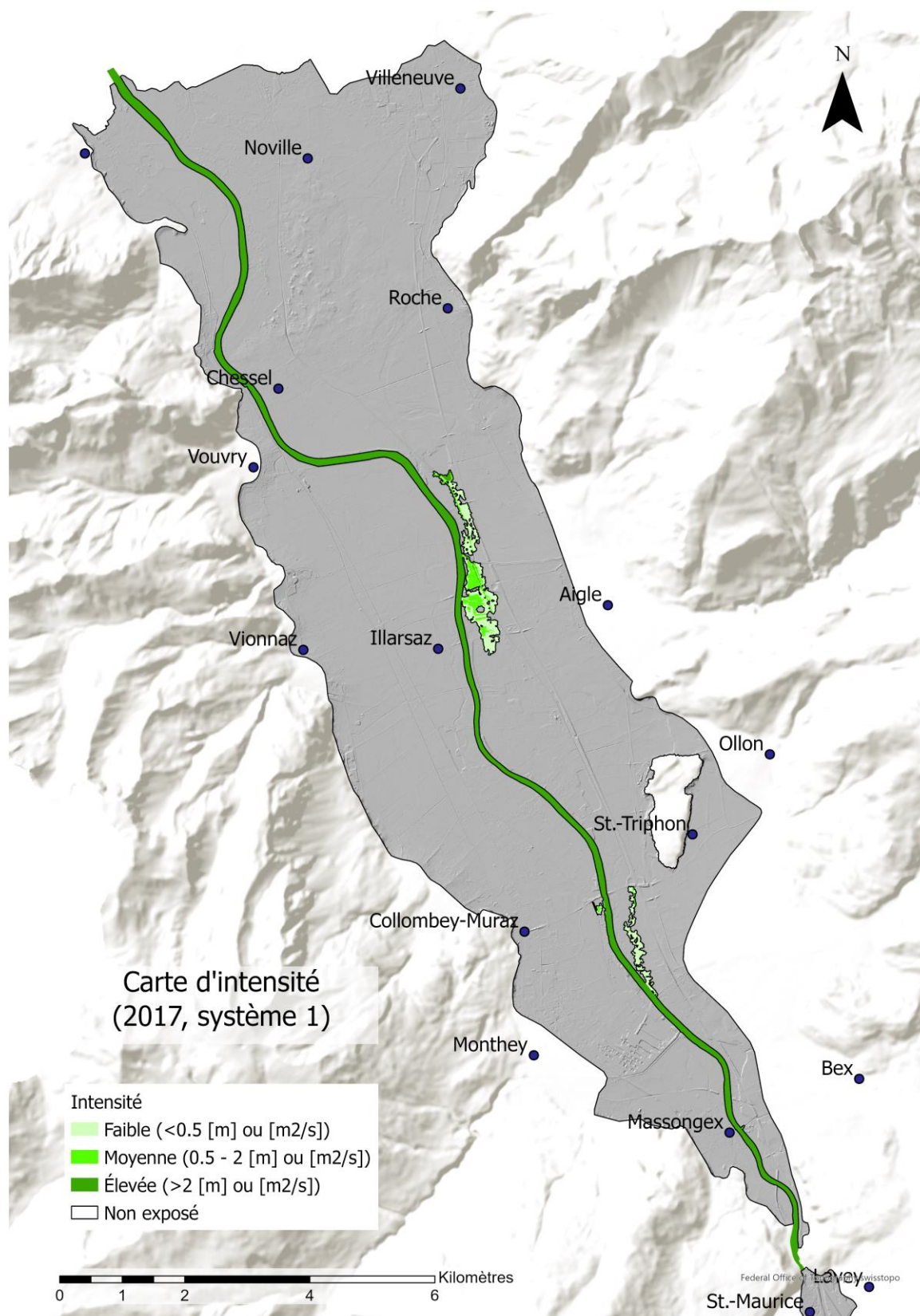


Figure 42 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 1 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 2

Entre le Bois-Noir et St.-Maurice, seul le lit du Rhône et le canal de restitution des eaux provenant de l'ouvrage hydroélectrique de Lavey sont concernés par la crue d'un débit de 978 m³/s (au total 18,71%) (fig. 43). Dans ce système, il n'y a donc pas de processus de débordement simulé par le modèle hydrodynamique.

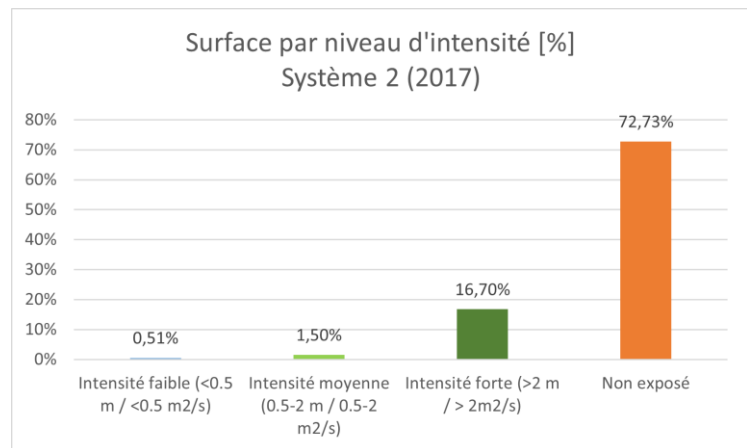


Figure 43 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 2 (2017).

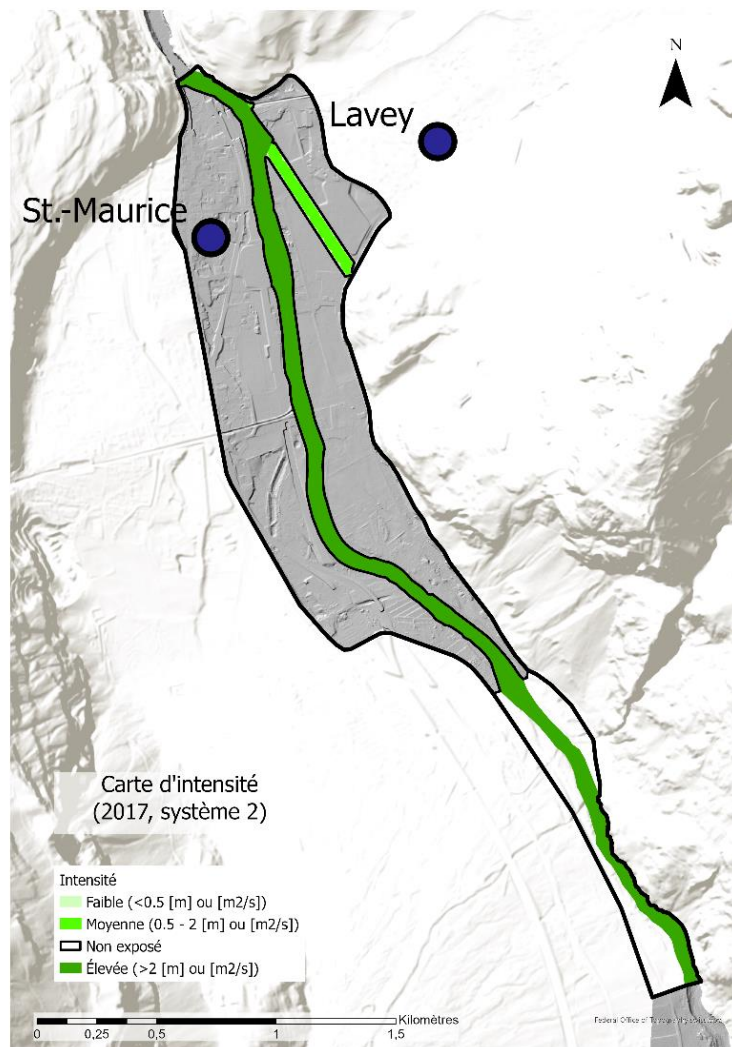


Figure 44 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 2 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 3

Avec un débit simulé de 978 m³/s, la simulation effectuée dans le système 3 présente une seule zone de débordement et d'inondation en amont de Saillon (fig. 46). Les surfaces inondées ont des intensités faibles (0,30%) et moyennes (0,18%) s'étendant sur le lieudit « Les Proz de Mars » entre l'embouchure de la Salentse et le pied du village de Leytron (fig. 45). À cet endroit, des terrains sportifs et une station d'épuration y sont implantés. L'intensité élevée (4,88%) se trouve, à l'instar du système 2, uniquement à l'intérieur du lit du Rhône.

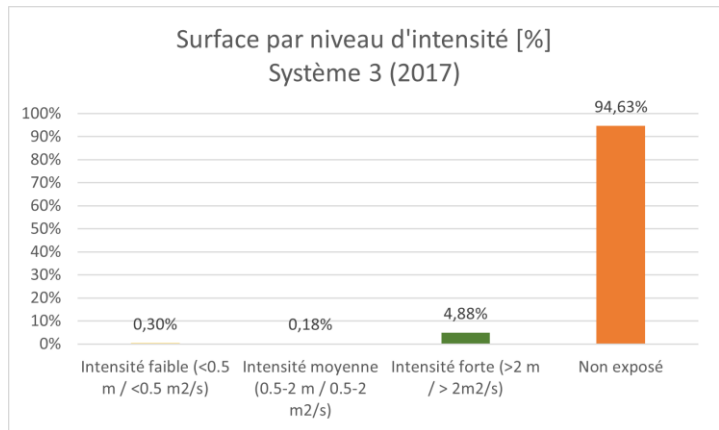


Figure 45 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 3 (2017).

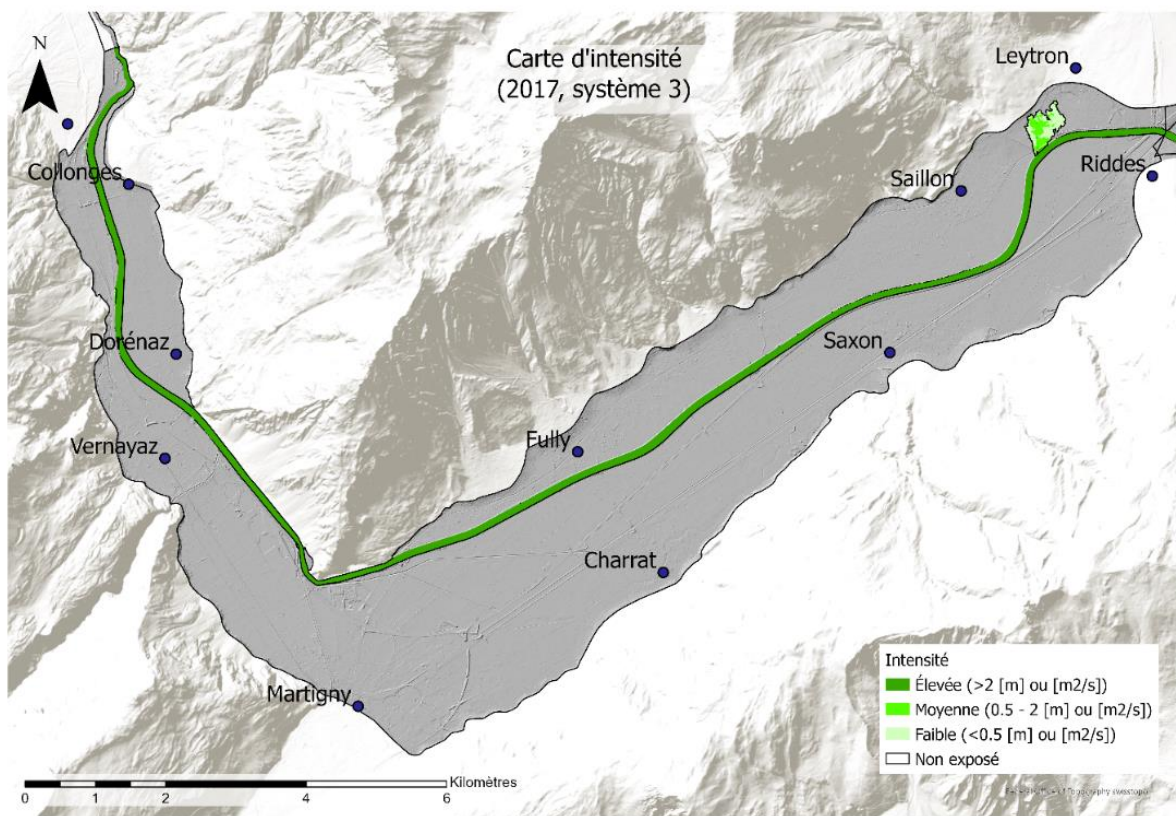


Figure 46 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 3 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 4

La situation est quelque peu différente dans le système 4. Avec un débit simulé de 910 m³/s, le Rhône déborde à quatre endroits et inonde une surface d'environ 0,6 km² (fig. 48). Le premier débordement observé se trouve au sud de Sion dans la zone industrielle de Chandoline. Le canal traversant ce quartier déborde depuis son embouchure sur le Rhône sur toute sa longueur jusqu'au pont autoroutier. Des

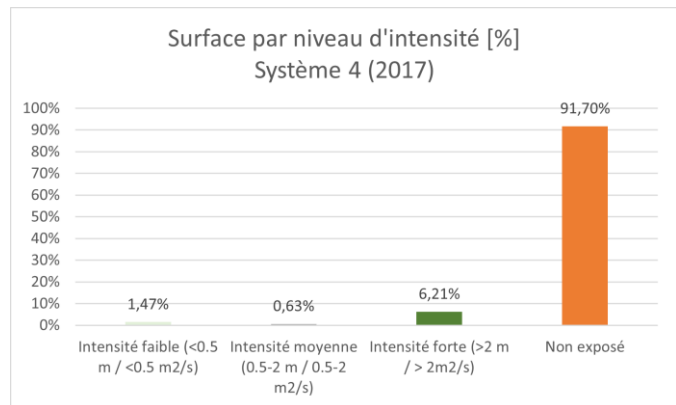


Figure 47 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 4 (2017).

intensités faibles et moyennes sont simulées et impactent environ la moitié de la surface du site industriel, dont la station d'épuration. Le second débordement est localisé à l'est du village d'Aproz à la hauteur de la place de tir de Pra Bardy (embouchure de la Printse) et jusqu'au pont d'Aproz. Les intensités mesurées vont de « faible » à « élevée ». L'intensité élevée visible au niveau de la place de tir et de l'étang du Carolet est à imputer à la présence de remblais pentus empêchant le retour de l'eau dans le lit du Rhône. Quelques mètres en aval du pont d'Aproz, un troisième débordement est observé en rive droite du Rhône. Ce débordement occasionne des inondations s'étendant du terrain de camping TCS jusqu'à la bretelle d'autoroute de Conthey en empruntant le tracé du Grand Canal. L'embouchure de la Morge sur le Rhône et la présence d'une gouille issue d'une ancienne gravière semblent faciliter l'irruption et l'accumulation des eaux de la crue à cet endroit. Les intensités mesurées dans la plaine à cet endroit sont toutefois de faible magnitude, l'intensité moyenne se concentrant dans les plans d'eau préexistants (gouille, la Morge). Le quatrième et dernier débordement observé dans le système 4 se situe en rive droite à la hauteur de l'embouchure de la Lizerne. Le torrent facilite l'irruption de l'eau dans la plaine, où l'inondation reste cependant de faible intensité et occupe une surface très restreinte.

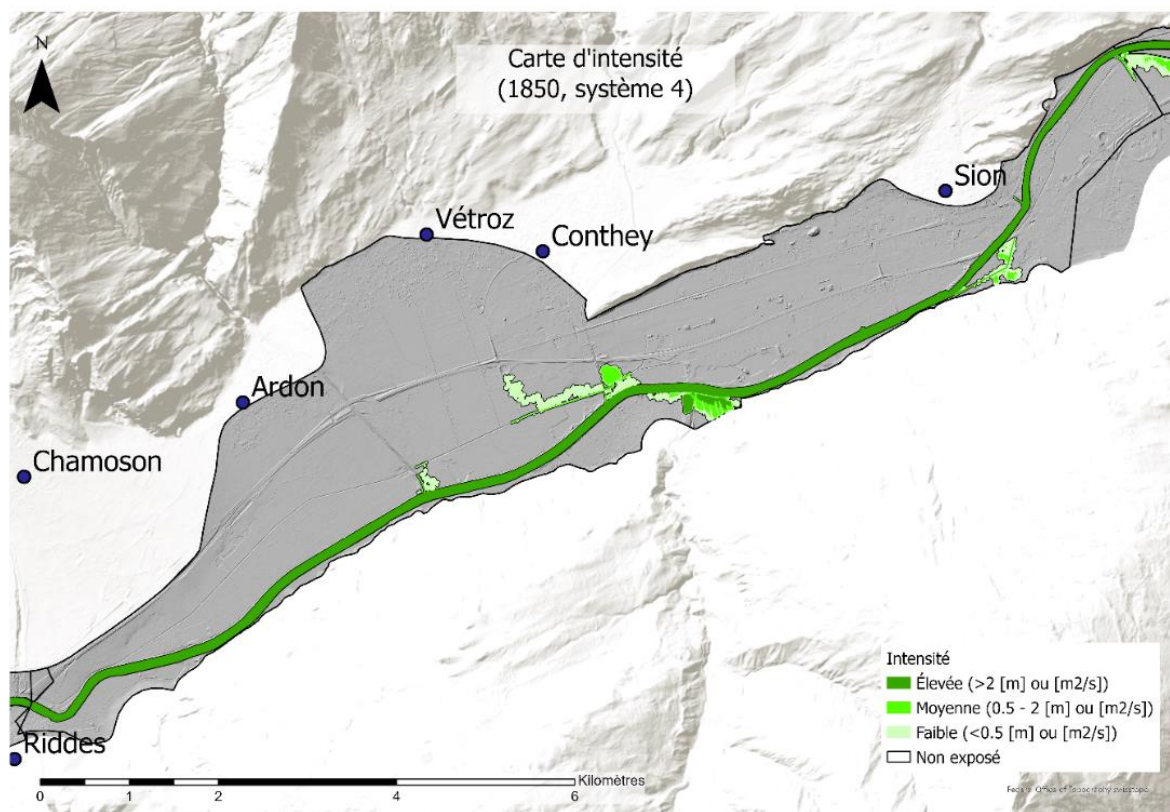


Figure 48 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 4 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 5

La simulation de crue dans le système 5 est basée sur un débit en entrée de 910 m³/s. La proportion d'inondation de faible intensité est de 5,33%, de 3% pour celles de moyenne intensité et 12,15% pour l'intensité élevée (fig. 49). Il faut toutefois noter que comme dans l'ensemble des systèmes, l'intensité élevée est principalement simulée à l'intérieur du lit du fleuve. Le Rhône y déborde à plusieurs reprises (fig. 50), en particulier au niveau du Bois de Finges et de St.-Léonard. La zone du Bois de Finges correspond toutefois au dernier tronçon naturel où le Rhône coule encore sous la forme d'un cours d'eau tressé. Il est donc peu surprenant d'y constater des débordements et des inondations de faible intensité. La zone de St.-Léonard est quant à elle touchée de manière

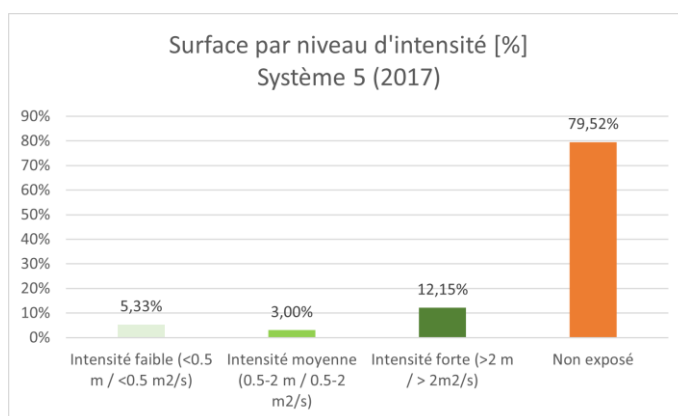


Figure 49 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 5 (2017).

extensive par des inondations de faible et moyenne intensité. Un débordement conséquent a lieu à la hauteur de la zone humide de Poutafontâna et de l'autoroute A9 jusqu'au niveau de l'embouchure de la Liène dans le Rhône. L'inondation subséquente traverse l'autoroute et s'étend jusqu'à la voie de chemin de Fer en amont de la gare de St.-Léonard. D'intensité majoritairement moyenne et faible, elle couvre environ 0,8 km². Un autre débordement au niveau du virage à 90 degrés du Rhône est observable en rive gauche au lieu-dit « La Place des Porcs ». D'intensité faible à moyenne, l'inondation suit le cours du canal d'irrigation en s'étendant jusqu'au pied du remblai de l'autoroute A9. Un troisième débordement suivi d'une inondation a lieu en rive droite du Rhône à la hauteur du pont sur l'autoroute d'Uvrier. D'une intensité à prédominance faible, l'inondation s'étend sur les terrains agricoles en longeant le canal de drainage jusqu'au lieu-dit « Batassé » au bord de la voie de chemin de fer CFF. La dernière inondation issue d'un débordement observée lors de la simulation a son origine à l'embouchure de la Borgne. L'eau remonte le torrent et le canal d'irrigation vers l'amont jusqu'au remblai de l'autoroute.

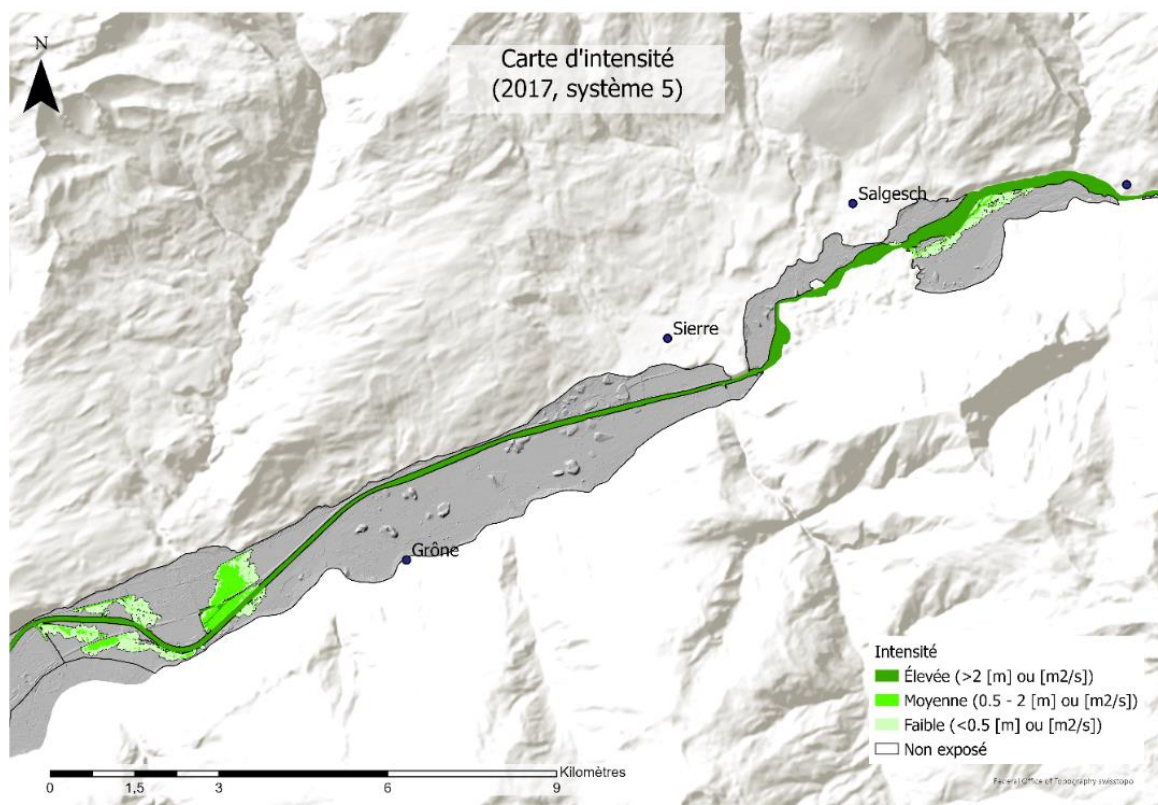


Figure 50 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 6 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

Système 6

Le débit simulé pour la crue dans le modèle hydrodynamique du système 6 s'élève à 560 m³/s. Les surfaces sujettes à des inondations de faible intensité représentent 0,46% de la surface totale. Les intensités moyennes issues de la simulation représentent 0,36% de la surface totale, tandis que l'intensité élevée, principalement présente à l'intérieur du lit du Rhône,

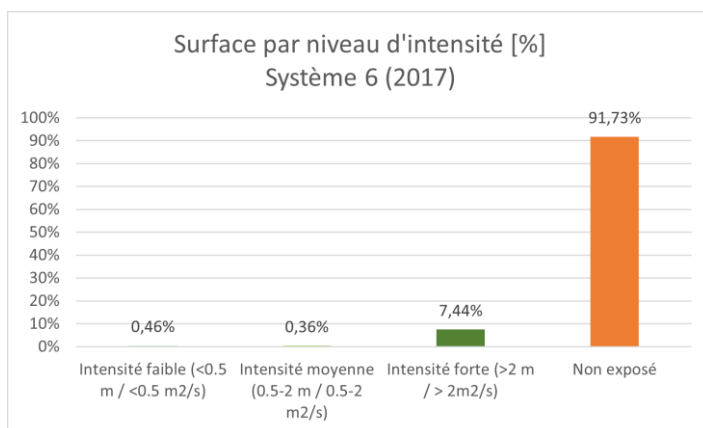


Figure 51 : Part en pourcentage de la surface simulée pour chaque niveau d'intensité dans le système 6 (2017).

couvre 7,44% du système 6 (fig. 51). Une seule zone de débordement et d'inondation est simulée par le modèle (fig. 52). Localisée au contrebas de la gare de Brigue, la surface inondée couvre environ 0,2 km². Elle s'étend dans les quartiers résidentiels de Naters, avec une intensité à prédominance faible, et s'arrête au niveau de la route cantonale de la Furka.

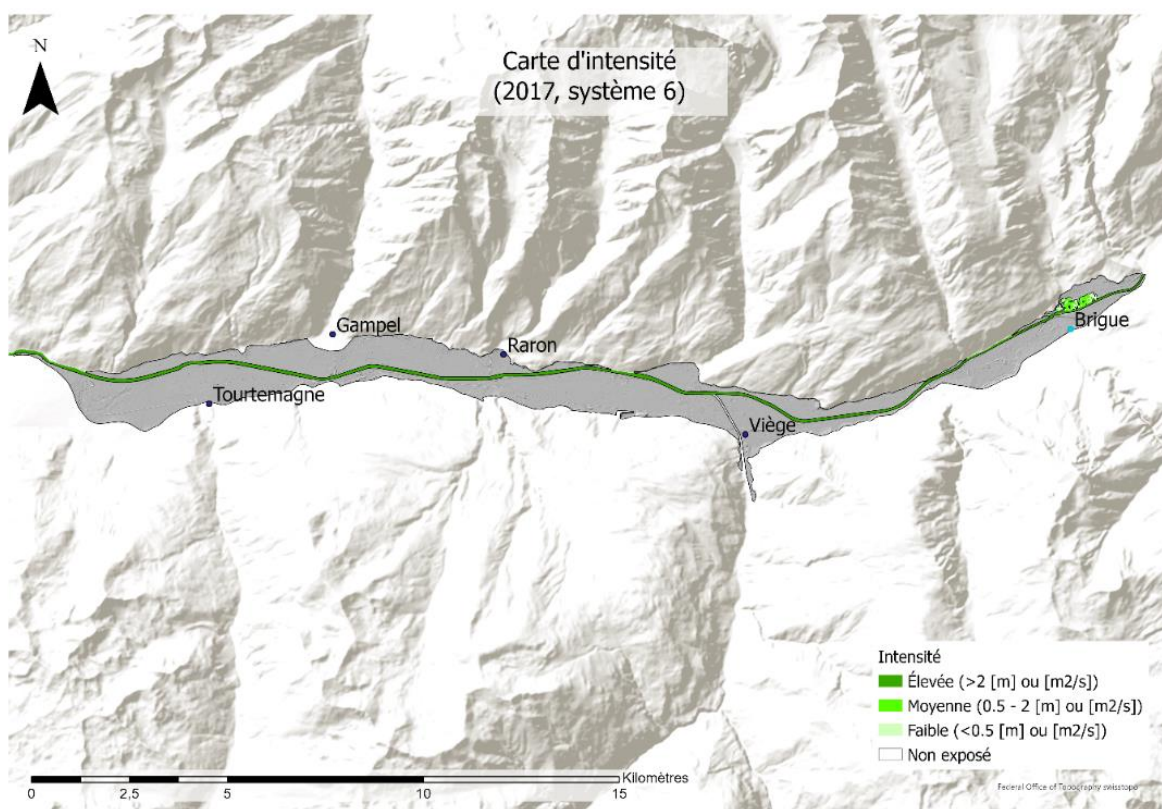


Figure 52 : Niveaux d'intensité simulés dans le système 6 pour l'état de 2017, sur la base des débits mesurés en octobre 2000.

4.5. Discussion

Dans cette partie, les incertitudes des données utilisées dans la modélisation hydrodynamique sont discutées (4.5.1). La section suivante examine les méthodes appliquées (4.5.2). La troisième partie (4.5.3) est consacrée à l'examen critique des résultats obtenus par la modélisation hydrodynamique.

4.5.1. Données

Les données d'entrée utilisées pour les simulations des crues passées correspondent aux hydrogrammes réels. Malgré que les hydrogrammes proviennent de mesures effectuées aux stations de l'OFEV, il s'agit uniquement d'une approximation des conditions hydrologiques présentes en octobre 2000. La raison en est que les données de débit des affluents du Rhône entre Brigue et le Lac Léman ne sont pas prises en compte dans les simulations.

Les maillages utilisés dans les modélisations de 1850 et 2017 présentent des résolutions différentes. Le modèle hydrodynamique de 1850 est effectué sur un maillage généré sur la base d'un MNT reconstruit de 10x10 m. Le modèle hydrodynamique de 2017, pour les surfaces modélisées en 2D, est quant à lui effectué sur un maillage généré sur la base d'un MNT d'une résolution de 2x2 m. Cette différence de résolution n'enlève pas leur pertinence aux résultats, mais elle implique que les processus de débordement simulés en 1850 pourraient ne pas être aussi précis que ceux modélisés dans la simulation de 2017.

4.5.2. Méthodes

Il est important de garder à l'esprit que la modélisation hydrodynamique dans BASEMENT est une approximation de la réalité. Cet aspect ne doit pas être négligé. Les simplifications apportées, notamment pour réduire le temps de calcul et de traitement nécessaire, peuvent entraîner une baisse de la qualité des simulations proposées.

La validation des modèles actuels et historique est purement qualitative et se base sur la comparaison et la plausibilisation visuelle des surfaces inondées. Les données des rapports techniques effectués à la suite des inondations d'octobre 2000 (OFEV, 2002) et de l'analyse des points faibles (Canton du Valais, 2014) utilisées pour la validation du modèle de 2017 proviennent également de simulations. Ici encore, il faut se fier à la qualité des simulations des sources utilisées. Cette dépendance pourrait être réduite en simulant en plus, pour la validation, les crues passées de 1948, 1987 et 1993 en tenant compte des étendues de crue recensées.

En raison du manque d'informations concernant les zones inondées par les crues historiques, le modèle hydrodynamique ne peut pas être calibré et validé pour les états historiques du Rhône. Il n'est donc pas possible d'évaluer de manière définitive la qualité des simulations pour l'état de

1850. Toutefois, le matériel cartographique ainsi que les sources écrites acquises dans les Archives du canton de Vaud et du Valais permettent de confronter les résultats obtenus et de tester leur plausibilité.

Les hydrogrammes utilisés pour les simulations (voir 4.3.5) ont l'avantage de pouvoir simuler fidèlement les débits de la crue de 2000. Les conditions limites supérieures (*upstream boundary conditions*) ne se situent pourtant pas au même endroit que les stations de mesure, ce qui implique une déviation des conditions initiales du modèle par rapport à la réalité. Par exemple, le système 2 se situe entre la station de mesure de Branson et celle de la Porte du Scex. Les débits de pointe respectifs de ces stations se situent à 978 m³/s et 1370 m³/s. Pour le système 2, le débit de la station en amont la plus proche a été choisi, ce qui ne correspond probablement pas exactement aux débits hypothétiques mesurables dans le système lors de la crue du 13 au 20 octobre 2000. Il a toutefois été décidé de systématiquement intégrer l'hydrogramme de la station la plus proche (dans ce cas Branson, 978 m³/s) afin de conserver une dynamique de crue la plus proche de la réalité plutôt que d'établir un nouvel hydrogramme correspondant à la moyenne des hydrogrammes de Branson et de la Porte du Scex. Pour la génération des cartes d'intensité, il a été décidé d'extraire les intensités correspondant au moment où le débit de pointe de l'hydrogramme est atteint. Cette méthode a été choisie afin de rendre possible une comparaison entre des simulations dont les hydrogrammes ne sont pas identiques. Une alternative aurait pu être d'extraire la valeur maximale (hauteur d'eau ou vitesse d'écoulement) pour chaque pixel du modèle, de sorte à ce que les intensités représentées correspondent au maximum de chaque cellule individuelle et non au maximum de l'ensemble du système à un instant *T*. Il est probable que cette méthode puisse livrer d'autres résultats. Un examen futur de cette variante pourrait aider à déterminer si la méthode de représentation des intensités présentée dans ce travail est tout de même judicieuse.

Lors de la préparation des modèles hydrodynamiques historiques et actuels, certaines concessions ont été faites. Les courbes de débit des affluents latéraux ainsi que la dynamique sédimentaire (érosion/dépôt) dans le chenal n'ont pas été intégrées aux paramètres de la simulation BASEMENT. Le gain de temps de calcul issu de ce choix implique cependant une simplification supplémentaire des conditions réelles. Les conséquences de ces simplifications sur les niveaux d'intensité simulés sont abordées dans le chapitre 4.5.3.

4.5.3. Résultats

Validation

La validation des modèles s'avère difficile. Les résultats de la validation du modèle actuel (2017) obtenus sur la base de la comparaison avec le rapport technique effectués à la suite des inondations d'octobre 2000 (OFEV, 2002) et l'analyse des points faibles du Rhône (Canton du Valais, 2014) montrent que les débordements simulés ne se produisent pas forcément là où des capacités déficitaires et des surfaces inondées sont relevées par les rapports technique. La simplification des paramètres de la modélisation hydrodynamique semble occasionner des différences entre la simulation de 2017 et l'inondation observée en octobre 2000. Le chenal intégré au modèle 1D-2D se base sur des profils transversaux simplifiés de l'OFEV. Cette simplification est susceptible d'engendrer des variations avec le chenal réel, ce qui peut entraîner une différence de capacité d'écoulement entre la réalité et le modèle. Les facteurs pouvant expliquer les écarts mentionnés dans la validation sont abordés plus en détail au chapitre 4.5.4. En outre, le facteur humain ne doit pas être négligé. Les mesures prises pendant un événement de crue permettent d'influer sur l'intensité et l'étendue des inondations. Des protocoles de protection préventives et des mesures urgentes prise lors des inondations survenues en octobre 2000 montrent qu'à certains endroits sensibles, des débordements ont pu être évités (OFEV, 2002).

La validation du modèle historique s'avère elle aussi difficile. Toutefois, la comparaison avec les sources historiques montre que les débordements simulés par les modèles de 1850 correspondent bien avec l'enveloppe d'inondation et les caractéristiques morphologiques de la plaine et du chenal. Les hydrogrammes utilisés pour la modélisation correspondent à des débits extrêmement importants pour les conditions de 1850. Les sources faisant état de l'inondations catastrophique de 1868 (Brandolini et al., 2020; Brönnimann et al., 2018; Mariétan, 1968) corroborent avec l'étendue des inondations simulées en 1850. Il reste cependant que la validation a été effectuée uniquement de manière qualitative, ce qui rend compliquée une déclaration générale sur la précision de l'ensemble de la zone étudiée.

Évolution du danger d'inondation (1850 – 2017)

En comparant la distribution spatiale du danger, exprimé sous la forme des niveaux d'intensité issus des modélisations hydrodynamiques, entre chaque état temporel de la plaine du Rhône, l'évolution spatio-temporelle du danger d'inondation peut être déterminée. L'évolution est quantifiée par les changements survenus dans l'étendue des inondations et les niveaux d'intensité y étant distribués (surface, %). Les figures 53 et 54 montrent les niveaux d'intensité pour chaque état temporel. L'ensembles des systèmes est visible séparément en annexe 7.2.

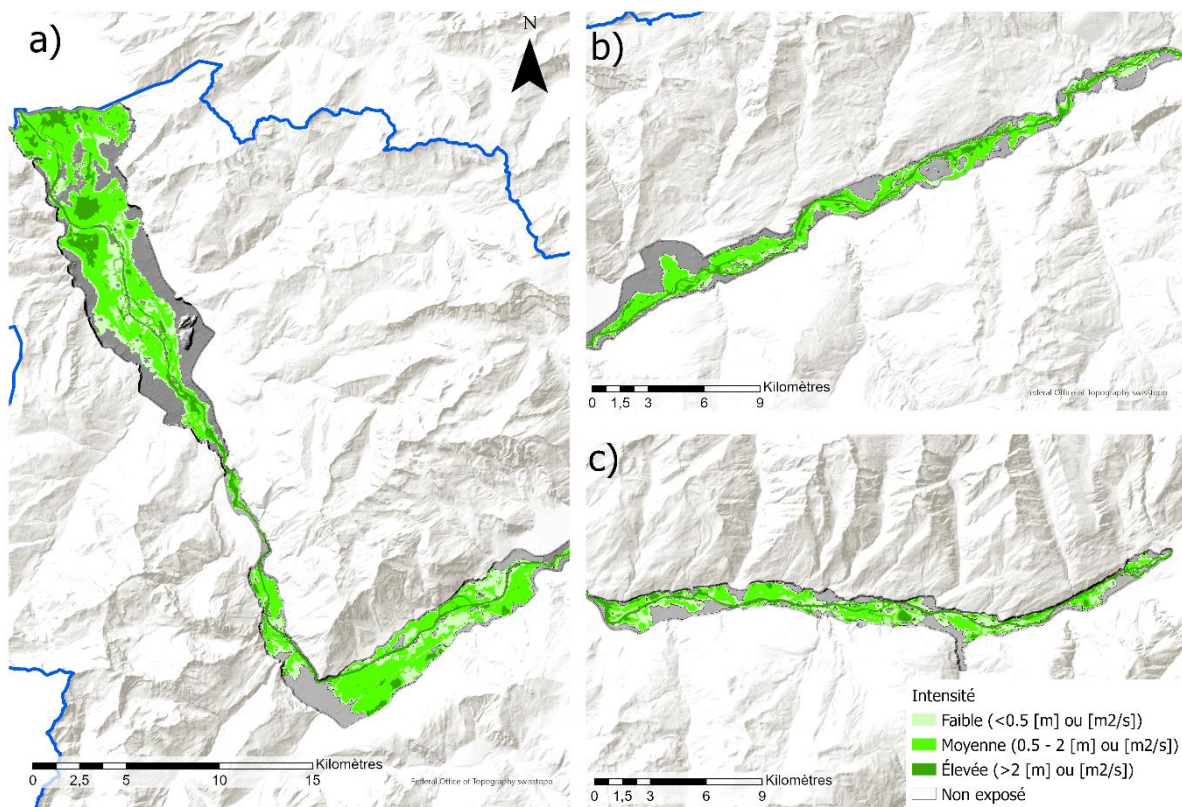


Figure 53 : Danger d'inondation dans la plaine du Rhône, 1850 (a) : Systèmes 1,2 ; b) : Systèmes 4,5 ; c) : Système 6).

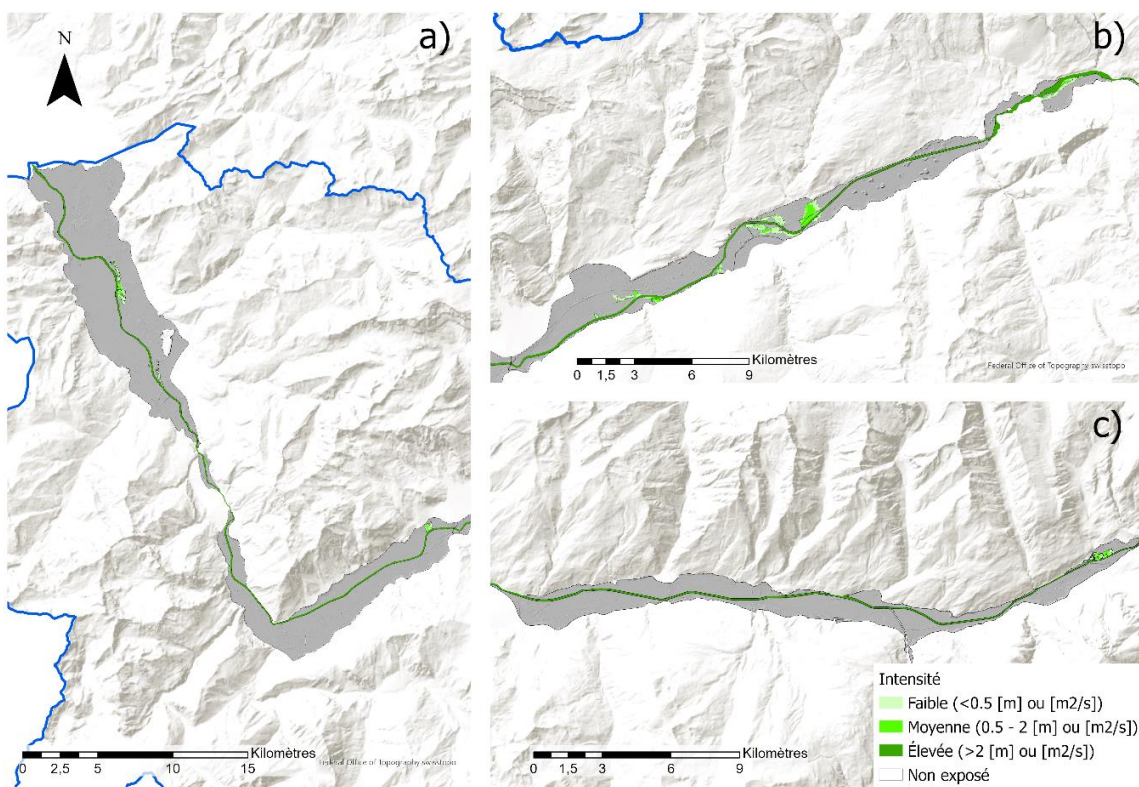


Figure 54 : Danger d'inondation dans la plaine du Rhône, 2017 (a) : Systèmes 1,2 ; b) : Systèmes 4,5 ; c) : Système 6).

Après la construction des digues et l'assèchement de la plaine d'inondation lors de la première et seconde correction du Rhône, le danger d'inondation simulé par les modèles hydrodynamiques a été fortement réduit de 1850 à 2017 (fig. 53, fig. 54). Les surfaces soumises au danger d'inondation sont passées de 138,9 km² en 1850 à 15,4 km² en 2017. Cela représente une réduction de 88 % de la surface soumise au danger d'inondation entre 1850 et 2017. Le degré d'intensité faible est passé de 18,9% à 1,4%, le degré d'intensité moyenne de 37,9% à 0,7% et le degré d'intensité forte de 11,9% à 6,4% (fig. 55).

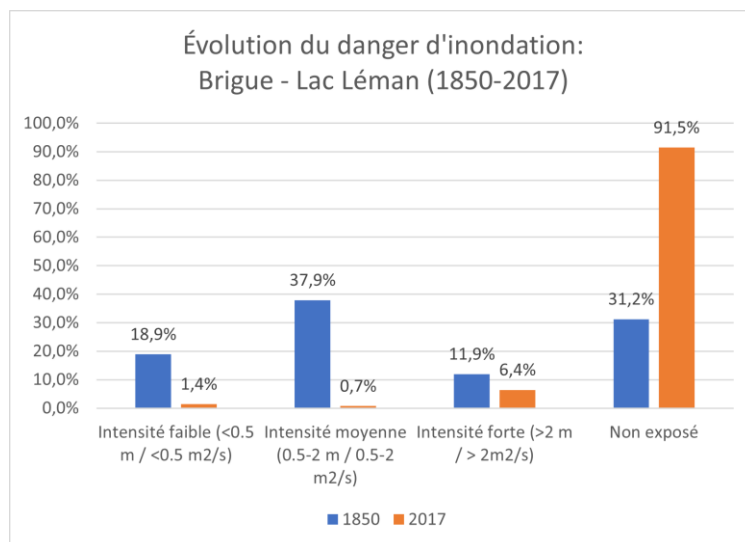


Figure 55 : Évolution spatiotemporelle relative du danger d'inondation entre 1850 et 2017.

Les causes possibles ayant entraîné une réduction du danger d'inondation sont diverses. En premier lieu, la modification de la géométrie fluviale opérée sur la quasi-totalité de la plaine d'inondation entre 1850 et 2017 suggère une diminution des surfaces impactées et de l'intensité des inondations. Ces diminutions sont interprétées comme la conséquence d'un accroissement de l'écoulement dans le chenal principal en raison de l'augmentation de la vitesse et de l'aire du profil transversal du chenal. Dès lors, pour l'état après les redressements du fleuve lors de la première correction (1850), la modélisation hydrodynamique (chap. 4) et l'analyse des profils en travers (chap. 3) suggèrent que la modification de la géométrie du chenal aurait eu tendance à réduire les niveaux d'inondation – et donc le danger – le long de la plaine entre Brigue et le Lac Léman. À la lumière des comparaisons effectuées au chapitre 3 (géométrie fluviale) et au chapitre 4 (capacité hydraulique) pour la géométrie fluviale entre 1850 et 2017, la réduction des cas de débordements peut être attribuée à l'incision du chenal provoquée par les digues et le prélèvement excessif de sédiments par les gravières (chap. 3.4). L'expansion significative des digues entre 1850 et 2017 impliquant une augmentation de l'élévation du niveau de l'eau dans le chenal par la

4 Modélisation hydrodynamique

réduction de la rétention et de l'acheminement des eaux en dehors des berges, la totalité du volume d'eau se concentre ainsi dans le chenal principal (Remo et al., 2009 ; Scheel et al., 2019). Les capacités hydrauliques mesurées dans chaque profil en travers corroborent cette interprétation, car on constate que la capacité hydraulique pour des débits similaires à ceux mesurés en octobre 2000 dans les profils analysés n'est quasiment jamais dépassée en 2017 (sauf dans les profils PT 5/2 et PT 4/1), tandis qu'en 1850, la capacité estimée est dépassée dans quatorze des dix-huit profils en travers (fig. 56).

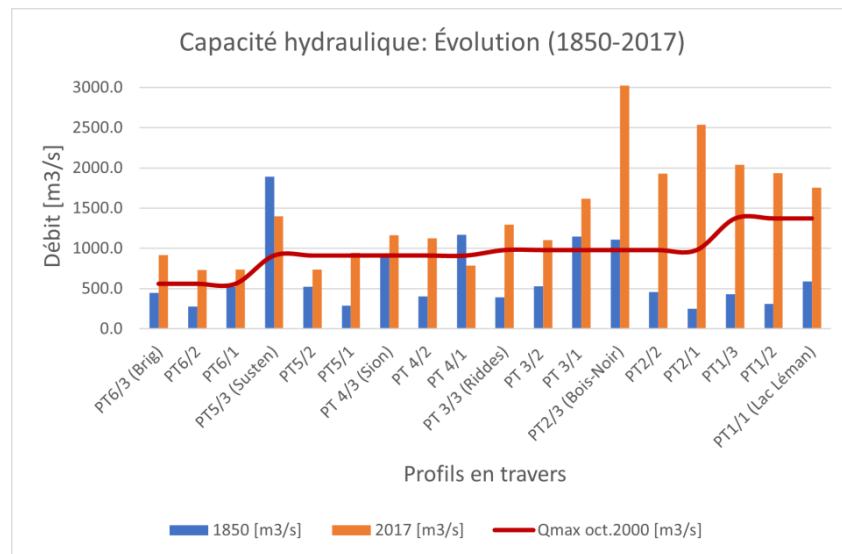


Figure 56 : Comparaison des capacités hydrauliques mesurées pour chaque profil en travers sur l'ensemble du site d'étude.

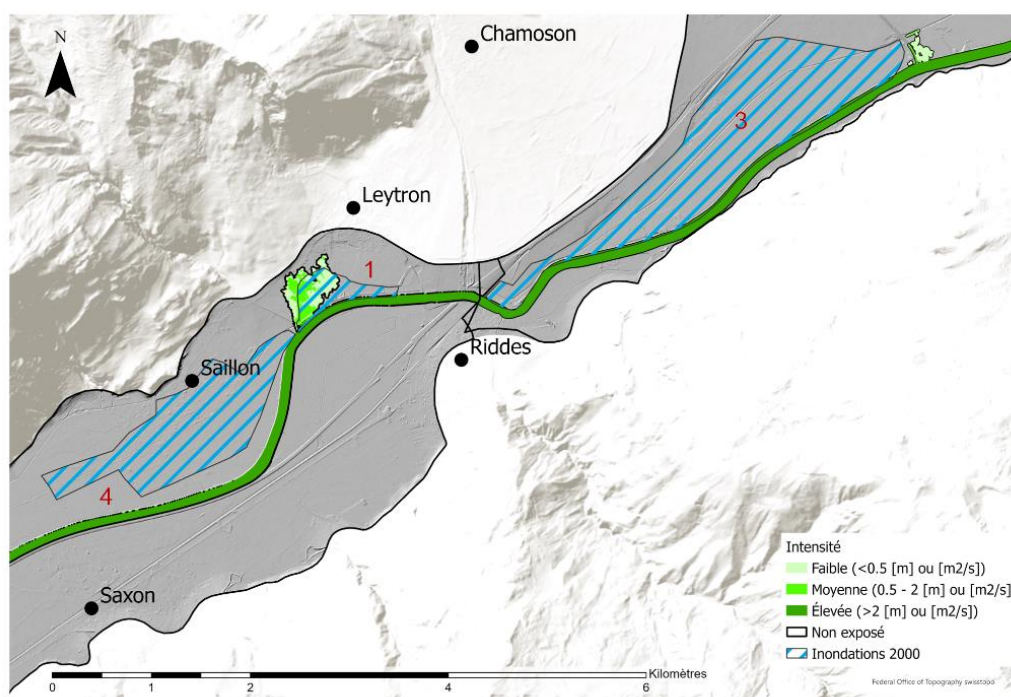
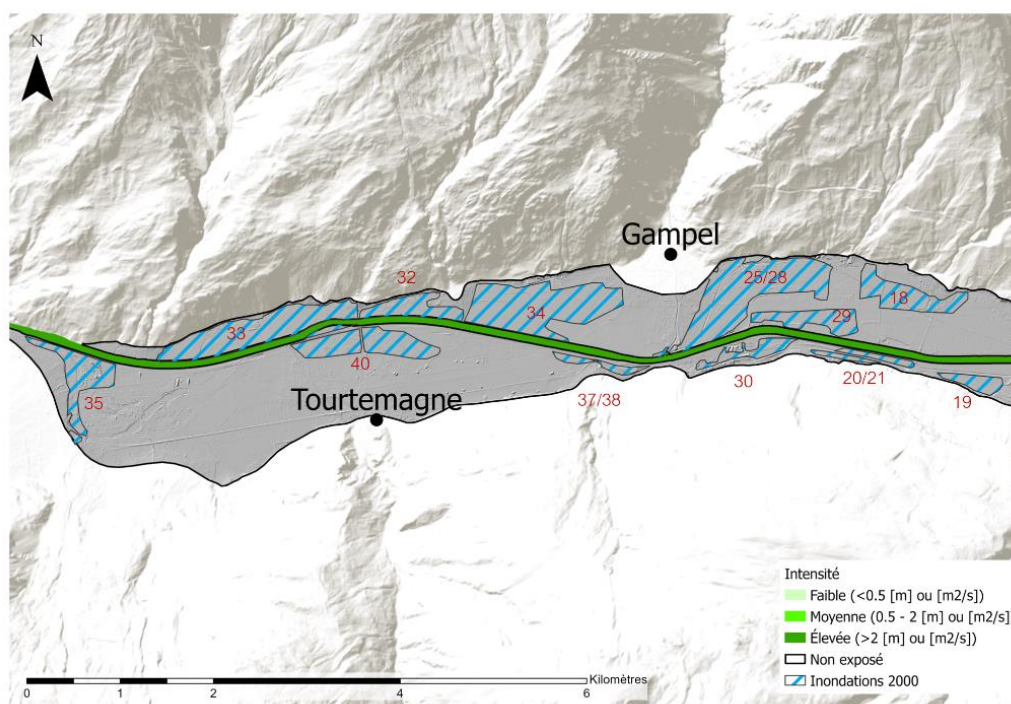
Une autre cause probable ayant entraîné une baisse du danger d'inondation modélisé entre 1850 et 2017 pourrait ne pas être lien direct avec la modification de la géométrie du chenal, mais provenir des restrictions de la modélisation hydrodynamique effectuée dans l'état temporel de 2017 et 1850. Par rapport à 1850, où le chenal est dans un état quasi-naturel et où les débordements aux points bas du profil représentent le principal processus d'inondation, la situation sur le terrain en 2017 comprend en plus la présence de digues, d'affluents latéraux endigués, de canaux et d'obstacles artificiels (ponts, passages souterrains) contribuant à complexifier les processus d'inondation pouvant avoir lieu dans le cas d'une crue importante comme celle mesurée en octobre 2000.

Comparaison avec l'événement d'octobre 2000

Cette complexification s'exprime notamment en comparant les résultats obtenus par la modélisation hydrodynamique dans les conditions de 2017 avec les surfaces inondées lors de la crue du 15 octobre 2000. Une distribution spatiale différente des inondations est constatée : Les zones inondées par la crue de 2000 sont plus répandues que celles simulées dans le modèle de

2017, alors que les paramètres de débits choisis pour le modèle de 2017 correspondent à ceux mesurés en 2000. Dans son rapport sur l'événement de 2000, l'OFEV (2002) précise les processus ayant causé l'irruption des eaux dans chaque surface inondée recensée. Outre la capacité hydraulique dépassée (débordement), les phénomènes d'infiltration des digues par effet de renard hydraulique ou leur rupture, les embâcles et les refoulements des affluents latéraux sont décrits comme les éléments ayant causé des inondations dans la plaine. Cela indique que la modélisation effectuée ne permet pas de visualiser les processus autres que celui du dépassement de la capacité hydraulique (débordement), alors qu'ils jouent un rôle important dans l'apparition et le développement des inondations dans la plaine du Rhône. La simplification du modèle hydrodynamique pour les conditions de 2017 semble donc minimiser le danger d'inondation dans la plaine. La fréquence des processus d'inondation n'est cependant pas forcément corrélée à leur étendue. La rupture de digue au niveau de Chamoson - Saillon (fig. 57, no. 3) est un exemple de processus peu courant mais provoquant une inondation d'étendue importante. A contrario, les débordements varient fortement en termes de surface inondée alors que leur fréquence est élevée.

La figure 57 présente un extrait des processus d'inondation et des surfaces touchées reportés en 2000 aux environs de Saillon et Gampel, comparés à la modélisation effectuée dans les conditions de 2017 sur BASEMENT. Malgré une prédominance du processus de dépassement de la capacité hydraulique en octobre 2000, les autres processus rapportés (refoulement, rupture de digue, embâcle) ont un impact non négligeable sur l'étendue des inondations. Au vu du nombre de leur occurrence en 2000, les processus de refoulement représentent un processus vraisemblablement important lors d'inondations. Dans les modèles de 1850 et 2017, les affluents latéraux et leur écoulement ne sont cependant pas inclus dans la modélisation des crues. La courbe de remous du Rhône n'y cause donc pas d'impact au niveau de l'interface affluent-fleuve. On peut dès lors estimer que l'évolution de l'étendue et de l'intensité d'inondation entre 1850 et 2017 pourrait être différente et tendre vers des étendues et intensités plus élevées que celles modélisée dans les conditions de 2017, si l'on prend en compte ce processus dans la modélisation hydrodynamique.



Processus d'inondation	Numéro d'identification
Capacité hydraulique dépassée	4, 18, 19, 20, 21, 24, 29, 32, 33, 34, 37, 38
Refoulement	23, 25, 26, 27, 28, 30, 31, 35
Rupture de digue	1, 3
Embâcle	39, 40

Figure 57 : Extrait des surfaces inondées et des processus d'inondation relatifs lors de la crue du 15 octobre 2000 (d'après OFEV, 2022)

Toujours en se basant sur les relevés entrepris lors de la crue d'octobre 2000, les ruptures de digues et les effets de renard hydraulique sont plus rares, mais l'étendue des inondations qu'ils provoquent est importante, en témoignent les surfaces 1 et 3 (fig. 57). Les faiblesses structurelles des digues érigées et surélevées entre 1863 et 1961 sont soulignées dans les expertises menées par les cantons du Valais et de Vaud (2014). Une proportion importante du Rhône (tronçons en rouge ou en orange sur la figure 58) est concernée par un danger de rupture de digue. Le resserrement du fleuve par les digues et les impacts des crues peuvent également augmenter le danger d'inondation provoqué par un effet de renard hydraulique. À l'occasion d'une crue telle que celle observée en 2000 ou d'une magnitude plus ou moins élevée, la différence de hauteur entre la surface de l'eau du chenal principal et le niveau de la plaine modélisée sur BASEMENT et mesurée par les stations de l'OFEV atteint par endroits 2,5 à 4 mètres. La connectivité de la nappe phréatique avec le fleuve peut provoquer une infiltration de l'eau à travers les digues. Étant donné que la plaine est plus basse que le fleuve, ce gradient hydraulique peut mettre la nappe sous pression et provoquer une érosion du bord du chenal et à terme du pied de la digue jusqu'à son écroulement (Canton du Valais, 2014).

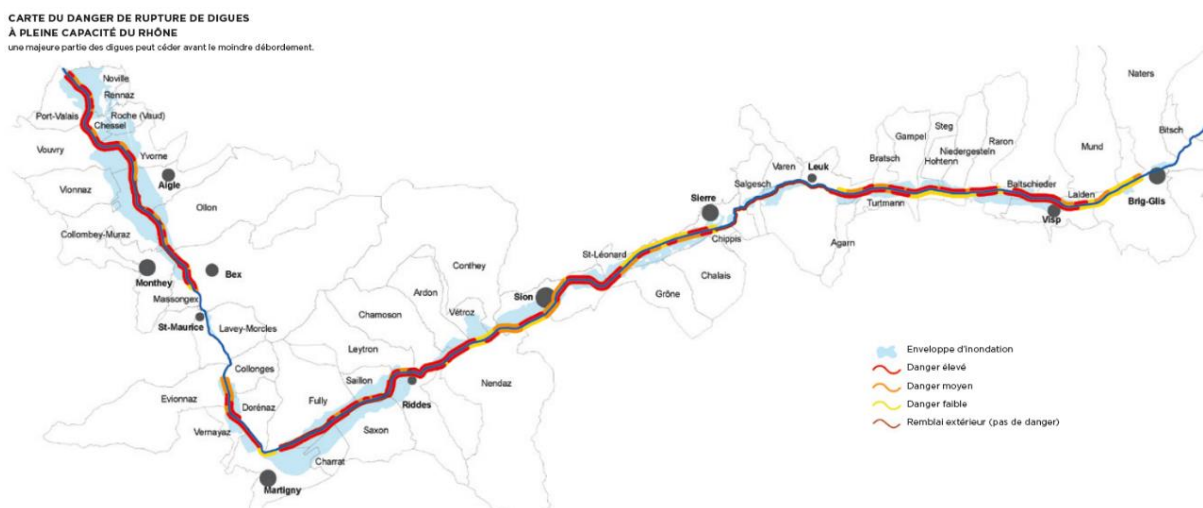


Figure 58 : Carte du danger de ruptures de digues du Rhône actuel. Les tronçons en rouge indiquent les secteurs où le danger de rupture de digue est élevé. (Canton du Valais, 2015).

Résolution spatio-temporelle

L'évolution spatio-temporelle du danger d'inondation est établie sur la base de deux stades temporels distincts. Au vu des nombreuses modifications de la géométrie du chenal et de la topographie de la plaine d'inondation, une résolution spatiale et temporelle plus fine permettrait de mieux comprendre la dynamique évolutive du danger dans le site étudié. Du point de vue spatial, le modèle hydrodynamique historique présente une résolution de 10 m x 10 m. La modélisation des processus de débordement à l'échelle du chenal et de la plaine sont donc simplifiés et sont susceptibles de négliger certains éléments topographiques impactant les trajectoires d'écoulement. La résolution du modèle de 2017 est quant à elle jugée comme

suffisamment détaillée pour modéliser les inondations dans le site d'étude, rappelons-le, a une taille d'environ 200 km². Du point de vue temporel, l'analyse de l'évolution a comme points de comparaison les états de 1850 et 2017. La période de 1850 correspond au fleuve et à la plaine d'inondation dans leur état précédant la première correction (1864-1893) tandis que la période actuelle correspond à l'état du Rhône et de la plaine après la deuxième correction (1936-1961). L'espacement temporel entre ces deux périodes est conséquent et nécessite certaines précautions lorsqu'il s'agit de tirer des conclusions quant à l'état du danger dans la plaine aux périodes situées au milieu de la tranche 1850-2017. Il serait dès lors intéressant d'augmenter la résolution temporelle de l'évolution du danger d'inondation en ajoutant d'autres périodes de référence, particulièrement pour l'état après la première correction (environ 1915) et après la deuxième correction (environ 1970). La plus grande disponibilité de données hydrologiques pour ces périodes serait également un atout pour une meilleure reconstitution de l'évolution du danger dans la plaine du Rhône. Cela représente toutefois une charge de travail supplémentaire considérable, ce qui, au vu de la taille du site d'étude, nécessite une réflexion plus approfondie sur le degré de détail souhaitable et utile dans ce type de recherche.

5. Conclusion

Depuis le milieu du 19^{ème} siècle, la géométrie fluviale et la morphologie de la plaine du Rhône ont sensiblement évolué. Les mesures d'aménagement, notamment le redressement, l'endiguement et le drainage ont fortement impacté les processus hydrologiques et les paramètres hydraulique entre 1850 et 2017. D'un cours d'eau large, constamment en transformation et peu profond, le Rhône a été modifié en un cours d'eau étroitement canalisé dont la profondeur du lit a fortement augmenté (3,6 m en moyenne), notamment suite aux prélèvements excessifs de sédiments par les gravières. La largeur moyenne a été réduite de 41 m, passant de 101,3 m à 60,3 m. Au cours des 170 années que couvrent ce travail, l'emprise du Rhône sur la plaine a été réduite, passant de 26,8 km² à 11,6 km² et sa longueur est passée de 126 km à 121 km. Les modifications considérables de la géométrie fluviale ne sont pas restées sans effet sur l'évolution du danger d'inondation dans la plaine. Les résultats suggèrent que les modifications de la géométrie fluviale ont permis de réduire le l'étendue et l'intensité des inondations dans l'ensemble de la plaine. Les causes avancées sont une augmentation de la capacité hydraulique du chenal entre 1850 et 2017 suite aux modifications de la sinuosité, de la friction, de la largeur et de la profondeur du lit.

Les modélisations 2D et 1D-2D effectuées avec BASEMENT sur les modèles de 1850 et 2017 ont démontré que l'étendue des inondations, pour un événement similaire à celui survenu entre le 13 et 20 octobre 2000 dans la plaine du Rhône, a été réduite entre 1850 et 2017. Pour l'état de 1850, 138,9 km² de surfaces ont été classées comme inondées par la simulation. En 2017, 15,4 km² sont classés comme inondés, soit une diminution de 88%. Entre 1850 et 2017, les inondations de forte intensité se sont progressivement concentrées dans le chenal principal, concentrant ainsi la zone de danger élevé aux abords du chenal principal. La comparaison individuelle des systèmes dans chacun des états temporels du Rhône permet de confirmer la baisse globale des surfaces inondées et de l'intensité des inondations. Ces constats permettent de conclure à une diminution du danger d'inondation dans la plaine du Rhône entre 1850 et 2017.

L'examen critique des résultats de la reconstruction modélisations oblige cependant une certaine réserve lorsqu'il s'agit de transposer le constat de cette évolution à la réalité actuelle du terrain. Les méthodes utilisées pour la reconstruction du MNT historique comprennent plusieurs sources d'incertitudes liées à la qualité des données cartographiques historiques, à l'absence de profils en travers historiques et aux formules de relations hydrauliques employées pour la reconstruction des profondeurs plein bords. Dans ce sens, un examen approfondi des variantes possibles pour la reconstruction historique des profondeurs doit être mené dans de futures recherches. En outre, la comparaison avec les rapports techniques rédigés suite aux inondations ayant eu lieu en octobre 2000 a permis de déterminer que les simplifications inhérentes aux modélisations

effectuées permettent difficilement d'obtenir des résultats en tous points conformes au danger d'inondation réel. Des processus d'inondation supplémentaires (refoulement, embâcle, ruptures de digues) doivent être intégrés aux modèles afin d'obtenir des résultats robustes. Cela implique toutefois une charge de travail supplémentaire considérable qu'il convient de soupeser avant d'entreprendre une analyse plus poussée de l'évolution du danger d'inondation.

Perspectives de recherches futures

Les résultats obtenus fournissent une base précieuse pour de futures recherches axées sur le danger et le risque dans le site d'étude. La reconstruction de conditions hydrauliques historiques est également prometteuse pour mieux comprendre et gérer les défis liés aux inondations mettant nos sociétés à l'épreuve. Le présent travail consiste donc en un premier pas vers une approche dynamique du risque dans la plaine du Rhône. L'intégration des facteurs d'exposition et de vulnérabilité permettrait d'établir la trajectoire évolutive du risque d'inondation depuis le 19^e siècle jusqu'à aujourd'hui (Hofer, 2017 ; Zischg et al., 2018). Dans ce sens, une prise en compte de l'évolution du bâti et des politiques d'aménagement du territoire dans la dynamique du risque d'inondation sont des options intéressantes à intégrer dans de futures recherches. Les travaux livrés par Zischg (2022) sont un exemple du potentiel d'une telle entreprise.

Le changement climatique et ses conséquences sur les régimes de précipitations et la couverture du sol est un paramètre crucial à implémenter si l'on souhaite ajouter la dimension des scénarios à l'évolution spatio-temporelle du risque d'inondation. Les données disponibles dans la base de données CombiPrecip (MétéoSuisse, 2024) permettraient par exemple d'intégrer différents scénarios de précipitations dans les paramètres des modèles hydrodynamiques.

Le Rhône est actuellement sujet à une nouvelle correction majeure de son tracé. Etalée sur une période de plus de 50 ans, la 3^e correction du Rhône (R3) modifiera 160km de tronçon entre Oberwald et le Delta du Rhône (Canton du Valais, 2014). Ces interventions ont pour but de limiter les risques et dommages en cas de crue, ainsi que d'améliorer la biodiversité et la qualité paysagère. Un objectif de future recherche pourrait être de fournir une base similaire pour la modélisation de l'évolution du risque dans le futur (2020-2100) en intégrant les paramètres mentionnés ci-dessus (précipitations, processus d'inondations, couverture du sol, connectivité hydrologique) avec la géométrie du Rhône prévue par la R3. À terme, les principaux bénéficiaires de ces potentiels futurs travaux pourraient se trouver du côté des assurances, des gestionnaires du risque et des politiques.

6. Bibliographie

- Ahmad, S. S., & Simonovic, S. P. (2015). System dynamics and hydrodynamic modelling approaches for spatial and temporal analysis of flood risk. *International Journal of River Basin Management*, 13(4), 443-461. <https://doi.org/10.1080/15715124.2015.1016954>
- Alfieri, L., Bisselink, B., Dottori, F., Naumann, G., de Roo, A., Salamon, P., Wyser, K., & Feyen, L. (2016). *Earth's Future Global projections of river flood risk in a warmer world*. <https://doi.org/10.1002/2016EF000485>
- Alfieri, L., Dottori, F., Betts, R., Salamon, P., & Feyen, L. (2018). Multi-Model Projections of River Flood Risk in Europe under Global Warming. *Climate*. <https://doi.org/10.3390/cli6010006>
- Archives de l'Abbaye de St.-Maurice. (1468). *Digues ou barrières de Barges*. CHA/28/3/1. <http://www.digi-archives.org/fonds/charles/t28003.html>
- Archives de l'Abbaye de St.-Maurice. (1501). *Digues de Barges*. CHA 28/3/3. [http://www.digi-archives.org/fonds/aasm/index.php?session=%3C?%20echo%20\\$session;%20?%3E&action=show&ref=CH%20AASM%20CHA%20028%20003%20003](http://www.digi-archives.org/fonds/aasm/index.php?session=%3C?%20echo%20$session;%20?%3E&action=show&ref=CH%20AASM%20CHA%20028%20003%20003)
- Atlas hydrologique de la Suisse. (2023). *Atlas hydrologique de la Suisse*. <https://atlashydrologique.ch/?language=switch>
- Bader, S., & Bantle, H. (2004). *Das Schweizer Klima im Trend*.
- Ballesteros, J. A., Bodoque, J. M., Díez-Herrero, A., Sanchez-Silva, M., & Stoffel, M. (2011). *Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modelling*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.045>
- Barredo, J. I. (2007). Major flood disasters in Europe: 1950-2005. *Natural Hazards*, 42(1), 125-148. <https://doi.org/10.1007/s11069-006-9065-2>
- Baud, D., & Reynard, E. (2016). Géohistoire d'une trajectoire paysagère dans la plaine du Rhône valaisan. Analyse du secteur entre Riddes et Martigny (1840-1965). *http://journals.openedition.org/noroi*, 237, 15-31. <https://doi.org/10.4000/NOROIS.5761>
- Beaud, D., Bussard, J., & Reynard, E. (2016). La correction du Rhône valaisan au XIXe siècle : un aménagement à fort impact environnemental. In P. Fournier & G. Massard-

- Guilbaud (Éds.), *Aménagement et Environnement: Perspectives historiques* (p. 137-148). Presses Universitaires de Rennes.
<https://doi.org/doi:10.4000/books.pur.44437>
- Bomers, A., Schielen, R. M. J., & Hulscher, S. J. M. H. (2019). Application of a lower-fidelity surrogate hydraulic model for historic flood reconstruction. *Environmental Modelling & Software*, 117, 223-236. <https://doi.org/10.1016/J.ENVSOFT.2019.03.019>
- Bomers, A., van der Meulen, B., Schielen, R. M. J., & Hulscher, S. J. M. H. (2019). Historic Flood Reconstruction With the Use of an Artificial Neural Network. *Water Resources Research*, 55(11), 9673-9688. <https://doi.org/10.1029/2019WR025656>
- Borgeat-Theler, M., Scheurer, A., & Dubuis, P. (2011). Le Rhône et ses riverains entre Riddes et Martigny (1400-1860) Quatre longs siècles de conflits et de solutions Introduction générale. *Vallesia*, 66, 1-106.
- Brandolini, F., Reynard, E., & Pelfini, M. (2020). Multi-temporal mapping of the Upper Rhone Valley (Valais, Switzerland): fluvial landscape changes at the end of the Little Ice Age (18th–19th centuries). *Journal of Maps*, 16(2), 212-221. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1724837>
- Brönnimann, S., Rohr, C., Stucki, P., Summermatter, S., Bandhauer, M., Barton, Y., Fischer, A., Froidevaux, P. A., Germann, U., Grosjean, M., Hupfer, F., Ingold, K. M., Isotta, F., Keiler, M., Romppainen-Martius, O., Messmer, M. B., Mülchi, R. I., Panziera, L., Pfister, L. M., ... Zischg Andreas. (2018). 1868 – Les inondations qui changèrent la Suisse : Causes, conséquences et leçons pour le futur. *Geographica Bernensia*. <https://doi.org/10.4480/GB2018.G94.04>
- Bründl, M., Romang, H. E., Bischof, N., & Rheinberger, C. M. (2009). The risk concept and its application in natural hazard risk management in Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(3), 801-813. <https://doi.org/10.5194/NHESS-9-801-2009>
- Canton de Vaud. (2014). *Cartographie des dangers naturels Vade-mecum*.
- Canton du Valais. (2014). *3ème correction du Rhône: Plan d'aménagement (PA-R3) - Rapport de synthèse*.
- Canton du Valais. (2015). *Cahier de plans - R3*.
- Clark, J., Dunne, T., & Leopold, L. B. (1978). Water In Environmental Planning. *The Journal of Wildlife Management*, 44(1), 302. <https://doi.org/10.2307/3808399>

- ArcGIS. (2023). *Comparaison des méthodes d'interpolation - Documentation*.
<https://pro.arcgis.com/fr/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/comparing-interpolation-methods.htm>
- Cortès, M., Turco, M., Ward, P., Sanchez-Espigares, J., Alfieri, L., & Llasat, M. (2019). *Changes in flood damage with global warming in the east coast of Spain*.
<https://doi.org/10.5194/NHESS-2019-253>
- Croke, J., Fryirs, K., & Thompson, C. (2013). Channel–floodplain connectivity during an extreme flood event: implications for sediment erosion, deposition, and delivery. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(12), 1444-1456.
<https://doi.org/10.1002/ESP.3430>
- Crud, B. (1840). Mémoire sur l'assainissement de Villeneuve et de la plaine du Rhône, dans le district d'Aigle [Journal de la Société Vaudoise d'Utilité Publique]. *Archives Cantonales Vaudoises*, K IX / 306.
- Dottori, F., Szewczyk, W., Ciscar, J. C., Zhao, F., Alfieri, L., Hirabayashi, Y., Bianchi, A., Mongelli, I., Frieler, K., Betts, R. A., & Feyen, L. (2018). Increased human and economic losses from river flooding with anthropogenic warming. *Nature Climate Change*, 8(9), 781-786. <https://doi.org/10.1038/S41558-018-0257-Z>
- Duc, G. (2001). Projet de tunnel ferroviaire du Simplon et genèse du réseau de chemins de fer de Suisse occidentale (1836-1909): rivalités cantonales, négociations internationales et trajectoires des compagnies privées. *Vallesia : bulletin annuel de la Bibliothèque et des Archives cantonales du Valais, des Musées de Valère et de la Majorie = Jahrbuch der Walliser Kantonsbibliothek, des Staatsarchivs und der Museen von Valeria und Majoria*, 495-617.
- Farrag, M., Brill, F., Dung, N. V., Sairam, N., Schröter, K., Kreibich, H., Merz, B., de Bruijn, K. M., & Vorogushyn, S. (2022). On the role of floodplain storage and hydrodynamic interactions in flood risk estimation. <https://doi.org/10.1080/02626667.2022.2030058>, 67(4), 508-534. <https://doi.org/10.1080/02626667.2022.2030058>
- Fernandes, J. N. (2021). *Apparent roughness coefficient in overbank flows*. 3, 696.
<https://doi.org/10.1007/s42452-021-04677-3>
- García Hernández, J., Horton, P., Tobin, C., & Boillat, J.-L. (2010). *MINERVE 2010 : PREVISION HYDROMETEOROLOGIQUE ET GESTION DE CRUES SUR LE RHONE ALPIN*.

- Girod, S. (2015). *Rekonstruktion des historischen Flusslaufes der Aare zwischen Thun und Bern* [Travail de Bachelor]. Universität Bern.
- Gouldby, B., & Samuels, P. G. (2005). *Language of Risk: Project definitions*. www.floodsite.net
- Hackney, C. R., Darby, S. E., Parsons, D. R., Leyland, J., Best, J. L., Aalto, R., Nicholas, A. P., & Houseago, R. C. (2020). River bank instability from unsustainable sand mining in the lower Mekong River. *Nature Sustainability* 2020 3:3, 3(3), 217-225. <https://doi.org/10.1038/s41893-019-0455-3>
- Hingray, B., Mezghani, A., Schaefli, B., Niggli, M., Faivre, G., Hamdi, Y., & Musy, A. (2006). *Rapport de synthèse réalisé dans le cadre du projet CONSECRU 2 Estimation des débits de crue du Rhône à Porte du Scex et autres points amont caractéristiques*. <https://infoscience.epfl.ch/record/162493>
- Hofer, P. (2017). *Zeitliche Entwicklung des Hochwasserrisikos am Teilabschnitt der Emme von Burgdorf bis zur Kantonsgrenze* [Mémoire de Master]. Universität Bern.
- Jäggi, M., Hunziker, R., & Arborino, T. (2011). Auswirkungen der 3. Rhonekorrektur auf Geschiebehaushalt und Flussmorphologie. *Wasser Energie Luft*, 103(2), 122-127. <https://doi.org/10.5169/seals-941805>
- Jongman, B., Ward, P. J., & Aerts, J. C. J. H. (2012). Global exposure to river and coastal flooding: Long term trends and changes. *Global Environmental Change*, 22(4), 823-835. <https://doi.org/10.1016/J.GLOENVCHA.2012.07.004>
- Jordan, F., García Hernández, J., Dubois, J., & Boillat, J.-L. (2008). *MINERVE - Modélisation des intempéries de nature extrême du Rhône valaisan et de leurs effets*.
- Krizek, M., Hartvich, F., Chuman, T., Sefrna, L., & Sobr, J. W. (2006). *FLOODPLAIN AND ITS DELIMITATION*. www.answers.com/1topic/flood-plain.
- Kundzewicz, Z. W., Kanae, S., Seneviratne, S. I., Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., Mechler, R., Bouwer, L. M., Arnell, N., Mach, K., Muir-Wood, R., Brakenridge, G. R., Kron, W., Benito, G., Honda, Y., Takahashi, K., & Sherstyukov, B. (2014). Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*, 59(1), 1-28. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.857411>
- Laigre, L., Arnaud-Fassetta, G., & Reynard, E. (2011). *Cartographie sectorielle et dynamique de la plaine alluviale du Rhône suisse (Tourtemagne-Sierre) depuis la fin du Petit Age Glaciaire*.

- Leopold, L. B., & Maddock, T. (1953). The Hydraulic Geometry * of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER*, 252.
- Leopold, L. B., Wolman, M. G., & Miller, J. P. (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. Dover Publications, Inc. <https://pubs.usgs.gov/publication/70185663>
- Llasat, M. C. (2021). View of Floods evolution in the Mediterranean region in a context of climate and environmental change. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 47, 13-32. <https://publicaciones.unirioja.es/ojs/index.php/cig/article/view/4897/3831>
- Löschner, L., Herrnegger, M., Apperl, B., Senoner, T., Seher, W., & Nachtnebel, H. P. (2017). Flood risk, climate change and settlement development: a micro-scale assessment of Austrian municipalities. *Regional Environmental Change*, 17(2), 311-322. <https://doi.org/10.1007/s10113-016-1009-0>
- Lutra Consulting. (2023). *Crayfish*.
- Machado, M. J., Botero, B. A., López, J., Francés, F., Díez-Herrero, A., & Benito, G. (2015). Flood frequency analysis of historical flood data under stationary and non-stationary modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2561-2576. <https://doi.org/10.5194/HESS-19-2561-2015>
- Mariétan, I. (1948). *Les inondations en Valais, le 4 septembre 1948*.
- Mariétan, I. (1953). *Le Rhône: la lutte contre l'eau en Valais* (Trésors de mon pays). Editions du Griffon.
- Mariétan, I. (1968). Drame de la lutte contre l'eau en Valais. In *Bulletin de la Murithienne* (Vol. 85, p. 51-71).
- Mazzorana, B., Levaggi, L., Keiler, M., & Fuchs, S. (2012). Towards dynamics in flood risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(11), 3571-3587. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-3571-2012>
- Meile, T., Schleiss, A., & Boillat, J.-L. (2005). Entwicklung des Abflussregimes der Rhone seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts. *Wasser Energie Luft*, 97(5/6), 133-142. <https://doi.org/https://doi.org/10.5169/seals-941746>
- MétéoSuisse. (2020). *Changements climatiques en Suisse*. www.bafu.admin.ch/uz-2013-f

- MétéoSuisse. (2024). *CombiPrecip – des données sur les précipitations - MétéoSuisse*.
<https://www.meteosuisse.admin.ch/services-et-publications/service/produits-meteorologiques-et-climatiques/combiprecip.html>
- Millar, R. G., & Quick, M. C. (1998). STABLE WIDTH AND DEPTH OF GRAVEL-BED RIVERS WITH COHESIVE BANKS. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(10), 1005-1013.
- Mosimann, M. (2016). *Erhebung der regionalen Hochwasser-Vulnerabilität im Simmental. Masterarbeit. Universität Bern* [Mémoire de Master]. Universität Bern.
- Mulvihill, C. I., & Baldigo, B. P. (2012a). Optimizing Bankfull Discharge and Hydraulic Geometry Relations for Streams in New York State. *Journal of the American Water Resources Association*, 48(3), 449-463. <https://doi.org/10.1111/J.1752-1688.2011.00623.X>
- Mulvihill, C. I., & Baldigo, B. P. (2012b). Optimizing Bankfull Discharge and Hydraulic Geometry Relations for Streams in New York State. *Journal of the American Water Resources Association*, 48(3), 449-463. <https://doi.org/10.1111/J.1752-1688.2011.00623.X>
- Neal, J., Hawker, L., Savage, J., Durand, M., Bates, P., & Sampson, C. (2021). Estimating River Channel Bathymetry in Large Scale Flood Inundation Models. *Water Resources Research*, 57(5), e2020WR028301. <https://doi.org/10.1029/2020WR028301>
- Ngo, H., Bomers, A., Augustijn, Denie. C. M., Ranasinghe, R., Filatova, T., van der Meulen, B., Herget, J., & Hulscher, S. J. M. H. (2023). Reconstruction of the 1374 Rhine river flood event around Cologne region using 1D-2D coupled hydraulic modelling approach. *Journal of Hydrology*, 617, 129039. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.129039>
- OFEV. (1997). *Prise en compte des dangers dus aux crues dans le cadre des activités de l'aménagement du territoire* (Office Fédéral de l'Environnement OFEV, Éd.).
- OFEV. (2002). *Les crues 2000. Analyse des événements, cas exemplaires*.
<https://www.bafu.admin.ch/bafu/fr/home/themes/dangers-naturels/publications-etudes/publications/les-crues-2000-analyse-des-evenements-cas-exemplaires.html>
- OFEV. (2016). *Qu'indiquent les cartes de dangers?* www.bafu.admin.ch/cartes-dangers
- OFEV. (2020). *Rapport de station: Rhône-Porte du Scex*.
- Paprotny, D., Morales-Nápoles, O., & Jonkman, S. N. (2018). HANZE: A pan-European database of exposure to natural hazards and damaging historical floods since 1870.

- Earth System Science Data*, 10(1), 565-581. <https://doi.org/10.5194/essd-10-565-2018>
- Pasche, L. (2004). Travaux de correction des cours d'eau en Valais et dans la région de Conthey (1860-1900). *Vallesia*, 59, 225-246.
- Pignat, G., & Crotti, P. (1984). Rarogne, une économie néolithique en milieu alpin (Valais). *Archäologie Schweiz*, 7(1), 9-15.
- Plateforme Rhône. (s. d.). *Le Rhône avant les corrections*. Consulté 26 septembre 2023, à l'adresse <https://www.plateforme-rhone.ch/fr/fully-charrat-rhone-avant-corrections-245.html#!search>
- Rachelly, C. (2021). Morphological response of channelized, sinuous gravel-bed rivers to sediment replenishment. *Water Resource Research*. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000487590>
- Rajib, A., Zheng, Q., Lane, C. R., Golden, H. E., Christensen, J. R., Isibor, I. I., & Johnson, K. (1992). *Human alterations of the global floodplains 1992-2019*. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02382-x>
- Remo, J. W. F., & Pinter, N. (2007). Retro-modeling the Middle Mississippi River. *Journal of Hydrology*, 337(3-4), 421-435. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.008>
- Remo, J. W. F., Pinter, N., & Heine, R. (2009). The use of retro- and scenario-modeling to assess effects of 100+ years river of engineering and land-cover change on Middle and Lower Mississippi River flood stages. *Journal of Hydrology*, 376(3-4), 403-416. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.049>
- Rentier, E. S., & Cammeraat, L. H. (2022). The environmental impacts of river sand mining. *Science of The Total Environment*, 838, 155877. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2022.155877>
- Reynard, E. (2009). *Les sources cartographiques pour l'histoire du Rhône valaisan*. www.vs.ch/rhone
- Reynard, E. (2023). *Hydrologie*. Centre interdisciplinaire de recherche sur la montagne. <https://www.unil.ch/centre-montagne/fr/home/menuinst/le-centre/territoires/alpes-valaisannes/hydrologie.html>
- Reynard, E., Arnaud-Fassetta, G., Laigre, L., & Schoeneich, P. (2009). *Le Rhône alpin vu sous l'angle de la géomorphologie : état des lieux*.

- Rickenmann, D., & Recking, A. (2011). Evaluation of flow resistance in gravel-bed rivers through a large field data set. *Water Resources Research*, 47(7). <https://doi.org/10.1029/2010WR009793>
- Rivaz, P. de. (1945). Le canal Stockalper . In *Le canal Stockalper*. [Conseil d'Etat du canton du Valais].
- Rousselot, P., Vetsch, D., & Fäh, R. (2012). Numerische Fließgewässer-Modellierung. *Merkblatt-Sammlung Wasserbau und Ökologie*, 7.
- Scheel, K., Morrison, R. R., Annis, A., & Nardi, F. (2019). Understanding the Large-Scale Influence of Levees on Floodplain Connectivity Using a Hydrogeomorphic Approach. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 55(2), 413-429. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12717>
- Scheurer, A. (2017, mai). Le Rhône en Valais, un fleuve pas si tranquille. *Passé Simple* no. 25, 15-17. <http://www.passesimple.ch/Extrait25.php>
- Schürman, S. (2017). *Auswirkungen von Flusskorrekturen auf die Hochwasserhydrologie der Aare zwischen Thun und Bern*. [Mémoire de Master]. Universität Bern.
- Scorpio, V., Zen, S., Bertoldi, W., Surian, N., Mastrorunzio, M., Dai Prá, E., Zolezzi, G., & Comiti, F. (2018). Channelization of a large Alpine river: what is left of its original morphodynamics? *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(5), 1044-1062. <https://doi.org/10.1002/ESP.4303>
- Shewchuk, J. R. (1997). *Delaunay Refinement Mesh Generation*. Carnegie Mellon University.
- Shields, F. D., Lizotte, R. E., Knight, S. S., Cooper, C. M., & Wilcox, D. (2010). The stream channel incision syndrome and water quality. *Ecological Engineering*, 36(1), 78-90. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLENG.2009.09.014>
- Steinhausen, M., Paprotny, D., Dottori, F., Sairam, N., Mentaschi, L., Alfieri, L., Lüdtkke, S., Kreibich, H., & Schröter, K. (2022). Drivers of future fluvial flood risk change for residential buildings in Europe. *Global Environmental Change*, 76. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2022.102559>
- Stucki, P., Rickli, R., Brönnimann, S., Martius, O., Wanner, H., Grebner, D., & Luterbacher, J. (2012). Weather patterns and hydro-climatological precursors of extreme floods in Switzerland since 1868. *Meteorologische Zeitschrift*, 21(6), 531-550. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2012/368>
- swisstopo. (2022). *swissALTI3D - Le modèle de terrain à haute résolution de la Suisse*.

- swisstopo. (2023). *Swiss Map Raster: Documentation sur le produit*.
- Thareau, L., Giuliani, Y., Jimenez, C., & Doutriaux, E. (2006). *Managing sedimentation in the Swiss Rhone and Génissiat reservoir*.
<https://api.semanticscholar.org/CorpusID:133146718>
- Trigg, M. A., Wilson, M. D., Bates, P. D., Horritt, M. S., Alsdorf, D. E., Forsberg, B. R., & Vega, M. C. (2009). Amazon flood wave hydraulics. *Journal of Hydrology*, 374(1-2), 92-105.
<https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2009.06.004>
- UNDRR. (2023). *Regional Assessment Report on Disaster Risk Reduction 2023: Europe and Central Asia*. www.undrr.org/contact-us
- Union Européenne. (2007). *DIRECTIVE 2007/60/CE DU PARLEMENT EUROPÉEN ET DU CONSEIL du 23 octobre 2007 relative à l'évaluation et à la gestion des risques d'inondation*.
- VAW. (2023). *BASEMENT – Basic Simulation Environment for Computation of Environmental Flows and Natural Hazard Simulation (Version 4.0.2)*. ETH Zürich.
- Vetsch, D., Siviglia, A., Bacigaluppi, P., Brown, A., Bürgler, M., Caponi, F., Conde, D., Gerke, E., Halso, M., Kammerer, S., Koch, A., Peter, S., Vanzo, D., Vonwiller, L., & Weberndorfer, M. (2023, octobre). *System Manuals of BASEMENT, Version 4.0.2*. Laboratory of Hydraulics, Glaciology and Hydrology (VAW).
<https://www.basement.ethz.ch>.
- Vischer, D. L. (2003). *Histoire de la protection contre les crues en Suisse* (Numéro 5).
- Williams, B., Venter, O., Allan, J., Supples, C., & Virnig, A. (2020). *Change in Terrestrial Human Footprint Drives Continued Loss of Intact Ecosystems*.
<https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.08.009>
- Williams, G. P. (1978). Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14(6), 1141-1154. <https://doi.org/10.1029/WR014i006p01141>
- World Meteorological Organization. (2012). *International Glossary of Hydrology*.
<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000221862>
- Wright, D. (2015). *Methods in Flood Hazards and Risk Assessment*.
- Zhao, T., Shao, Q., & Zhang, Y. (2017). Deriving Flood-Mediated Connectivity between River Channels and Floodplains: Data-Driven Approaches. *Scientific Reports 2017 7:1*, 7(1), 1-16. <https://doi.org/10.1038/srep43239>

- Zhong, Y., Ballesteros-Cánovas, J. A., Favillier, A., Corona, C., Zenhäusern, G., Machado, A. M. T., Guillet, S., Giacona, F., Eckert, N., Qie, J., Tscherrig, G., & Stoffel, M. (2024). Historical flood reconstruction in a torrential alpine catchment and its implication for flood hazard assessments. *Journal of Hydrology*, 629, 130547. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2023.130547>
- Zischg, A. (2022). Flood Risk Change: A Complexity Perspective. In *Flood Risk Change: A Complexity Perspective*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2019-0-04683-3>
- Zischg, A. (2023). Modeling spatiotemporal dynamics of flood risk change. *Flood Risk Change*, 187-271. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-822011-5.00003-X>
- Zischg, A. (2016). River corrections and long-term changes in flood risk in the Aare valley, Switzerland. *3rd European Conference on Flood Risk Management*. <https://doi.org/10.7892/boris.89522>
- Zischg, A. P., Hofer, P., Mosimann, M., Röthlisberger, V., Ramirez, J. A., Keiler, M., & Weingartner, R. (2018). Flood risk (d)evolution: Disentangling key drivers of flood risk change with a retro-model experiment. *Science of the Total Environment*, 639, 195-207. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.056>

7. Annexes

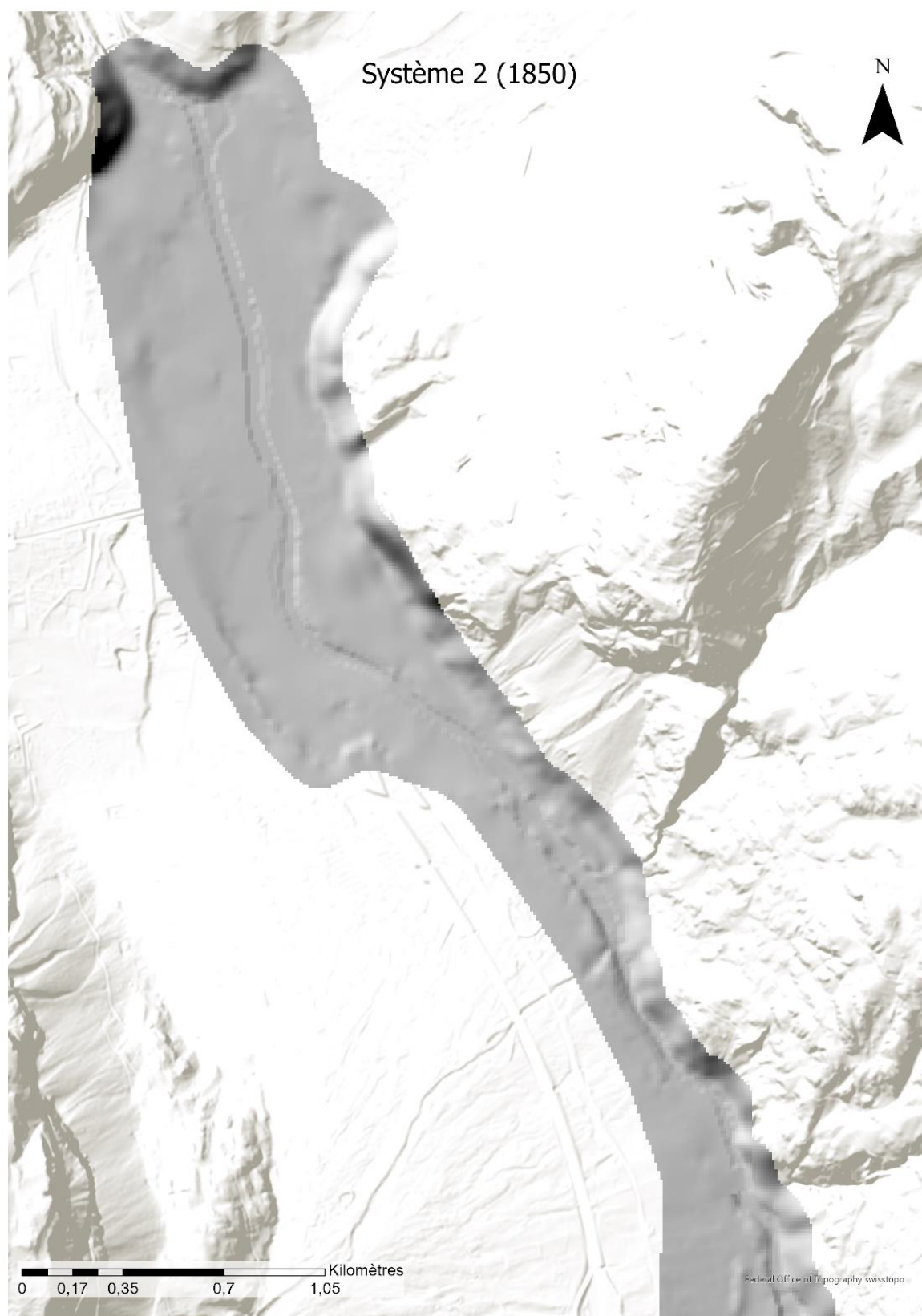
7.1. Reconstitution de la géométrie historique du Rhône et de la plaine d'inondation

7.1.1. Modèles numériques de terrain reconstruits (1850)

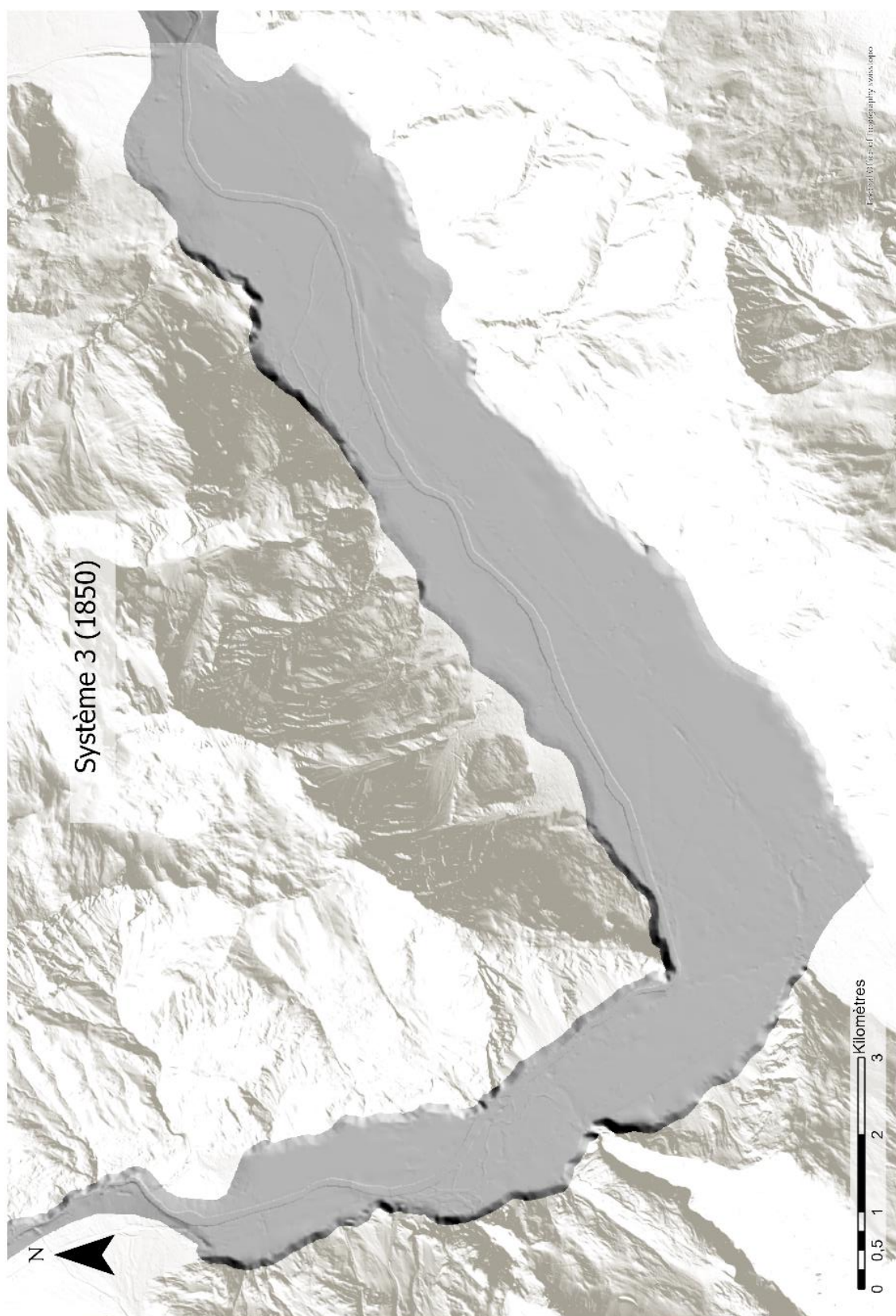
7.1.1.1. MNT historique, système 1



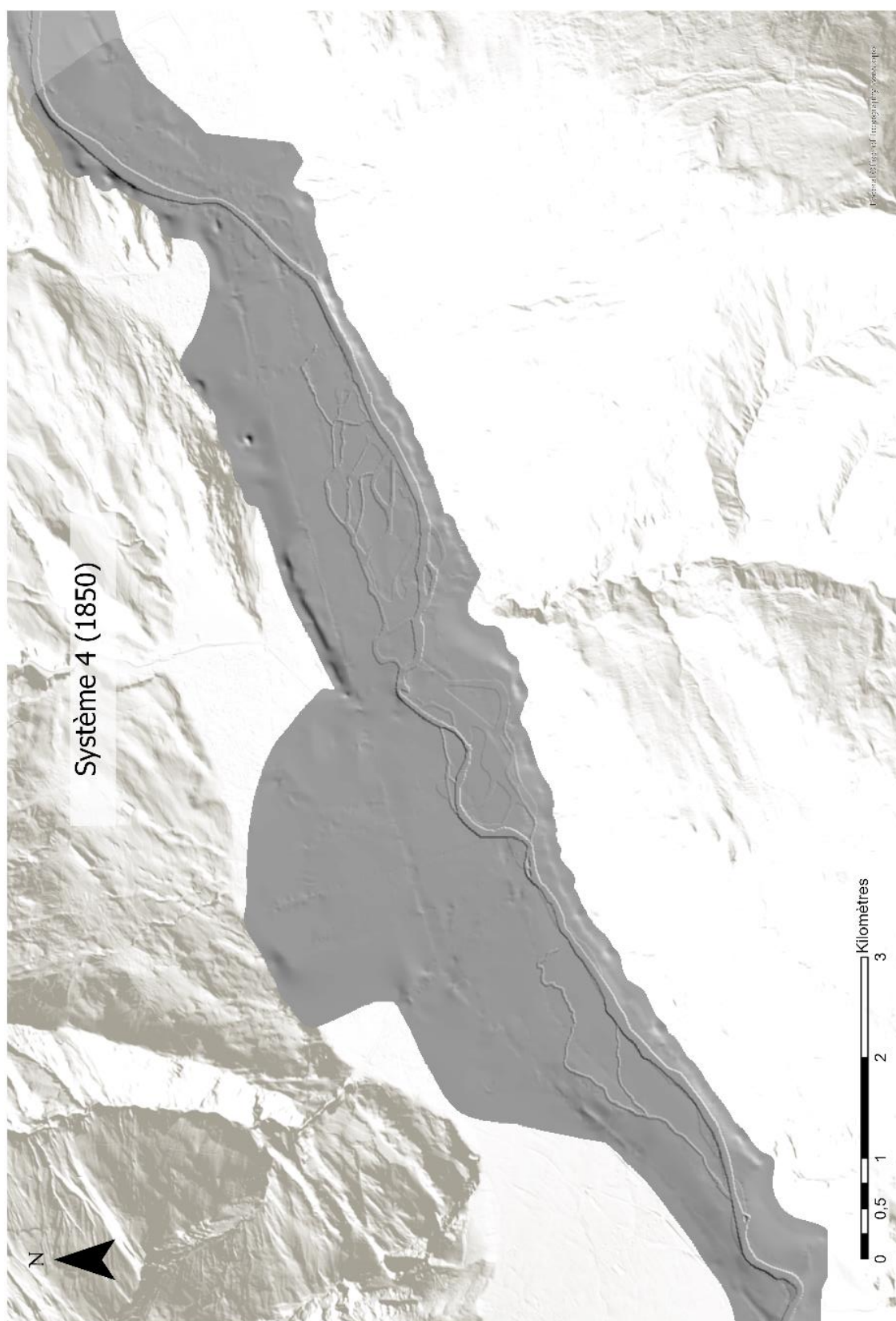
7.1.1.2. MNT historique, système 2



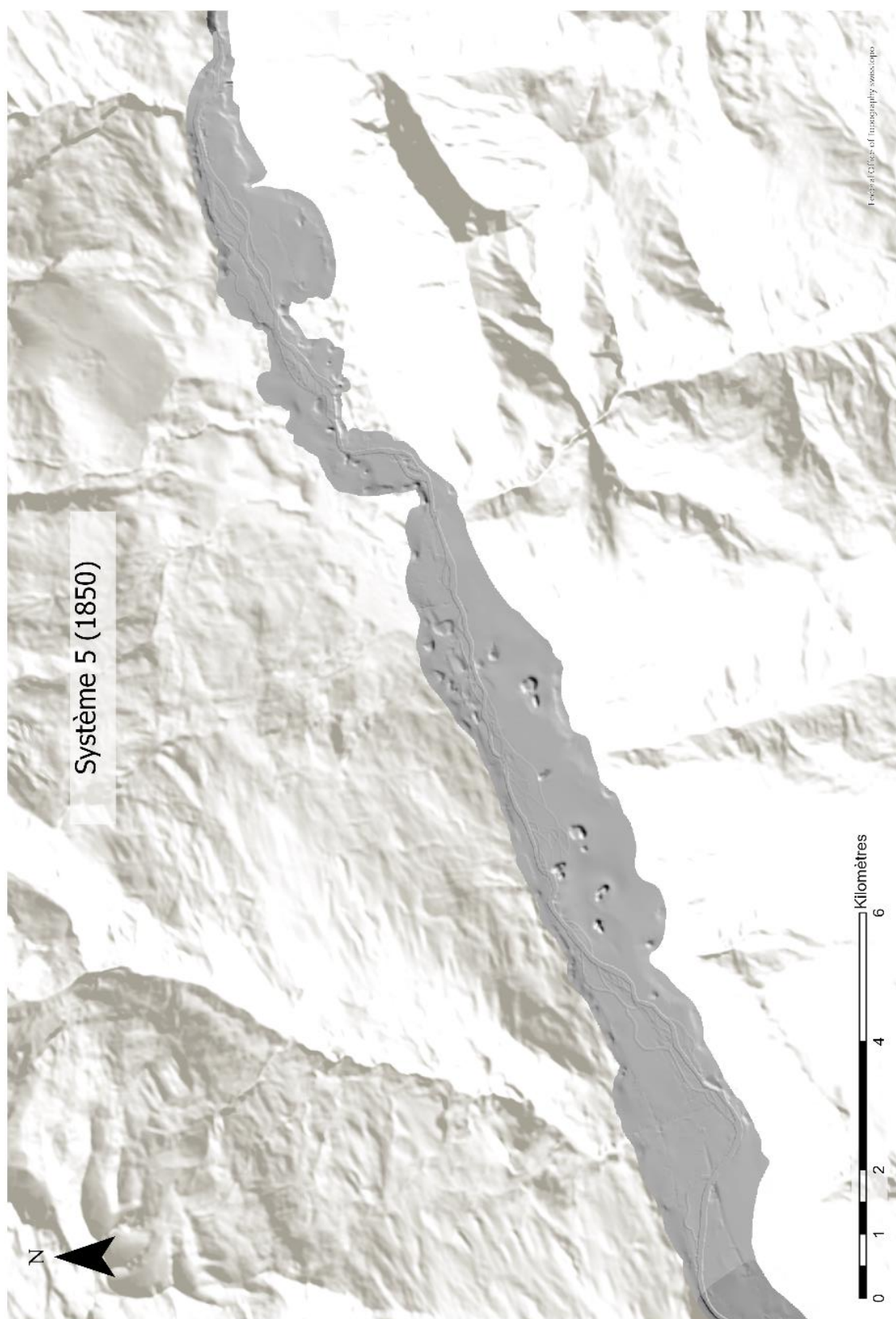
7.1.1.3. MNT historique, système 3



7.1.1.4. MNT historique, système 4



7.1.1.5. MNT historique, système 5

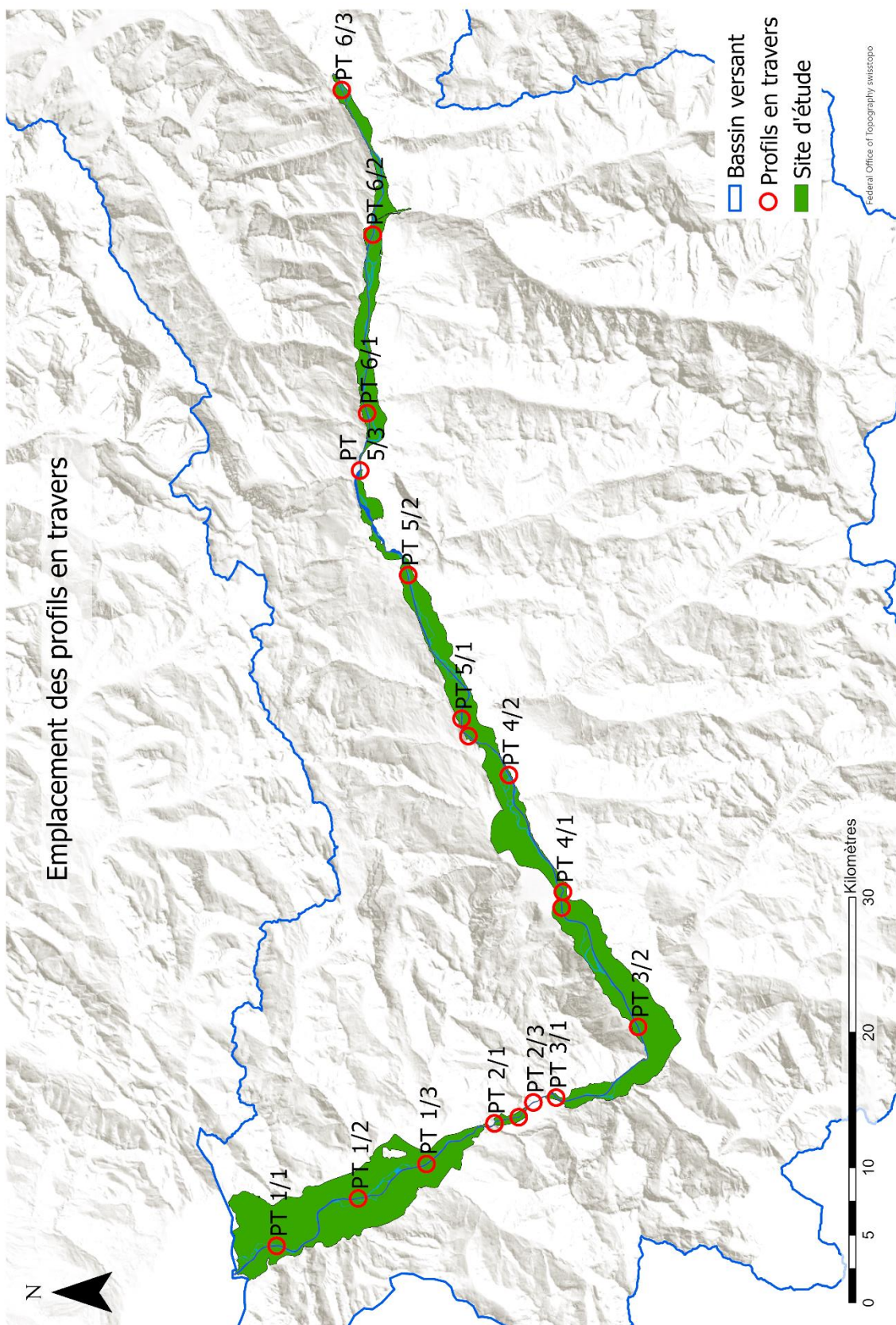


7.1.1.6. MNT historique, système 6

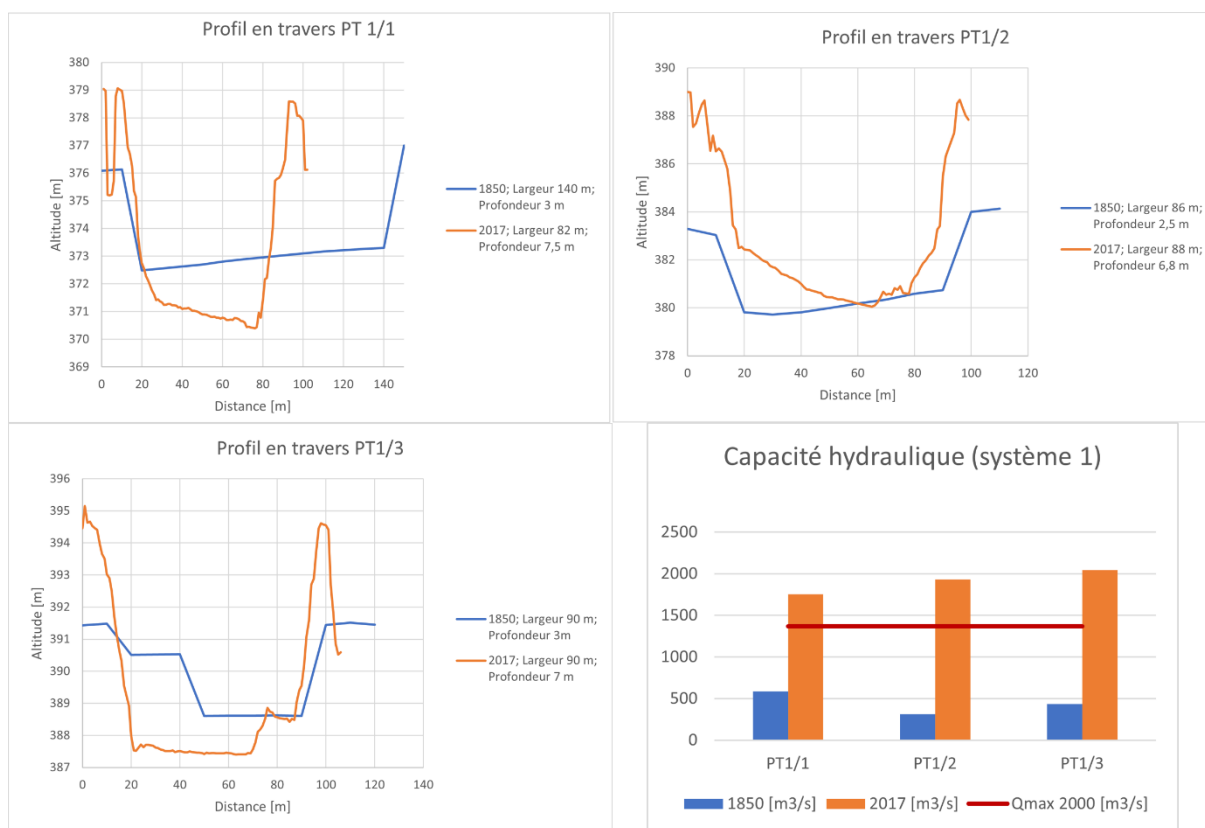


7.1.2. Géométrie fluviale (profils en travers)

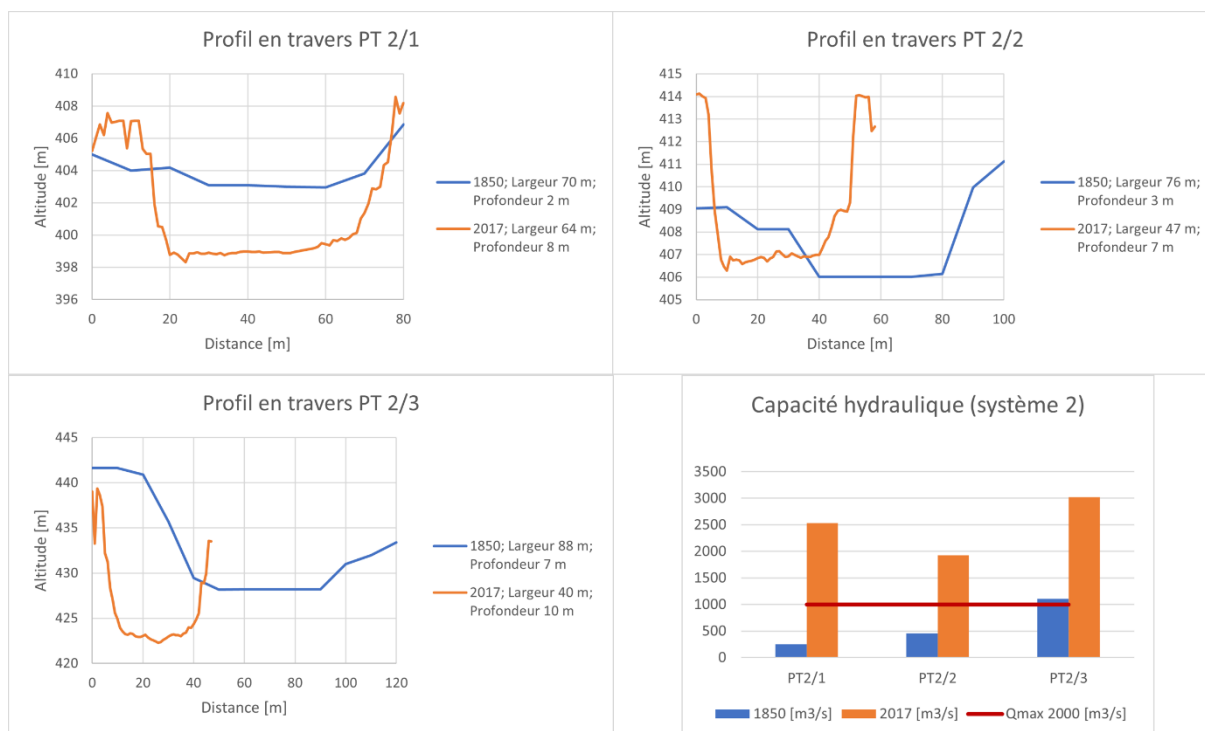
7.1.2.1. Emplacement des profils en travers



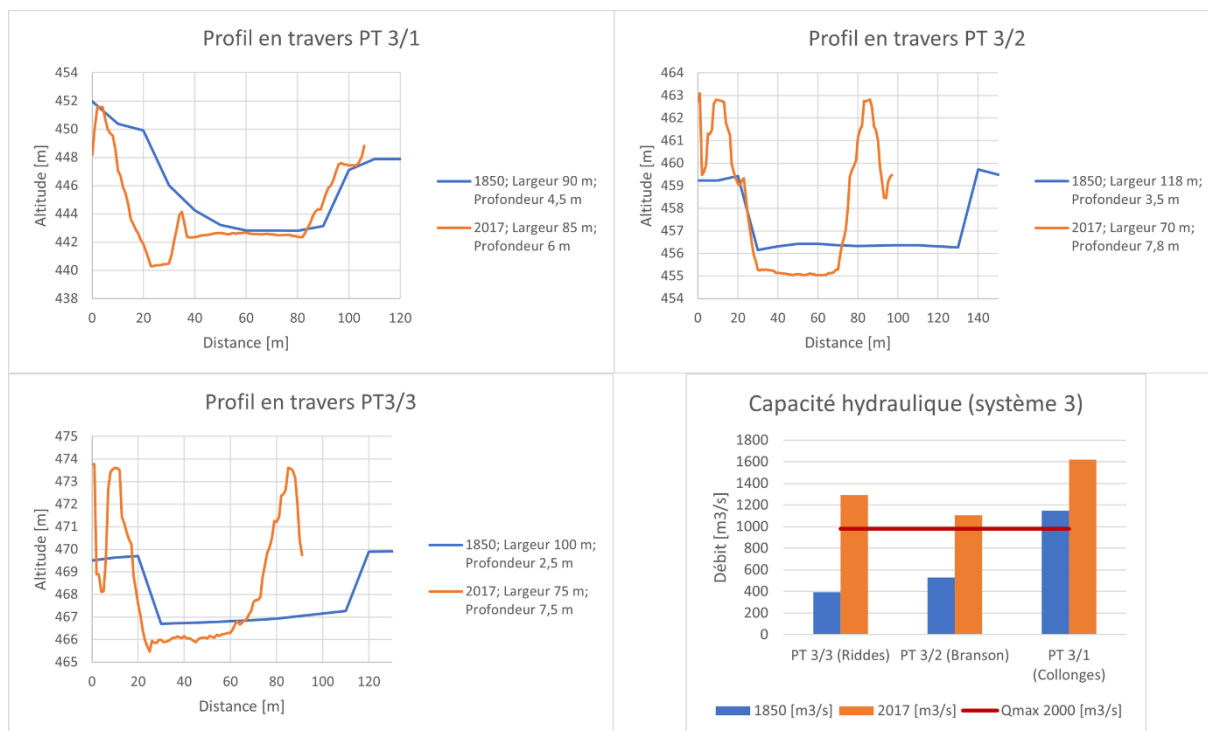
7.1.2.2. Géométrie fluviale et capacité hydraulique du système 1 (1850-2017)



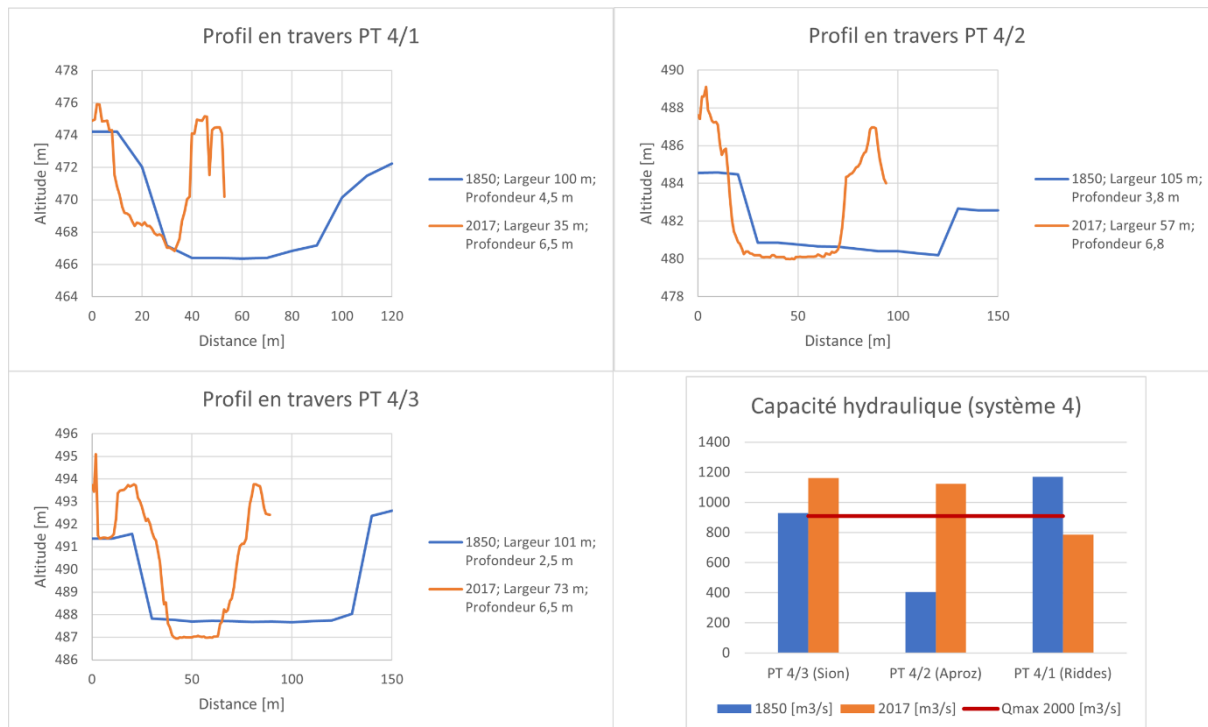
7.1.2.3. Géométrie fluviale et capacité hydraulique du système 2 (1850-2017)



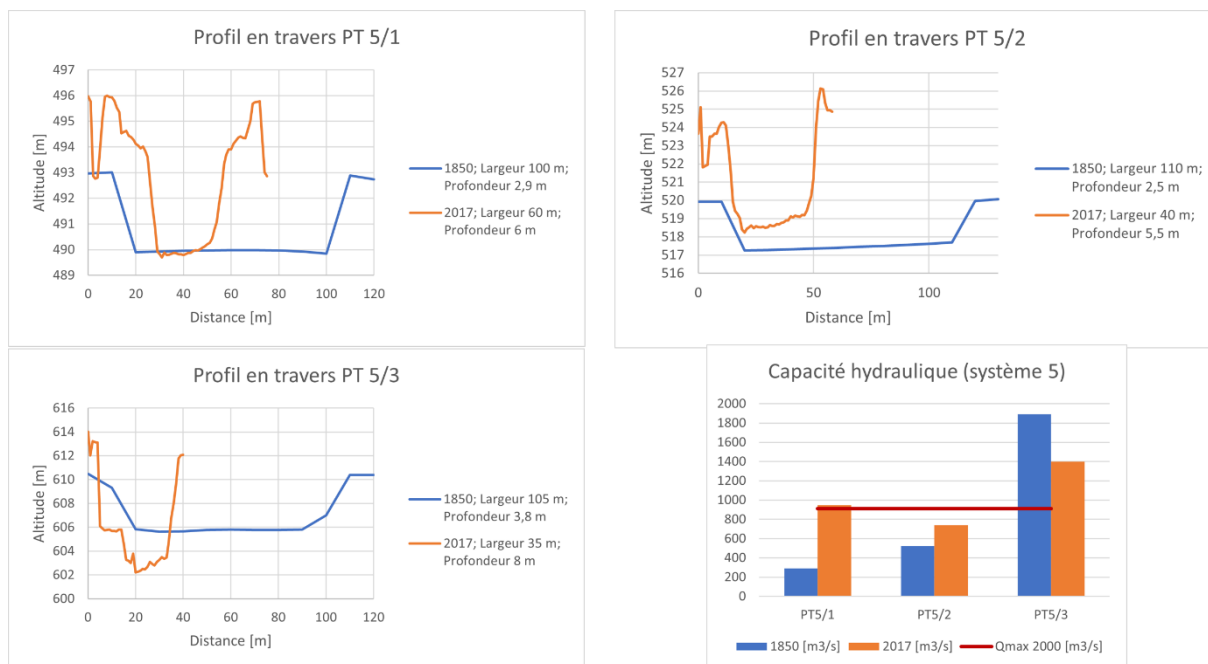
7.1.2.4. Géométrie fluviale et capacité hydraulique du système 3 (1850-2017)



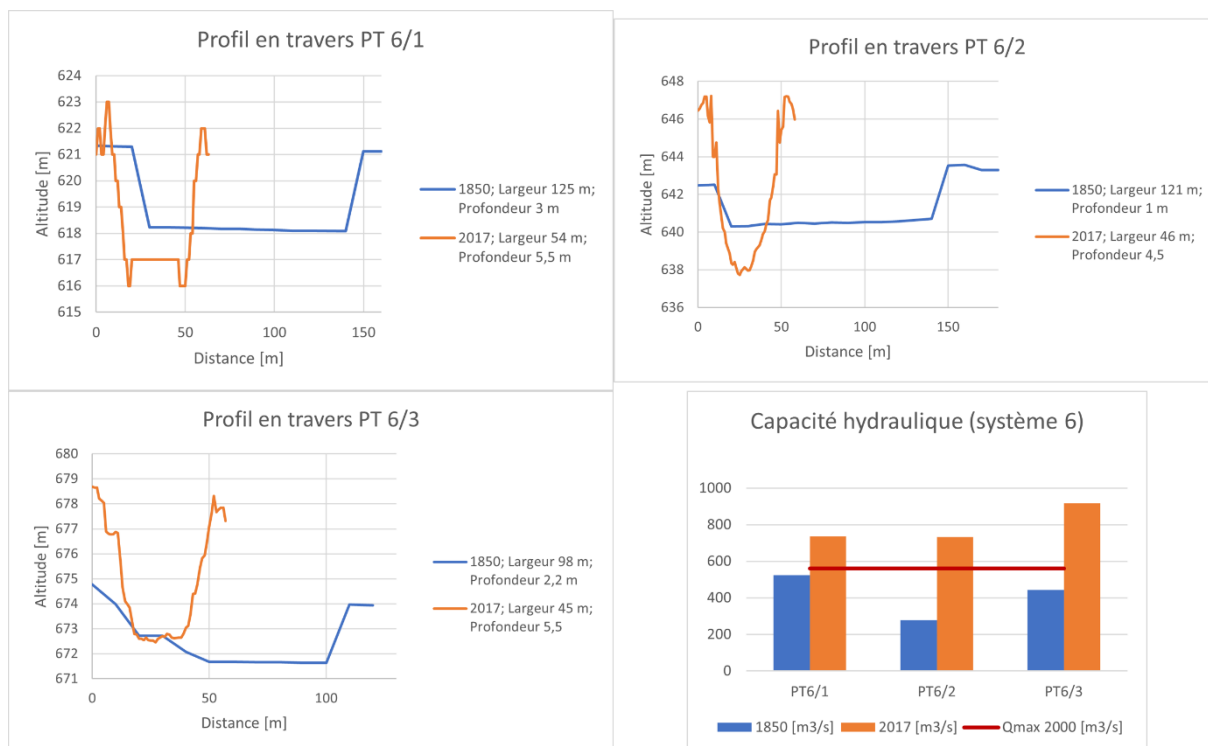
7.1.2.5. Géométrie fluviale et capacité hydraulique du système 4 (1850-2017)



7.1.2.6. Géométrie fluviale et capacité hydraulique du système 5 (1850-2017)



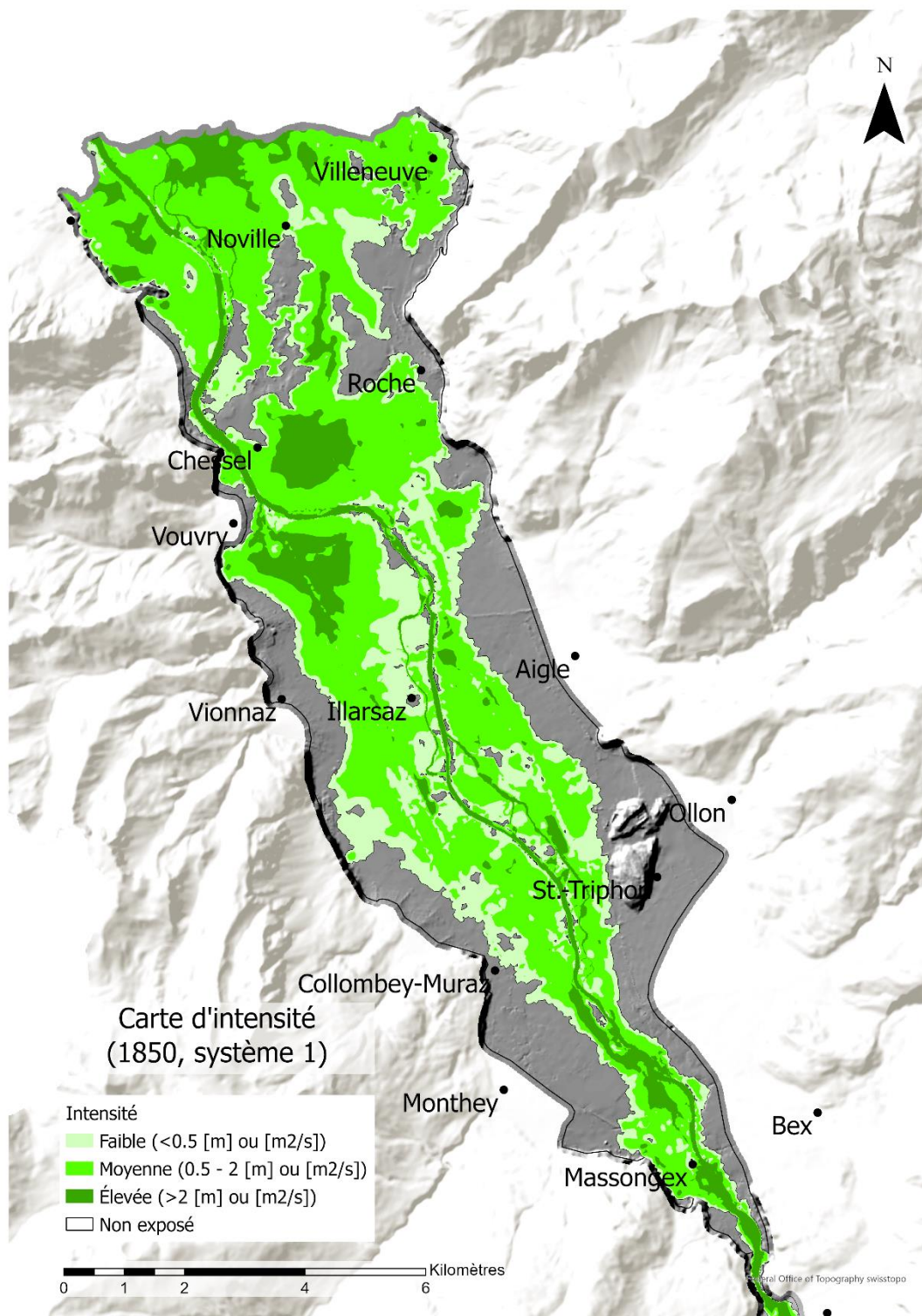
7.1.2.7. Géométrie fluviale et capacité hydraulique du système 6 (1850-2017)



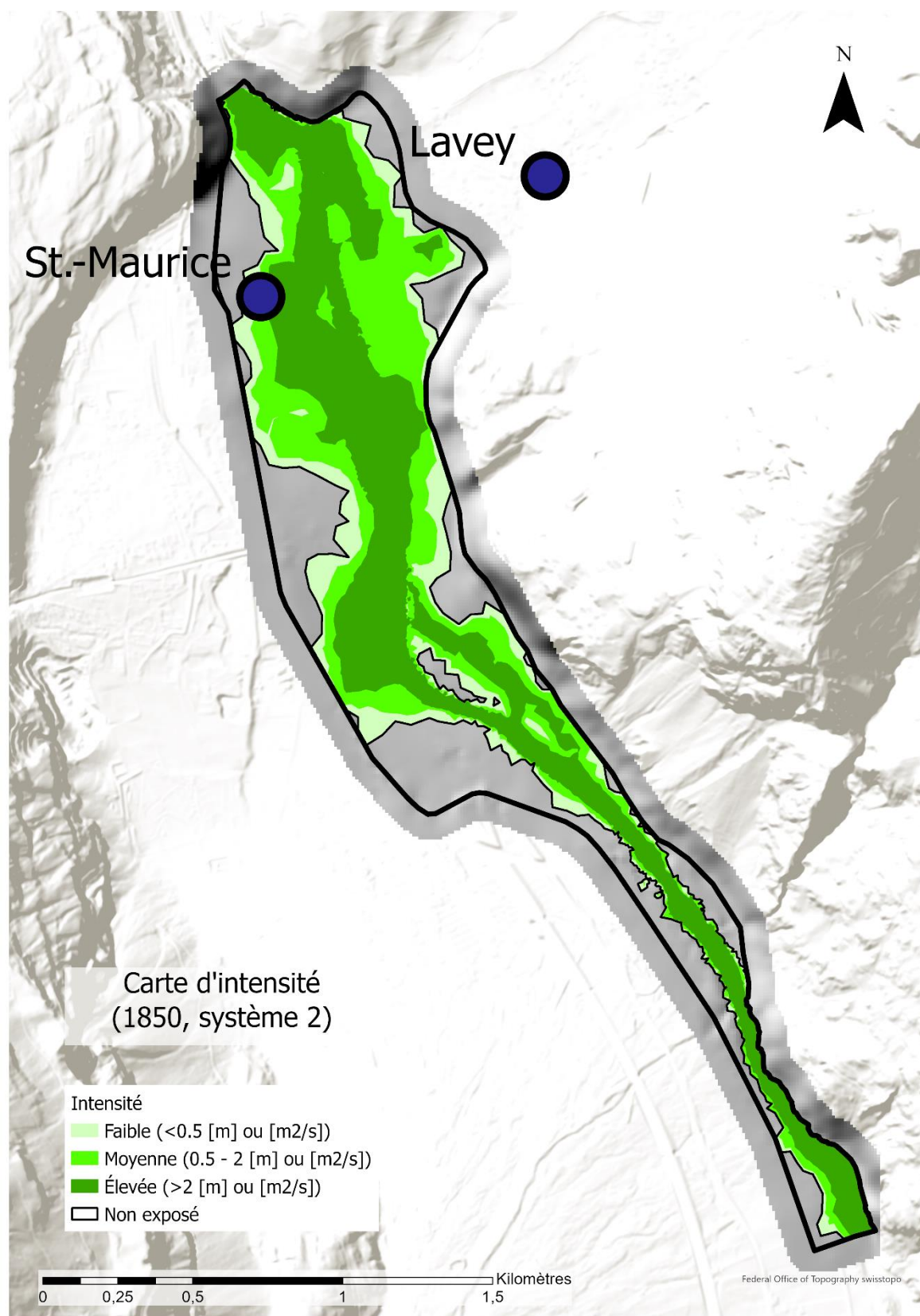
7.2. Cartes d'intensité

7.2.1. État historique (1850)

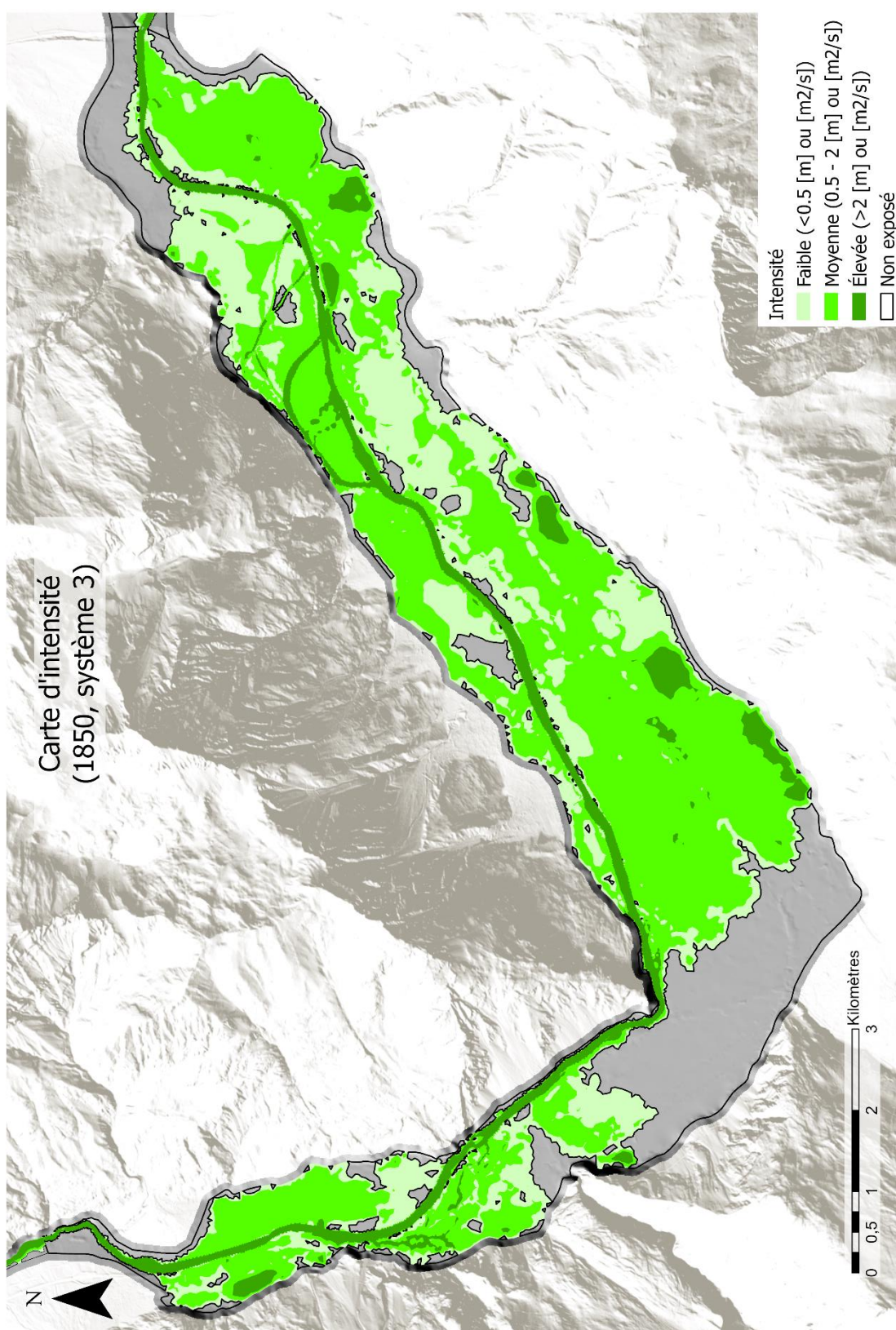
7.2.1.1. Carte d'intensité (système 1, 1850)



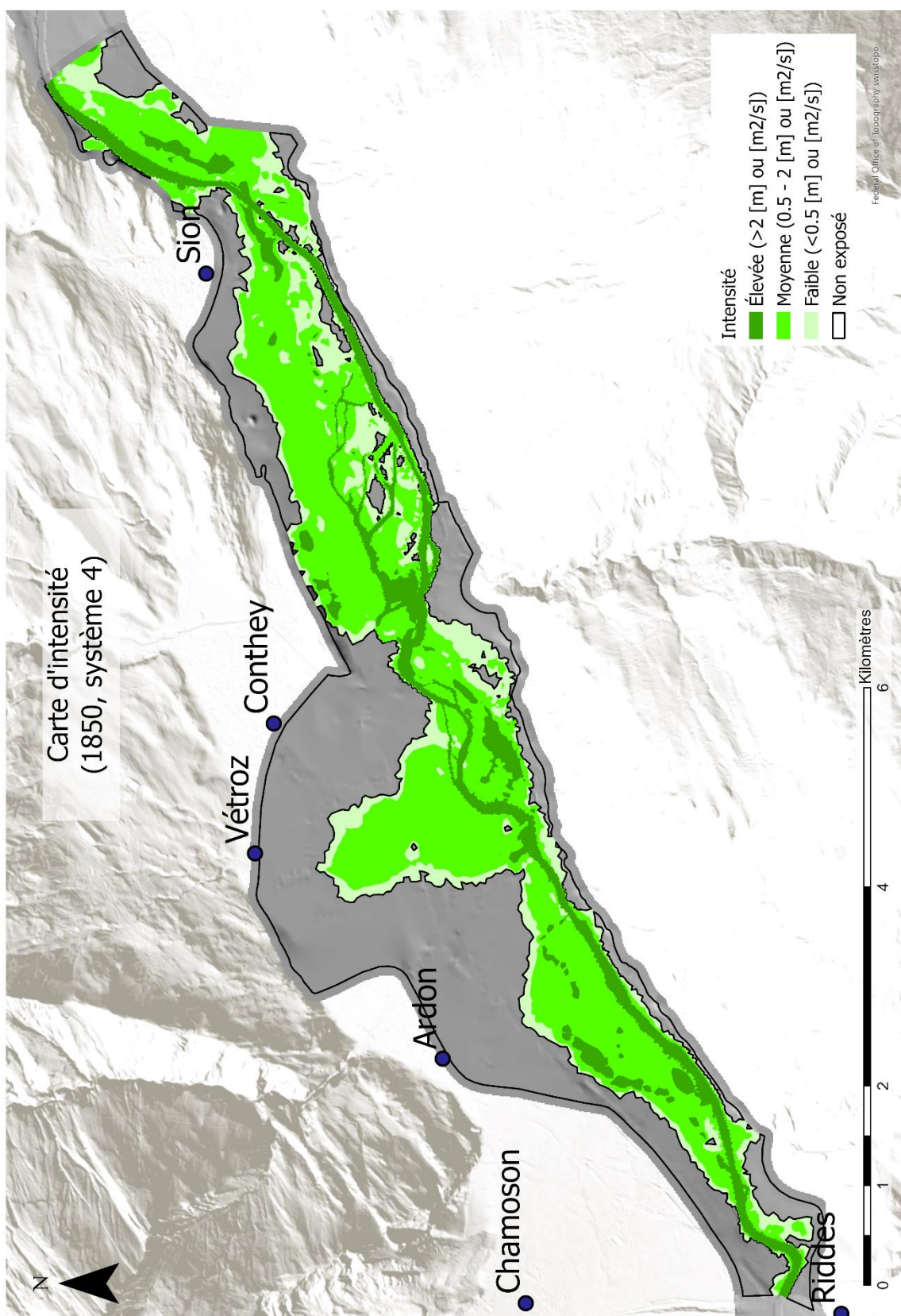
7.2.1.2. Carte d'intensité (système 1, 1850)



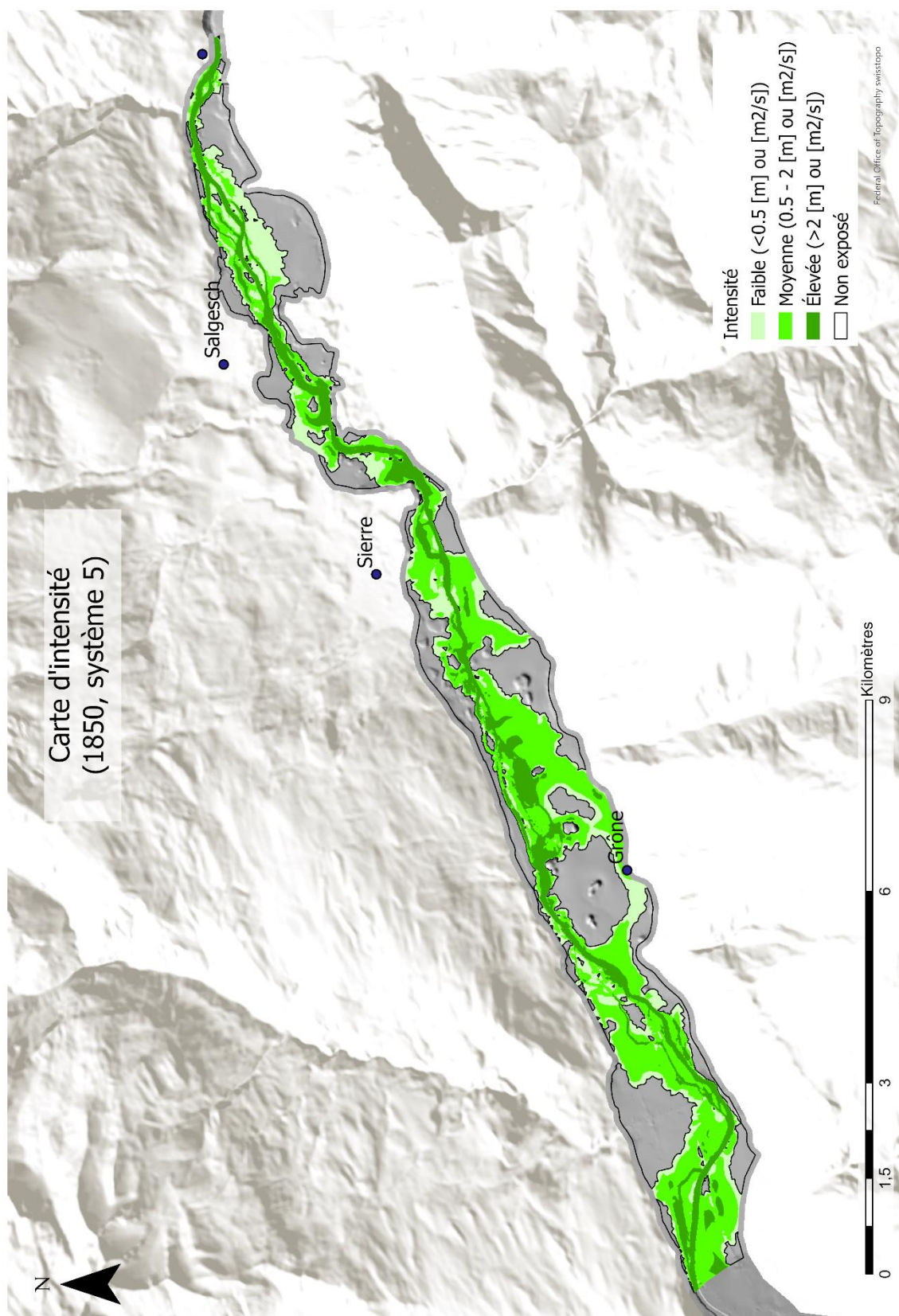
7.2.1.3. Carte d'intensité (système 1, 1850)



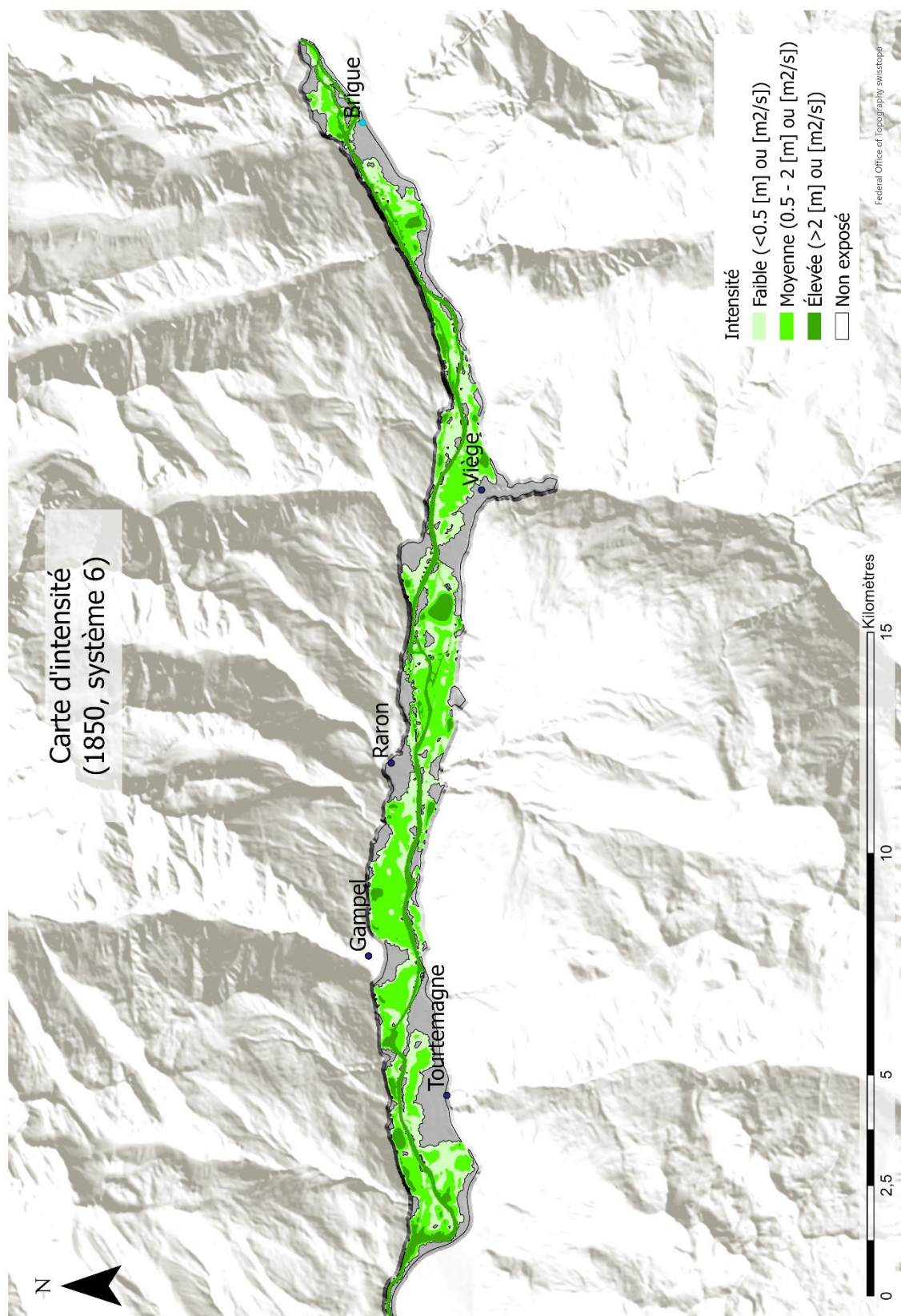
7.2.1.4. Carte d'intensité (système 1, 1850)



7.2.1.5. Carte d'intensité (système 1, 1850)

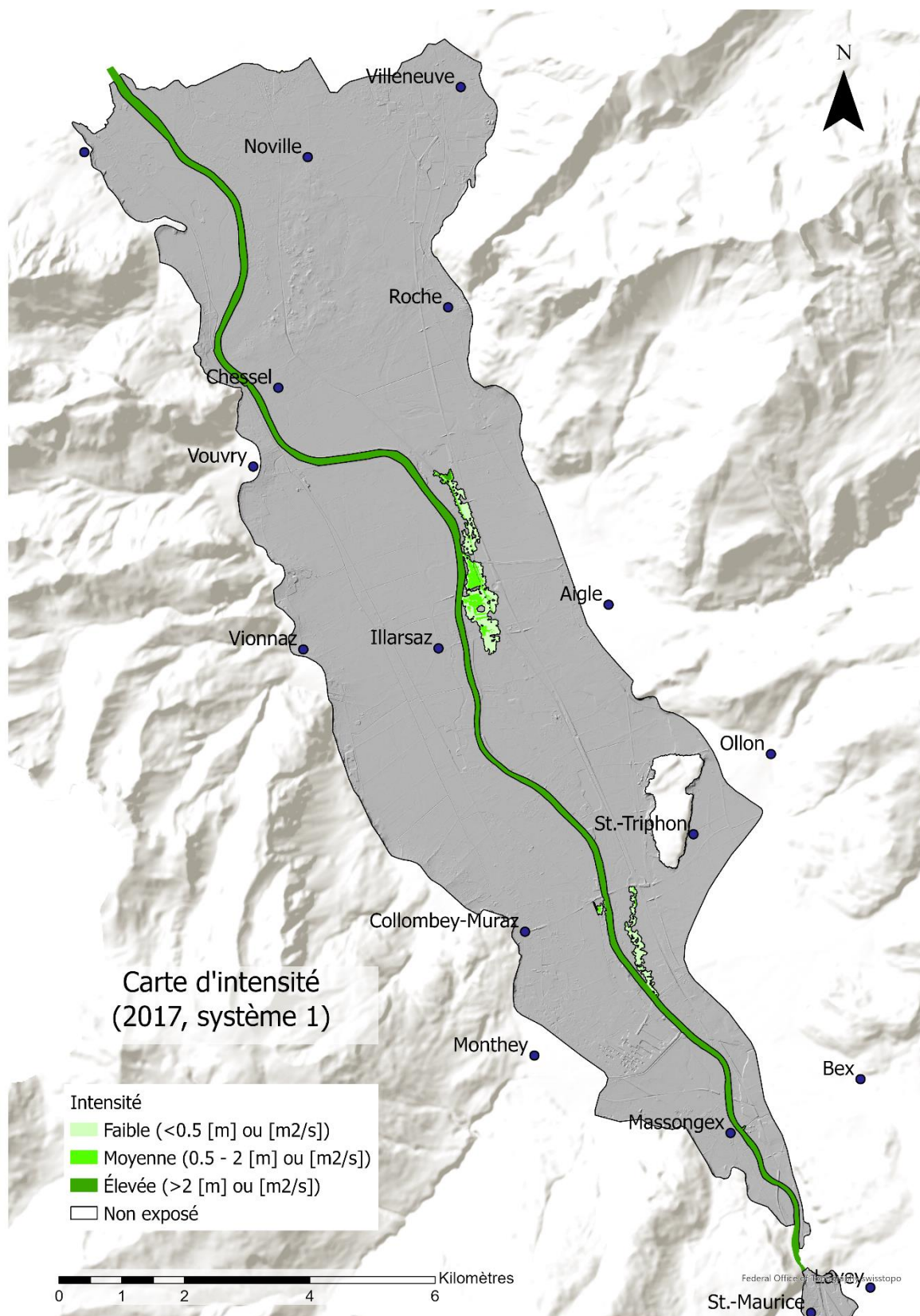


7.2.1.6. Carte d'intensité (système 1, 1850)

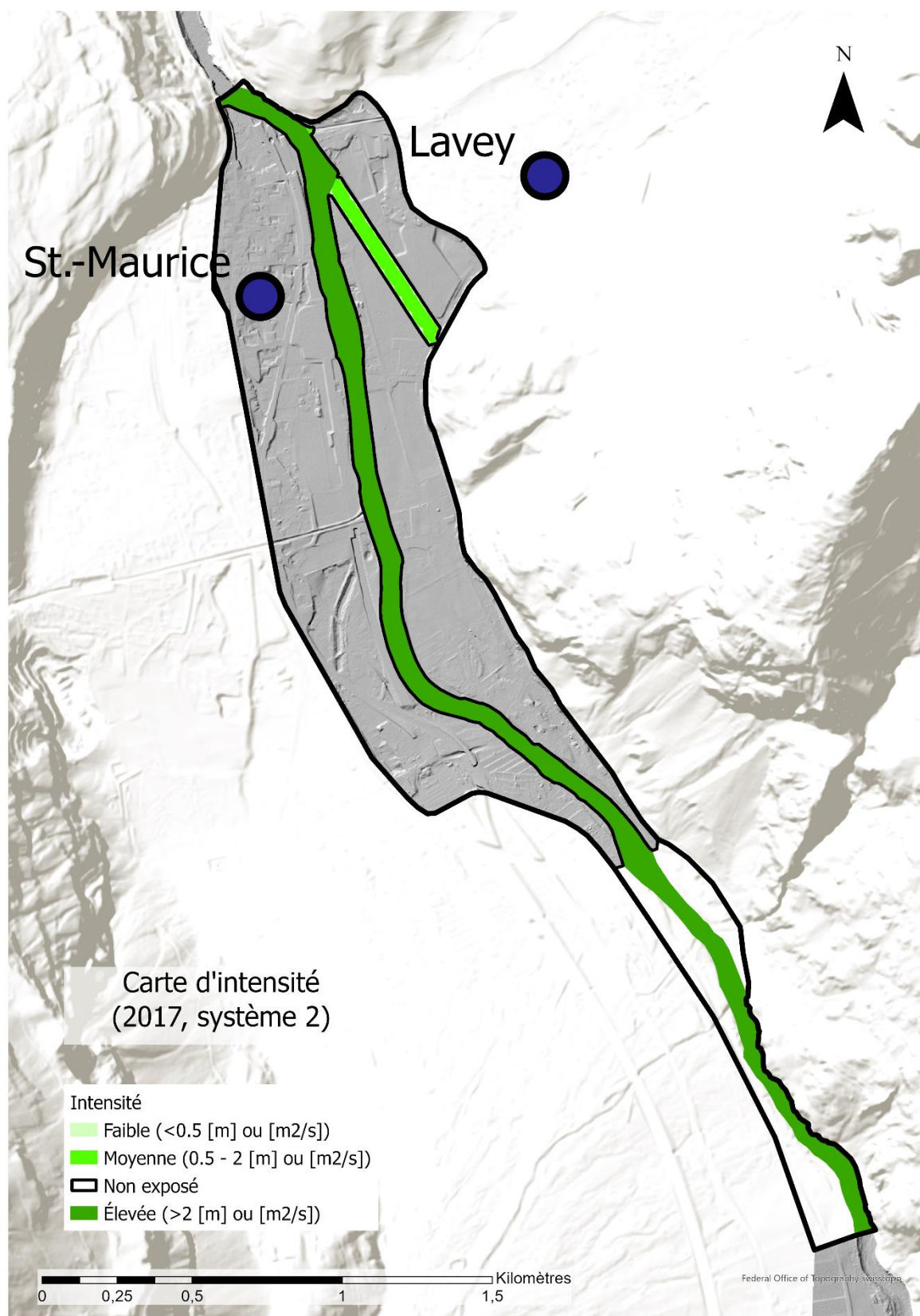


7.2.2. État actuel (2017)

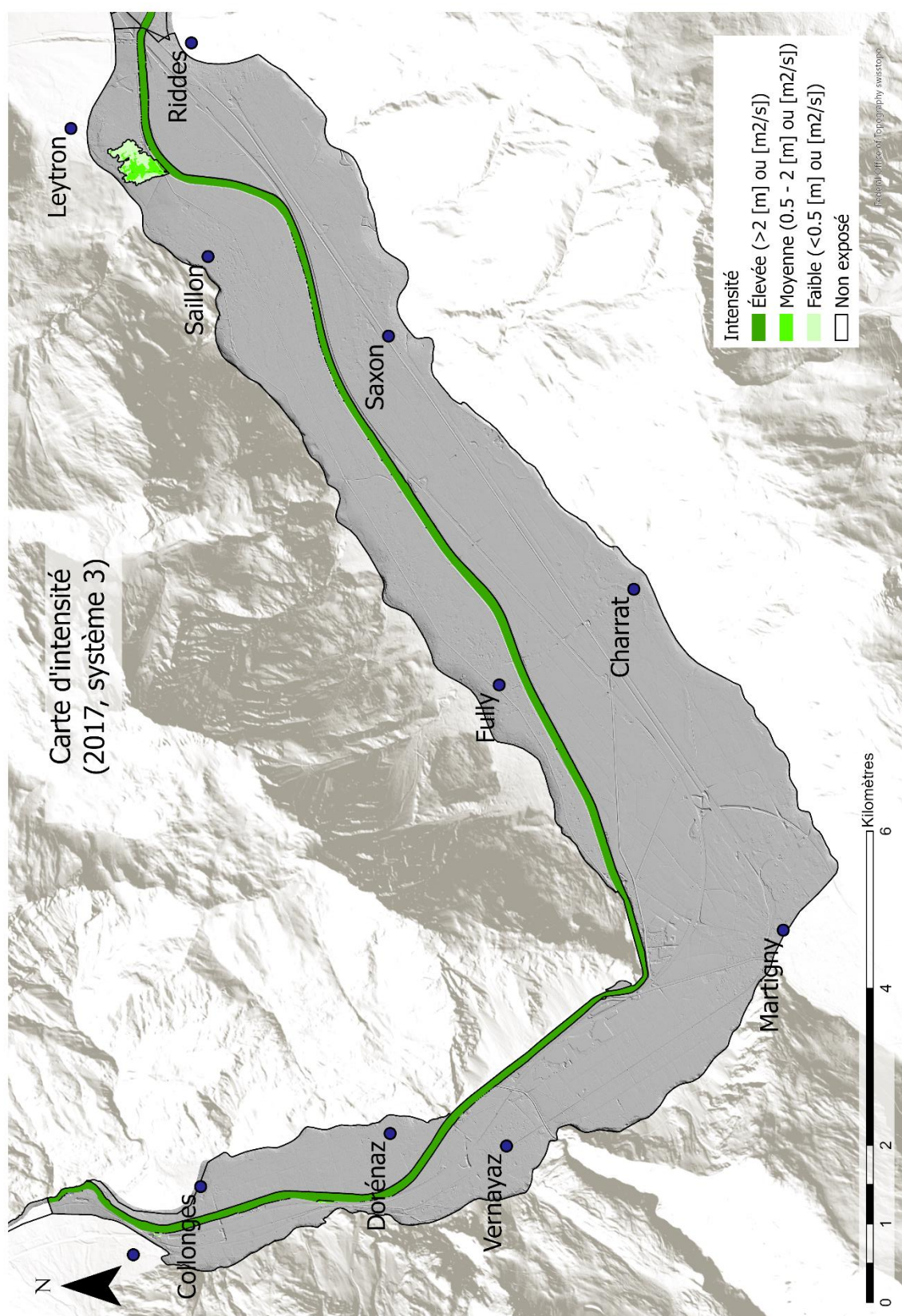
7.2.2.1. Carte d'intensité (système , 2017)



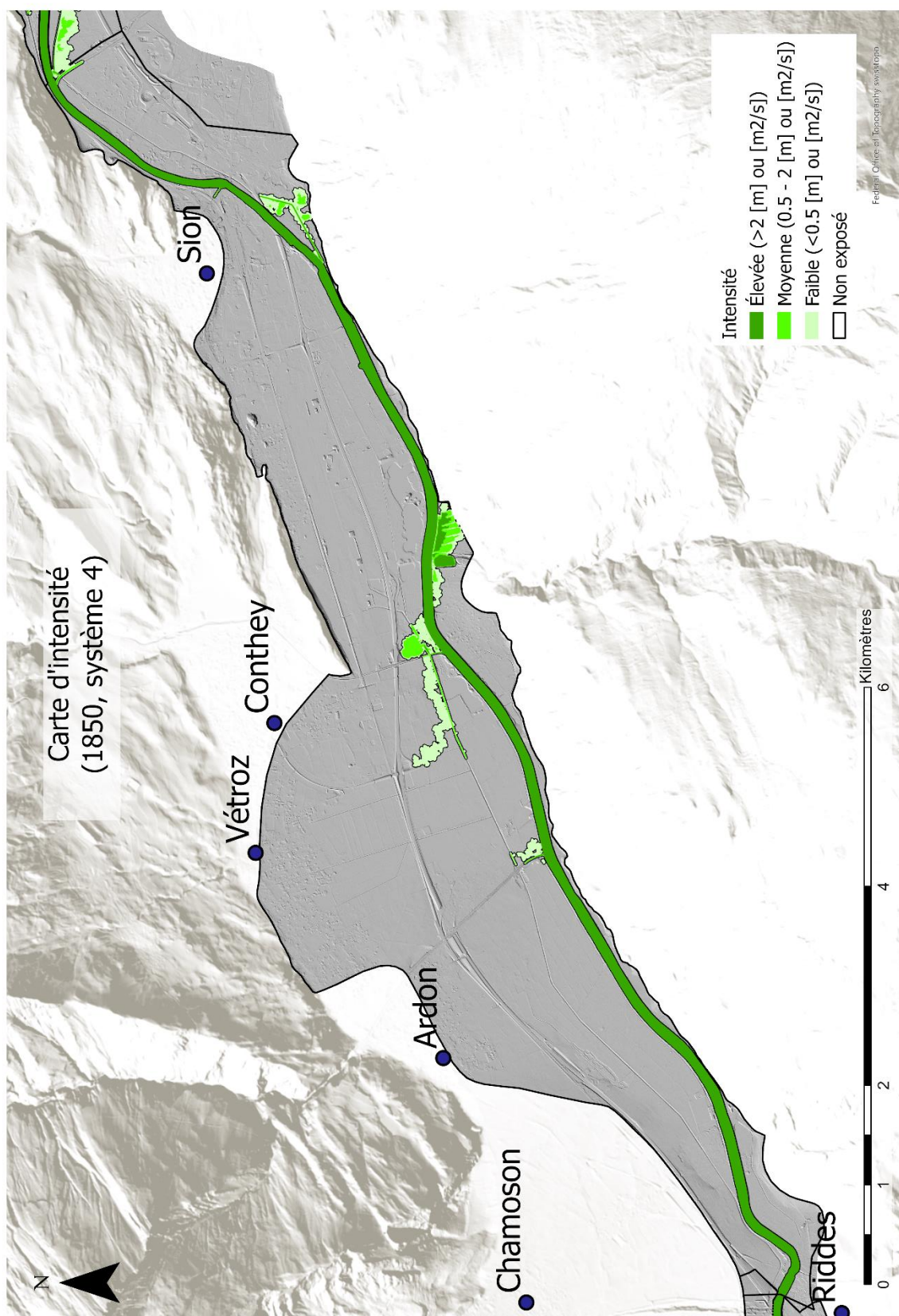
7.2.2.2. Carte d'intensité (système , 2017)



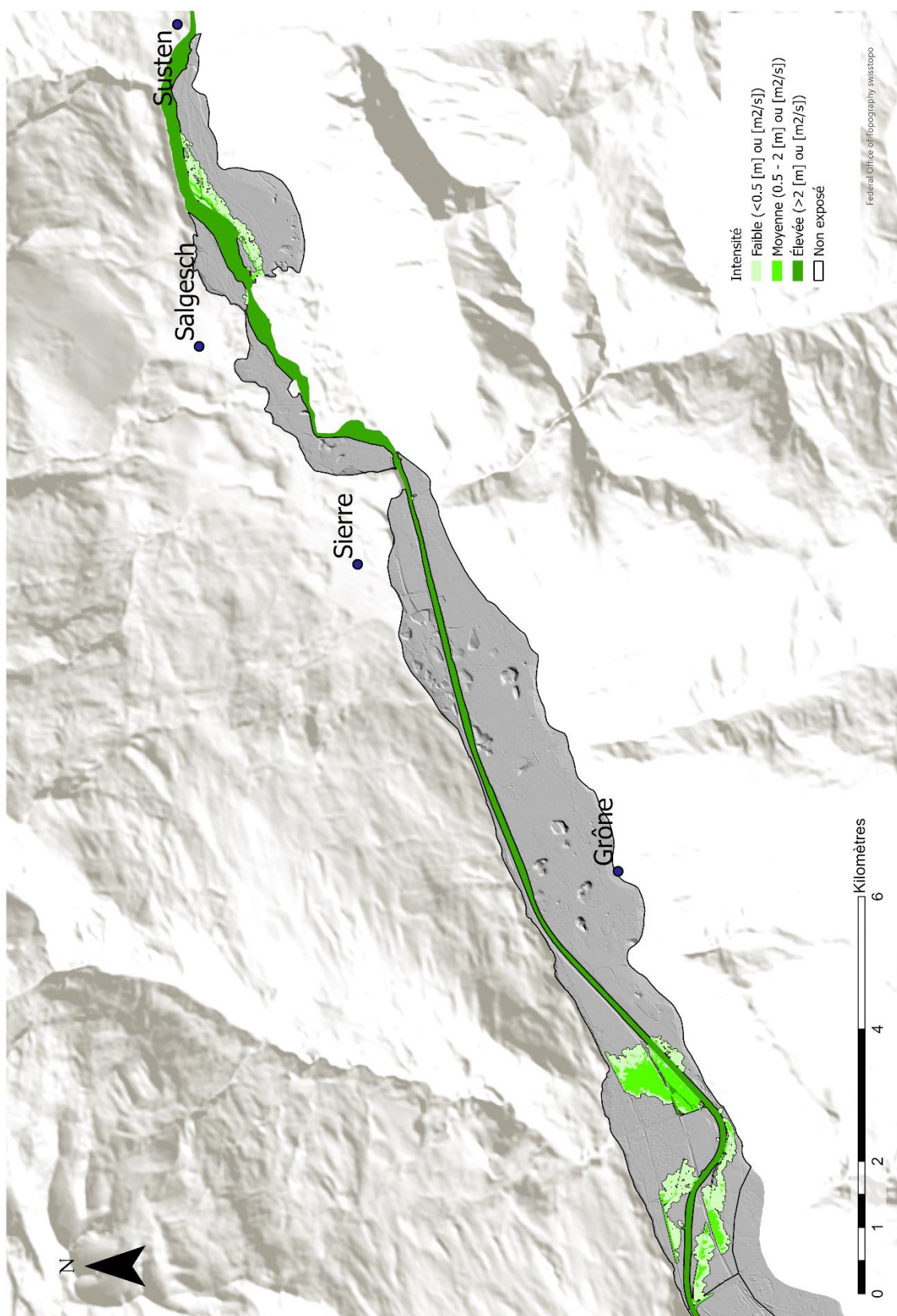
7.2.2.3. Carte d'intensité (système , 2017)



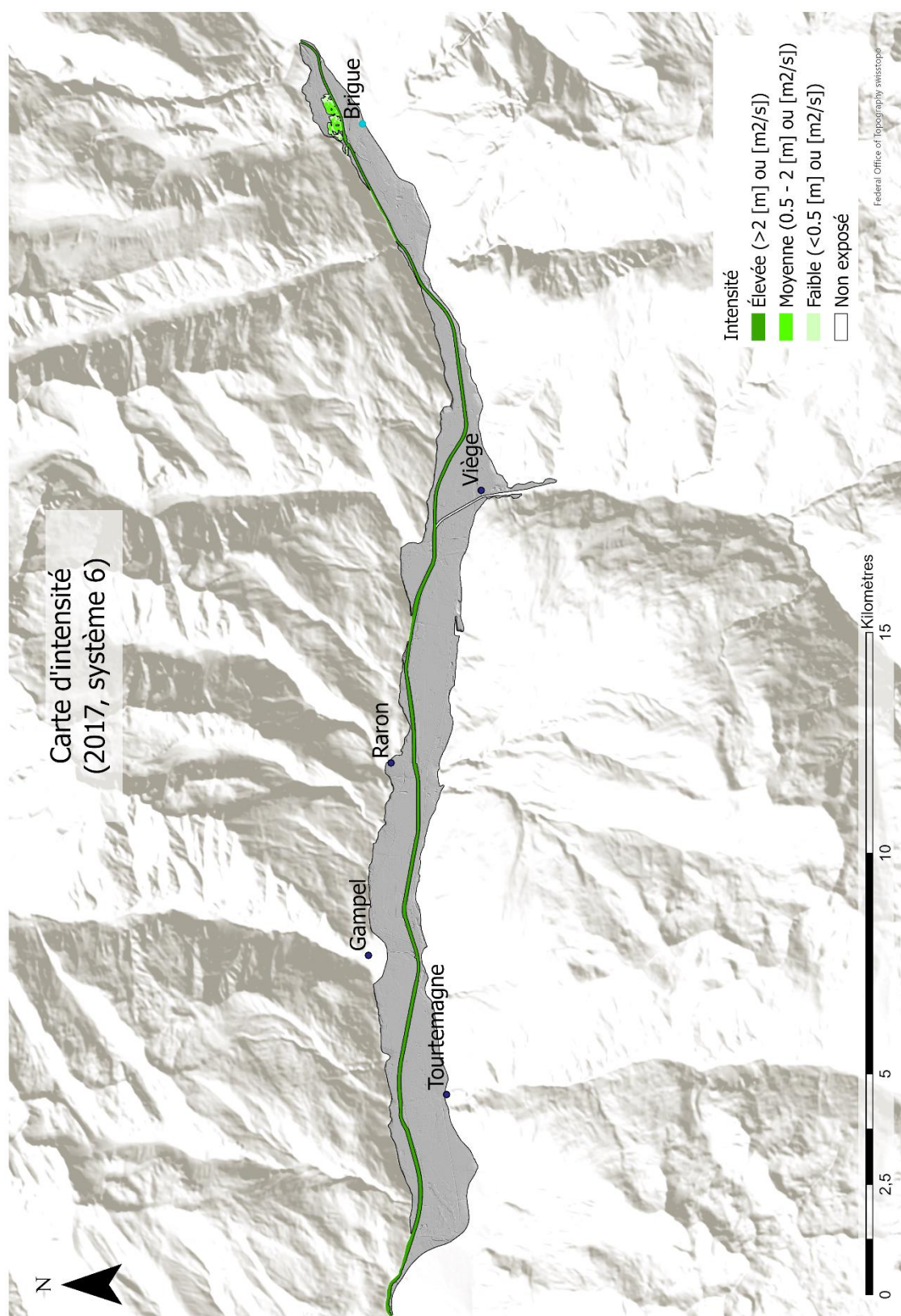
7.2.2.4. Carte d'intensité (système , 2017)



7.2.2.5. Carte d'intensité (système , 2017)



7.2.2.6. Carte d'intensité (système , 2017)



7.3. Inondations d'octobre 2000

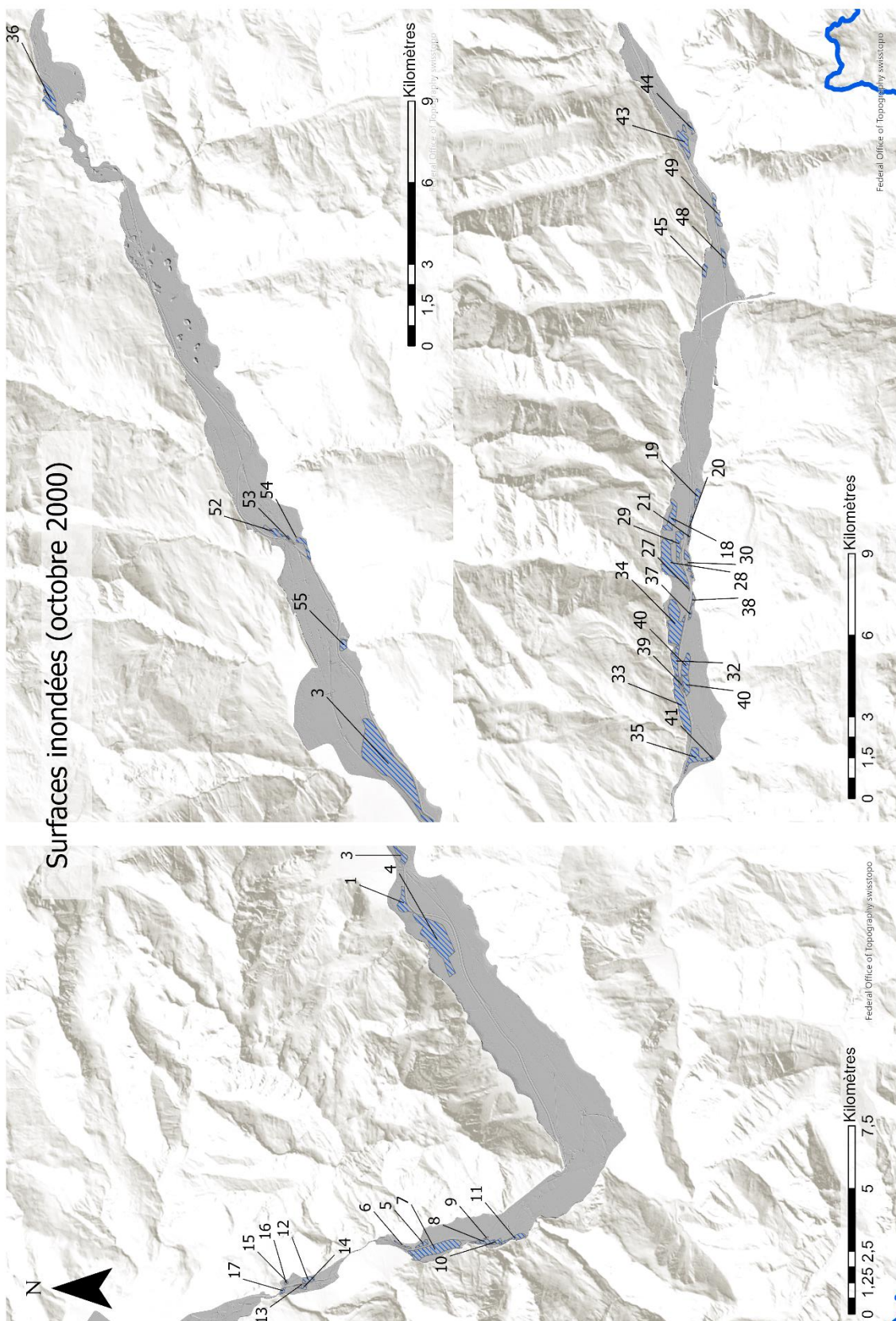


Tableau 17 : tableau des caractéristiques des surfaces inondées en octobre 2000

no ID	Surface (m2)	Surface (ha)	Processus
1	324569	32	rupture digue
2	986	0	rupture digue
3	2419176	242	rupture digue
4	1437638	144	capacité
5	69653	7	refoulement
6	26509	3	capacité
7	717983	72	capacité
8	81092	8	refoulement
9	2934	0	refoulement
10	69001	7	refoulement
11	103557	10	refoulement
12	73506	7	capacité
13	7441	1	capacité
14	23870	2	refoulement
15	2433	0	refoulement
16	9503	1	refoulement
17	28294	3	capacité
18	375325	38	capacité
19	71662	7	capacité
20	32578	3	capacité
21	6134	1	capacité
22	15667	2	capacité
23	30209	3	refoulement
24	3824	0	capacité
25	202598	20	refoulement
26	977	0	refoulement
27	3605	0	refoulement
28	499229	50	canal refoulement
29	107532	11	capacité
30	64112	6	refoulement
31	13246	1	refoulement
32	174151	17	capacité
33	466574	47	capacité
34	730517	73	capacité
35	251456	25	refoulement
36	486194	49	rupture digue
37	32730	3	capacité
38	29561	3	capacité
39	18294	2	embâcle
40	221040	22	embâcle
41	31911	3	refoulement
42	2097	0	capacité
43	196049	20	refoulement
44	21087	2	refoulement

7 Annexes

45	116897	12	capacité
46	226205	23	hors plaine
47	475409	48	hors plaine
48	69292	7	percolation digue
49	368022	37	capacité
50	138291	14	hors plaine
51	140654	14	hors plaine
52	102923	10	refoulement
53	22104	2	refoulement
54	75984	8	refoulement
55	38867	4	

Erklärung

gemäss Art. 30 RSL Phil.-nat. 18

Name/Vorname:

Matrikelnummer:

Studiengang:

Bachelor ☐

Master ☐

Dissertation ☐

Titel der Arbeit:

LeiterIn der Arbeit:

Ich erkläre hiermit, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäss aus Quellen entnommen wurden, habe ich als solche gekennzeichnet. Mir ist bekannt, dass andernfalls der Senat gemäss Artikel 36 Absatz 1 Buchstabe r des Gesetzes vom 5. September 1996 über die Universität zum Entzug des auf Grund dieser Arbeit verliehenen Titels berechtigt ist.

Für die Zwecke der Begutachtung und der Überprüfung der Einhaltung der Selbständigkeitserklärung bzw. der Reglemente betreffend Plagiate erteile ich der Universität Bern das Recht, die dazu erforderlichen Personendaten zu bearbeiten und Nutzungshandlungen vorzunehmen, insbesondere die schriftliche Arbeit zu vervielfältigen und dauerhaft in einer Datenbank zu speichern sowie diese zur Überprüfung von Arbeiten Dritter zu verwenden oder hierzu zur Verfügung zu stellen.

Ort/Datum



Unterschrift