Ingénieurs-conseils

Étude des risques hydrologiques
Risque d'avalanches et onde de rupture
Projet d'aménagement du lac de Vernant
(Station de Flaine, communes de Magland et Arâches, Haute-Savoie)

1re version : octobre 2012

2e version : février 2021

mise à jour : août 2024

Table des matières

1 Objet du rapport **4**

1.1 Contexte 4

1.2 Mission 6

1.3 Démarche adoptée 6

1.4 Mise à jour 7

2 Contexte nivo-météorologique **10**

2.1 Données météorologiques 10

2.2 Conditions climatiques 11

2.2.1 Contexte général 11

2.2.2 Contexte nivométrique 15

2.2.3 Contexte des températures 19

2.3 Analyse des précipitations extrêmes 21

2.3.1 Méthode 21

2.3.2 Résultats 21

2.4 Épaisseur du manteau neigeux 26

2.5 Changement climatique sur Flaine 29

2.5.1 Scénarios considérés 29

2.5.2 Implications des scénarios pour Flaine 30

2.6 Synthèse des valeurs et scénario de référence 37

3 Analyse du risque d'avalanche **38**

3.1 Données 38

3.2 Analyse historique 39

3.2.1 Analyse de la CLPA 39

3.2.2 Analyse des événements reportés dans l'EPA 42

3.2.3 Analyse des témoignages 42
3.3 Analyse experte 45
3.3.1 Situation générale 45
3.3.2 Activité par secteur 49
3.3.3 Groupe A 49
3.3.4 Groupe B 51
3.3.5 Groupe C 51

4 Analyse par simulation numérique des avalanches 52
4.1 Principe et hypothèses du calcul 52
4.1.1 Modèle utilisé pour le calcul 52
4.1.2 Paramètres utilisés pour le calcul 53
4.1.3 Hypothèses et rendu du calcul 54
4.2 Résultats des simulations numériques 58
4.2.1 Avalanches rares (trentennales $T \sim 30$ ans) 58
4.2.2 Avalanches exceptionnelles (centennales $T \sim 100$ ans) 58
4.2.3 Avalanches maximales vraisemblables (tri-centennales $T \sim 300$ ans) . 58

5 Vagues 65
5.1 Principes et hypothèses du calcul 65
5.1.1 Considérations générales 65
5.1.2 Bathymétrie et topographie 66
5.1.3 Conditions initiales 66
5.1.4 Conditions aux limites 66
5.1.5 Résolution numérique 70
5.1.6 Surface englacée du lac 70
5.2 Résultats 72
5.2.1 Amplitude de la vague 72
5.2.2 Transfert d'énergie 77
5.2.3 Risque de surverse 78
5.3 Synthèse 79

6 Synthèse de l'étude 80
6.1 Changements apportés à l'étude de 2012 80
6.2 Limites de l'étude 80
6.3 Conclusions 81

Chapitre 1

Objet du rapport

1.1 Contexte

Le Syndicat Intercommunal de Flaine veut connaître le risque hydraulique encouru par le projet d'extension de la retenue de Vernant. L'aménagement est notamment soumis à un risque d'avalanche (emprise CLPA n^{os} 22 et 23). Les avalanches peuvent entrer dans la retenue et causer la formation d'une vague d'impulsion, qui peut submerger la digue.

Le présent rapport vise à étudier le risque d'avalanche sur le projet de retenue et le risque corollaire d'une vague d'impulsion.

Le secteur d'étude est montré à la figure 1.1.

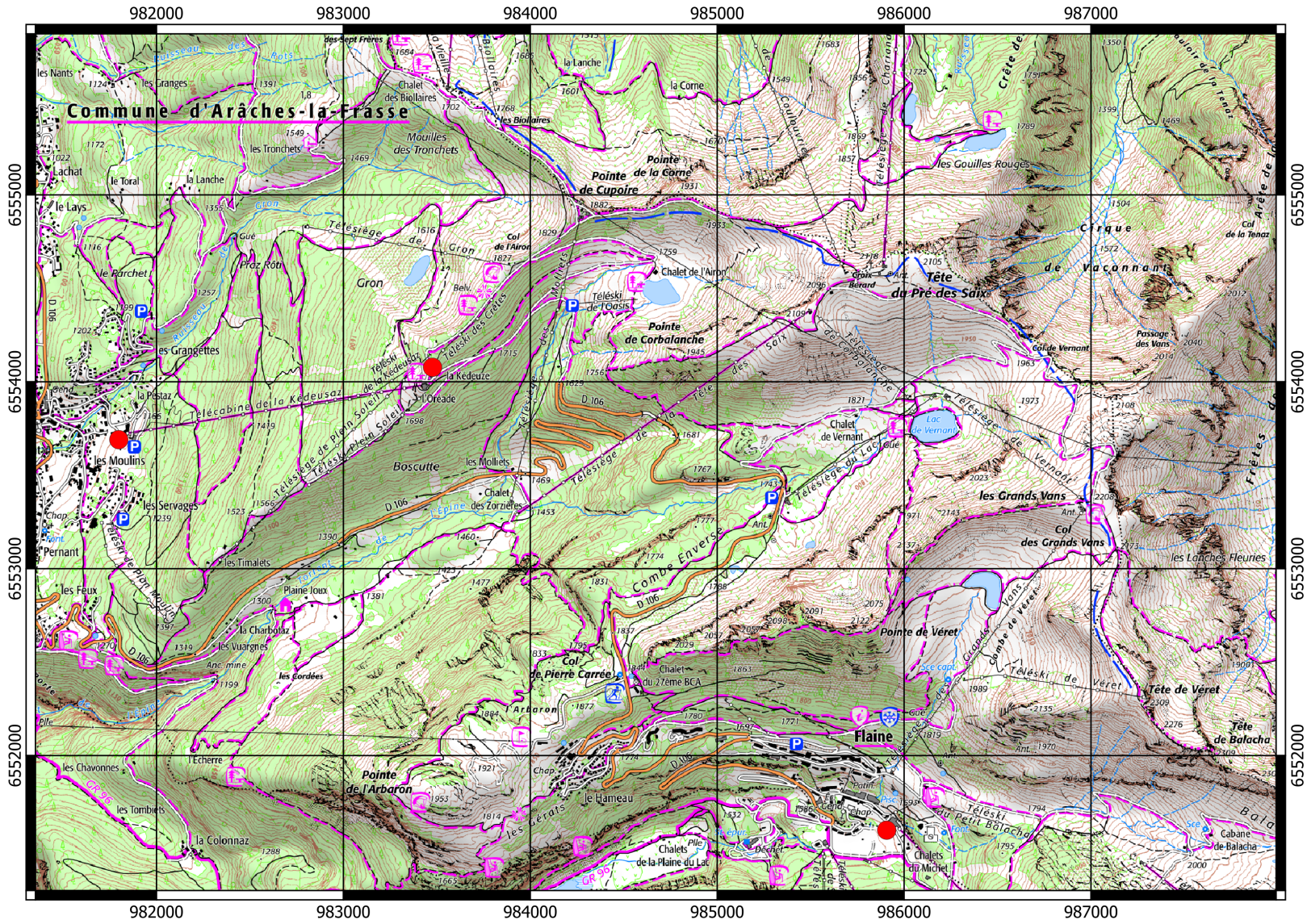


Figure 1.1 – Localisation du secteur d'étude sur le fond topographique 1 : 25 000 de l'IGN. © IGN (géoportail). Les trois points rouges indiquent la position des postes nivo-météorologiques utilisés dans l'étude. Coordonnées RGF93.

1.2 Mission

La mission demandée à Toraval est :

- de diagnostiquer les risques d'avalanches sur la retenue de Vernant ;
- d'estimer la vague d'impulsion causée par l'entrée d'une avalanche ;
- de calculer l'onde de crue générée par la rupture de digue ;
- de proposer des solutions de protection paravalanche (le cas échéant) ;
- de dimensionner l'évacuateur de crue pour qu'il réponde aux exigences du décret du 11 décembre 2007 relatif à la sécurité des barrages.

La mission confiée à Toraval s'est étalée sur plusieurs années. Deux rapports ont déjà été produits (octobre 2012 et novembre 2021), et ce troisième rapport est une mise à jour de l'étude. Nous rappelons le principe général de la démarche au § 1.3, puis au § 1.4 nous énumérons les changements apportés à l'étude et les raisons de ces changements.

1.3 Démarche adoptée

Pour remplir cette mission, nous avons adopté la démarche usuelle développée par Toraval pour ce type d'étude, fondée sur :

- une *caractérisation de la nivométrie locale*, notamment à travers la recherche entre intensité et fréquence des chutes de neige. L'objectif est de déterminer l'épaisseur de neige au sol et le cumul de neige qu'il peut tomber pendant une durée variable (allant de la journée à la semaine) en fonction de la période de retour ;
- une *formalisation du savoir local*. À partir d'un dépouillement critique des données recueillies dans les bases de données d'avalanche (carte de localisation des phénomènes d'avalanches, plan d'intervention pour le déclenchement des avalanches), d'une enquête auprès du service des pistes, nous avons cherché à déterminer les événements historiques connus et leurs caractéristiques principales (emprise, dommage, fréquence, forme d'écoulement, contexte nivo-météorologique). De là, nous avons pu établir de manière empirique et sommaire une relation grossière entre fréquence et intensité des phénomènes majeurs du site ;
- une *analyse experte du site*. En s'aidant des observations faites lors de notre visite de terrain et en s'appuyant sur une analyse de photographies aériennes (photo-interprétation), nous avons analysé les traces dans la végétation et les formes du relief qui peuvent jouer favorablement ou défavorablement sur l'activité avalancheuse (en termes de départ ou d'écoulement). De là, nous avons dressé une carte de fonctionnement avalancheux du site, qui indique les zones de départ, d'écoulement, et d'arrêt ainsi que les trajectoires ;
- des *simulations numériques des avalanches*. Celles-ci permettent d'évaluer les pressions, les vitesses, et hauteurs d'écoulement des avalanches en fonction des caractéristiques de la neige (volume mobilisé, consistance) ;
- des *simulations numériques des vagues d'impulsion*. Celles-ci permettent de calculer les caractéristiques (vitesse, amplitude) des vagues et d'estimer le risque de surverse ;
- des *simulations numériques d'onde de crue*. Celles-ci permettent d'évaluer les vitesses, et hauteurs d'écoulement d'une onde de crue générée par une rupture de barrage.

1.4 Mise à jour

À la demande du maître d'œuvre, une mise à jour[1] a été réalisée sur les éléments suivants :

- **Mise à jour des données nivo-météorologiques (chap. 2).** La présente étude a complété les séries de données nivo-météorologiques sur le secteur :
  - données des postes de Flaine et des Carroz,
  - données Safran,
  - autres données (ERA5-Land et ECMWF).

  Elle a également examiné si les conditions nivométriques des cinquante dernières années pourraient être notablement modifiées par le changement climatique. À cet effet, nous avons examiné les scénarios dits TRACC (trajectoires de référence pour l'adaptation au changement climatique) formalisés par le ministère en charge de l'environnement[2] sur la base des scénarios RCP du GIEC et des simulations numériques de Météo-France.

  Par rapport à l'étude de 2012, la présente étude fournit des quantiles des précipitations extrêmes (c'est-à-dire de période de retour $T \geq 100$ ans) qui sont environ 10 % à 15 % plus petits. Cette minoration résulte d'une fréquence moindre des chutes de neige amenant plus de 25 cm sur une journée (alors même que le cumul annuel a peu évolué, ce qui veut dire qu'on a eu plus souvent de petites chutes de neige durant la dernière décennie qu'auparavant).

  Selon les scénarios TRACC, le changement climatique amènera des changements moins sévères sur le Faucigny que sur le reste des Alpes. Toutefois, l'augmentation des températures aura de profondes répercussions sur le manteau neigeux (épaisseur de neige, structure du manteau neigeux) et sur l'activité avalancheuse (fréquence et nature des avalanches). Pour les conditions nivométriques extrêmes qui nous intéressent (période de retour $T \geq 100$ ans), il est très difficile d'apprécier en quoi les quantiles changeront pour les chutes de neige extrêmes. Certaines études font état d'une augmentation de ces quantiles pour les grandes périodes de retour[3]. Nous avons ici pris le parti de ne rien changer. L'analyse statistique tend à montrer le caractère weibullien des précipitations extrêmes, mais nous avons retenu un modèle de type Gumbel, qui est statistiquement admissible pour la série de données historiques et qui va dans le sens de la sécurité (c'est-à-dire il fournit des quantiles de précipitation plus importants que le modèle de Weibull).

- **Mise à jour des simulations numériques d'avalanches (chap. 4).** De nouvelles simulations numériques ont été réalisées. Ces calculs ont été réalisés avec le code AVAC 3.2.1, qui est une évolution majeure du code AVAC 2 (qui datait de la fin des années 1990) utilisé dans l'étude de 2012. L'évolution ne concerne pas la physique du phénomène (les équations résolues sont les mêmes, et le modèle de frottement est toujours un modèle de type Voellmy), mais les techniques de résolution (notamment fondées sur un maillage adaptatif), qui permettent de travailler avec des mailles fines. Ici, le maître d'œuvre nous a fourni un modèle numérique de terrain (MNT) avec un pas de 50 cm.

1. Un premier rapport intitulé « Étude des risques hydrologiques – Risque d'avalanches et onde de rupture Projet d'aménagement du lac de Vernant » a été remis au maître d'ouvrage en octobre 2012 ; une premise mise à jour avait été rendue en novembre 2021 afin de prendre en compte l'augmentation du volume de la retenue projetée.

2. Voir www.drias-climat.fr/

3. Le Roux, E., G. Evin, N. Eckert, J. Blanchet, and S. Morin, Projection of snowfall extremes in the French Alps as a function of elevation and global warming level, *The Cryosphere*, **17**, 4691–4704, 2023.

En 2012, les calculs avaient été réalisés à partir de la photo-restitution fournie par le maître d'ouvrage, et le pas du modèle numérique de terrain était de 20 m. En théorie, les calculs sont beaucoup plus précis, mais ce gain considérable de précision dans le MNT est à tempérer :

1. le modèle numérique représente le terrain nu observable en été, et non le terrain enneigé (plus lisse que celui d'été) ;
2. les codes de calcul d'avalanche sont relativement précis et robustes dans la zone d'écoulement des avalanches, une zone à forte pente où le détail de la topographie est de moindre importance par rapport à la topographie de la zone d'arrêt, mais ils sont peu précis dans la zone d'arrêt car le comportement mécanique de la neige est beaucoup plus complexe que ce que le modèle de frottement de Voellmy n'est capable de reproduire.

Et de ce fait, un gain en précision topographique ne se traduit pas par une amélioration du même ordre dans la prédiction de la distance d'arrêt des avalanches ou de leur comportement dans leur phase d'arrêt. La comparaison des deux séries de simulations 2012 et 2024 montre de petites différences, mais aucune différence n'est significative en dépit d'une diminution d'environ 15 % des volumes de neige mobilisable.

– **Mise à jour des calculs des vagues d'impulsion (chap. 5).** C'est la partie qui a le plus changé dans l'étude. Ces changements reflètent l'évolution de l'état de l'art en matière de calcul des vagues d'impulsion créées par des avalanches. Nous renvoyons le lecteur sur une note récente[4] pour un point précis sur les méthodes utilisées et les incertitudes de calcul pour les vagues d'impulsion.

  En 2012, nous avions suivi la méthode dite VAW publiée en 2008[5], et revue en 2019 par le même groupe de chercheurs[6]. Cette méthode est fondée sur des expériences de laboratoire qui simulent des vagues d'impulsion en laissant s'écouler des masses granulaires dans des bassins d'eau. Des corrélations empiriques peuvent ainsi être établies entre caractéristiques des écoulements granulaires et caractéristiques des vagues créées par l'entrée brutale des écoulements granulaires dans le bassin.

  Au cours des dernières années, il est apparu que la méthode VAW a tendance à surestimer significativement (d'un facteur 4 environ) la hauteur des vagues quand la masse volumique de l'écoulement granulaire est faible, ce qui est le cas des avalanches[7]. D'autres critiques se sont ajoutées. Même l'un des concepteurs de la méthode VAW, Valentin Heller, reconnaît que les incertitudes de calcul sont bien plus considérables que ce qui avait été initialement indiqué ; Heller[8] parle d'incertitudes jusqu'à un facteur 10 (au lieu des 30 % indiqués dans la première version de la méthode VAW). Pour Heller, la cause principale est que l'espace paramétrique qu'il faudrait explorer à travers les expériences

4. Ancey, C., Vademecum : vagues d'impulsion causées par des avalanches, pp. 21, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, 2023. Disponible depuis : www.toraval.ch/articles/2023_vague-impulsion.pdf

5. Heller, V., W.H. Hager, and H.-E. Minor, Landslide generated impulse waves in reservoirs – Basics and computation, edited by R. Boes, *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW)*, ETH Zürich, Bern, 2009.

6. Evers, F.M., V. Heller, H. Fuchs, W.H. Hager, and R.M. Boes, L*andslide-generated Impulse Waves in Reservoirs — Basics and Computation*, 2nd edition, VAW-Mitteilungen 254, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (ETHZ/VAW), Bern, 2019.

7. Zitti, G., C. Ancey, M. Postacchini, and M. Brocchini, Impulse waves generated by snow avalanches: Momentum and energy transfer to the water body, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **121**, 2399–2423, 2016.

8. Heller, V., and G. Ruffini, A critical review about generic subaerial landslide-tsunami experiments and options for a needed step change, *Earth-Science Reviews*, **242**, 104459, 2023.

de laboratoire à échelle réduite est bien trop vaste pour qu'une seule formule empirique soit à même de prédire les caractéristiques des vagues d'impulsion. À cela s'ajoute également le fait que les expériences de laboratoire sont conduites avec des géométries de bassin d'eau et de plan de glissement des avalanches qui sont très simplifiées par rapport à la réalité ; par exemple, s'il est facile de définir une hauteur d'eau dans un canal de laboratoire, la chose devient plus subjective dès lors qu'on s'intéresse à des retenues de montagne.

Pour la présente étude, nous avons choisi de procéder différemment de l'approche suivie en 2012. L'amélioration de la puissance de calcul des ordinateurs nous permet de simuler numériquement les vagues d'impulsion à l'aide des équations de Saint-Venant ou de variantes plus évoluées comme les équations de Serre–Green–Naghdi[9]. C'est ce qui a été réalisé pour la présente étude.

Certaines parties de l'étude de 2012 n'ont pas évolué :

- l'analyse experte (combinant enquête de terrain, examen de l'historique, et retour du service des pistes) du chapitre 3 n'a pas été modifiée ;
- l'analyse des conséquences hydrauliques d'une rupture de la digue de la retenue de Vernant (chap. 6 du rapport de 2012) n'a pas été revue. Comme pour le reste, il y a eu des progrès considérables au cours de la décennie – notamment la mise à disposition du Lidar de la région avec un pas de 1 m par l'Institut Géographique National (IGN), l'augmentation de la puissance de calcul des ordinateurs, et le raffinement des méthodes numériques, mais on peut considérer que l'étude de 2012 (fondée sur la résolution des équations de Saint-Venant à une dimension spatiale) fournit une image grossière, mais correcte des conséquences d'une telle rupture. Le dimensionnement de l'évacuateur de crue (chap. 7 du rapport de 2012) n'a pas été revu. Ces deux chapitres n'ont pas été incorporés dans la mise à jour. Les anciens rapports sont disponibles sur la page projet du lac de Vernant :

  www.toraval.fr/projet/vernant

9. Berger, M.J., and R.J. LeVeque, Implicit adaptive mesh refinement for dispersive tsunami propagation, *SIAM Journal on Scientific Computing*, **46**, in press, 2024.

Chapitre 2

Contexte nivo-météorologique

2.1 Données météorologiques

L'analyse nivo-météorologique s'est appuyée sur les données suivantes :

- les données nivo-météorologiques des postes de Flaine et des Carroz :
  - le poste n° 74014400 [1] placé près de la gare de départ du téléphérique des Grandes Platières à l'altitude 1620 m et en fonctionnement depuis le 1er décembre 1973, mais dont seules les années depuis 1995 sont exploitables pour les chutes de neige ;
  - le poste n° 74014004 [2] placé près du chalet du Michet à l'altitude de 1611 m et en fonctionnement continu tout le long de l'année depuis le 21 avril 2016, et que nous appellerons poste de Flaine-Michet ;
  - le poste n° 74014402 [3] placé près de la gare d'arrivée du téléphérique de la Kédeusaz à l'altitude de 1760 m et en fonctionnement depuis le 16 janvier 1992, et que nous appellerons poste de Kédeusaz ;
  - le poste n° 74014002 [4] placé près de la gare de départ du téléphérique de la Kédeusaz à l'altitude de 1151 m dans le village des Carroz et en fonctionnement depuis le 1er mai 1996, et que nous appellerons poste de Carroz-village ;
- les données de précipitations journalières interpolées sur l'ensemble des Alpes de 1971 à 2008 [5] ;
- les données du modèle SAFRAN de Météo-France avec une résolution de 8×8 km^2 ;
- les données de réanalyse météorologique ERA5 Land [6] avec une résolution de 0,1° (maille d'environ $11 \times 8{,}5$ km^2) établies par l'*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) sur la période 1950–2024 ;

1. Voir sa fiche sur le site de Météo-France.
2. Voir sa fiche sur le site de Météo-France.
3. Voir sa fiche sur le site de Météo-France.
4. Voir sa fiche sur le site de Météo-France.
5. doi:10.18751/Climate/Griddata/APGD/1.0. Nous avons utilisé la base de données décrite dans F.A. Isotta, C. Frei, V. Weilguni, M. Perčec, P. Lassègues, B. Rudolf, V. Pavan, C. Cacciamani, G. Antolini, and S.M. Ratto, The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data, *International Journal of Climatology* **34** 1657-1675, 2014.
6. Muñoz Sabater, J. (2019): ERA5-Land hourly data from 1950 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). doi:10.24381/cds.e2161bac.

– Les données mensuelles observées et reconstituées des précipitations ECMWF[7] sur les Alpes de 1871 à 2021 sur une maille de 5×5 km^2;
– les données TRACC-2023 et ADAMONT-2020 diffusées par le portail « les futurs du climat » du DRIAS[8] relatives aux effets du changement climatique sur les conditions nivo-météorologiques en France.

2.2 Conditions climatiques

2.2.1 Contexte général

La domaine skiable de Flaine se trouve à la périphérie de l'une des zones les plus humides des Alpes du Nord en matière de précipitations annuelles et d'intensité des précipitations. Il faut chercher l'origine de ces valeurs relativement fortes par l'effet de barrière exercé par les Aiguilles Rouges et le massif du Mont-Blanc.

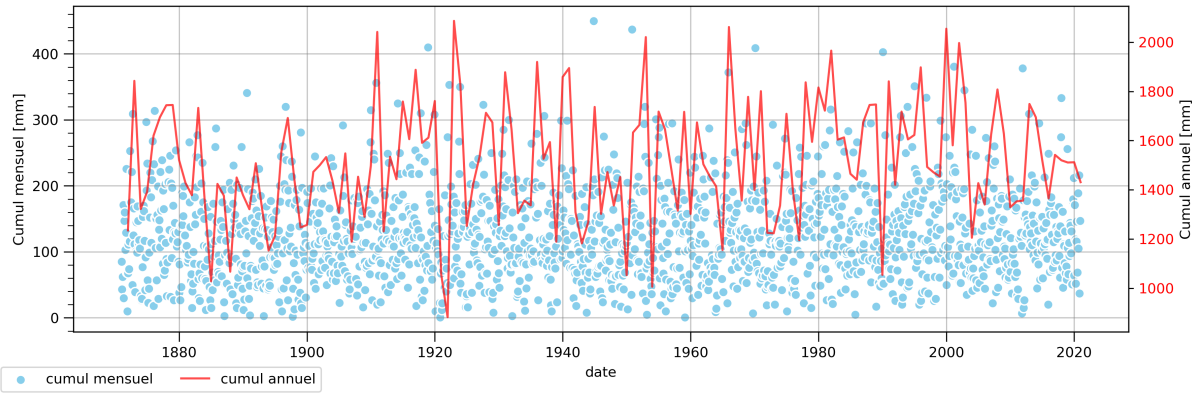


Figure 2.1 – Évolution des cumuls mensuels et annuels de précipitation sur le secteur de Flaine (sur une maille de 25 km^2) depuis janvier 1871 d'après le modèle ECMWF.

Quoique les précipitations sur le Faucigny n'approchent pas les records observés sur les Préalpes (Bauges, Chartreuse) ou la haute vallée de l'Arve, elles atteignent des niveaux importants, avec des valeurs dépassant 100 mm/jour ; c'est ainsi que des précipitations journalières importantes – de l'ordre de 110 mm par jour – ont été observées pour la haute vallée de l'Arve (voir figure 2.4). Le cumul annuel de précipitations est de l'ordre de 1600 mm sur la vallée de l'Arve (voir figure 2.3).

Quelques valeurs-clés :

– la base de données du Safran retient une valeur de référence de 1800 mm de précipitations annuelles pour la moyenne vallée de l'Arve autour de Flaine (voir figure 2.2) ;
– Le modèle ECMWF[9] donne un cumul annuel de précipitations de 1520 mm (1560 mm si on prend la même période 1959–2023 que le modèle Safran). Voir figure 2.1 ;

7. Jeu de données LAPrec C3S_M311a_Lot4.2.3.6_v1 : Copernicus Climate Change Service (C3S) (2021): Alpine gridded monthly precipitation data since 1871 derived from in-situ observations, LAPrec1871, v1.1, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), doi:10.24381/cds.6a6d1bc3

8. Acronyme pour le projet « Donner accès aux scénarios climatiques Régionalisés français pour l'Impact et l'Adaptation de nos Sociétés et environnement » lancé en 2011 par le ministère en charge de l'environnement.

9. qui a reconstitué la pluviométrie mensuelle sur les Alpes depuis janvier 1871 à partir de postes pluviométriques existants et a interpolé spatialement les mesures sur une grille 5×5 km^2.

– les cumuls de neige sont significatifs, avec en moyenne des valeurs annuelles voisines de 800 cm de neige par an (voir figure 2.3). Les chutes de neige peuvent être intenses et dépasser 110 mm par jour (voir figure 2.4). Voir § 2.2.2.

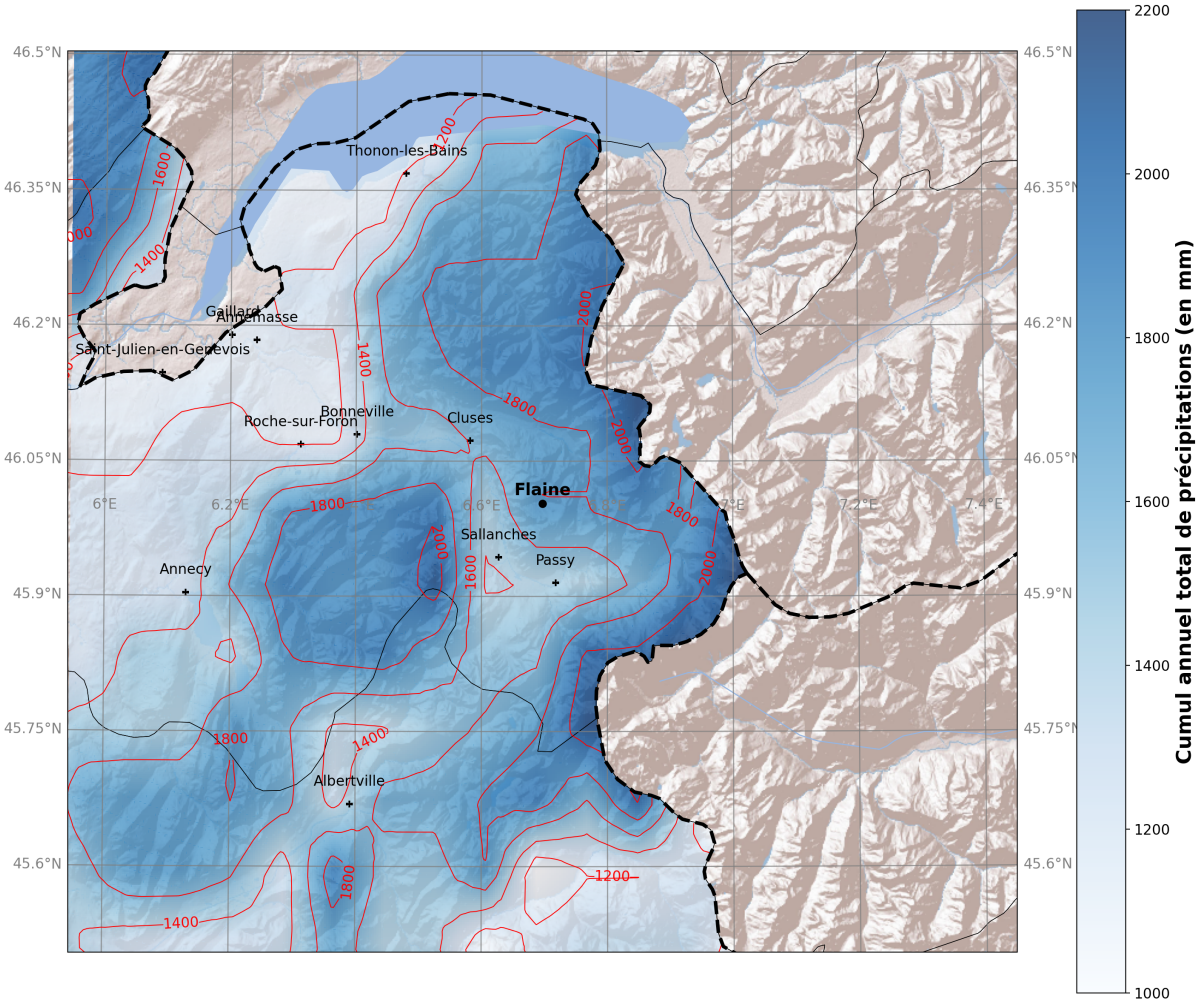


Figure 2.2 – Carte des isovaleurs des cumuls annuels de précipitations (en mm) sur 44 années (1960–2023). Source : données Safran sur la période 1960–2023. Les données Safran ont été rééchantillonnées par interpolation linéaire avec une maille de 1×1 km^2.

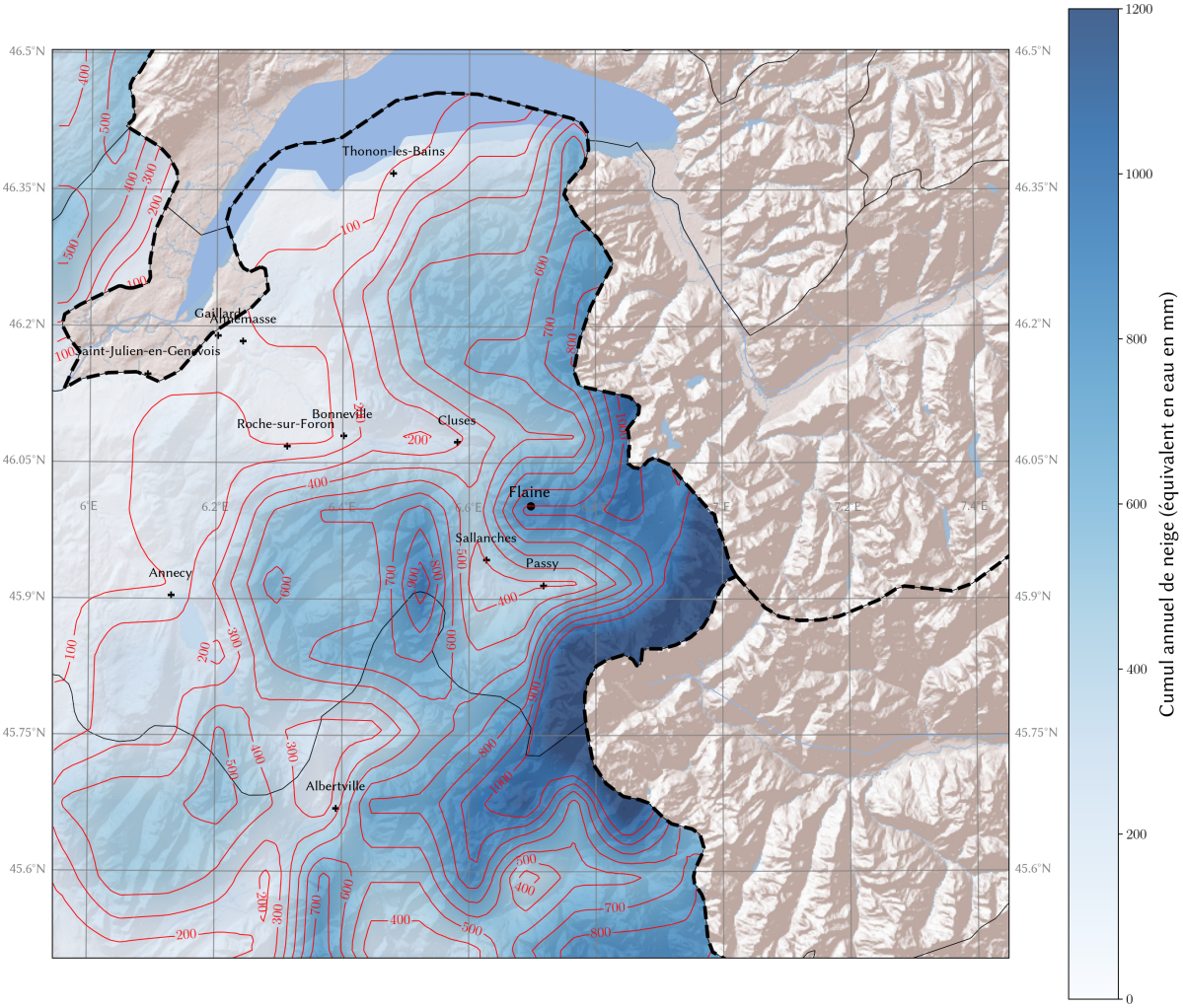


Figure 2.3 – Carte des isovaleurs des cumuls moyens annuels des chutes de neige (valeur équivalente en eau en mm) ; on a approximativement 1 mm d'eau = 1 cm de neige fraîche. Source : données Safran sur la période 1960–2023. Les données Safran ont été rééchantillonnées par interpolation linéaire avec une maille de 1×1 km^2.

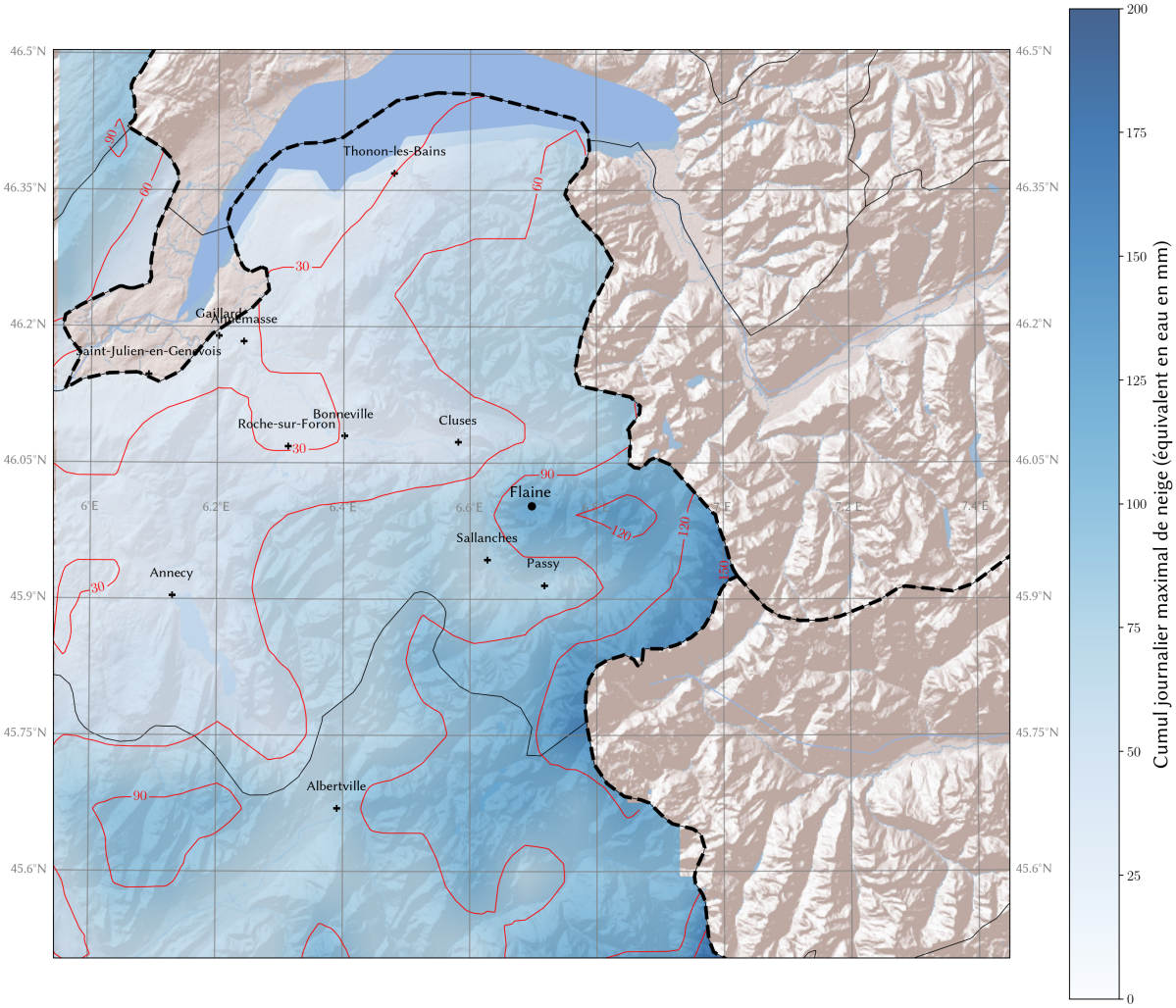


Figure 2.4 – Carte des isovaleurs des cumuls journaliers maximaux de neige (valeur équivalente en eau en mm) sur 44 années (1960–2023) ; on a approximativement 1 mm d'eau = 1 cm de neige fraîche. Source : données Safran sur la période 1960–2023. Les données Safran ont été rééchantillonnées par interpolation linéaire avec une maille de 1×1 km^2.

2.2.2 Contexte nivométrique

La figure 2.5 montre la chronologie des chutes de neige sur Flaine et Kédeusaz ainsi que la chronologie des précipitations reconstituée par le modèle Safran de Météo-France.

Poste de Flaine

La plus forte chute de neige a été observée le 30 novembre 1996 avec 90 cm pour le poste de Flaine[10]. Le cumul annuel de neige est en moyenne de 645 cm (668 mm pour l'équivalent en eau liquide) sur Flaine, avec :

- un cumul annuel maximal de 1118 cm (observé en 1999), et
- un cumul annuel minimal de 410 cm (observé en 1992).

Poste de Kédeusaz

Le cumul annuel de neige est en moyenne de 465 cm sur Kédeusaz (527 mm pour l'équivalent en eau liquide) sur la période 1995–2024, avec :

- un cumul annuel maximal de 1072 cm (observé en 1999), et
- un cumul annuel minimal de 285 cm (observé en 1997).

La plus forte chute de neige sur Kédeusaz est 54 cm (le 13 janvier 2017)[11].

Modèle Safran

D'après le modèle Safran, le cumul moyen des chutes de neige est de 935 mm (équivalent en eau liquide) sur la période 1959–2023 pour la maille correspondant à Flaine (maille de 8×8 km^2), avec :

- un cumul maximal de 1451 mm (observé en 1995), et
- un cumul minimal de 511 mm (observé en 1964).

La différence entre mesures et résultats de Safran s'explique par le fait que pour les postes de Flaine et de Kédeusaz, les chutes d'automne, qui peuvent être soutenues, ne sont pas prises en compte.

Chronique des gros épisodes de neige

Dans les tableau 2.1 et 2.2, on a reporté tous les épisodes de neige ayant dépassé un seuil de 150 cm sur Flaine (1620 m) pour la période 1982–2024 et sur Kédeusaz (1760) sur la période 1995–2024. On note l'importance du plus gros épisode (février 2006), avec 218 cm en 14 jours selon les mesures, ce qui montre que des périodes de mauvais temps allant jusqu'à deux semaines peuvent s'installer sur Flaine et amener de grosses quantités de neige. Il faut noter que pour Flaine, on a eu des épisodes encore plus importants dans les années 1970 et 1980 (notamment 280 cm en janvier 1984, 274 cm en mars 1978, et 234 cm en janvier 1983), mais comme les données sont lacunaires, elles n'ont pas été utilisées dans l'analyse statistique.

10. Mais une valeur de 104 mm en équivalent d'eau liquide a été mesurée le 14 février 1999.
11. Mais une valeur de 77 mm en équivalent d'eau liquide a été mesurée le 28 janvier 1999.

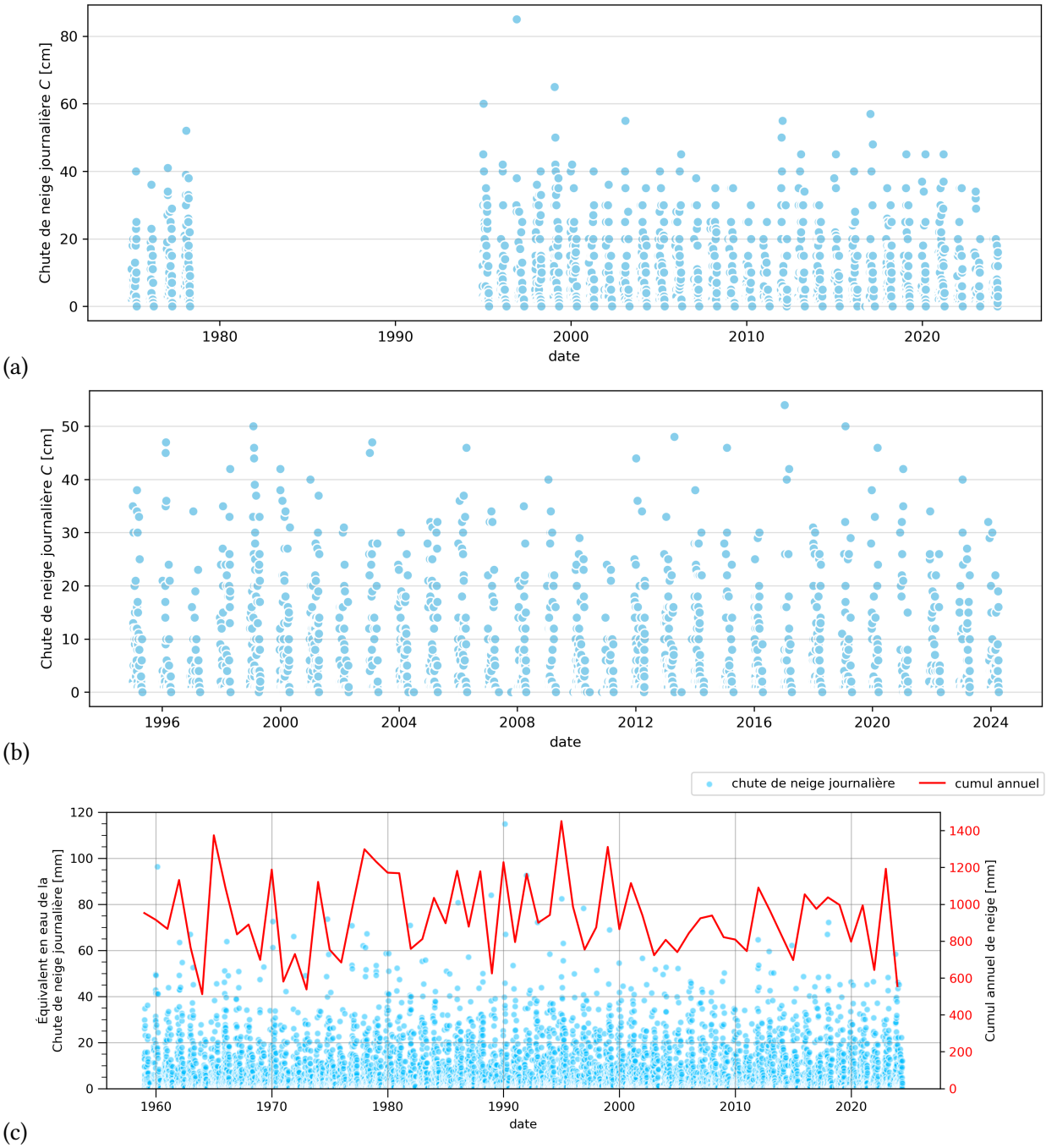


Figure 2.5 – Série temporelle des chutes de neige journalières. (a) Sur le poste de Flaine à 1320 m d'altitude de décembre 1973 à avril 2024 (durant la saison d'ouverture de la station de ski ; des années sont manquantes). (b) Sur le poste de Kédeusaz à 1760 de janvier 1995 à avril 2024. (c) Sur la maille centrée sur Flaine (Faucigny) dans le modèle Safran pour la période courant de janvier 1959 à décembre 2023 ; on a également reporté le cumul annuel de neige. Les chutes de neige sont converties en équivalent d'eau liquide.

Tableau 2.1 – Liste des épisodes de neige ayant amené plus de 150 cm sur Flaine (gare de départ du téléphérique des Grandes Platières) entre janvier 1992 et avril 2024.

date	C (cm)	durée (j)	T (ans)
21/01/2021	151	12	4
01/02/2003	154	6	4
11/04/1999	161	14	5
14/12/2011	162	8	5
10/04/1998	165	9	6
26/01/2019	167	9	6
16/02/1999	193	9	11
04/02/1999	207	8	15
31/01/2013	209	13	15
28/02/2006	216	13	18

Tableau 2.2 – Liste des épisodes de neige ayant amené plus de 150 cm sur Kédeusaz (gare d'arrivée du téléphérique de la Kédeusaz) entre janvier 1995 et avril 2024.

date	C (cm)	durée (j)	T (ans)
26/01/2019	151	9	2
22/01/2015	165	12	3
10/04/1999	168	15	3
06/02/2000	173	15	3
26/01/2003	174	12	3
04/02/1999	191	8	4
10/04/1998	193	9	4
16/02/1999	205	9	5
27/02/2006	218	14	6

Distribution des cumuls mensuels

Le cumul mensuel moyen de neige est donc de 85 cm sur la période courant de début décembre à fin avril (cinq mois). La figure 2.2.2 montre que les mois de janvier et février sont le plus neigeux pour Flaine.

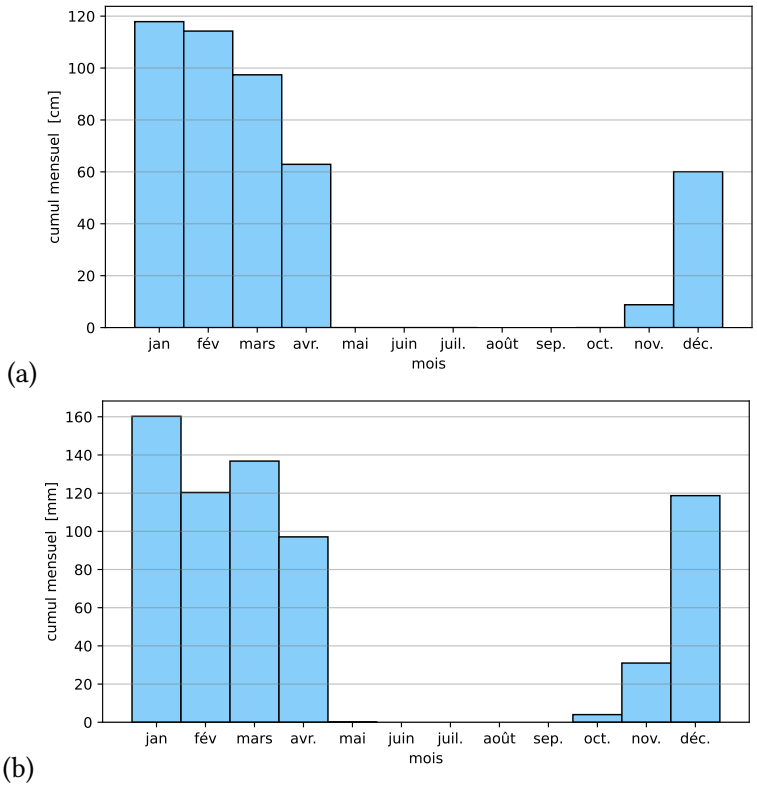


Figure 2.6 – Distribution des cumuls mensuels de neige au fil de l'année sur (a) Kédeusaz à 1760 m et (b) Flaine à 1620 m.

2.2.3 Contexte des températures

La figure 2.7 montre l'évolution saisonnière des températures sur Flaine 1610 m. À titre indicatif, on reporte l'évolution de la température de 2024 avec un hiver dominé par les températures anormalement élevées et un printemps dans les normales saisonnières.

La figure 2.8 montre l'évolution des températures sur Flaine et ses environs sur plusieurs décennies :

- pour le village des Carroz, la hausse de la température moyenne est significative (presque +1,6 ℃ en 30 ans), et elle résulte surtout de l'accroissement des températures les plus froides (plus que de l'augmentation des températures les plus élevées) ;
- pour Flaine 1620 m, la tendance de hausse de température est de 3,4 ℃ si on la ramène à l'échelle du siècle ;
- pour Kédeusaz 1760 m, la tendance de hausse de température est de 6,2 ℃/siècle (ce qui est considérable).

Pour le modèle Safran, la tendance linéaire est une augmentation de 3,7 ℃ par siècle (si on extrapole les données entre 1959 et 2024).

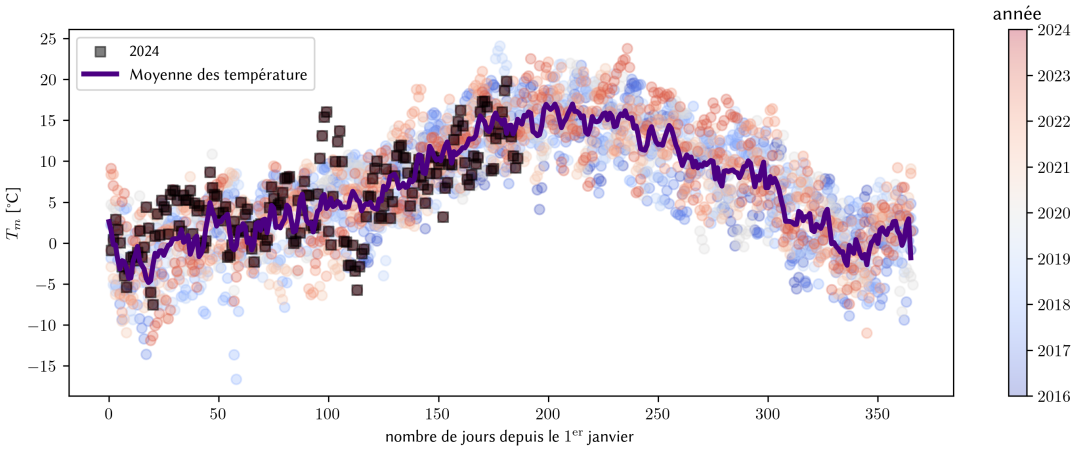


Figure 2.7 – Évolution annuelle des températures journalières moyennes au niveau de Flaine-Michet (1610 m). La courbe continue montre la moyenne sur 8 ans des températures moyennes quotidiennes. Les données relatives à l'année 2024 ont été indiquées sous forme de carrés grisés. Le poste ne fonctionne que depuis 2016.

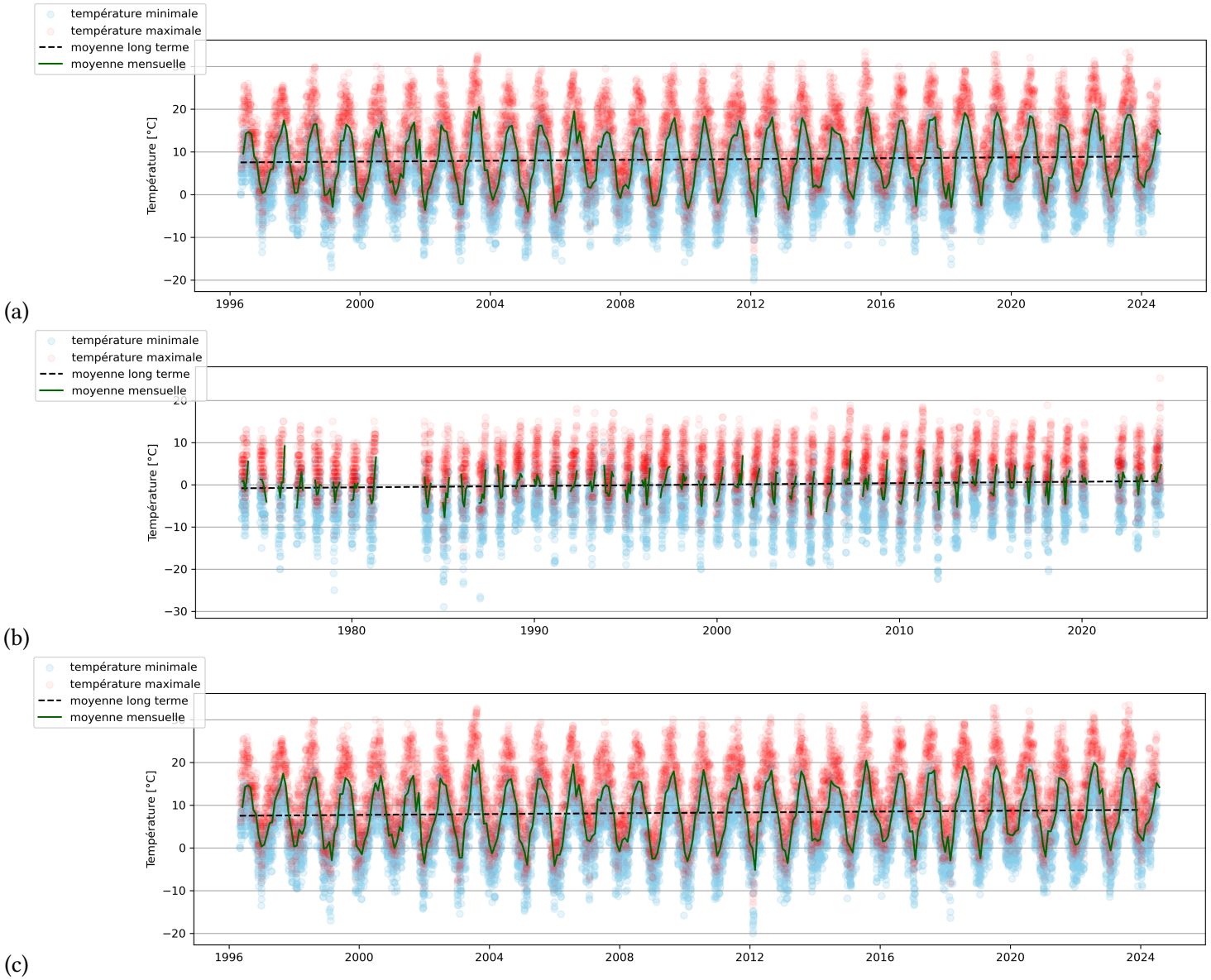


Figure 2.8 – Évolution des températures journalières. (a) Les Carroz village (1151 m) pour la période 1996–2024. (b) Flaine (1620 m) pour la période 1974–2024. (c) Kédeusaz (1756 m) pour la période 1992–2024

2.3 Analyse des précipitations extrêmes

2.3.1 Méthode

On se place ici dans le cadre de l'existence d'un régime stationnaire (ou faiblement instationnaire) des précipitations au fil des décennies et on admet que les précipitations sont représentées par une seule loi de distribution dite loi de valeurs extrêmes :

$$C = \begin{cases} \mu - \dfrac{\sigma}{\xi}\left[1 - \left(-\ln\left(1 - \dfrac{1}{T}\right)\right)^{-\xi}\right] & \text{si } \xi \neq 0, \\ \mu - \sigma \ln\left[1 - \ln\left(1 - \dfrac{1}{T}\right)\right] & \text{si } \xi = 0, \end{cases} \tag{2.1}$$

avec T la période de retour, C le quantile de précipitation, et (μ, σ, ξ) les paramètres de la loi de probabilité. Cette loi de valeurs extrêmes est la forme générique de trois lois de probabilité en fonction de l'exposant ξ :

- $\xi > 0$: loi de Fréchet ;
- $\xi = 0$: loi de Gumbel ;
- $\xi < 0$: loi de Weibull.

Par la suite, on va supposer :

- soit que la loi est de type Gumbel et donc poser $\xi = 0$;
- soit ne faire aucune hypothèse sur ξ et ajuster cet exposant en même temps que les paramètres μ et ξ.

Si en théorie la seconde approche est la plus rigoureuse, la première peut se révéler meilleure en pratique quand on travaille avec un faible nombre de données (les résultats du calage sont très sensibles à la valeur de ξ, et donc pour les petites séries de données, le calage peut produire des valeurs sensiblement différentes d'une année à l'autre).

Les paramètres des lois de probabilité ont été estimés par inférence bayesienne. Dans une première étape, on a estimé ces paramètres par la méthode du maximum de vraisemblance, puis on a utilisé cette information pour construire les priors nécessaires à la méthode de Bayes. Un algorithme de Monte Carlo hamiltonien a été utilisé pour générer le posterior des paramètres.

2.3.2 Résultats

Nous reportons ici le résultat récapitulatif pour les chutes de neige sur des durées de 1 à 3 jours pour les postes de Kédeusaz (1760 m) et Flaine (1620 m). Une loi de valeurs extrêmes (LVE) a été ajustée sur les données des maxima annuels par la méthode du maximum de vraisemblance. Comme ici, on a $\xi < 0$ pour les deux postes et quelle que soit la durée, la loi de valeurs extrêmes a un comportement de type Weibull. **Notons toutefois qu'une loi de Gumbel ($\xi = 0$) est statistiquement admissible, et c'est elle qui obtient le plus petit score AIC ; c'est donc elle qui se révèle la meilleure selon ce critère. Aussi pour l'estimation des quantiles extrêmes dans ce qui suit, nous utiliserons une loi de Gumbel.**

Les tableaux 2.3 et 2.4 donnent la valeur des paramètres ξ, μ, et σ et quelques quantiles de chutes de neige extrêmes pour Kédeusaz à 1760 m d'altitude et Flaine à 1620 m. Les figures 2.9 et 2.10 montrent l'ajustement des lois de valeurs extrêmes sur les maxima annuels pour des durées de 1 jour à 3 jours ainsi que sur un épisode de durée quelconque de n jours.

Tableau 2.3 – Estimation par la méthode du maximum de vraisemblance des coefficients ξ, μ, et σ pour la loi des valeurs extrêmes (LVE) ou pour la loi de Gumbel pour des chutes de neige de 1 à 3 jours ainsi que pour des épisodes météorologiques de durée $d = n$ jours quelconque sur Flaine à 1620 m d'altitude. On a reporté les quantiles (en cm) pour les périodes de retour décennale, trentennale, centennale et tricentennale pour chacune des lois. Valeurs en cm. Le logarithme du maximum de vraisemblance est noté ℓ, et AIC est le critère d'information d'Akaike ($AIC = 2p - 2\ell$ avec $p = 2$ ou 3 le nombre de paramètres de la loi. La loi la plus fidèle aux données et la plus économique en nombre de paramètres est celle qui obtient le score AIC le plus petit).

Gumbel	$d = 1$ j	$d = 2$ j	$d = 3$ j	$d = n$ j
μ	36,1	52,8	65,9	99,1
σ	11,7	15,3	20,1	40,1
ℓ	−123,5	−132,4	−142,0	−162,4
AIC	250,9	268,9	288,0	328,8
$T = 10$ ans	62	87	111	189
$T = 30$ ans	76	105	134	235
$T = 100$ ans	90	123	158	284
$T = 300$ ans	103	140	181	328
Loi de valeurs extrêmes				
μ	36,4	53,5	66,4	100,6
σ	12,3	16,3	21,8	42,7
ξ	−0,09	−0,13	−0,08	−0,12
ℓ	−123,0	−131,7	−142,1	−161,8
AIC	252,0	269,3	290,2	329,7
$T = 10$ ans	61	85	111	185
$T = 30$ ans	72	98	131	220
$T = 100$ ans	82	110	151	252
$T = 300$ ans	91	119	167	277

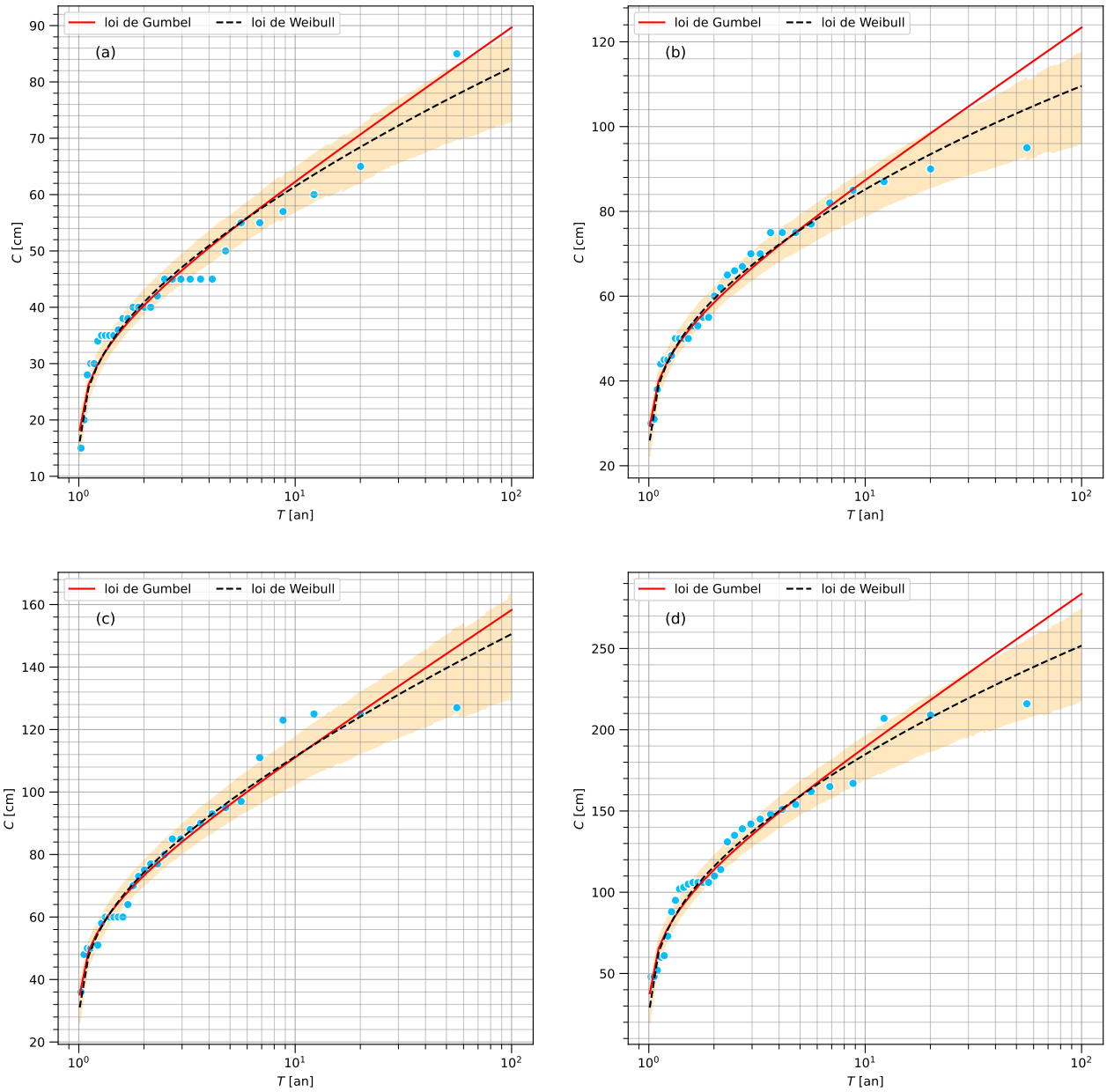


Figure 2.9 – (a) Variation de la chute de neige journalière C avec la période de retour T ; on a reporté la loi de Gumbel et la loi de Weibull calées au tableau 2.3. (b) Variation du cumul de neige C sur deux jours avec la période de retour T. (c) Variation du cumul de neige C sur trois jours avec la période de retour T. (d) Variation du cumul de neige C sur un épisode de n jours avec la période de retour T. Données de Flaine (1620 m). La bande de couleur montre l'intervalle de confiance à 70 % pour la loi de Weibull.

Tableau 2.4 – Estimation par la méthode du maximum de vraisemblance des coefficients ξ, μ, et σ pour la loi des valeurs extrêmes (LVE) ou pour la loi de Gumbel pour des chutes de neige de 1 à 3 jours sur Kédeusaz à 1760 m d'altitude ainsi que pour des épisodes de durée n jours. On a reporté les quantiles (en cm) pour les périodes de retour décennale, trentennale, centennale et tricentennale pour chacune des lois. Valeurs en cm.

Gumbel	$d = 1$ j	$d = 2$ j	$d = 3$ j	$d = n$ j
μ	34,8	51,1	61,4	95,4
σ	7,0	10,1	15,6	38,0
ℓ	−105,1	−117,7	−129,6	−155,7
AIC	214,2	239,5	263,1	315,5
$T = 10$ ans	51	74	97	181
$T = 30$ ans	58	85	114	224
$T = 100$ ans	67	98	133	270
$T = 300$ ans	75	109	150	312
Loi de valeurs extrêmes				
μ	35,1	51,3	61,9	96,5
σ	7,5	11,0	16,9	40,6
ξ	−0,13	−0,04	−0,09	−0,10
ℓ	−104,4	−118,0	−129,5	−155,5
AIC	214,9	242,0	265,0	316,9
$T = 10$ ans	50	75	96	178
$T = 30$ ans	56	86	111	213
$T = 100$ ans	61	97	126	246
$T = 300$ ans	65	107	137	273

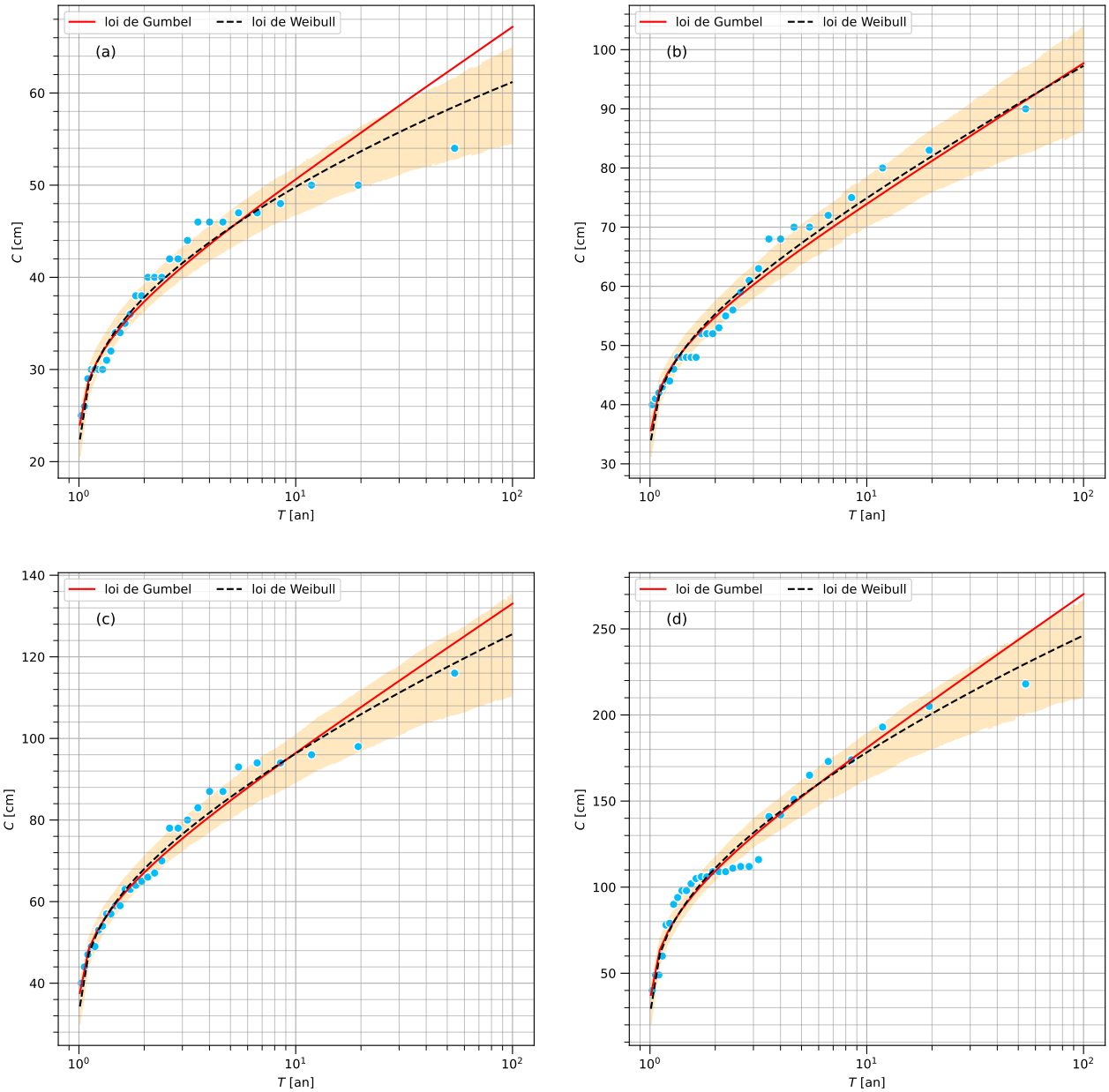


Figure 2.10 – (a) Variation de la chute de neige journalière C avec la période de retour T ; on a reporté la loi de Gumbel et la loi de Weibull calées au tableau 2.3. (b) Variation du cumul de neige C sur deux jours avec la période de retour T. (c) Variation du cumul de neige C sur trois jours avec la période de retour T. (d) Variation du cumul de neige C sur un épisode de n jours avec la période de retour T. Données de Kédeusaz (1760 m).

2.4 Épaisseur du manteau neigeux

La figure 2.11 montre l'évolution des épaisseurs du manteau neigeux mesurées quotidiennement à 1620 m et 1760 m. De cette série temporelle, on peut déduire les valeurs moyennes de l'épaisseur de neige au sol au fil de la saison et la gamme de variation de cette épaisseur (voir figure 2.12).

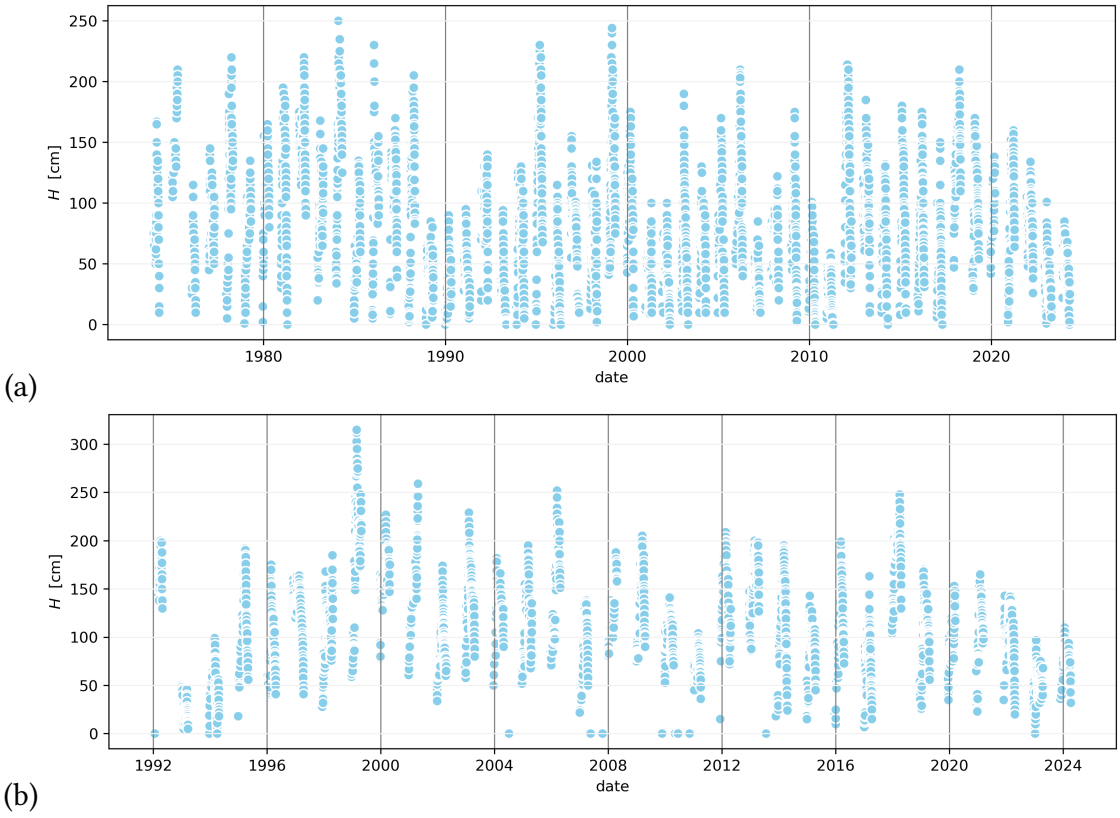


Figure 2.11 – Chronique des épaisseurs de neige au sol au cours de la saison pour Flaine au niveau de (a) la gare du téléphérique des Grandes Platières (2130 m) et (b) la gare d'arrivée du téléphérique de la Kédeusaz (1760 m). Chaque point représente une mesure quotidienne.

On a calé une loi de valeurs extrêmes (2.1) sur les maxima annuels des épaisseurs du manteau neigeux. Les paramètres de la loi de valeurs extrêmes (équation 2.1) calée sur les données sont reportés dans le tableau **??**. La variation de la hauteur de neige au sol en fonction de la période de retour est reportée sur la figure 2.13. On notera des différences assez faibles d'épaisseur du manteau neigeux entre le modèle de Gumbel et le modèle de Weibull aux petites périodes de retour, mais les différences deviennent sensibles (de l'ordre de 20 %) pour $T \geq 100$ ans. On optera pour un modèle de Weibull pour estimer les quantiles extrêmes d'épaisseur du manteau neigeux.

0 1 2

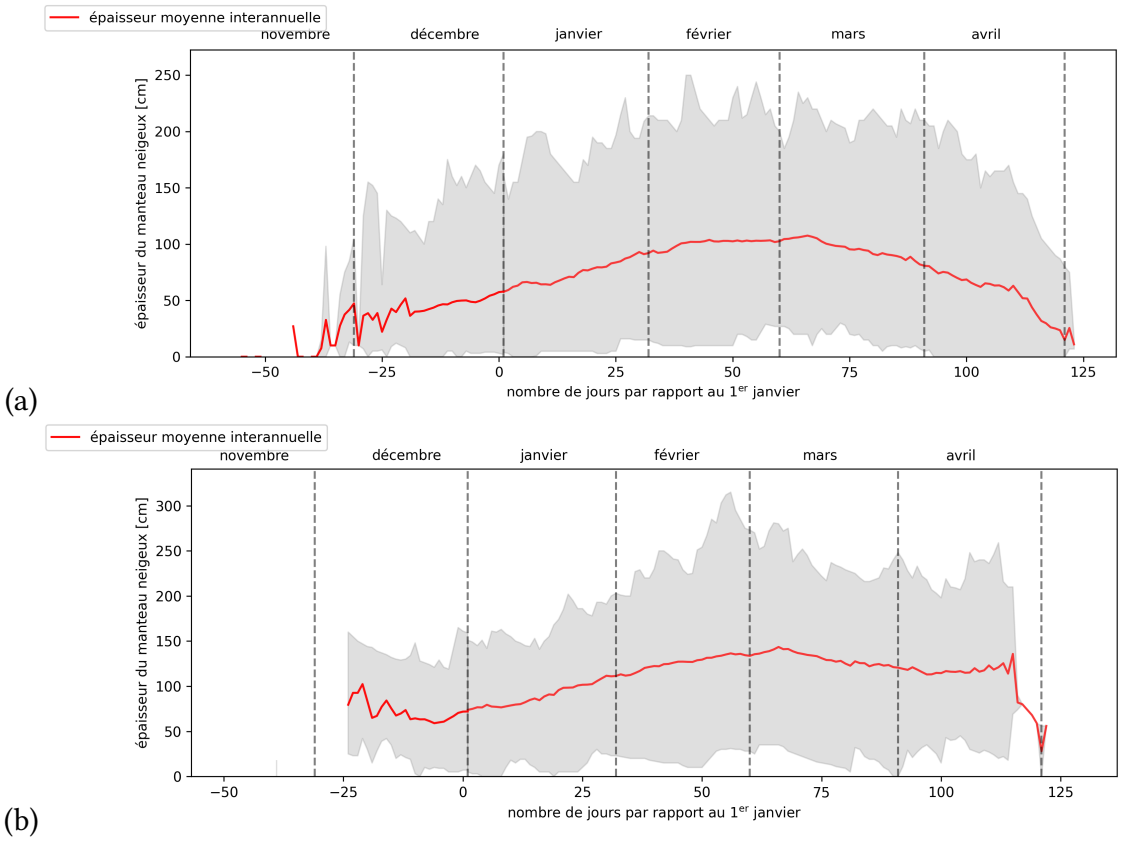


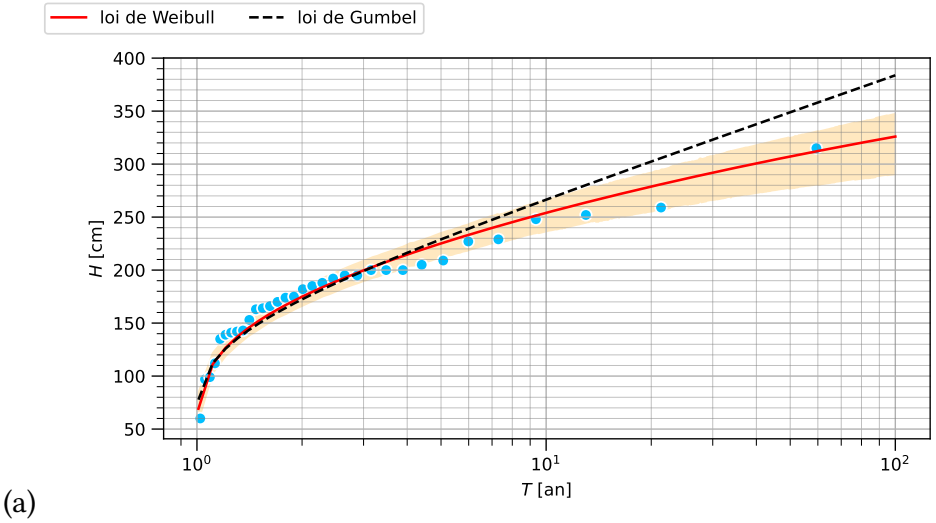
Figure 2.12 – Variation de l'épaisseur maximale de neige au sol au cours de la saison pour Flaine au niveau de (a) la gare du téléphérique des Grandes Platières (2130 m) et (b) la gare d'arrivée du téléphérique de la Kédeusaz (1760 m). La bande grise représente la gamme des hauteurs mesurées entre décembre 1995 et avril 2024. La courbe rouge représente la moyenne interannuelle.

Tableau 2.5 – Estimation par inférence bayésienne des coefficients ξ, μ, et σ pour la loi des valeurs extrêmes de Weibull et la loi de Gumbel pour les maxima annuels de l'épaisseur journalière du manteau neigeux sur Kédeusaz (1760 m). On a également reporté les quantiles (en cm) pour les périodes de retour décennale à centennale. AIC est le critère d'information d'Akaike (le meilleur modèle est celui avec le plus petit score).

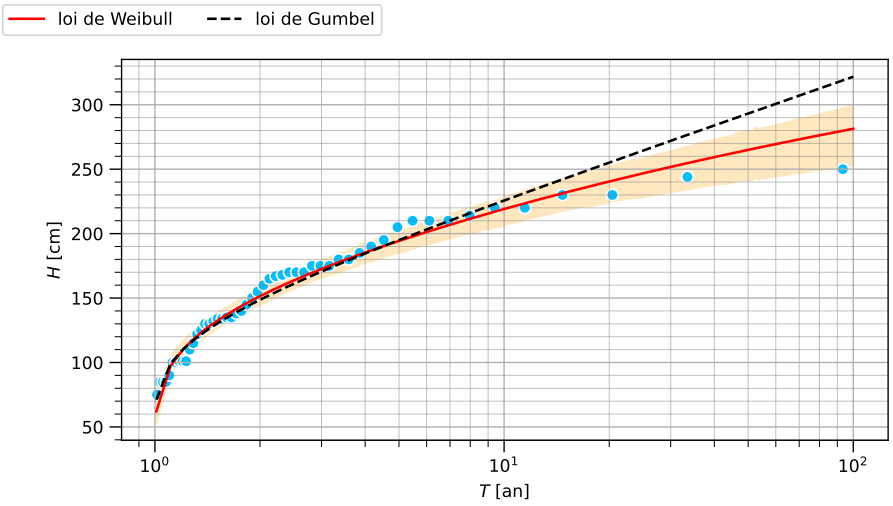
	Gumbel	Weibull
μ	154,1	156,7
σ	49,9	50,9
ξ	0	−0,15
AIC	361,3	359,8
H		
$T = 10$ ans	266	254
$T = 30$ ans	323	291
$T = 100$ ans	383	325
$T = 300$ ans	438	351

Tableau 2.6 – Estimation par inférence bayésienne des coefficients ξ, μ, et σ pour la loi des valeurs extrêmes de Weibull et la loi de Gumbel pour les maxima annuels de l'épaisseur journalière du manteau neigeux sur Flaine (1620 m). On a également reporté les quantiles (en cm) pour les périodes de retour décennale à centennale. AIC est le critère d'information d'Akaike (le meilleur modèle est celui avec le plus petit score).

	Gumbel	Weibull
μ	133,7	136,1
σ	40,90	43,2
ξ	0	−0,14
AIC	551,1	550,6
H		
$T = 10$ ans	225	219
$T = 30$ ans	272	251
$T = 100$ ans	321	281
$T = 300$ ans	366	304



(a)



(b)

Figure 2.13 – Variation de l'épaisseur maximale de neige au sol (sur une journée) en fonction de la période de retour (a) au niveau de la gare d'arrivée du téléphérique de la Kédeusaz à 1760 m et (b) au niveau de la gare de départ du téléphérique des Grandes Platières à 1620 m. La bande colorée en orange représente l'intervalle de confiance pour la loi de Weibull.

2.5 Changement climatique sur Flaine

2.5.1 Scénarios considérés

Le climat évolue sous l'effet de nombreux agents dont les plus importants sont le rayonnement solaire (en moyenne 340 $W{\cdot}m^{-2}$), le rayonnement infrarouge émis par la Terre (en moyenne 350 $W{\cdot}m^{-2}$), et l'effet de serre dû à la vapeur d'eau et aux gaz dans l'atmosphère, qui interceptent une partie du rayonnement traversant l'atmosphère.

Selon le *Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat* (GIEC), la température a augmenté depuis 1750 (avant la Révolution industrielle) du fait de l'émission de gaz à effet de serre, dont le plus emblématique est le CO_2 ; cette augmentation de température serait équivalente à un « forçage radiatif » (une augmentation du flux d'énergie entrant dans l'atmosphère) de 2,3 $W{\cdot}m^{-2}$.

La complexité des processus atmosphériques a conduit le GIEC à formuler des scénarios.

- Dans son cinquième rapport (2013), le GIEC a décrit trois scénarios majeurs appelés « profils représentatifs d'évolution de concentration » – ou *representative concentration pathway* (RCP) en anglais – qui sont fonction du « forçage radiatif », c'est-à-dire le rayonnement supplémentaire à l'horizon 2100 dans la troposphère par rapport à la situation prévalant durant la période pré-industrielle (avant 1860). Ces scénarios associent forçage radiatif, concentration en dioxyde de carbone et élévation de température [12] :

	forçage radiatif $W{\cdot}m^{-2}$	CO_2 ppm	ΔT °C
RCP 2,6	2,6	400	1,0
RCP 4,5	4,5	550	1,8
RCP 8,5	8,5	1200	3,7

- Dans son sixième rapport (2019), le GIEC a revu sa grille de scénarios et a proposé à la place des scénarios RCP des scénarios SSP (*shared socio-economic pathways* en anglais) qui prennent en compte à la fois l'évolution des émissions des gaz à effet de serre à travers des scénarios socio-économiques et le forçage radiatif.

En 2023, le ministère en charge de l'environnement a choisi de simplifier la présentation de ces scénarios en adoptant des « trajectoires de référence pour l'adaptation au changement climatique » (TRACC [13]) et a pris comme période de référence soit les trois décennies 1976–2005, soit les trois décennies 1900–1930 (au lieu de 1850–1900 pour le GIEC). Ces scénarios TRACC sont plus ou moins une adaptation des scénarios RCP 2,6, RCP 4,5 et RCP 8,5 :

	période	Scénario 1	Scénario 2	Scénario 3
Monde	1850–1900	+1,5 °C	+2,0 °C	+3,0 °C
France	1900–1930	+2,0 °C	+2,7 °C	+4,0 °C
France	1976–2005	+1,4 °C	+2,1 °C	+3,4 °C

Pour connaître ce qu'impliquent localement ces scénarios climatiques, il faut utiliser des modèles numériques. Une première couche de modèle est constituée des modèles de circulation

12. On parle de températures moyennes à l'échelle du globe. Comme l'essentiel de la surface terrestre est composé d'étendues océaniques, qui se réchauffent moins que la terre ferme, une augmentation de +1 °C de la température moyenne à l'échelle du globe entraîne des augmentations locales de température bien supérieures sur la terre ferme.

13. Voir le site DRIAS Les futurs du climat du ministère de la transition écologique : https://www.drias-climat.fr/accompagnement/sections/402.

générale (*global circulation model* ou GCM en anglais), dont la maille de calcul est grande (typiquement 100 à 200 km). Les calculs sont affinés pour prendre les effets locaux tels que le relief ; on emploie des modèles de circulation régionale (*regional circulation model* ou RCM en anglais) avec des mailles de calcul dont la longueur typique est 10 km. Nous avons utilisé le jeu de données TRACC 2023 composé :

- du modèle de circulation générale CNRM-CERFACS-CNRM-CM5 ; et
- du modèle de circulation régionale CNRM-ALADIN63,

tous deux développés par le Centre National de Recherches Météorologiques de Météo-France. Ces simulations considèrent une dégradation climatique, avec :

- à l'horizon 2030, une augmentation de +2,0 °C en France métropolitaine (scénario-type RCP 2,6),
- à l'horizon 2050, une augmentation de +2,7 °C en France métropolitaine (scénario-type RCP 4,5),
- à l'horizon 2100, une augmentation de +4,0 °C en France métropolitaine (scénario-type RCP 8,5),

par rapport à la période de référence 1900–1930.

2.5.2 Implications des scénarios pour Flaine

On reporte ici les résultats pour Flaine à 1600 m d'altitude.

- Température moyenne annuelle :
  - valeur de référence (1951–2005) : + 4,1 °C
  - en 2050 : +1,5 °C (température annuelle moyenne 5,6 °C),
  - en 2100 : +2,5 °C (température annuelle moyenne 6,6 °C) ;
- Précipitations annuelles :
  - valeur de référence (1951–2005) : 1640 mm
  - en 2050 : +6,2 % (soit un cumul annuel de 1740 mm),
  - en 2100 : −0,5 % (soit un cumul annuel de 1630 mm).

Selon ces scénarios TRACC, il y a peu d'évolution de la pluviométrie annuelle à redouter sur Flaine (on reste dans la gamme de fluctuations interannuelles) ; l'augmentation de température risque d'être plus contenue qu'ailleurs dans les Alpes. Les figures 2.14 à 2.17 montrent la distribution spatiales des variations relatives de précipitations annuelles et des variations absolues de températures moyennes annuelles par rapport à la période de référence 1951–2005 pour le quart sud-est de la France en 2050 et 2100 selon le modèle TRACC 2023 (ALADIN63+CNRM-CM5).

Le jeu de données ADAMONT-2020 fournit des informations supplémentaires sur l'évolution possible du manteau neigeux. La figure 2.18 montre l'évolution de la température sous bulbe humide [14] et de la valeur en eau du manteau neigeux selon le scénario météorologique RCP du GIEC.

14. La température sous bulbe humide (ou température du thermomètre mouillé) correspond à la température de l'air avec un taux d'humidité relative de 100 %. Cette température est plus faible que la température de l'air sec. Elle est censée être plus parlante pour comprendre les effets du réchauffement climatique sur les activités humaines à l'extérieur.

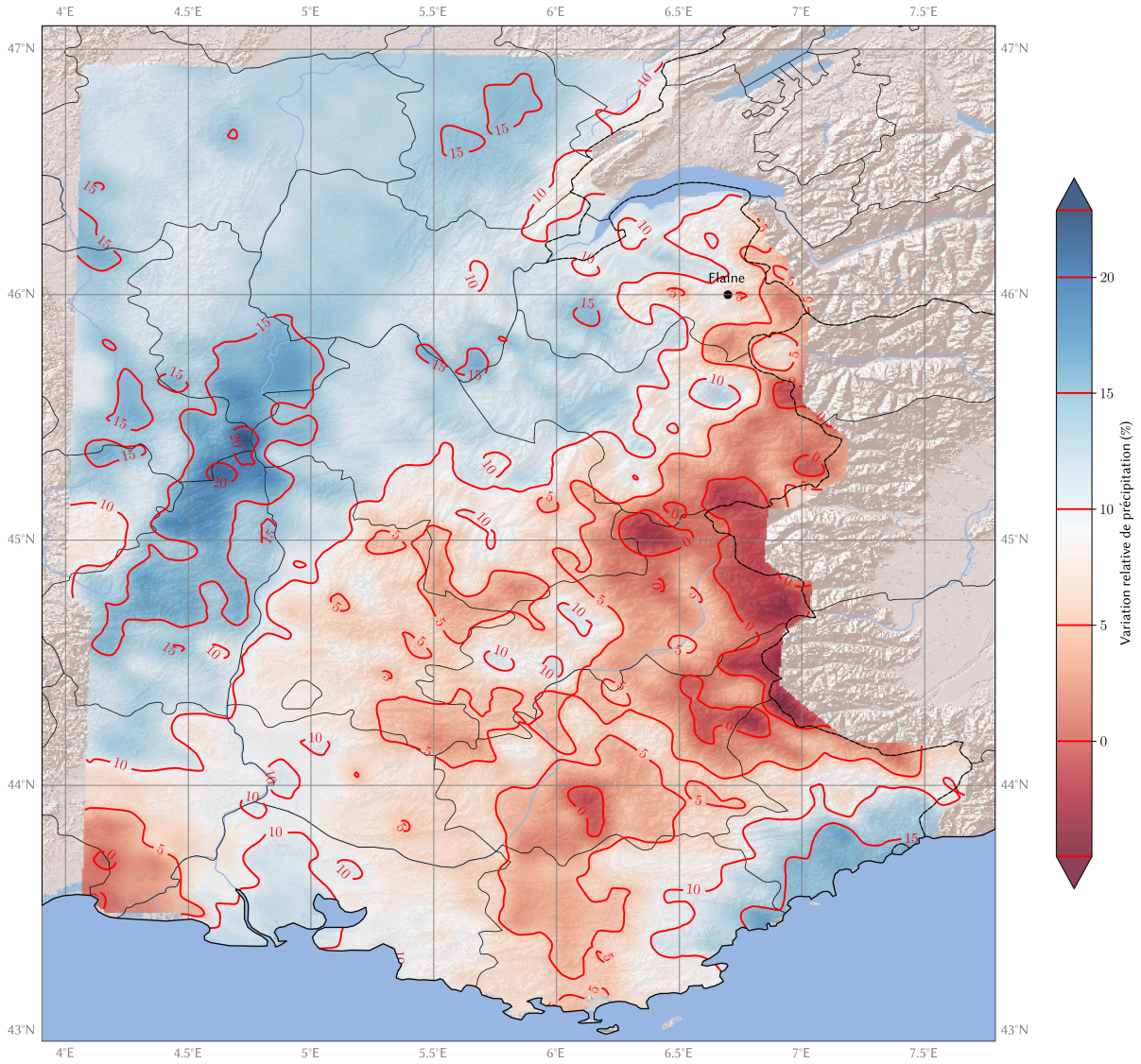


Figure 2.14 – Résultat de TRACC 2023 pour les variations relatives de précipitations annuelles sur les Alpes du Nord en 2050.

Le scénario RCP2,6 est le plus favorable. Il correspond à une stabilité des émissions des gaz à effet de serre, puis à une réduction de ces émissions, ce qui permettrait de limiter l'augmentation de température à +2 ℃ par rapport aux années 1960–1980 selon le GIEC ; ce sont *grosso modo* les conditions climatiques actuelles. Comme le montre la figure 2.19, même ce scénario favorable conduit à une diminution d'environ 30 % de l'épaisseur du manteau neigeux (et de sa valeur en eau).

Les scénarios RCP4,5 et 8,6 sont bien plus critiques pour Flaine. S'ils ne devraient pas modifier la pluviométrie annuelle, ils seraient associés à des élévations jusqu'à 4 ℃ supplémentaires par rapport au scénario RCP 8,5, ce qui condamnerait la pratique du ski sur le domaine skiable actuelle. Selon certaines études, les quantiles de précipitations extrêmes en altitude (au-dessus de 2700 m) seraient sensiblement augmentés[15]. En bref, la station devrait faire face à une disette de neige en conditions ordinaires, et de temps à autres à de très fortes chutes de neige,

15. Le Roux, E., G. Evin, N. Eckert, J. Blanchet, and S. Morin, Projection of snowfall extremes in the French Alps as a function of elevation and global warming level, *The Cryosphere*, **17**, 4691–4704, 2023.

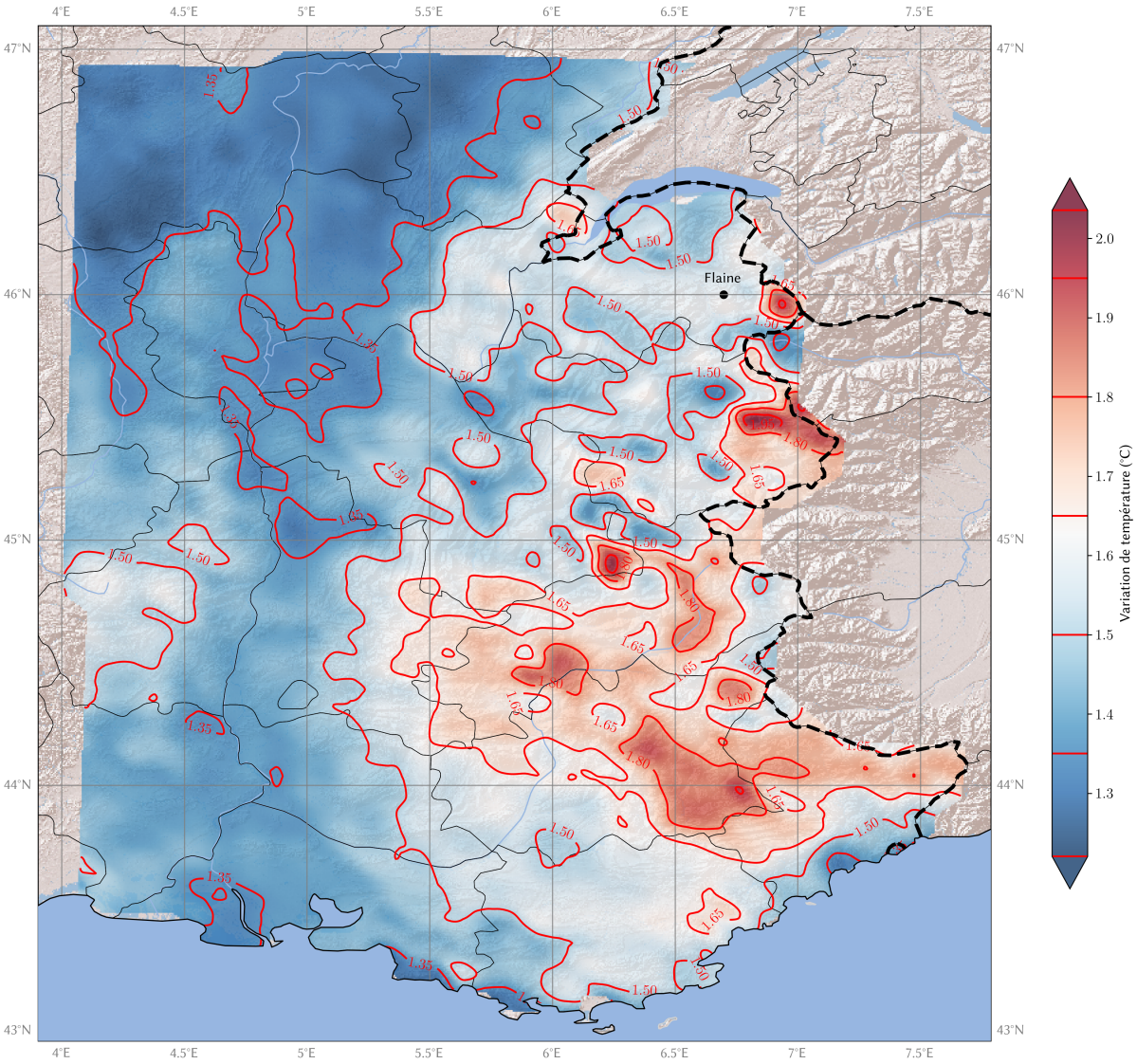


Figure 2.15 – Résultat de TRACC 2023 pour les variations de températures moyennes annuelles sur les Alpes entre 2050 et la période de référence 1951–2005.

et donc à un risque plus important d'avalanche.

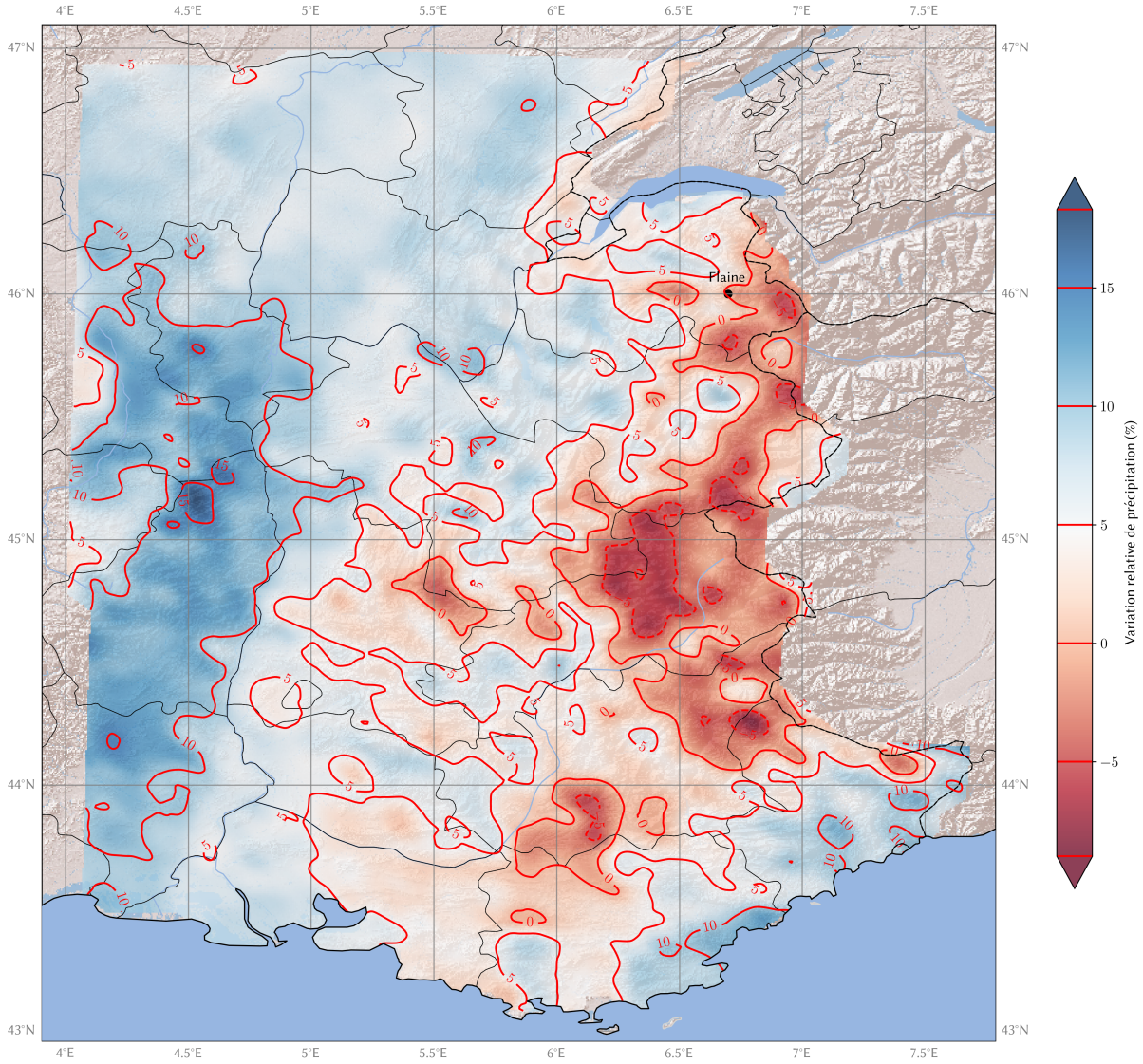


Figure 2.16 – Résultat de TRACC 2023 pour les variations relatives de précipitations annuelles sur les Alpes en 2100.

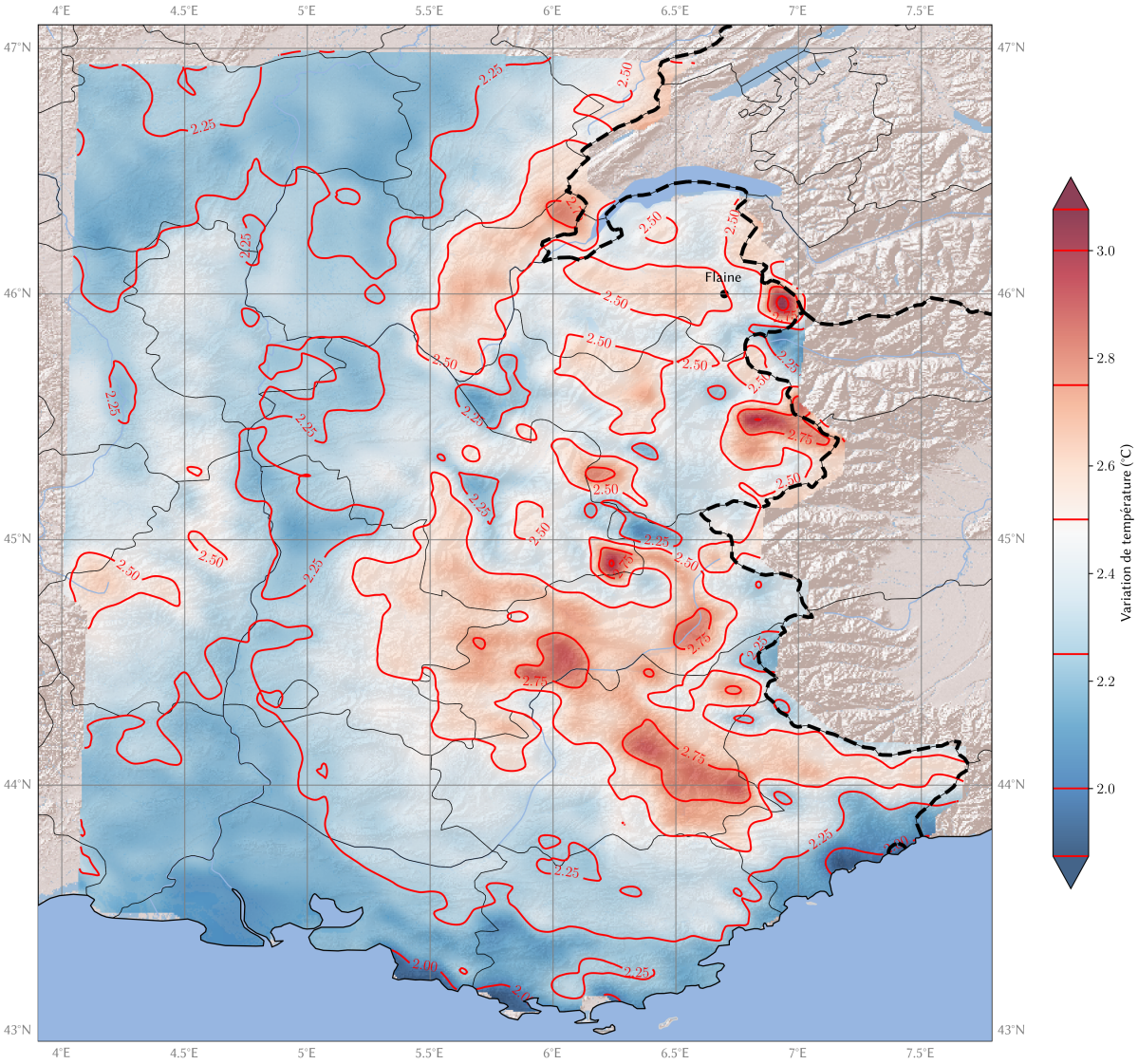
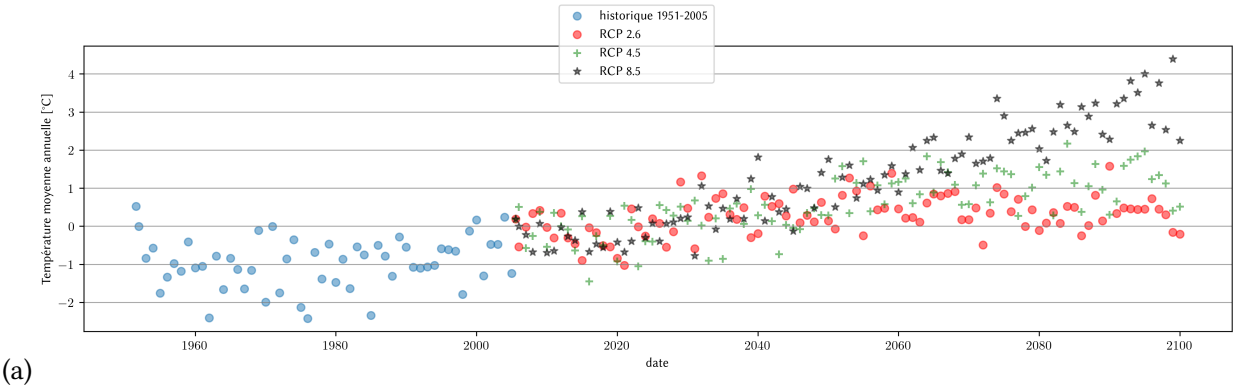
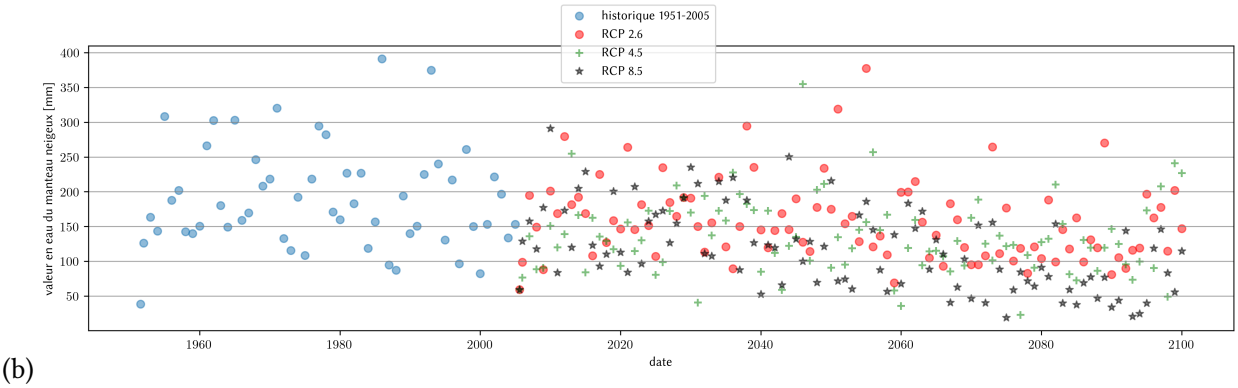


Figure 2.17 – Résultat de TRACC 2023 pour les variations de températures moyennes annuelles sur les Alpes entre 2100 et la période de référence 1951–2005.



(a)



(b)

Figure 2.18 – Résultat du jeu de données corrigées ADAMONT-2020 pour montrant l'évolution (a) de la température moyenne (température sous bulbe humide) et (b) de la valeur en eau du manteau neigeux pour Flaine en fonction des scénarios RCP.

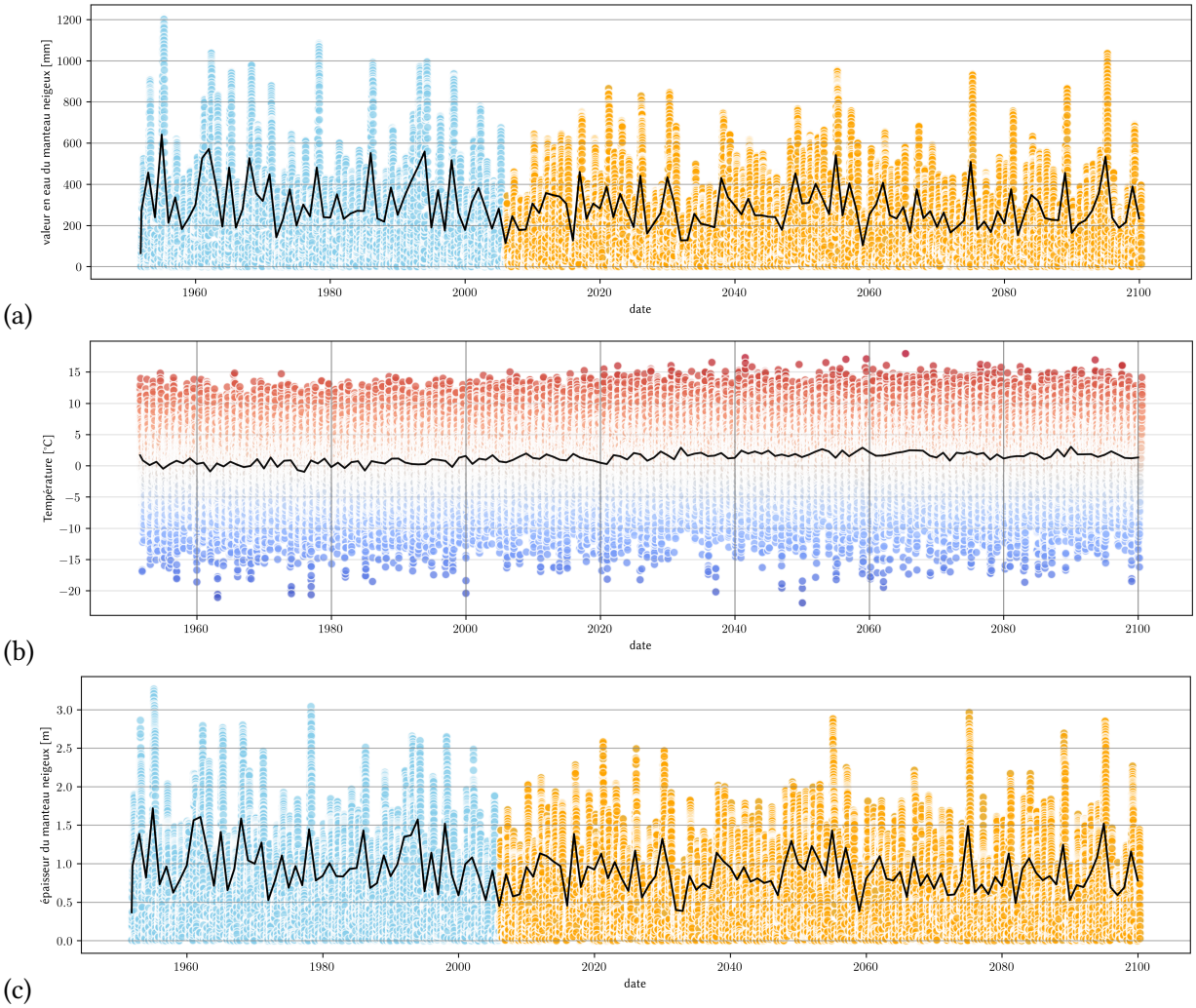


Figure 2.19 – Résultat du jeu de données corrigées ADAMONT-2020 pour Flaine selon le scénario RCP 2,6. (a) Évolution de la valeur en eau du manteau neigeux. (b) Évolution de la température moyenne annuelle (température sous bulbe humide). (c) Évolution de l'épaisseur du manteau neigeux.

2.6 Synthèse des valeurs et scénario de référence

Pour les calculs d'avalanche, **nous nous fondons sur les cumuls de neige sur 3 jours pour évaluer le volume de neige mobilisable par l'avalanche et en considérant une défaillance du PIDA.** En se fondant sur les valeurs enregistrées sur Flaine (qui constitue la plus longue série), on arrive aux estimations suivantes des quantiles de chutes de neige et d'épaisseur du manteau neigeux :

	$T = 30$ ans	$T = 100$ ans	$T = 300$ ans
Cumul sur trois jours C (cm)	135	160	180
Épaisseur de neige H (cm)	290	325	350

Ce sont les valeurs utilisées pour les simulations numériques.

Ces données sont tirées des mesures réalisées sur le poste du Flaine pour lequel on dispose d'une série de 30 saisons (1995–2024). La précision des quantiles de neige est jugée bonne jusqu'à $T \sim 50$ ans, puis elle est moins bonne pour $T > 50$ ans compte tenu de la forte variabilité des précipitations de neige sur le Faucigny.

Comme le reste du territoire, Flaine est soumis à un changement climatique, qui se traduira par une augmentation de température, mais d'après les modèles TRACC de Météo-France, cette augmentation devrait être localement plus modérée que ce qui devrait se produire à l'échelle de la France métropolitaine. Les précipitations ne sont pas attendues varier significativement à l'échelle annuelle (on restera en-deçà de l'échelle actuelle des fluctuations interannuelles, soit environ 1650–1800 mm de précipitations par an, dont la moitié durant la saison hivernale). Nous n'avons donc pas pris en compte l'effet du changement climatique sur les quantiles de neige extrêmes.

Toutefois, même modérée, l'augmentation de température jouera un rôle crucial dans l'activité avalancheuse. Il est vraisemblable que l'on voie plus souvent :

- des avalanches de neige mobilisant tout ou partie du manteau neigeux ;
- une reptation plus marquée du manteau neigeux dans les zones favorables au glissement du manteau neigeux (c'est-à-dire des zones à forte pente, avec un terrain humide).

En l'état actuel des observations de terrain, nous n'avons pas d'éléments qui nous permettent de juger crédible un changement de nature de l'activité avalancheuse sur le site. Toutefois, comme cela s'est vu dans certaines stations de ski (dans la combe de Reverdy à Saint-François-Longchamp par exemple), l'activité avalancheuse peut changer de nature soudainement. Il conviendra donc de garder un œil attentif sur les pentes dominant le lac de Vernant. Le cas échéant, l'augmentation des phénomènes de reptation ou d'avalanche de glissement ne devrait pas augmenter le risque sur la retenue de Vernant. Le scénario exploré au chap. 4 – une avalanche consécutive à de fortes chutes de neige – est celui qui implique les vitesses d'avalanche les plus élevées, et ce faisant implique un risque plus fort de formation de vague d'impulsion.

Chapitre 3

Analyse du risque d'avalanche

3.1 Données

Le rapport s'est appuyé sur les documents suivants :

- extrait de la carte de localisation probable des avalanches (CLPA) « Flaine Morzine » éditée par le Cemagref et l'IGN en 1972 et 1993 ainsi que les mises à jour de la CLPA de 2001 et 2009 ;
- fiches d'enquête de la CLPA (enquêtes de 1972 et juillet 1999, révision d'octobre 2009) ;
- visite de terrain du 9 février 2012 ;
- carnet d'observations de l'Enquête Permanente des Avalanches (EPA) ;
- rapport Météorisk « Exposition aux avalanches de la future réserve d'eau de Vernant » de 2003, pour le compte de la société Grand Massif Développement ;
- observations de la visite de terrain du 9 février 2012 ;
- témoignages fournis par le directeur de la station ;
- carte TOP25 et orthophotoplan de l'IGN.

3.2 Analyse historique

3.2.1 Analyse de la CLPA

► Voir cartes n^{os} 3.1 (a–c) et 3.2 (a, b).

La CLPA est un document informatif mis en œuvre au début des années 1970, qui dresse un inventaire des avalanches connues. Elle comporte deux types d'informations :

- des avalanches reconnues par enquête sur le terrain (figurées en magenta sur la carte) ;
- des avalanches reconnues par photo-interprétation (figurées en orange sur la carte).

Outre des cartes, la CLPA met à disposition une collection de fiches signalétiques, qui fournissent un inventaire des phénomènes connus d'après témoignages et archives.

Sur la CLPA de 1972, le site est indiqué comme zone avalancheuse aussi bien en photo-interprétation (emprise orange) qu'après enquête de terrain (emprise magenta). Deux emprises ont été identifiées : CLPA n^{os} 22 et 23. Les fiches de renseignement sont laconiques. Pour le site CLPA n^{o} 22, la fiche mentionne « altitude de départ : 2200 m. Altitude d'arrivée : 1835 m - Fréquence : annuelle » tandis que pour le n^{o} 23, elle indique « altitude de départ : 2170 m. Altitude d'arrivée : 1835 m - Fréquence : annuelle ».

La CLPA de 1993 n'amène pas de changement si ce n'est le changement du fond topographique de l'IGN. L'enquête de terrain de janvier 2001 n'indique rien et la carte n'est donc pas modifiée. En revanche, durant l'enquête de novembre 2009, l'enquêteur recueille un témoignage pour l'avalanche CLPA n^{o} 22

> « *L'avalanche a été déclenché accidentellement par un groupe de 6 personnes. 1 blessé, 1 mort. La coulée est arrivée dans le lac (04/03/1989).* »

La carte dans son édition de 2009 n'a pas été changée (on note de petites variations dans le détail des emprises, probablement dues à un glissement du calque et à une renumérisation de certaines emprises).

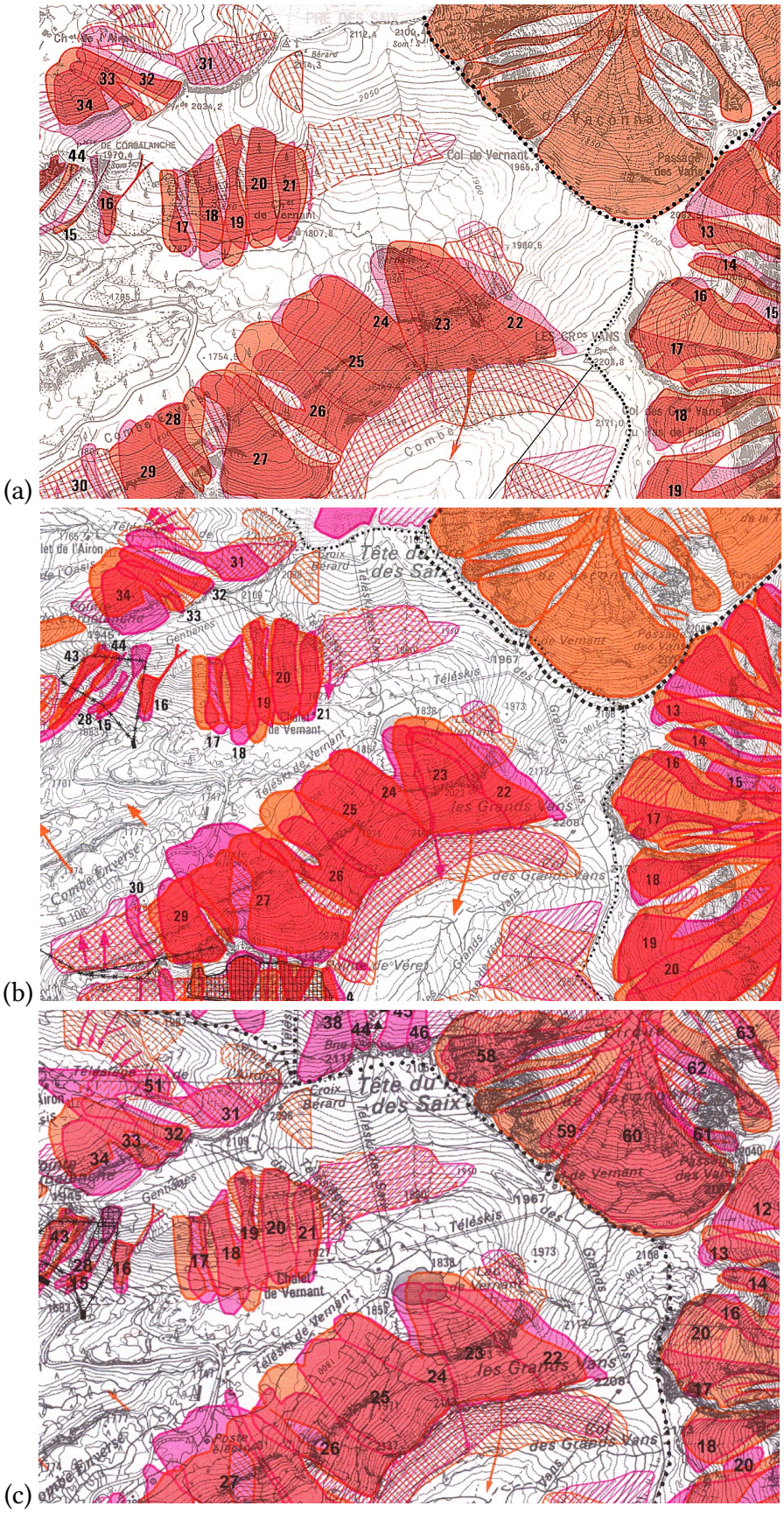
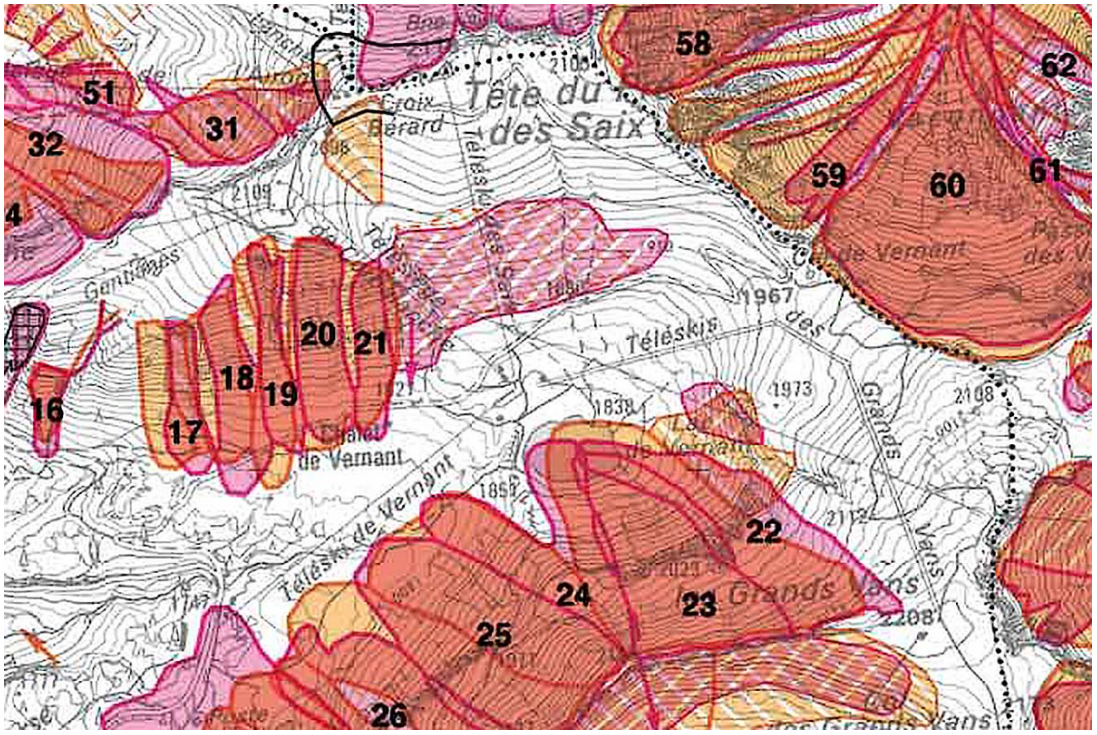


Figure 3.1 – Extrait des anciennes cartes de la CLPA : (a) première édition de 1972 extrait de la feuille « Flaine-Passy » ; (b) seconde édition de 1993 extrait de la feuille « Flaine-Morzine » ; (c) troisième édition de 2001 extrait de la feuille « Flaine-Roc d'Enfer ». © IGN-Irstea.

(a)



(b)

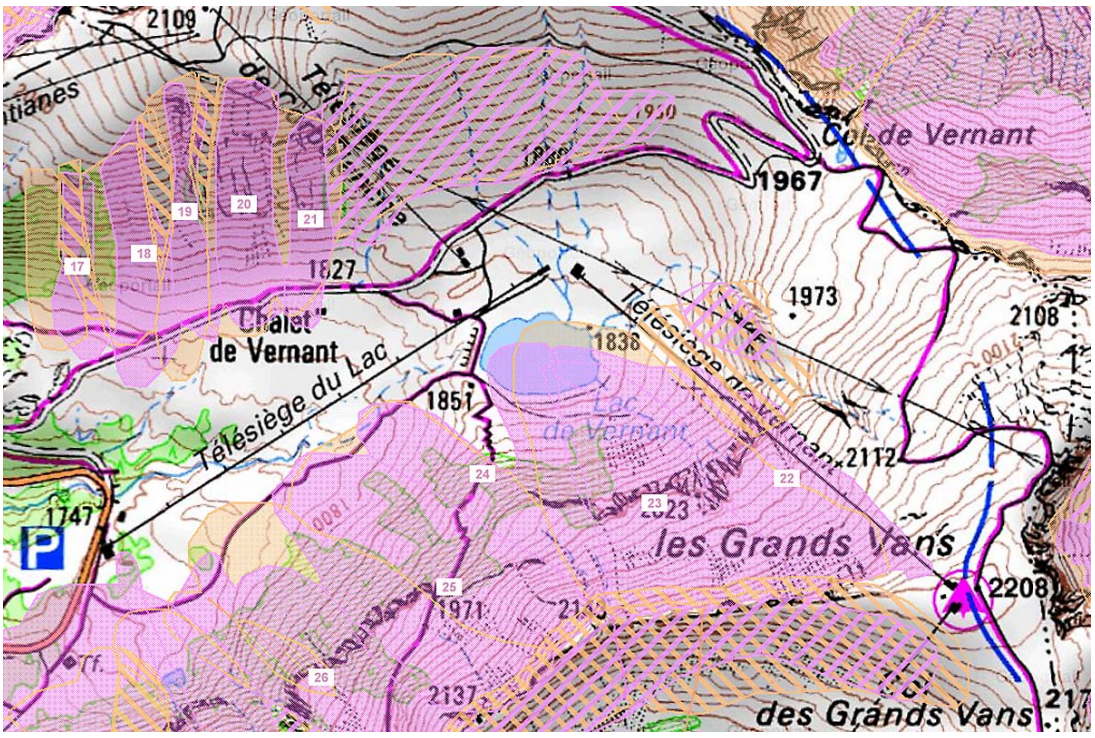


Figure 3.2 – Extrait des cartes actuelles de la CLPA : (a) dernière édition de mai 2010, feuille AH66 ; (b) sextrait du géoportail en avril 2012 ; © IGN-Irstea.

3.2.2 Analyse des événements reportés dans l'EPA

► Voir carte 3.3.

L'EPA est une procédure de suivi des avalanches mise en œuvre par l'administration forestière au début du xx^{e} siècle sur les Alpes et les Pyrénées. L'agent forestier renseigne l'activité avalancheuse d'un certain nombre de couloirs identifiés en consignant pour chaque événement constaté la date d'occurrence, les altitudes de départ et d'arrêt, le type d'avalanche, les dégâts éventuels occasionnés, etc.

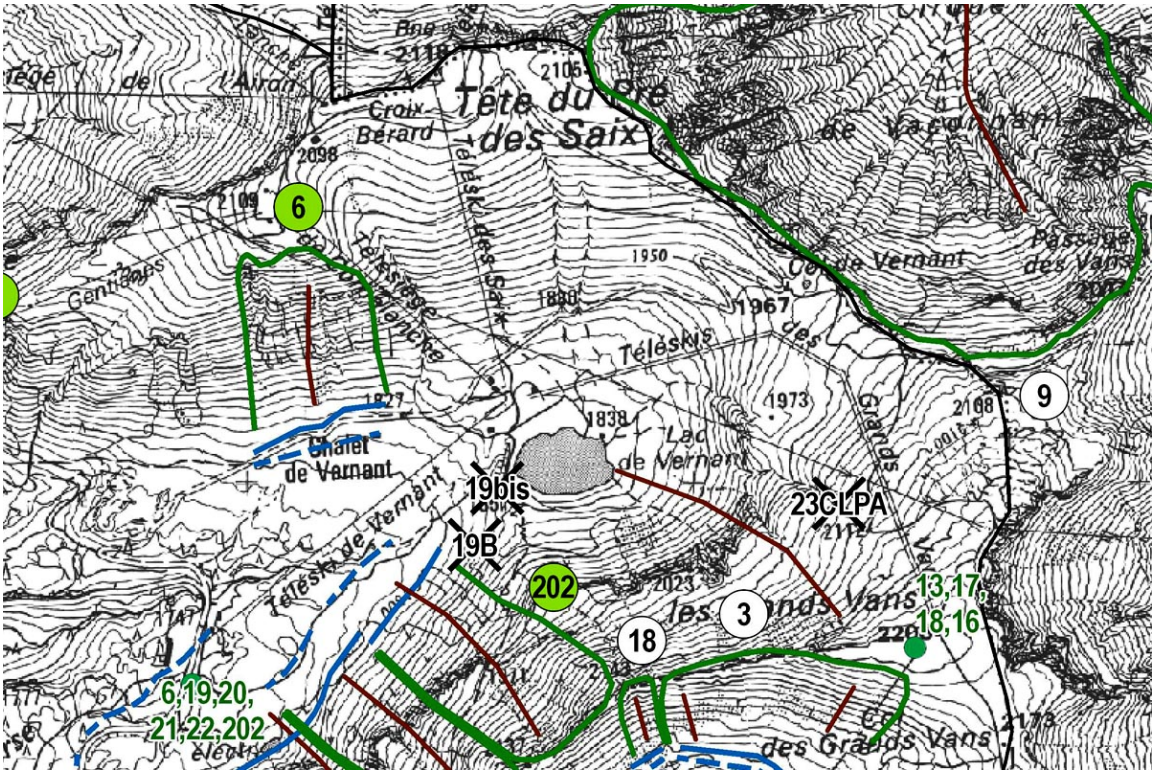


Figure 3.3 – Extrait de la carte de l'EPA. © Irstea-RTM.

Le site n'a pas été inventorié dans l'EPA. Il est voisin de deux sites recensés par l'EPA :

- avalanche EPA n^{o} 6 « pas de Lachy » 12 événements reportés entre 1974 et 1996. Les carnets forestiers ne reportent pas de dommages ;
- avalanche EPA n^{o} 202 « pas de Lachy » : aucun événement reporté depuis la date de création (2007).

3.2.3 Analyse des témoignages

Rapport Météorisk

Mandat avait été confié à la société Météorisk (Sion, CH) d'examiner le risque d'avalanche sur un projet d'extension de Vernant. Le rapport ne mentionne rien sur le lac actuel, mais focalise l'attention sur les couloirs CLPA n^{os} 24 à 27. Le rapport indique :

> « *Les divers témoignages recueillis auprès des pisteurs de la station de Flaine et de la DDE de Cluses (voir fiches annexées) attestent sans ambiguïté le fait que la réserve*

en projet se situe dans l'emprise de l'avalanche. Ils confirment également le temps de retour estimé d'après les séries nivéo-météorologiques : une avalanche au moins survient chaque hiver sur le site et 10 avalanches auraient atteint la position de la réserve en projet en 27 années. Ces avalanches résultent de ruptures de plaques sèches, peuvent produire un aérosol et transportent parfois des matériaux (essentiellement des branches). Ce sont plutôt des avalanches de surface. Le dépôt de l'avalanche CLPA n° 27 a atteint une épaisseur de 1 m, sur la route, selon des observations récentes (1995). »

Service des pistes

Le service des pistes de Flaine conduit un plan d'intervention pour le déclenchement des avalanches sur le versant nord des Grands Vans. Empruntant le télésiège des Vans, l'équipe d'artificiers suit la ligne de crête vers l'ouest et lance 5 charges (grenadage à main) pour traiter le versant (voir figure 3.4).

Selon le responsable du service des pistes, aucun phénomène d'ampleur n'a été observé sur les pentes dominant directement le lac contrairement au versant nord-ouest qui menace la route départementale. Toujours selon lui, le PIDA régulier et la forte fréquentation en hors pistes du versant (d'accès facile depuis les télésièges) expliquent l'absence de phénomène majeur sur cette partie du domaine skiable.

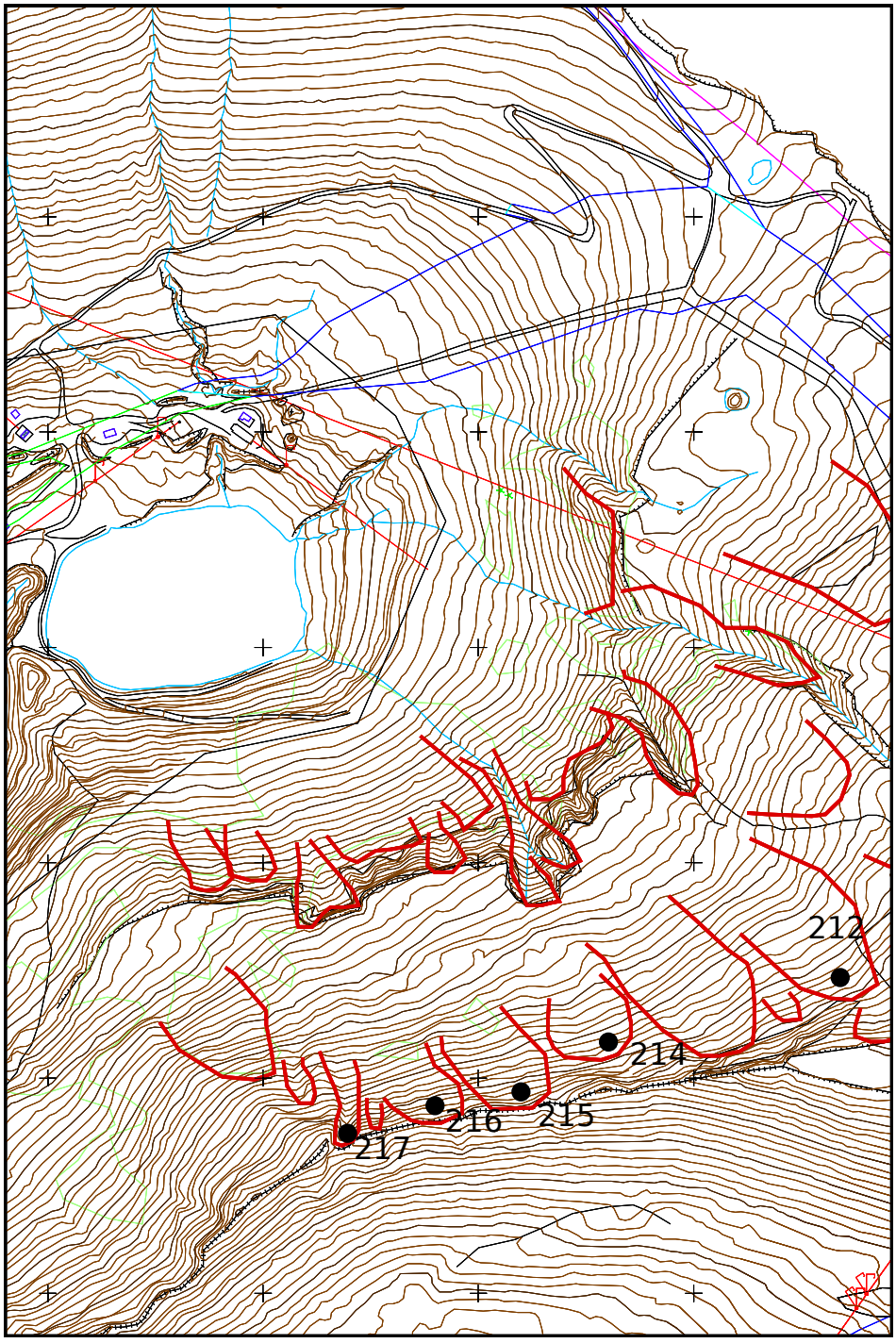


Figure 3.4 – PIDA et points de tir (avec les numéros de tir selon la nomenclature du service des pistes).

3.3 Analyse experte

► Voir photographies n^{os} 3.6 (a, b) et 3.7 (a, b).

3.3.1 Situation générale

On peut distinguer trois secteurs différents sur le versant nord-ouest des Grands Vans. Dans l'ensemble il s'agit d'un versant de moyenne montagne (1800–2200 m), relativement raide (avec des pentes moyennes entre 30° et 35°), orienté de nord à nord-ouest, et coupé en son milieu (vers 2000 m d'altitude) par une barre rocheuse de 50 m de haut. La végétation est arbustive en pied de versant (aulnes), mais le plus souvent elle est composée de pelouses entrecoupées d'éboulis (érosion torrentielle plutôt que ravinement causé par les avalanches). Dans ce ce type de configuration, l'activité avalancheuse est attendue être :

- fréquente compte tenu des pentes fortes dans les zones de départ et de la nivométrie du secteur ;
- d'ampleur, avec des avalanches majeures arrivant jusqu'au lac assez fréquemment compte tenu des pentes soutenues tout le long du versant ;
- de tout type, mais préférentiellement en neige sèche après des chutes de neige ou un fort transport de neige par le vent. Des avalanches de neige humide par fort redoux sont également probables, mais aucune avalanche de fond de grande ampleur n'a laissé de traces dans les éboulis et de telles avalanches sont donc fort rares sur ce secteur. Le site est peu favorable à de purs aérosols (taille réduite du site, barre médiane) en dépit des pentes fortes, mais des avalanches coulantes rapides de neige sèche sont très vraisemblables ;
- conditionnée par les conditions météorologiques survenues les trois derniers jours, avec un rapide retour vers des conditions relativement stables, cela d'autant plus que tout le secteur est accessible par les skieurs en hors-piste. Les conditions de départ pour une grosse avalanche sont essentiellement réunies lors de très fortes chutes de neige.



Figure 3.5 – Photo-interprétation reportée sur l'orthophotoplan. Coordonnées Lambert II.

(a)



(b)



Figure 3.6 – (a) Vue du site depuis le lac et (b) vue sur le lac depuis les pistes de ski. Les panneaux A sont sur la droite sur le cliché (a), les panneaux B sur la gauche. On note la densité des traces de hors-piste sur toutes les pentes et dans les goulets traversant la barre médiane. Sur ce même cliché on voit l'évacuateur de crue (puits d'évacuation).

(a)



(b)



Figure 3.7 – (a) Zones de départ des secteurs A et B vues depuis les pistes de ski. (b) vue plongeante sur le lac depuis un des panneaux du secteur B.

3.3.2 Activité par secteur

3.3.3 Groupe A

Le premier secteur (groupe A) comprend trois grands panneaux de départ d'environ 0,6 ha chacun, sous l'arête (2150 m d'altitude) ouest des Grands Vans, et de plus petits panneaux à son extrémité ouest. La pente y est fort raide (45° sur 70 m de dénivellation). La figure 3.8 montre les panneaux du groupe A.

La pente est relativement soutenue jusqu'à la barre médiane puisque les pentes sous le raide panneau de départ dépassent 35° sur 150 m de dénivellation. En cas de forte instabilité du manteau neigeux, la zone de départ est donc potentiellement importante (1,4 ha, soit des volumes mobilisables de neige voisins de 20 000 m^3).

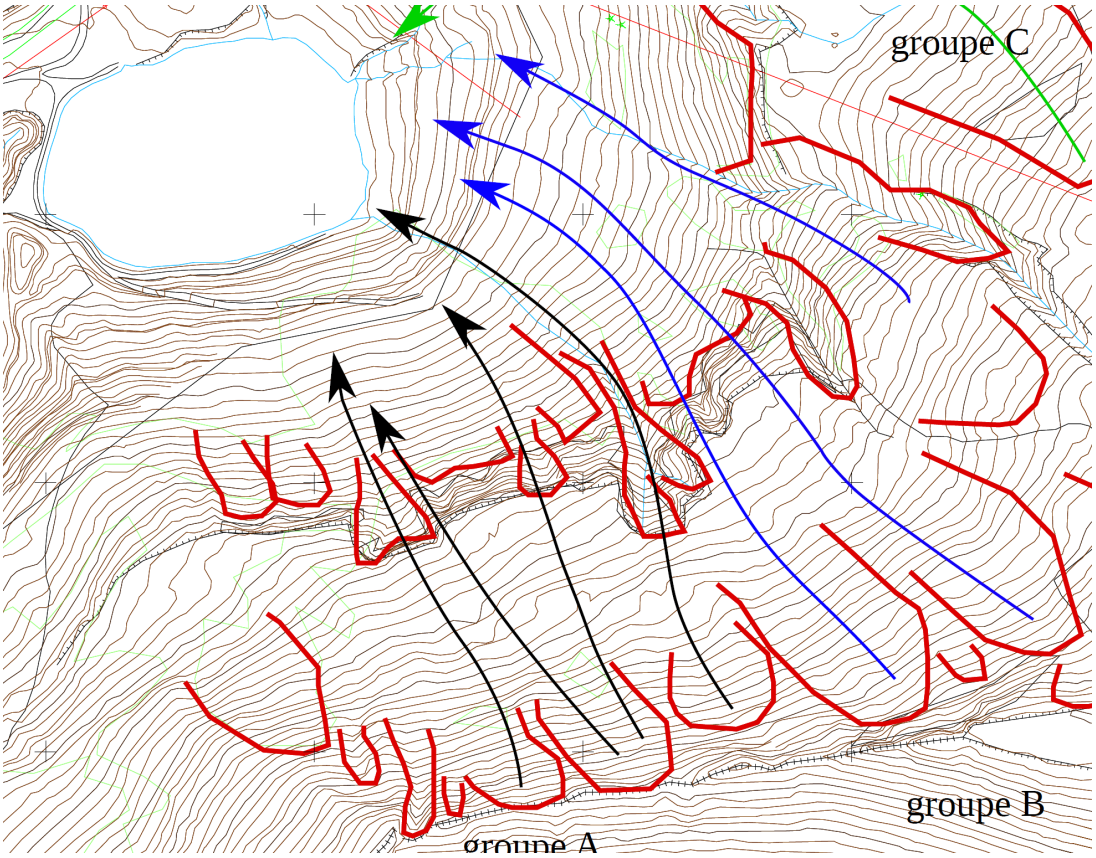


Figure 3.8 – Localisation des panneaux de départ pour chaque groupe.

Vers 2000 m d'altitude, la pente présente une discontinuité (barre rocheuse de 40 m à 50 m de hauteur, avec de fortes pentes, mais non verticales), qui peut servir à casser la dynamique des écoulements, notamment des phases aériennes (nuage en formation) qui se retrouvent soudainement privées de la base de l'écoulement, qui les alimente en neige. Pour cette raison, l'existence de purs aérosols est peu vraisemblable, mais compte tenu des fortes pentes, une phase aérienne dégénérant en effet de souffle est probable pour les écoulements de neige rapides.

Sous la barre médiane, la pente est encore soutenue puisqu'on mesure 27° en moyenne sur 100 m de dénivellation jusqu'au lac. Autant dire qu'avec de telles pentes, il est facile pour une petite avalanche de neige d'atteindre le lac. De fait, lors de notre visite de terrain du 9

février 2012, deux dépôts de neige (dépôts diffus, c'est-à-dire sans limites nettes, typiques de neige sèche transportée par une avalanche rapide) de petit volume étaient visibles sur la surface gelée du lac, à peine recouverts par des chutes de neige récentes. Il faut donc considérer que dès les petites périodes de retour ($T \sim 1 - 2$ ans), des avalanches sont capables d'atteindre le lac. Naturellement, pour ces petites périodes de retour, les volumes et les vitesses des avalanches sont trop faibles pour que l'action dynamique de l'avalanche soit significative. L'épaisse couche de glace (généralement supérieure à 40–60 cm) est un bouclier efficace. Pour les grandes périodes de retour, en revanche, les avalanches peuvent briser la carapace de glace et former une vague (voir chapitre 5).

Les petits panneaux occidentaux du groupe sont de trop faible surface pour constituer une avalanche de volume suffisant dans le lac de retenue (superficie de l'ordre de 0,2 ha de la zone de départ), mais leur forte pente et le relief très découpé peuvent jouer en faveur d'un rôle de « détonateur », c'est-à-dire que leur mise en mouvement peut provoquer le déclenchement des panneaux sous la barre médiane, ce qui grossirait fortement la masse initiale. Toutefois, ici, leur instabilité ne peut guère s'étendre latéralement compte tenu du découpage du relief. La menace est donc constituée essentiellement par les trois gros panneaux en forme de conque. Un départ simultané de ces panneaux semble peu évident compte tenu du relief, mais on ne peut écarter le risque d'un départ très rapproché dans le temps en cas de forte instabilité du manteau neigeux.

Compte tenu de sa proximité avec le lac, des fortes pentes, ce secteur est de loin celui qui constitue la plus grande menace pour la retenue. Tous les types d'avalanche sont *a priori* possibles, mais pour les raisons évoquées plus haut, de purs aérosols sont peu probables. Il reste deux types vraisemblables d'avalanche :

- des avalanches coulantes de neige sèche en régime inertiel. Elles doivent se former assez fréquemment durant l'hiver compte tenu de l'orientation (nord) et des pentes, mais l'altitude moyenne (inférieures à 2200 m), la proximité des pistes de ski, et le déclenchement préventif limitent très fortement l'occurrence de grosses avalanches rapides. Il faut des conditions particulières (tempête d'hiver avec fortes chutes de neige et épisode de vent violent) pour que les remontées mécaniques soient arrêtées sur ce secteur, qu'une forte accumulation de neige se produise, et que le déclenchement préventif ne soit pas possible. Ce type de conditions se rencontrent en moyenne une fois tous les 10 à 20 ans (février 1978, janvier 1981, février 1999, mars 2006 pour les Alpes du Nord). Sous ces conditions, une avalanche rapide (régime inertiel) peut atteindre avec force et volume le lac. Des volumes de voisins de 10 000 m^3 et des vitesses supérieures à 10 m/s à l'entrée dans le lac sont des ordres de grandeur des phénomènes. Certaines de ces avalanches peuvent briser l'épaisse couche de glace et former une vague d'impulsion (voir chapitre 5).
- des avalanches coulantes de neige sèche ou humide en régime gravitaire. Les plus grosses d'entre elles doivent se former parfois au printemps lorsque le manteau neigeux passe à l'isothermie ou bien lors de forts redoux durant l'hiver. Compte tenu des pentes soutenues, c'est tout le manteau neigeux qui est susceptible d'être mobilisé ou érodé par des telles avalanches. Avec environ 1,5 ha, chacun des gros panneaux du secteur A est potentiellement capable de former des avalanches de gros volumes, voisins ou dépassant 40 000 m^3. Une grande partie (au moins la moitié) peut aller dans le lac, mais les vitesses sont faibles (inférieures à 5 m/s). La masse de neige peut alors disloquer l'épaisseur de glace du lac. Une vague peut se former compte tenu de l'accumulation de neige sur le fond de la retenue.

3.3.4 Groupe B

Le secteur B comprend deux gros panneaux couvrant chacun 1,2 ha. Leur pente de départ est soutenue : 37° sur 120 m de dénivellation, mais rapidement la pente du profil naturel s'atténue pour descendre à 18° juste au-dessus de la barre médiane (sur environ 40 m de dénivellation). La pente sous la barre médiane (2000 m d'altitude) est encore relativement soutenue puisqu'on compte 23° sur 110 m de dénivellation jusqu'au lac.

Les caractéristiques générales sont similaires à celles évoquées pour le groupe A. On note comme principales différences :

- des pentes généralement un peu moins fortes ;
- des surfaces mobilisables plus grandes ;
- un profil de terrain plus irrégulier ;
- une orientation vers le nord-ouest (au lieu de nord) ;
- un relief moins marqué.

On s'attend donc que l'activité avalancheuse soit globalement assez similaire, mais avec quelques différences :

- les volumes mobilisables sont globalement bien plus importants, tout du moins dans la zone de départ (volume dépassant 25 000 m^3), mais une partie de ce volume se déposera avant d'atteindre le lac ;
- des vitesses d'écoulement légèrement moindres.

3.3.5 Groupe C

Le secteur C comprend un groupe disparates de panneaux sous la ligne de cote 2065 m, au niveau des pistes de ski, d'orientation nord-ouest à ouest. Sous certaines conditions très particulières peuvent former des avalanches allant jusqu'au lac.

La CLPA mentionne un risque très circonscrit d'avalanches (enquête de terrain, emprise sans numéro, reportée en hachures). S'il est certain que ce site ne forme le plus souvent que de petites coulées, on ne peut exclure que sous des conditions très exceptionnelles, des avalanches de taille plus importante se forment et atteignent le lac.

Le panneau de départ est peu raide : 25° en moyenne sur 60 m de dénivellation. C'est une pente limite pour un déclenchement d'avalanche. Sous cette zone de départ potentielle, la pente décline encore pour atteindre 6° sur presque 100 m de distance, mais sous 1980 m, elle redevient plus importante : 19° en moyenne jusqu'au lac. On peut considérer que seules des avalanches de neige très humide (comme ce qui a pu être observé sur de nombreuses pentes durant l'hiver 2012) sont susceptibles de se former. Elles sont toutefois bien moins dangereuses pour le lac que les avalanches issues des secteurs A et B car ni les volumes, ni les vitesses ne permettent de générer des vagues significatives.

Ces avalanches, à la fois très rares et peu puissantes, sont ici citées pour mémoire.

Chapitre 4

Analyse par simulation numérique des avalanches

4.1 Principe et hypothèses du calcul

Les avalanches sont des phénomènes complexes, reposant sur une multitude de processus depuis la chute de neige jusqu'à l'arrêt de l'écoulement. Il est possible de rendre compte des caractéristiques de l'activité avalancheuse d'un couloir à l'aide de modèles relativement simples. L'analyse par simulations numériques se nourrit des éléments précédents, mais est réalisée de manière totalement indépendante et autonome. Notamment, nous n'avons pas recours à une modification des paramètres pour faire coller les résultats du modèle à l'analyse experte. Comme paramètres d'entrée des modèles numériques, nous avons pris en compte :

1. les valeurs des cumuls de neige (voir chapitre 2) ;
2. le découpage en panneaux tiré de l'analyse experte (voir chapitre 3) ;
3. les valeurs usuellement obtenues sur d'autres sites similaires permettent d'obtenir les coefficients mécaniques des simulations ;
4. des règles expertes tirées de l'utilisation de ces phénomènes dans la reconstitution de l'activité avalancheuse dans des sites bien documentés et dans la simulation de phénomènes extrêmes.

Nous attirons l'attention du lecteur qu'une tendance lourde de l'ingénierie est de recourir massivement aux codes numériques pour le calcul des caractéristiques des écoulements. Malheureusement, l'état de l'art en matière de calcul numérique reste fragile, les incertitudes sont grandes, les résultats des calculs sont sensibles au choix des paramètres. Les calculs présentés ci-dessous n'ont de sens que s'ils sont regardés de façon critique et contradictoire avec l'analyse experte.

4.1.1 Modèle utilisé pour le calcul

Pour les **avalanches coulantes**, nous avons utilisé le code de calcul AVAC fondé sur la résolution d'équations du mouvement avec une loi de frottement de type Voellmy. Il s'agit d'un code numérique développé par Toraval. La première version du code a été créée en 1994, elle

a été utilisée depuis 1997 tout en connaissant de nombreuses évolutions[1]. Plus d'information sur ce modèle et le calcul des pressions sont disponibles sur le site de Toraval. Le principe général des modèles de calcul est explicité dans l'ouvrage « Dynamique des avalanches » par Christophe Ancey (Presses Polytechniques Fédérales de Lausanne, Lausanne, 2006). Nous utilisons actuellement la version AVAC 3.1. Depuis l'été 2019, le code AVAC a été rendu librement téléchargeable depuis GitHub ; voir le site www.toraval.ch/avac pour plus d'informations.

AVAC 3.1 est un code bidimensionnel qui permet de calculer l'évolution sur une topographie complexe d'une masse de neige. Les équations du mouvement sont moyennées selon la hauteur : en un point (x, y) donné du fond topographique atteint par l'avalanche, on caractérise celle-ci par sa vitesse moyenne $\bar{u}(x, y, t)$ et sa hauteur $h(x, t)$. La masse volumique est supposée constante et égale à $\varrho = 300$ kg/m^3. L'avalanche est soumise à un frottement de type Voellmy ; la contrainte pariétale τ_p est une fonction *ad hoc* censée traduire deux processus : un frottement coulombien (comportement granulaire de l'avalanche) et une résistance inertielle (frottement de l'air, effet centrifuge, etc.) exprimée comme une fonction quadratique de la vitesse

$$\tau_p = \mu\sigma + \varrho g \frac{\bar{u}^2}{\xi},$$

avec $\sigma = \varrho g h \cos\theta$ la contrainte normale, θ la pente locale, μ et ξ les coefficients de frottement de Voellmy.

4.1.2 Paramètres utilisés pour le calcul

Voici les paramètres utilisés :

- Les deux paramètres de Voellmy μ et ξ doivent être ajustés à partir des données de terrain ou par hypothèse (en prenant des valeurs obtenues pour des sites similaires). Il s'agit plus d'une modélisation conceptuelle du frottement que physique car les paramètres ne sont pas mesurables.
- Le tableau 4.1 reporte les valeurs utilisées pour les calculs (l'épaisseur d_0 est l'épaisseur de neige qui sert à estimer l'épaisseur de la cassure[2]). Quelques remarques supplémentaires :
  - Dans le code AVAC 3.1, les épaisseurs d_0 reportées dans le tableau 4.1 correspondent à des valeurs pour un sol horizontal à 1620 m d'altitude.
  - Des corrections sont apportées en fonction de l'altitude et de la pente de chaque panneau ; ces corrections suivent le modèle Burkard–Salm. Un gradient hypsométrique de 3 cm par tranche de 100 m d'altitude a été appliqué.
  - **L'influence du vent n'a pas été prise en compte pour les phénomènes extrêmes**. En effet, il est difficile, si ce n'est impossible, d'estimer les zones à ablation ou dépôt avec précision. Compte tenu des caractéristiques du site (raideur des zones d'accumulation, face ouverte), il est peu probable que de grosses quantités de neige instable se forment sans qu'il y ait une ou plusieurs purges naturelles au cours de l'épisode. De plus, les gros coups de neige se produisent lors du passage de grosses dépressions atlantiques, accompagnées de vents très violents en altitude.

1. L'article originel date de 1994 : Ancey, C., Modélisation des avalanches denses, approches théorique et numérique, *La Houille Blanche*, **5-6**, 25–39, 1994. Article en ligne sur le site www.toraval.ch.

2. L'épaisseur de la cassure est supposée dépendre de la pente de zone de départ. Nous suivons ici la méthodologie développée par André Burkard et Bruno Salm (*Die Bestimmung der mittleren Anrissmächtigkeit d_0 zur Berechnung von Fliesslawinen*, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos, 1992.).

  - En règle générale, ces vents sont peu favorables à un chargement massif de neige dans les conditions climatiques actuelles sans qu'il y ait une purge naturelle durant les chutes de neige.
  - Toutefois, compte tenu du changement climatique et de la tranche d'altitude du site (moins de 2500 m), on ne peut exclure des scénarios atlantiques avec des neiges plus humides, et donc des conditions de chargement différentes de celles actuellement observées sur le site. Ces remarques justifient qu'aucune minoration des cumuls de neige n'ait été réalisée.
- Pour la topographie, nous avons utilisé le modèle numérique de terrain au pas de 50 cm fourni par le maître d'œuvre. Comme désormais le Réseau Géodésique Français 1993 (RGF93) constitue la référence géographique légale en France, nous avons converti les données topographiques exprimées dans le système de coordonnées utilisé dans notre rapport de 2012 (Lambert II étendu) ou celui utilisé par le maître d'œuvre (Lambert CC46) en données exprimées dans le système RGF93.
- Les calculs ont été réalisés avec une maille de 2 m, mais AVAC permettant le raffinement automatique de maillage en cours de calcul, la maille de calcul a pu être affinée jusqu'à 50 cm localement.
- Les zones de départ, nous avons utilisé les zones obtenues par photo-interprétation (voir chap. 3).

Tableau 4.1 – Épaisseur de neige utilisée pour estimer l'épaisseur de la cassure, l'épaisseur totale du manteau neigeux (selon la verticale) à 2100 m d'altitude, les coefficient de Voellmy μ et ξ en fonction de la période de retour.

	unité	$T = 30$ ans	$T = 100$ ans	$T = 300$ ans
d_0	cm	135	160	180
H (cm)	cm	290	325	350
μ	–	0,30	0,25	0,20
ξ	$\mathrm{m{\cdot}s^{-2}}$	1000	1200	1400

4.1.3 Hypothèses et rendu du calcul

Les résultats des calculs sont reportés par la suite sous forme de cartes. Quelques remarques générales pour accompagner la lecture de ces cartes et en comprendre la portée :

- **Les cartes ont été réalisées pour trois périodes de retour** : **30 ans**, **100 ans** et **300 ans**. Dans les calculs, nous avons considéré que la période de retour de l'avalanche coïncidait avec celle des chutes de neige sur trois jours (avalanche naturelle). On renvoie à la remarque p. 37 sur les limites possibles de cette hypothèse si l'évolution climatique amenait à des conditions nivo-météorologiques différentes de ce que l'histoire du site a montré.
- En conditions exceptionnelles d'exploitation (PIDA défaillant, station fermée comme cela s'est produit en 2020 et 2021 par décision gouvernementale), des avalanches peuvent partir naturellement et mobiliser des volumes de neige bien plus conséquents ; dans ce cas de figure très défavorable, c'est le cumul de neige sur trois jours qui sert à évaluer le volume de l'avalanche.
- Compte tenu de la résolution du modèle numérique de terrain et de la capacité actuelle des modèles dynamiques d'avalanche, la précision du calcul est au mieux de l'ordre de 10 m pour les emprises reportées.

- Les cartes reportent les emprises d'avalanches comme si tous les panneaux des zones de départ s'étaient **simultanément** déclenchés. Naturellement, en pratique, un tel cas de figure ne se produit pas nécessairement mais, en l'absence d'observations suffisantes, nous n'avons pas discriminé les cas où les panneaux fonctionnent collectivement de ceux où seule une partie de la zone de départ est mise en mouvement.
- Les simulations ont été réalisées en supposant que la retenue de Vernant est vide. L'interaction avalanche/retenue est examinée au chapitre suivant.
- Les cartes reportent les valeurs maximales (dans le temps) de hauteur et de pression cinétique au sein de l'avalanche. On distingue différentes formes de pression. La pression cinétique est $p = \varrho\bar{u}^2/2$, (avec $\bar{u}$ la vitesse moyenne de l'avalanche et ϱ la masse volumique locale) ; c'est la pression de référence au sein de l'écoulement loin de tout obstacle. **Cette pression au sein de l'avalanche ne permet pas de déduire instantanément la pression d'un impact** car celle-ci dépend d'autres paramètres comme la forme de l'object, la direction de sollicitation, et le mode d'interaction entre l'objet et l'avalanche.
- Les effets de souffle accompagnant la partie dense de l'écoulement ne sont pas reportés. Ils peuvent plâtrer des surfaces et occasionner des dommages mineurs (moins de 1 kPa), qui ne sont pas significatifs pour le calcul d'une vague d'impulsion.

Pour les besoins de l'étude, on doit calculer le phénomène de plus grande ampleur que peut connaître le site. On parle d'**avalanche maximale vraisemblable**. Quelques remarques concernant cette avalanche :

- L'avalanche maximale vraisemblable correspond à l'avalanche d'ampleur maximale qui peut être observée sur un site.

  Il faut ici ouvrir une parenthèse pour éviter toute ambiguïté. En effet, la dernière note méthodologique réalisée sous l'égide du RTM[3] parle d'*avalanche de référence extrême* (ARE), mais il y a un risque de confusion qu'il faut dissiper.

  L'analyse fréquentielle des avalanches a été introduite en France dans les années 1990 par Toraval, et cette proposition a été faite en conformité avec la pratique en hydraulique et en hydrologie ; on pourra utilement se référer aux articles de Toraval dans la revue Neige et Avalanche[4] et les actes de colloque TRACE 1999[5] accessibles depuis le site www.toraval.ch/publications/avalanches. Le guide méthodologique PPR avalanches[6] avait repris la méthodologie de Toraval, mais également d'autres éléments provenant du guide général de prévention des risques naturels (PPRN) qui introduisait la notion d' « aléa de référence ».

  Le problème est qu'en hydraulique, on parle de *crue de projet* ou de *crue de référence* pour désigner le phénomène contre lequel on cherche à se prémunir pour un projet particulier afin de réduire ou d'annuler le risque encouru ; par extension, on parle d'*avalanche de projet* ou d'*avalanche de référence*. Il s'agit d'un scénario d'avalanche qui sert à dimensionner un ouvrage ou définir un projet. En hydraulique et hydrologie, on introduit également la *crue maximale vraisemblable*, et donc par extension on parle d'*avalanche*

3. DGPR, *Note méthodologique – Qualification et cartographie des avalanches de référence exceptionnelles dans les plans de prévention des risques naturels*, Ministère de la transition écologique, Paris, 2023.

4. Ancey, C., L'analyse fréquentielle du risque d'avalanche : quel enjeu ?, *Neige et Avalanches*, **94**, 12–16, 2001.

5. Ancey, C., M. Meunier, et C. Charlier, Utilisation d'outils statistiques dans la détermination des scénarios de l'avalanche de référence et l'aide à la décision, in 8ème *Table Ronde Avalanche Control in Europe*, coordonné par R. Bolognesi et E. Bassetti, Météorisk, La Plagne, 1999

6. Il a été rédigé sous la houlette du RTM. La première version date de 2004, mais il n'a été finalement mis en ligne qu'en 2015, et aucun format papier n'a été publié par la Documentation française.

maximale vraisemblable, quand on se réfère au phénomène d'ampleur maximale qui peut se produire sur un bassin-versant (abstraction faite de tout projet ou ouvrage). L'avalanche de référence n'est pas nécessairement l'avalanche maximale vraisemblable, et vice-versa.

Toutefois, le guide général PPRN a introduit cette ambiguïté[7], et elle s'est malheureusement largement propagée par la suite. Conformément à l'état de la pratique en ingénierie et aux usages de Toraval, nous continuerons d'employer le concept d'*avalanche maximale vraisemblable*, et il faut juste savoir qu'elle correspond à l'avalanche de référence extrême dans la documentation administrative.

Le guide général PPRN pèche également par naïveté quand il affirme que « l'aléa de référence ne doit pas faire l'objet d'une remise en cause » comme s'il était l'expression d'une vérité scientifique absolue. Il existe peu de cas pour lesquels on puisse fournir une image précise des phénomènes extrêmes susceptibles de se produire sur un site donné. Dans la plupart des cas, le praticien combine connaissances locales, modèles scientifiques, et règles empiriques pour forger une image des phénomènes extrêmes. Les incertitudes croissent dès lorsqu'on s'intéresse aux grandes périodes de retour ($T \geq 100$ ans). L'estimation de l'avalanche maximale vraisemblable est une construction intellectuelle, et à ce titre, elle doit être expliquée et sa définition est l'objet de discussions.

- En matière d'avalanches extrêmes, on considère que les avalanches résultent d'une rupture du manteau neigeux à la suite de fortes chutes de neige, et que son ampleur est liée – plus ou moins directement – au volume de neige mobilisé. Contrairement aux précipitations de pluie qui peuvent atteindre des valeurs journalières très importantes (plus de 1000 mm de pluie sur 24 h en France métropolitaine), les chutes de neige ne dépassent pas un certain seuil (sans doute de l'ordre de 200 cm sur 24 h), et du fait du tassement (et éventuellement de la purge naturelle sur les fortes pentes), le manteau neigeux ne peut pas croître indéfiniment. Qu'est-ce que cela implique en pratique ?
  - On considère qu'une avalanche doit avoir une ampleur maximale (en ce qui concerne le volume de neige mobilisé). Autrement dit, il existe une borne supérieure aux caractéristiques des avalanches.
  - On a très longtemps considéré que des avalanches de taille exceptionnelle s'étaient produites à quelques reprises entre le XVII^{e} siècle et le XX^{e} siècle, c'est-à-dire durant le Petit Âge Glaciaire, et qu'en conséquence, cette période de refroidissement[8] marqueraient l'acmé de l'activité avalancheuse puisque ces avalanches n'ont pas été revues depuis lors ; c'est le cas en France, par exemple, des avalanches de d'Huez-en-Oisans (1749) et Villard-de-Vallouise (1757).
  - Cela explique le fait qu'on associe ces avalanches à la période de retour $T = 300$ ans puisque c'est la période qui nous sépare des années 1700.
  - Il s'agit d'une hypothèse de travail reposant sur des considérations purement empiriques formulées par Bruno Salm et ses collègues dans les années 1970. Cette hypothèse semble raisonnable, et n'a jamais été remise en question.
  - L'hypothèse a sa part d'arbitraire ; elle implique notamment que les avalanches de grande ampleur résultent de fortes chutes de neige dans les jours précédents, et le plus souvent qu'elles mobilisent de la neige sèche et ont des effets dévastateurs parce qu'elles atteignent des vitesses élevées.

7. Nous parlons ici d'ambiguïté car la notion d'aléa de référence tend à confondre risque et aléa (danger).

8. voir Laternser, M., and C. Pfister, Avalanches in Switzerland 1500-1990, in Rapid Mass Movements since the Holocene, edited by J. Matthews, pp. 241-266, *Special Issue of European Palaeoclimate and Man*, 16, Stuttgard, 1997 ; Pfister, C., and H. Wanner, *Climate and Society in Europe – The Last Thousand Years*, Haupt, Berne, 2021.

  - Il existe toutefois de nombreux contre-exemples historiques comme les avalanches de décembre 1923[9] où des avalanches de neige humide se sont produites et ont parcouru des distances considérables et surprenantes.

- Le schéma classique est de considérer qu'il existe un lien étroit entre chutes de neige et avalanches pour les phénomènes extrêmes. Ce lien est très souvent vérifié. Il existe toutefois des circonstances où des conditions nivométriques non exceptionnelles peuvent produire des avalanches d'ampleur exceptionnelle. Par exemple, si plusieurs avalanches se produisent au cours de l'hiver, elles peuvent modifier totalement la topographie et permettre à une avalanche, même de taille modeste, de parcourir une grande distance et causer des dommages[10] On parle alors de *horsains* c'est-à-dire de phénomènes sans commune mesure avec ce qui a été observé jusque lors et qui résultent le plus souvent d'une modification inattendue des caractéristiques du site. Ces avalanches-horsains sortent du champ de prédiction.

9. On peut citer l'abbé Gex et l'avalanche de Tour-en-Savoie (Gex, F., Les avalanches de fin décembre 1923 en Savoie, *Revue de Géographie Alpine*, **12**, 129–155, 1924).

10. Un exemple est l'avalanche de l'Arcelle en 1983 à Lanslevillard ; voir Ancey, C., Les avalanches extrêmes sont-elles des horsains ?, *Neige & Avalanches*, **133**, 4–9, 2011. Ancey, C., Are there "dragon-kings" events (i. e. genuine outliers) among extreme avalanches?, *European Physical Journal Special Topics*, **205**, 117–129, 2012.

4.2 Résultats des simulations numériques

4.2.1 Avalanches rares (trentennales $T \sim 30$ ans)

► Voir cartes de simulation n^{os} 4.1 et 4.2.

Les simulations montrent que les avalanches atteignent le lac facilement. Le niveau de pression pour ces avalanches est modéré (5–20 kPa), mais suffisant à casser la glace. Le volume entrant dans le lac est faible. On peut considérer que pour ces périodes de retour, le risque de formation d'une vague d'impulsion est faible. Notons que la plupart des avalanches gravitaires (typiquement une neige généralement assez lourde) s'arrêteront sur les berges du lac alors qu'en régime inertiel, elles pénétreront un peu plus franchement (sans toutefois que le gros du dépôt se fasse nettement dans le lac).

4.2.2 Avalanches exceptionnelles (centennales $T \sim 100$ ans)

► Voir cartes de simulation n^{os} 4.1 et 4.4.

On change ici d'ordre de grandeur : les pressions cinétiques sont non seulement significatives (destruction de la couche de glace), mais le volume entrant est également important. Les avalanches créent très vraisemblablement des vagues d'impulsion d'ampleur significative.

4.2.3 Avalanches maximales vraisemblables (tri-centennales $T \sim 300$ ans)

Les avalanches tri-centennales sont ici en continuité avec les avalanches centennales. La faible augmentation du volume de neige mobilisable et les caractéristiques du terrain (forte pente, puis cuvette dans laquelle la retenue est établie) font que ces avalanches maximales vraisemblables sont juste un peu plus conséquentes que les avalanches centennales, mais elles ne se démarquent guère d'elles quand on examine les distances d'arrêt, les pressions et les hauteurs.

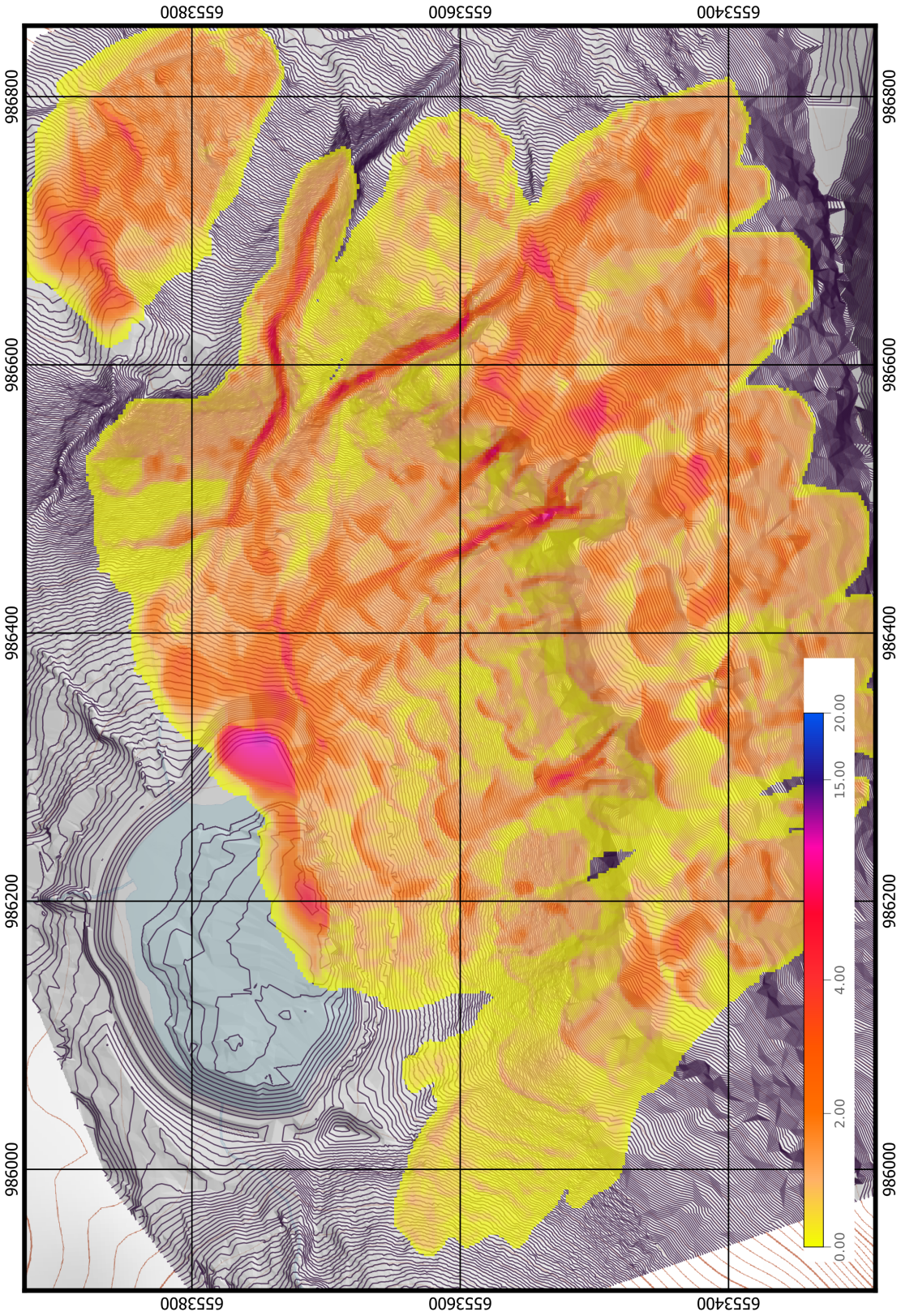


Figure 4.1 – Carte des pressions cinétiques pour une avalanche de période de retour $T = 30$ ans. Échelle 1 : 3500. Coordonnées RGF93.

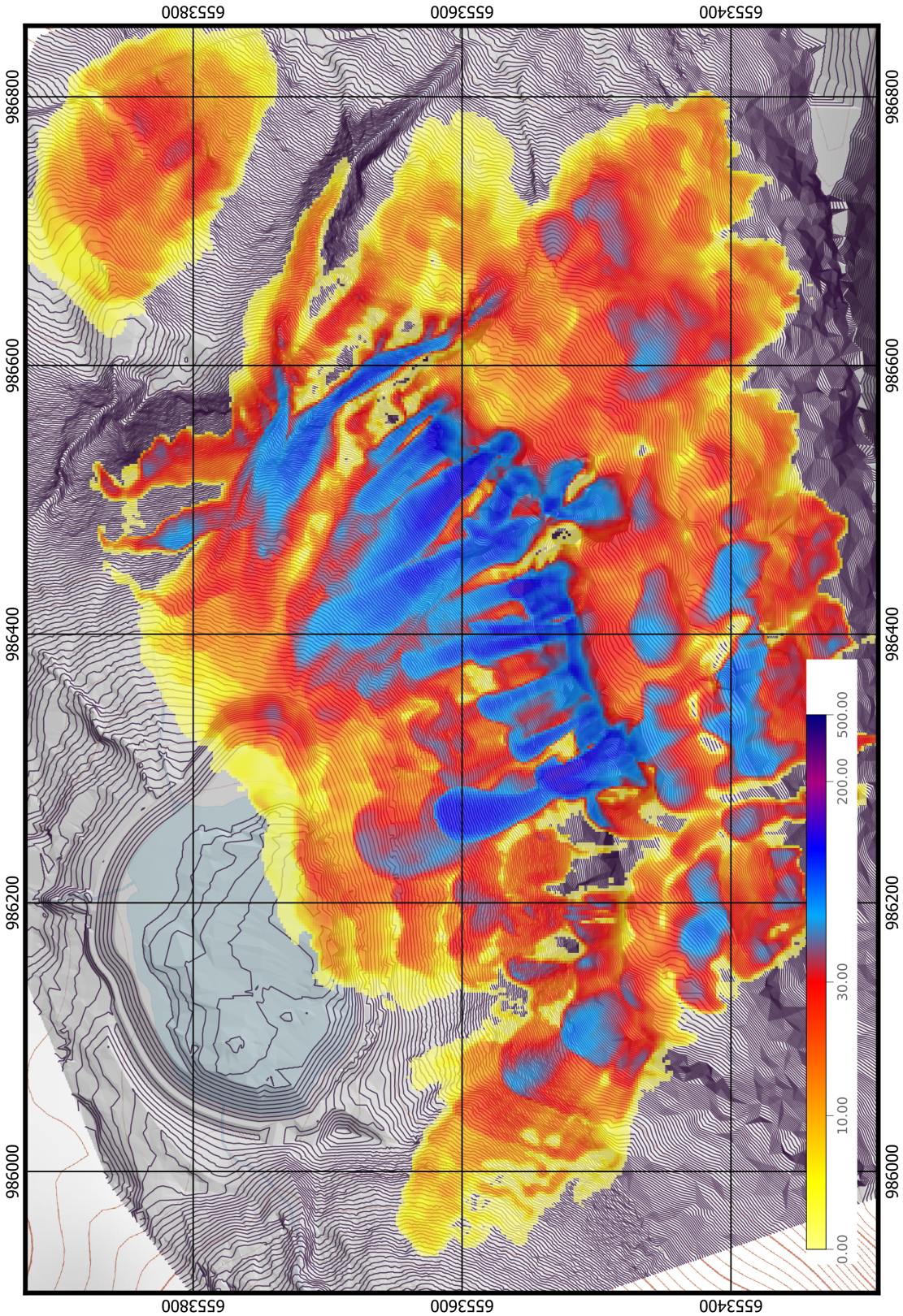


Figure 4.2 – Carte des pressions cinétiques pour une avalanche de période de retour $T = 30$ ans. Échelle 1 : 3500. Coordonnées RGF93.

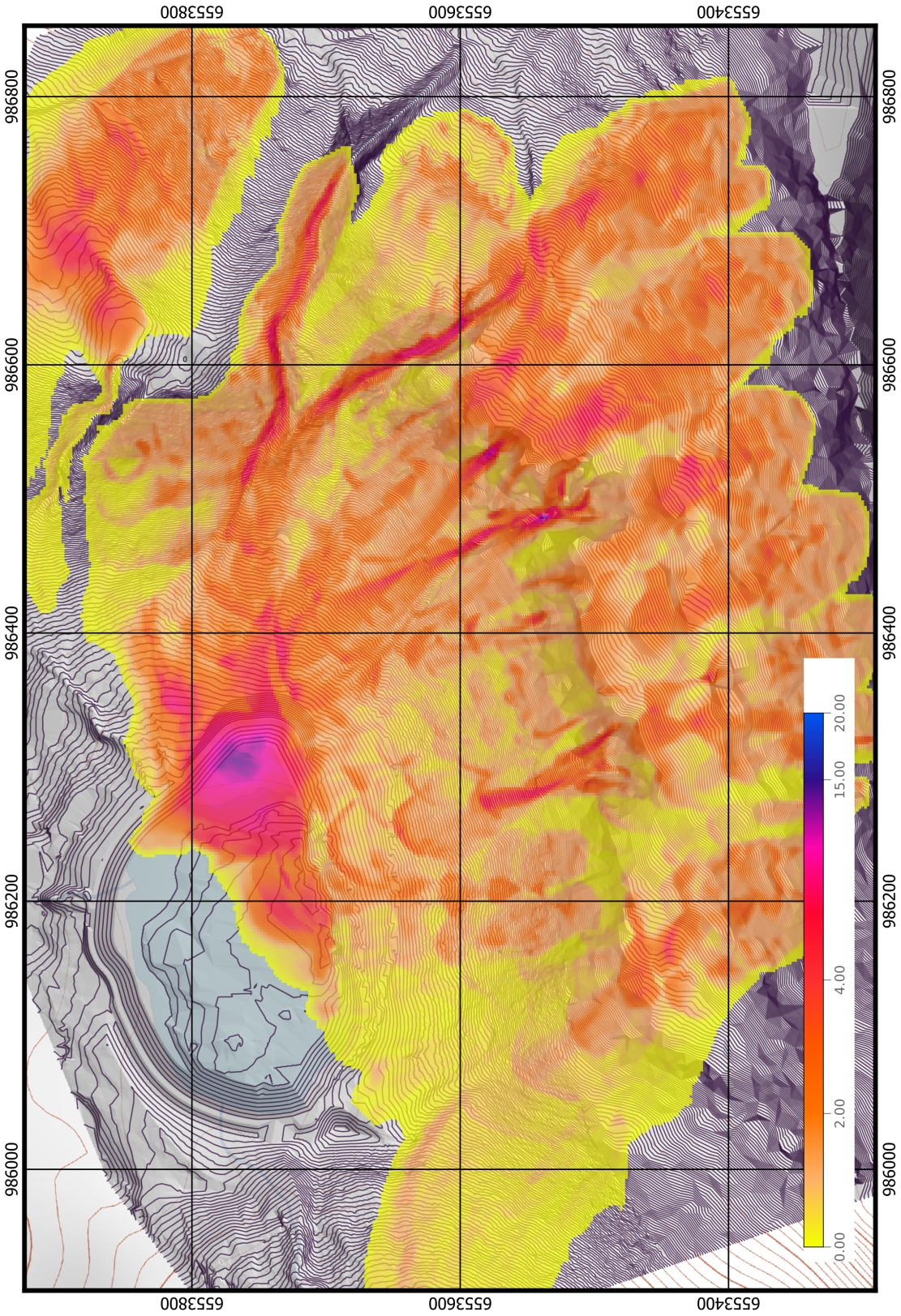


Figure 4.3 – Carte des pressions cinétiques pour une avalanche de période de retour $T = 100$ ans. Échelle 1 : 3500. Coordonnées RGF93.

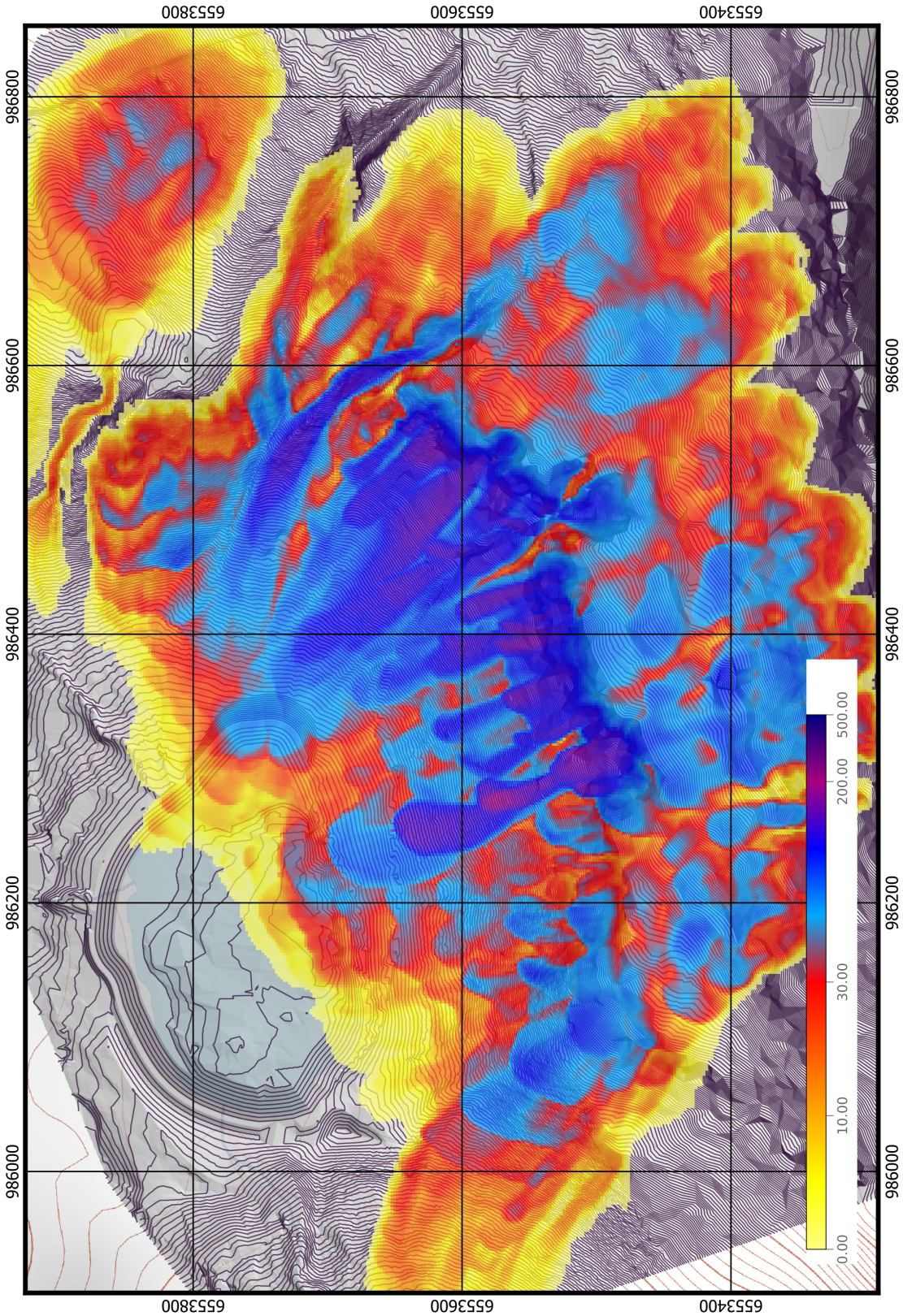


Figure 4.4 – Carte des pressions cinétiques pour une avalanche de période de retour $T = 100$ ans. Échelle 1 : 3500. Coordonnées RGF93.

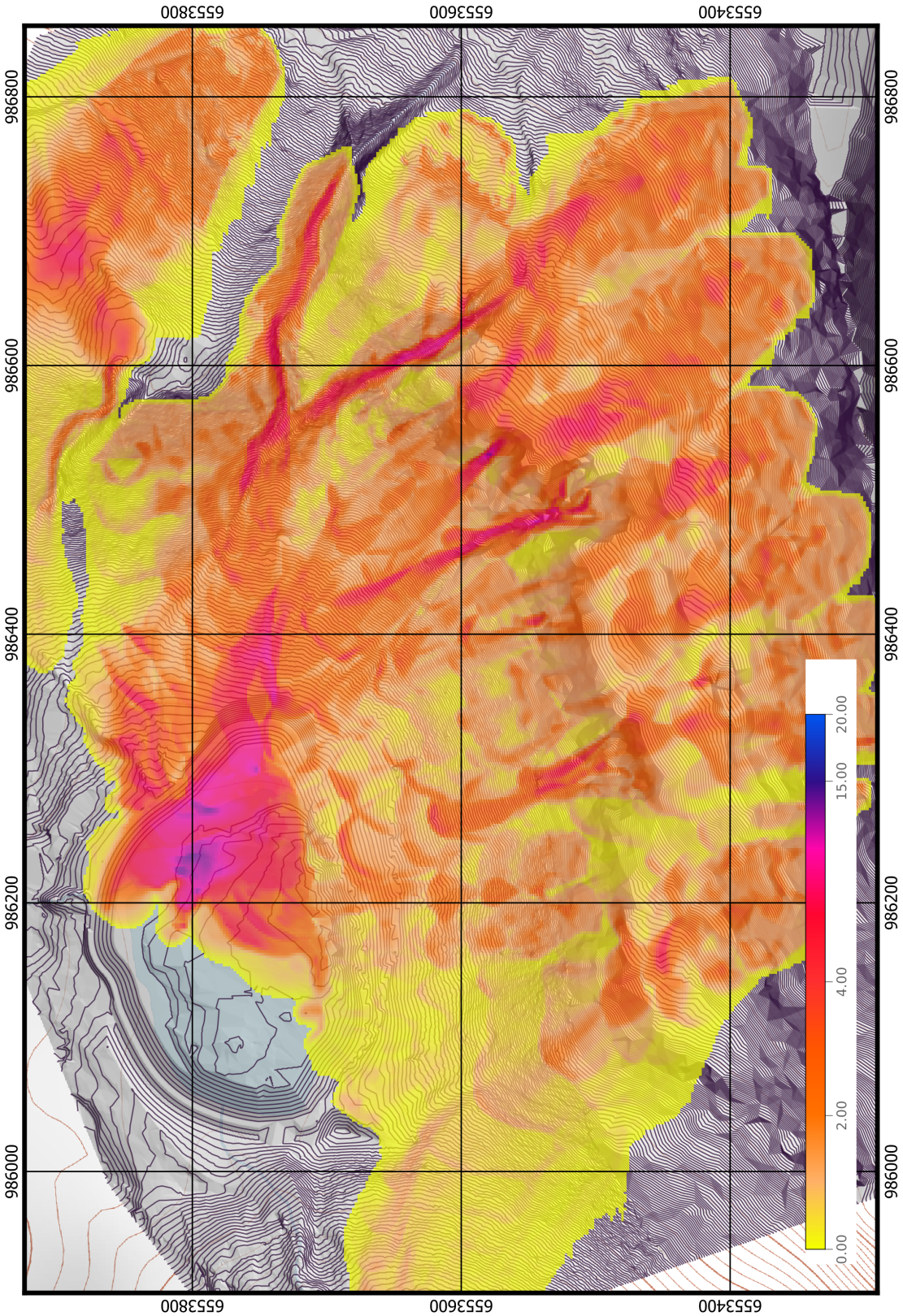


Figure 4.5 – Carte des pressions cinétiques pour une avalanche de période de retour $T = 300$ ans. Échelle 1 : 3500. Coordonnées RGF93.

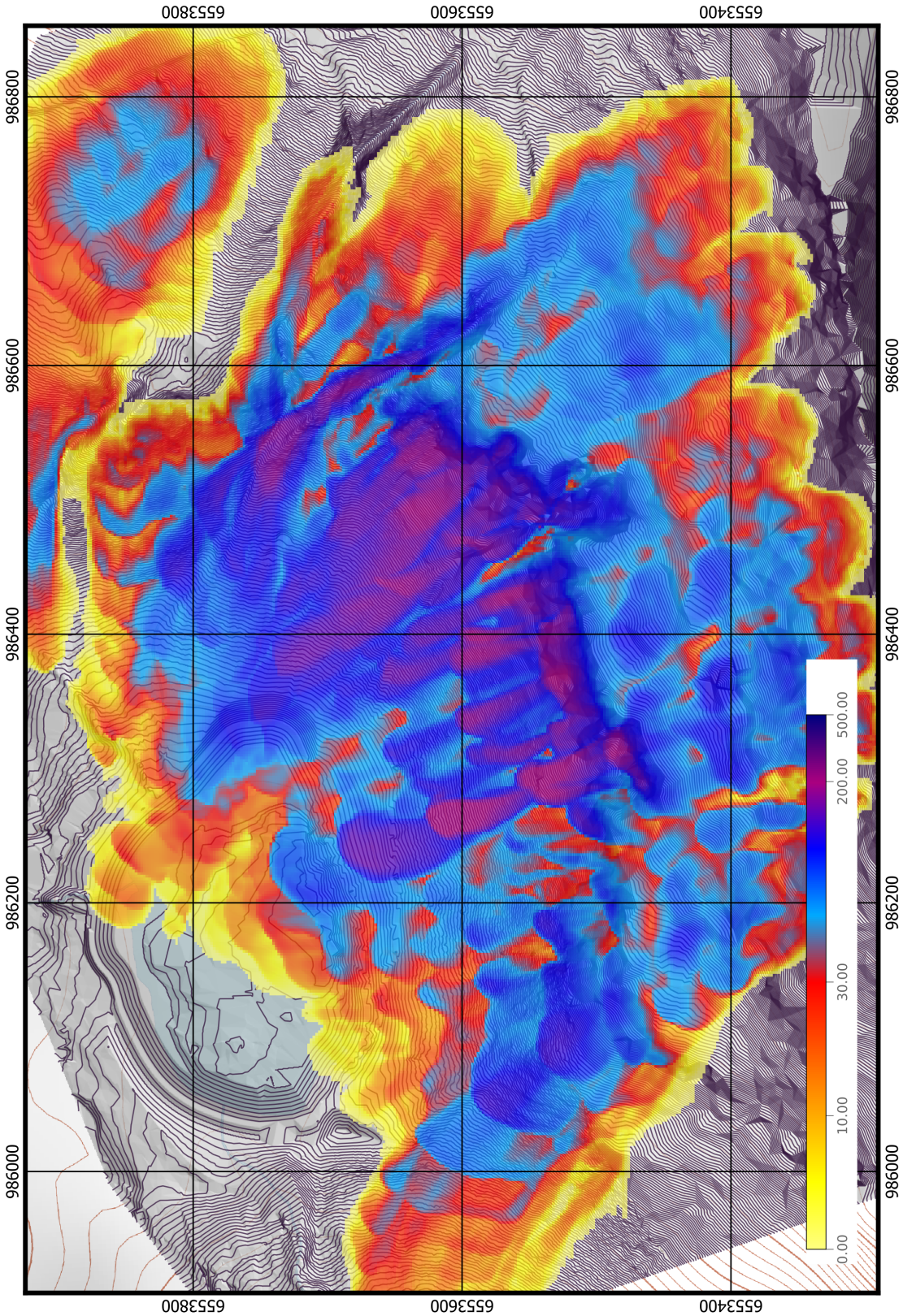


Figure 4.6 – Carte des pressions cinétiques pour une avalanche de période de retour $T = 300$ ans. Échelle 1 : 3500. Coordonnées RGF93.

Chapitre 5

Vagues

5.1 Principes et hypothèses du calcul

5.1.1 Considérations générales

Lorsqu'une avalanche extrême entre dans le lac, elle y dépose une partie du volume mobilisé et crée une vague appelée *vague d'impulsion*. Sous certaines conditions, cette vague peut passer par-dessus le remblai de la retenue. On cherche donc ici à caractériser les caractéristiques de la vague (vitesse c, amplitude η, longueur d'onde λ) en fonction :

- des caractéristiques de l'avalanche (notamment sa vitesse u_s et sa hauteur h_s quand elle atteint la surface libre de la retenue),
- et de la géométrie de la retenue (voir figure 5.1).

Le cas échéant, on peut aussi être amené à calculer la hauteur de remontée le long du remblai (l'anglicisme *run-up* est souvent employé), le volume de surverse et le débit, ainsi que le temps durant lequel la surverse se produit ; ces informations sont essentielles pour estimer le risque de rupture de remblai par surverse.

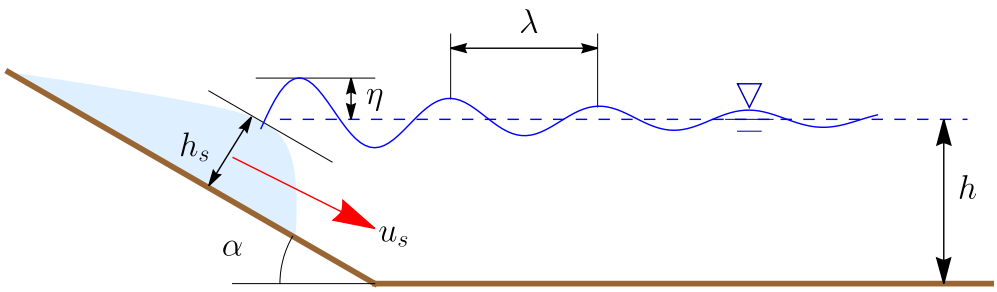


Figure 5.1 – Vague générée par une avalanche dans une retenue d'eau.

Il existe plusieurs jeux d'équations pour décrire la propagation de vagues à la surface d'une étendue d'eau. Le modèle de Saint-Venant est le plus commun, et il est la pierre de fondation de la plupart des méthodes utilisées de nos jours en hydraulique. Ce modèle n'est toutefois pas toujours d'une précision suffisante. Il suppose entre autres que les vagues se propagent sur une étendue dont la profondeur h_0 est bien plus petite que la longueur d'onde λ des vagues. Il

existe toute une classe de modèles qui cherchent à étendre les équations de Saint-Venant quelle que soit la longueur d'onde des vagues et qui, ce faisant, sont plus précis que les équations de Saint-Venant. On parle de modèles de type Boussinesq. Parmi ceux-ci, le modèle de Serre–Green–Naghdi est un des modèles les plus performants[1]. C'est celui qui nous avons utilisé pour cette étude.

5.1.2 Bathymétrie et topographie

Les calculs ont été faits en se servant du fond topographique fourni par le maître d'œuvre. Ce fond (grille raster au pas de 50 cm) comprend à la fois la topographie des pentes dominant le lac et la bathymétrie du lac après aménagement.

On a considéré une rugosité grossière pour le fond du lac et ses berges en prenant un coefficient de Manning–Strickler

$$K = 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1/3}.$$

Cette rugosité comprend à la fois la granulométrie du fond du lac et des berges ; elle prend en compte aussi les macro-formes observées sur le modèle numérique de terrain.

Le paramètre K joue un rôle modéré dans la propagation de vague ; en considérant un frottement nul sur le fond et les berges du lac, on trouve que les amplitudes des vagues sont augmentées d'environ 10 % à proximité des remblais septentrionaux.

5.1.3 Conditions initiales

On a supposé que le lac était à la cote maximale admissible (plus hautes eaux), à savoir :

$$z_{max} = 1840{,}00 \text{ m}$$

C'est la valeur transmise par le maître d'œuvre. Une pré-étude avait été réalisée en considérant un niveau des plus hautes eaux à $z_{max} = 1838{,}30$ m. Cette pré-étude concluait à l'absence de surverse pour les avalanches considérées dans les scénarios n^{os} 1 et 2 considérées ici. Le maître d'ouvrage a opté pour ne retenir qu'une seule cote maximale quelle que soit la saison.

5.1.4 Conditions aux limites

Dans l'étude numérique du chap. 4, nous avions considéré que toutes les zones de départ se déclenchaient simultanément ; ce scénario n'est pas réaliste, mais dès lorsqu'on s'intéresse principalement à identifier les zones d'arrêt des avalanches et leurs trajectoires ainsi qu'à estimer leurs caractéristiques dynamiques (vitesse, hauteur, pression), ce scénario était suffisant. Ici, on ne peut pas reproduire le même raisonnement puisqu'on cherche à étudier plus finement la façon dont des avalanches peuvent créer des vagues d'impulsion. Nous avons considéré deux scénarios :

- **scénario n^{o} 1** : on examine les avalanches issues des panneaux sous le point côté 2143 m sur la carte IGN, sur la crête des Grands Vans et s'écoulant sur le versant nord de la crête des Grands Vans (groupe A sur la figure 3.8). La figure 5.2 montre la distribution

1. Voir pp. 297–298, C. Ancey, *Cours d'hydraulique, master de génie civil*, École Polytechnique Fédérale de Lausanne : fr.ancey.ch/cours/masterGC/cours-hydraulique.pdf.

spatiale des vitesses et hauteurs maximales dans le cas d'une avalanche $T = 300$ ans: Les paramètres de calcul sont identiques à ceux usités précédemment (on les reporte dans le tableau 5.1 pour mémoire) ;

– **scénario n° 2** : on examine les avalanches issues des panneaux la pointe des Grands Vans (groupes B–C sur la figure 3.8), et s'écoulant sur les pentes orientées au nord-ouest à proximité du télésiège des Grands Vans. La figure 5.3 montre la distribution spatiale des vitesses et hauteurs maximales dans le cas d'une avalanche $T = 300$ ans pour ce scénario.

Le tableau 5.1 recense les caractéristiques des scénarios considérés. Comme précédemment au chap. 4, les calculs sont faits en supposant que le lac est vide. L'action des avalanches sur la retenue est calculée de façon séparée.

Tableau 5.1 – Caractéristiques des avalanches pour les scénarios n^{os} 1 et 2 : épaisseur de déclenchement d_0, S superficie de la zone de départ, V volume de neige mobilisé, μ et ξ coefficients de Voellmy.

	unité	scénario n° 1	Scénario n° 2
d_0	cm	180	180
S	ha	2,8	3,9
V	m^3	35 180	51 510
μ	–	0,20	0,20
ξ	$m{\cdot}s^{-2}$	1400	1400

Pour chaque scénario, on a calculé les hauteurs h_a et vitesses v_a des avalanches à leur arrivée dans le lac. Comme le calcul numérique se fait sur un domaine de calcul qui a la forme d'un rectangle dans lequel est inscrit le lac de Vernant, on calcule donc le flux de masse et de quantité de mouvement à travers les frontières du domaine de calcul. L'inconvénient de cette procédure (qui se voit en observant ce qui passe vers le coin sud-est du domaine de calcul) est qu'on crée artificiellement une singularité dans la trajectoire de l'avalanche lors de son entrée dans le domaine de calcul ; cette singularité n'influence toutefois pas le calcul des vagues.

L'avalanche a une masse volumique ϱ_a qui est de l'ordre de 200 à 400 $kg{\cdot}m^{-3}$; ici, pour aller dans le sens de la sécurité, on prend la borne supérieure :

$$\varrho_a = 400 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}.$$

En première approximation, on peut considérer que toute la quantité de mouvement d'une colonne h_a de l'avalanche est transmise à une colonne d'eau h, tandis que la masse de neige est transformée en équivalent de masse d'eau. La conservation de la masse implique qu'aux frontières du domaine de calcul, on ait :

$$hv = \frac{\varrho_a}{\varrho} h_a v_a,$$

où v est la vitesse de l'eau (composante normale à la frontière du domaine de calcul) et $\varrho = 1000$ $kg{\cdot}m^{-3}$ est la masse volumique de l'eau. La conservation de la quantité de mouvement entraîne

$$hv^2 = \frac{\varrho_a}{\varrho} h_a v_a^2.$$

On néglige donc toute dissipation d'énergie lors de l'entrée de l'avalanche dans le lac. En résolvant le système d'équations ci-dessus, on montre que les conditions aux limites (h, v) s'écrivent :

$$v = v_a \text{ et } h = \frac{\varrho_a}{\varrho} h_a.$$

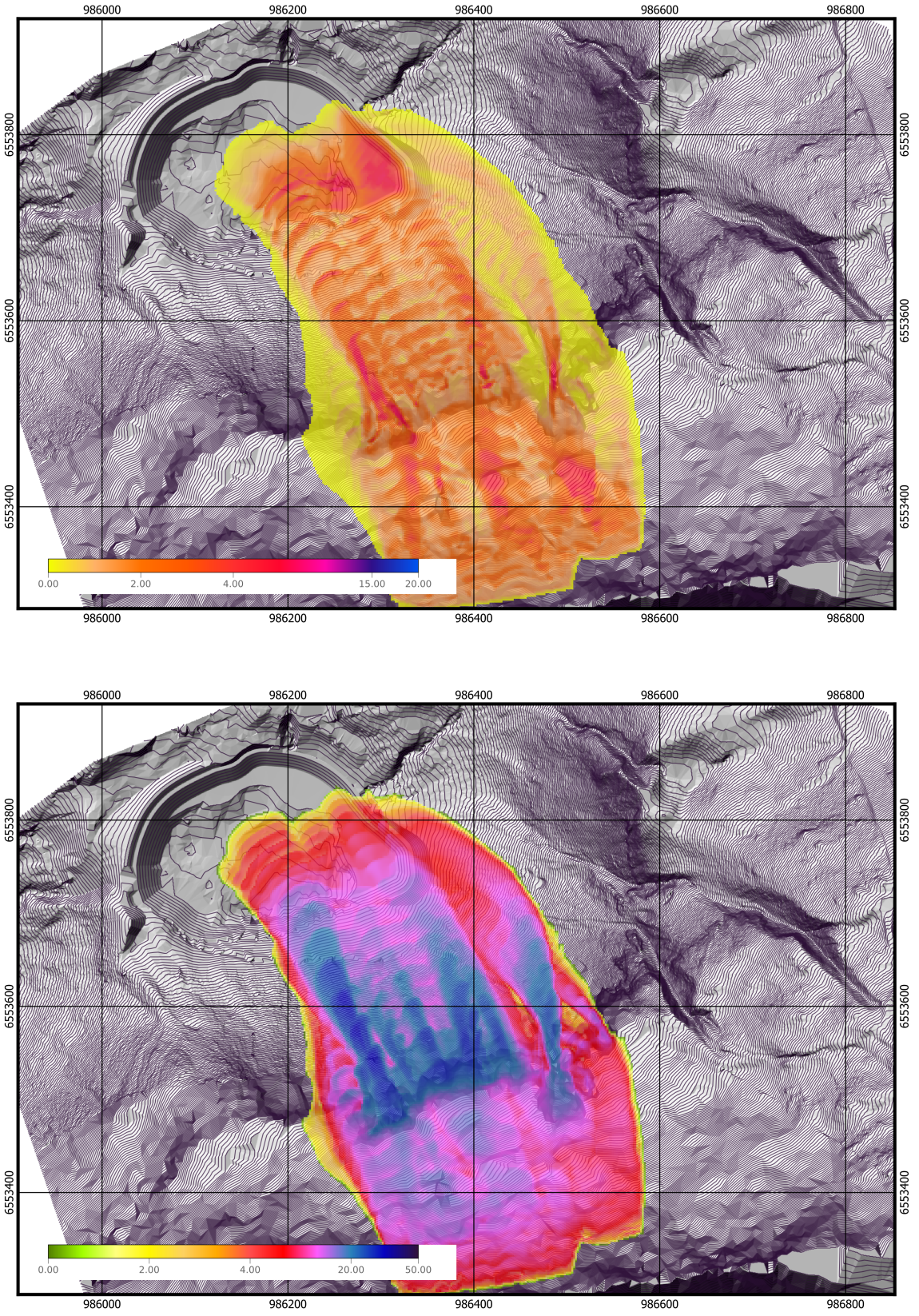


Figure 5.2 – Carte des hauteurs et vitesse maximales pour une avalanche $T = 300$ ans dans le cas du scénario n° 1. Coordonnées RGF93. Hauteurs exprimées en mètres de neige et vitesses en m/s.

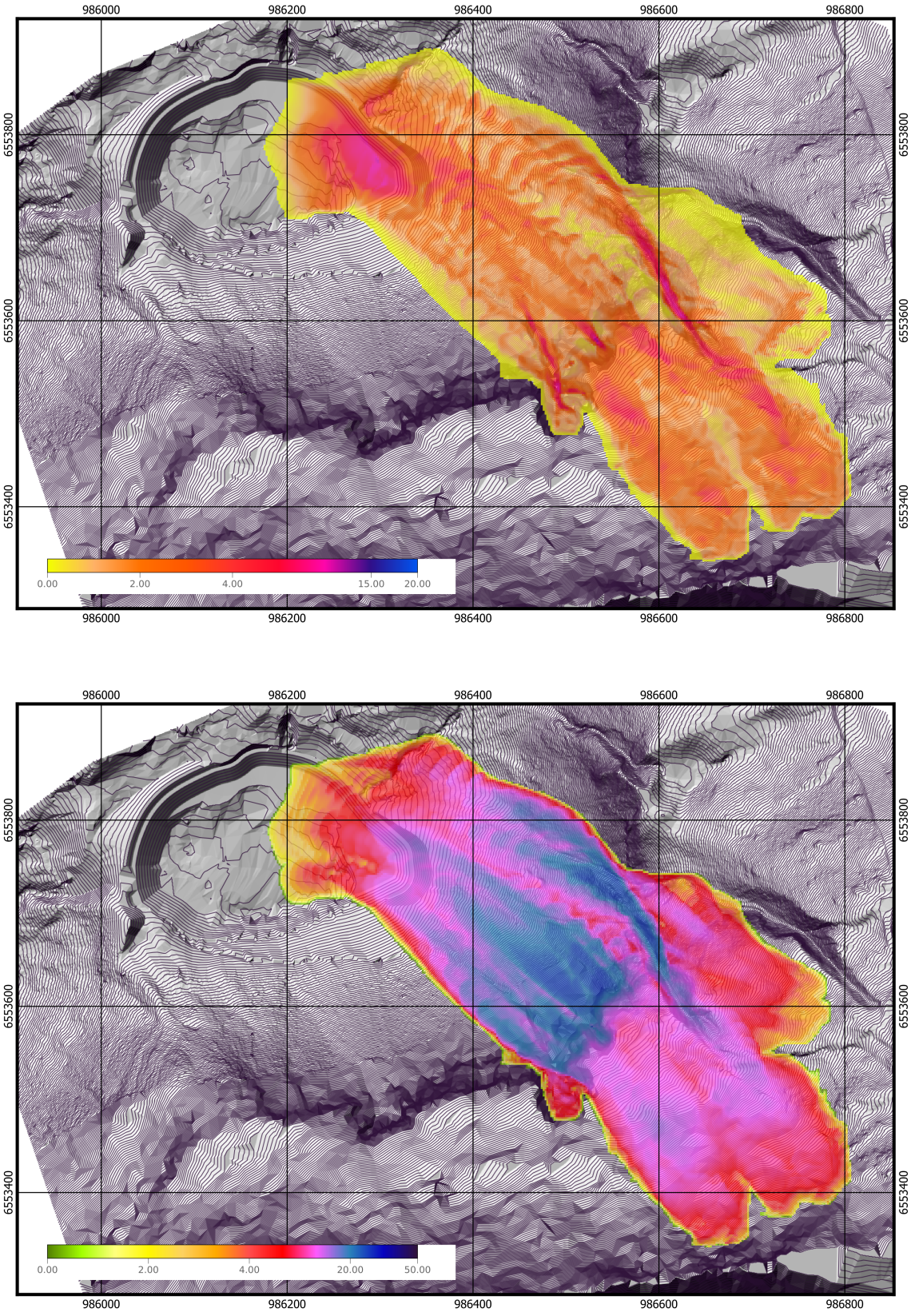


Figure 5.3 – Carte des hauteurs et vitesse maximales pour une avalanche $T = 300$ ans dans le cas du scénario n^o 2. Coordonnées RGF93. Hauteurs exprimées en mètres de neige, et vitesses en m/s.

avec (h_a, v_a) calculées par AVAC, sur toute la longueur de la frontière par où l'avalanche pénètre le domaine de calcul.

5.1.5 Résolution numérique

Nous avons utilisé le code BoussClaw développé par Masha Berger et Randall LeVeque [2]. Les calculs ont été menés avec une grille fixe de 100×100 cm^2 (la résolution du modèle numérique de terrain fourni par le maître d'œuvre a dû être dégradée à cause des instabilités numériques observées avec une grille fine de 50×50 cm^2). Le modèle de Serre–Green–Naghdi fait appel à un paramètre ajustable α qui affecte la forme de la relation de dispersion. On a pris la valeur par défaut :

$$\alpha = 1{,}153.$$

Nous manquons de recul pour savoir en quoi ce paramètre doit être ajusté quand on étudie des étendues d'eau de faible profondeur. À titre de test, on a conduit une étude numérique en résolvant les équations de Saint-Venant au lieu des équations de Serre–Green–Naghdi, et les écarts entre modèles (qui sont relativement faibles) nous incitent à penser que le choix par défaut est correct pour notre contexte.

Les calculs ont été menés jusqu'à des temps $t = 120$ s, mais seuls les résultats correspondant aux 90 premières secondes ont été reportés ici (essentiellement pour des raisons de taille des fichiers). Une fois que l'avalanche s'est immobilisée dans le lac, on voit que l'eau continue d'osciller (il s'agit du phénomène dit de seiche), avec une diminution progressive au fil du temps de l'amplitude des vagues. Quoiqu'on ne représente pas toute la série de données, il faut garder en tête que la période la plus critique pour l'étude de la surverse se situe dans les 20 premières secondes après l'impact.

5.1.6 Surface englacée du lac

Il est difficile de préciser l'interaction entre la surface glacée du lac et l'avalanche. La résistance mécanique de la glace dépend de nombreux facteurs (épaisseur de glace, diamètre des grains de glace, porosité, température de l'air) et elle n'est pas homogène (l'épaisseur diminuant vers les bords du lac, la résistance diminue également).

En première approximation, on peut considérer les formules utilisées pour le calcul de la résistance maximale des voies de transport dans le grand nord canadien et russe : $P \approx 6E^2$, où la résistance de la glace P est en Pa et l'épaisseur de glace E est exprimée en cm. Une couche de glace épaisse de $E = 1$ m a donc une résistance de l'ordre de 60 kPa. On note que la résistance dépend du carré de l'épaisseur. Ainsi, avec une épaisseur de $E = 40$ cm (c'est l'épaisseur moyenne de glace pour un lac de moyenne altitude), la résistance maximale est de l'ordre de 9,6 kPa, une valeur moyennement élevée en comparaison avec la pression exercée par la neige au moment de l'impact d'une avalanche (une avalanche arrivant à 8 m/s dépasse cette valeur).

Sur la base de ces valeurs, il est très difficile de prédire ce qui va résulter de l'entrée de l'avalanche dans le lac. On peut imaginer les scénarios suivants :

– une avalanche entre dans le lac, qui n'est pas couvert de glace ou faiblement. C'est typiquement le cas lors de très fortes chutes de neige en début de saison ou bien lorsque le

2. Berger, M.J., and R.J. LeVeque, Implicit adaptive mesh refinement for dispersive tsunami propagation, *SIAM Journal on Scientific Computing*, **46**, in press, 2024.

bullage de la masse d'eau limite la formation de glace. Ce scénario n'est pas le plus probable car les chutes de neige de début de saison sont caractérisées par une forte humidité et les avalanches sont plutôt composées de neige mouillée dans les terrains de moyenne montagne. Une telle avalanche peut provoquer une vague qui va s'écraser mollement contre la digue ; une partie de la vague peut passer par dessus. Le risque de rupture est très faible (hormis en cas de seiche) ;

- une avalanche entre dans le lac, qui est couverte par une épaisse couche de glace. C'est typiquement un scénario intervenant lors d'un hiver froid et vigoureux. Il est vraisemblable qu'une partie de l'avalanche parvienne à casser la glace au bord du lac et à y pénétrer ; une partie de la glace peut être soulevée par la variation du niveau de l'eau et se disloquer. Il n'y a alors pas de problème particulier ;
- une avalanche encore suffisamment rapide entre dans le lac avec une épaisseur normale ($E = 40$ cm). On peut alors penser qu'une grande partie de la glace se brise sous l'effet de l'impact. Une vague se forme. Sa dynamique est perturbée par les bris de glace, mais compte tenu de son pouvoir directionnel et des faibles dimensions de la retenue, la vague peut parcourir assez facilement tout le lac.

Seul le troisième scénario peut conduire à la formation d'une intumescence capable de passer par-dessus la digue. On va chercher à caractériser ce « scénario catastrophe ». Dans ce qui suit, on supposera que la surface du lac de Vernant est sans glace, ce qui revient à négliger tout effet dissipateur de la couche de glace.



Figure 5.4 – Vue du lac avec sa surface gelée. On aperçoit deux dépôts d'avalanche de neige sèche. © Toraval 2011.

5.2 Résultats

5.2.1 Amplitude de la vague

Comme il s'agit d'une étude sur le comportement des vagues au niveau du remblai ceinturant la retenue de Vernant, nous avons tracé les résultats sous différentes formes :

- on a considéré quatre points qui servent de jauges. La figure 5.5 situe les quatre jauges et montre le profil du terrain au niveau de chacune d'elles. On a mesuré la variation de la profondeur d'eau en ces points pour déterminer la possibilité d'une surverse. Le résultat est reporté sur les figures 5.7 et 5.7 ;
- on a considéré un transect sud-est → nord-ouest (voir figure 5.5) pour étudier la propagation des vagues d'impulsion au cours du temps. La figure 5.8 montre une animation de la surface de l'eau pendant 90 s pour chacun des scénarios ;
- on a tracé l'évolution de la surface de l'eau vue de dessus. Comme il s'agit d'animations, on ne peut les montrer dans le rapport, mais le lecteur peut utilement se référer à la page suivante pour voir et télécharger les animations :

  https://www.toraval.fr/projet/vernant/

Pour le scénario n° 1, l'amplitude maximale de la vague d'impulsion est de 5,24 m contre 2,65 m pour le scénario n° 2. Cette amplitude décroît significativement avec la distance depuis le point d'impact. L'évolution des cotes d'eau au niveau des jauges (voir figures 5.7 et 5.7) montre que cette amplitude ne dépasse pas 2 m au niveau du remblai septentrional.

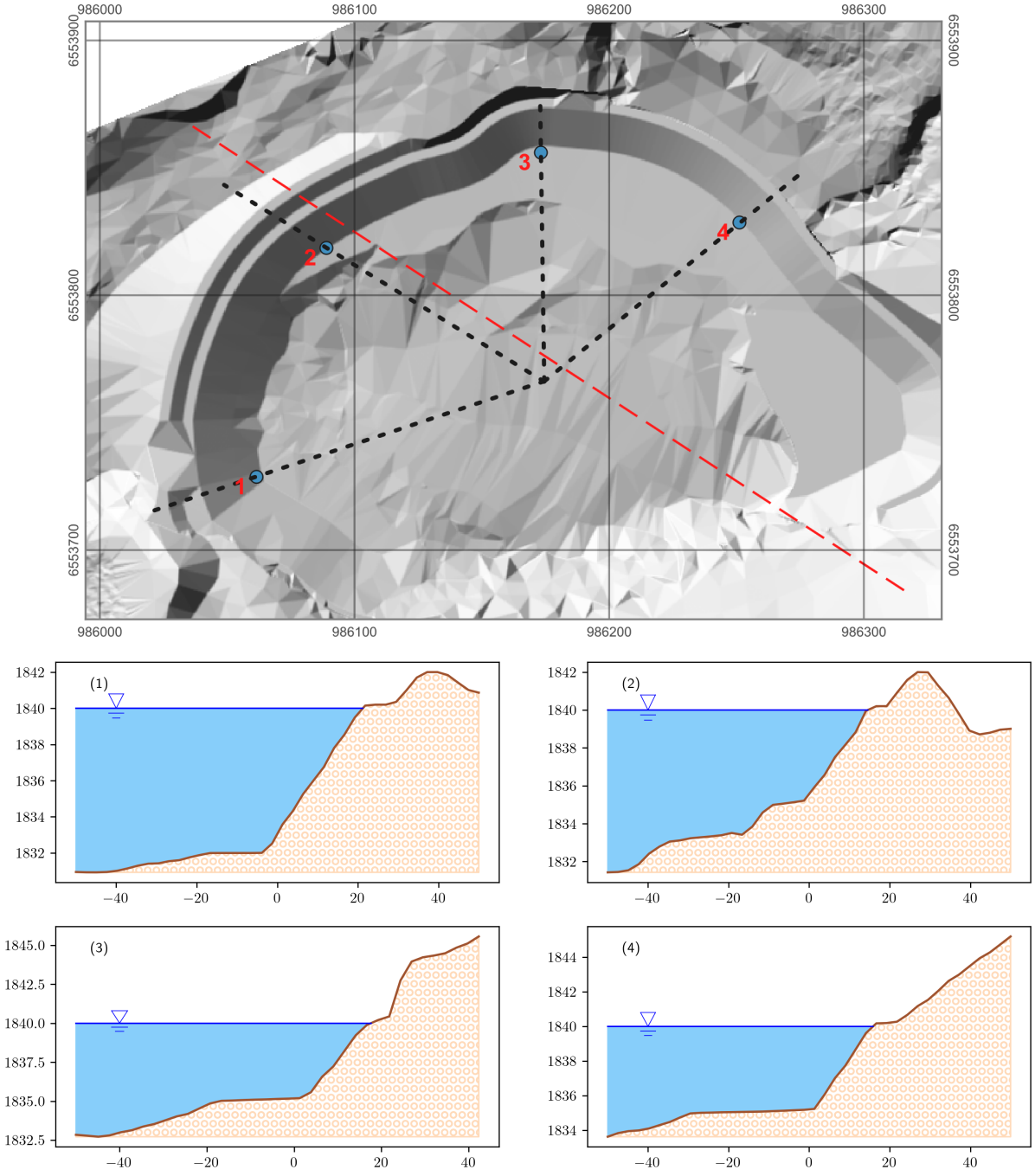


Figure 5.5 – Position des quatre jauges n^{os} 1 à 4. On a tracé le profil du terrain tel que projeté autour de chacun de ces points (l'abscisse $x = 0$ représente la position de la jauge). La droite tiretée rouge représente le transect. Attention, le rapport d'aspect des échelles spatiales x et z n'est pas respecté.

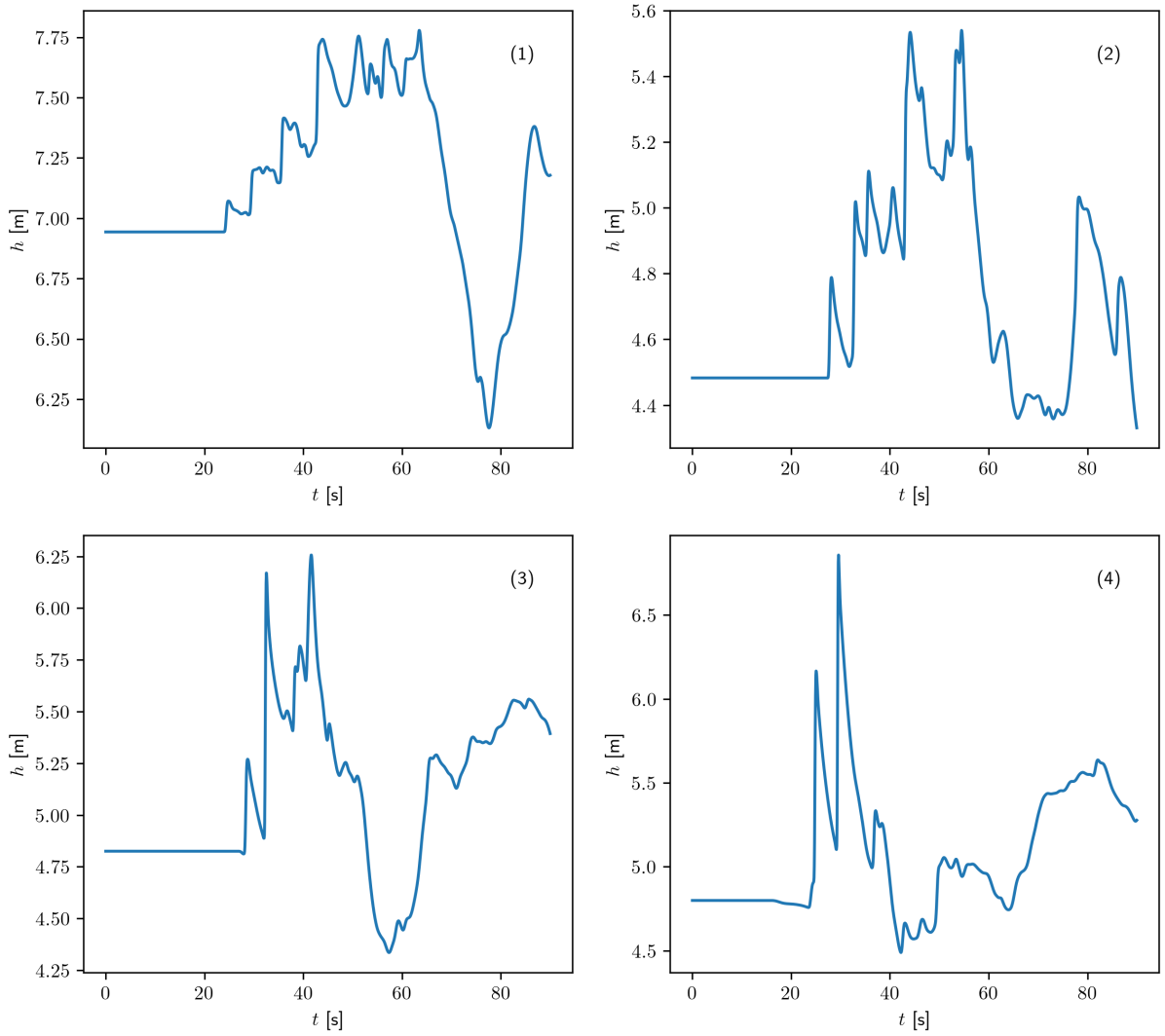


Figure 5.6 – Évolution de la hauteur d'eau au niveau des jauges n^{os} 1–4 pour le scénario n^{o} 1 (pour l'avalanche $T = 300$ ans). Voir figure 5.5 pour la localisation des jauges.

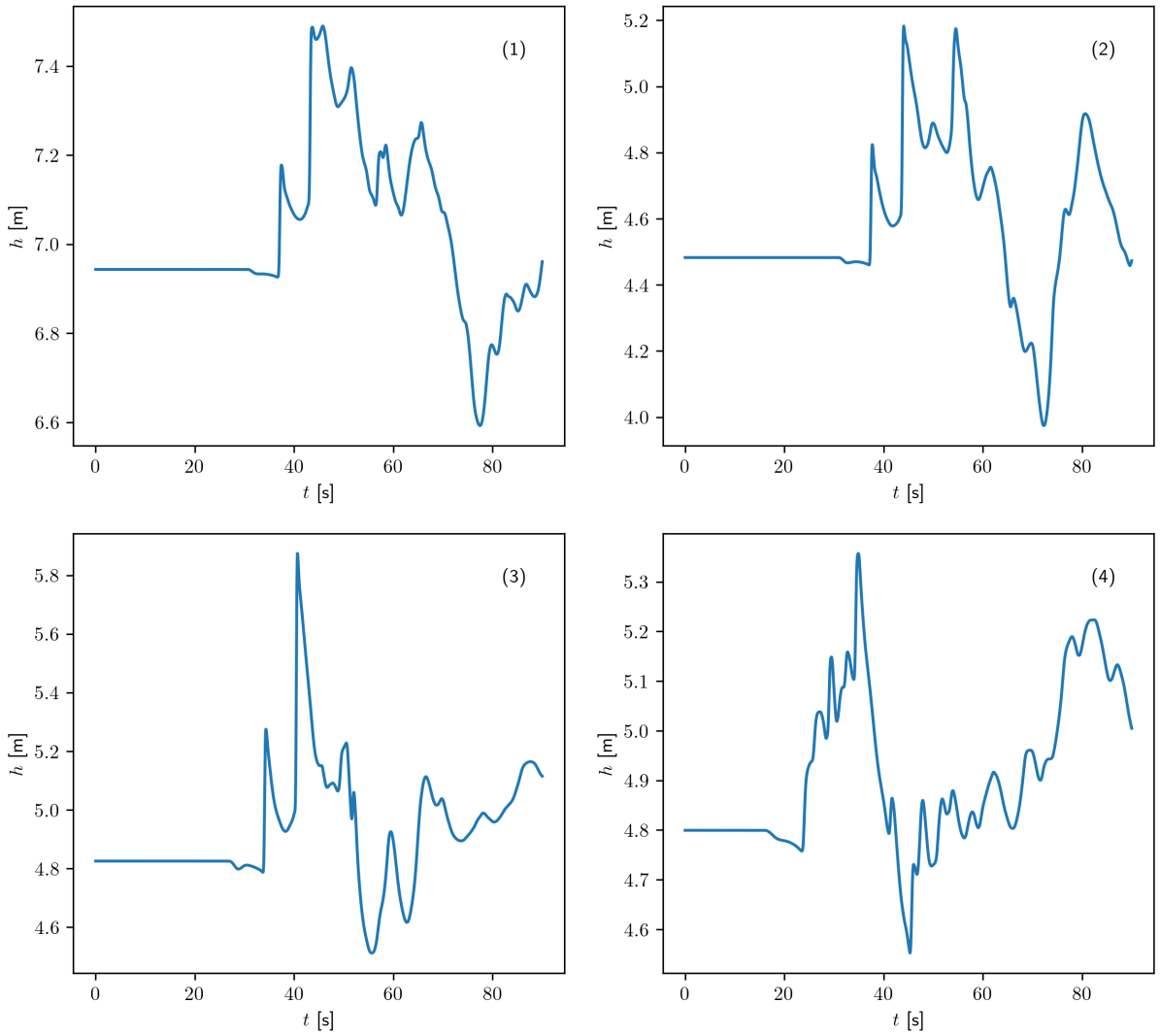


Figure 5.7 – Évolution de la hauteur d'eau au niveau des jauges n^{os} 1–4 pour le scénario n^{o} 2 (pour l'avalanche $T = 300$ ans). Voir figure 5.5 pour la localisation des jauges.

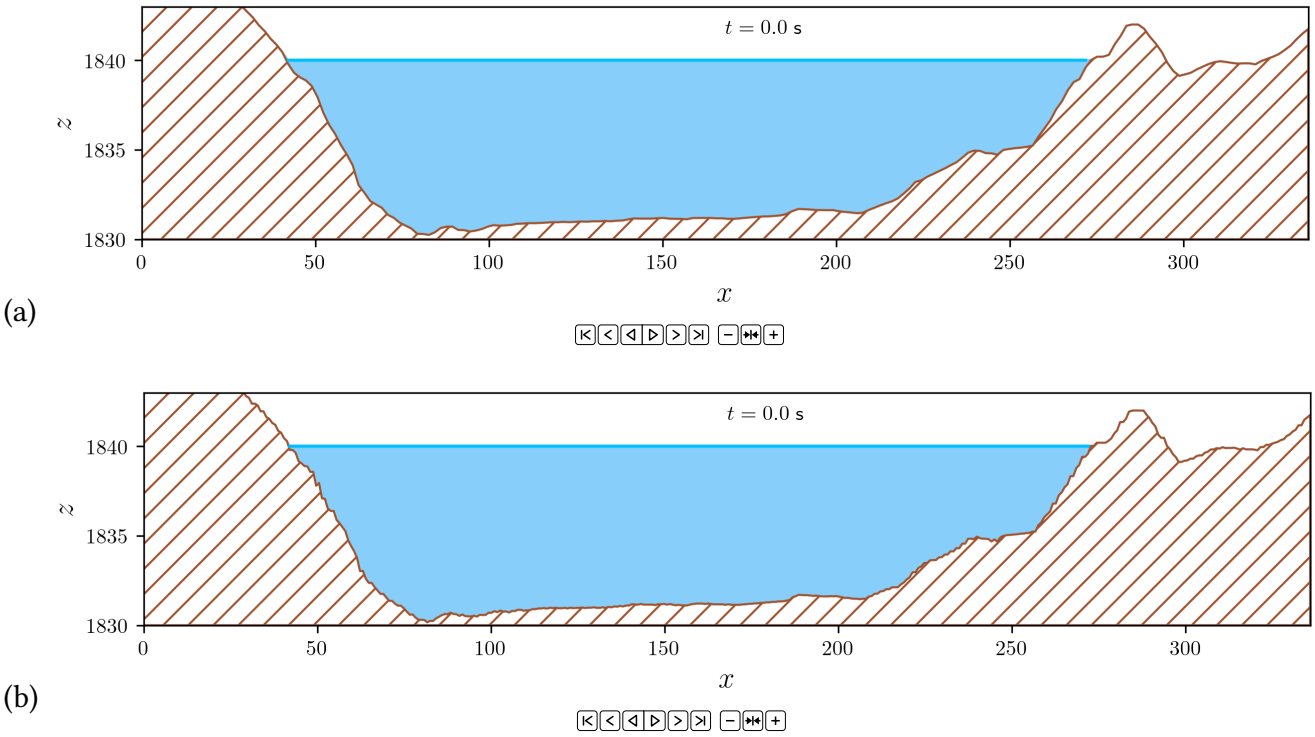


Figure 5.8 – Évolution de l'amplitude des vagues le long du transect (voir figure 5.5 pour la localisation du transect) pour l'avalanche $T = 300$ ans. (a) Scénario n° 1. (b) Scénario n° 2.

5.2.2 Transfert d'énergie

Le calcul du transfert d'énergie entre l'avalanche et la vague d'impulsion permet d'apprécier la pertinence des hypothèses de calcul. La figure 5.9 montre comment l'énergie des vagues d'impulsion varie en fonction du flux d'énergie de l'avalanche. L'énergie de la vague d'impulsion est calculée comme la somme de l'énergie cinétique et l'énergie potentielle [J] :

$$E_{lac}(t) = \frac{1}{2}\varrho g \int_{\mathcal{S}} \eta^2 \mathrm{d}\mathcal{S} + \frac{1}{2}\varrho \int_{\mathcal{S}} (h_0 + \eta) v^2 \mathrm{d}\mathcal{S}$$

avec $\mathcal{S}$ la surface du lac et h_0 la profondeur initiale du lac (avant impact), v la vitesse de la vague et η son amplitude. L'énergie transmise par l'avalanche se calcule comme l'intégrale temporelle du flux d'énergie (puissance) [J] de l'avalanche aux frontières du domaine $\mathcal{S}$ (de normale orientée $\boldsymbol{n}$) :

$$E_a(t) = \frac{1}{2}\varrho g \int_0^t \int_{\mathcal{S}} (z + h - z_{lac})(\boldsymbol{u} \cdot \boldsymbol{n}) \mathrm{d}\mathcal{S}\mathrm{d}t + \frac{1}{2}\varrho \int_0^t \int_{\mathcal{S}} \boldsymbol{u}^2 (\boldsymbol{u} \cdot \boldsymbol{n}) \mathrm{d}\mathcal{S}\mathrm{d}t$$

L'intégration se fait numériquement pour les deux intégrales.

La figure 5.9 montre que l'énergie des vagues d'impulsion culmine à 0,4 GJ lorsque l'énergie fournie par l'avalanche atteint 1,00 GJ, soit un rapport de 40 %. Autrement dit, 60 % de l'énergie de l'avalanche a été dissipée par frottement. Le rapport E_{lac}/E_a est bien supérieur à ce qu'on a observé dans des expériences de laboratoire pour des vagues dues à des avalanches (valeurs de E_{lac}/E_a autour de 0,1 alors que pour des glissements de terrain on a $E_{lac}/E_a \sim 0{,}5$). Cela tend à montrer que la paramétrisation choisie va dans le sens de la sécurité et fournit la borne supérieure de l'amplitude des vagues.

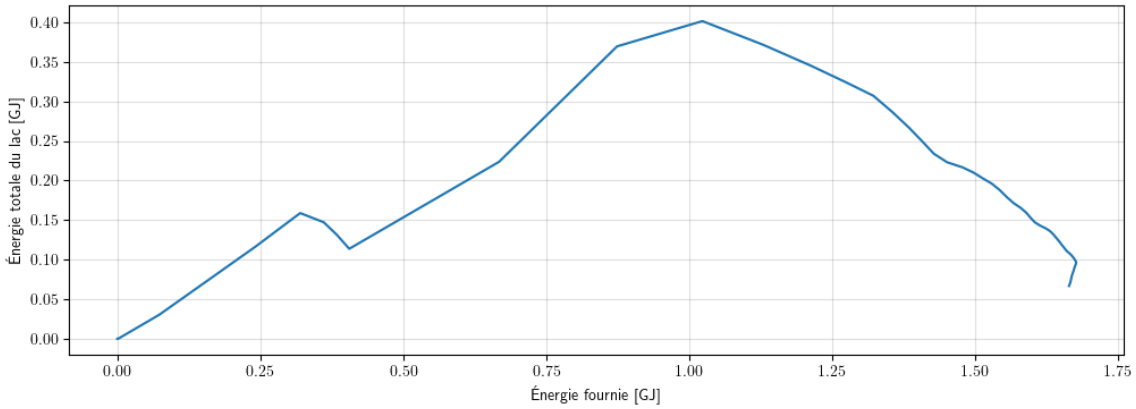


Figure 5.9 – Variation de l'énergie du lac en fonction de l'énergie communiquée au lac par l'avalanche au moment de l'impact pour le scénario n° 2 (avalanche $T = 300$ ans).

5.2.3 Risque de surverse

La vague d'impulsion est globalement contenue par la digue. Toutefois, dans la partie septentrionale de la digue, la vague parvient à remonter le remblai sur toute sa hauteur. Pour le scénario n° 1, le volume de surverse est estimé à 583 m^3. La surverse dure quelques secondes et, de ce fait, est associée à des débits importants de l'ordre de 200 m^3/s (voir figure 5.10). Dans le cadre du scénario n° 1 (avalanche survenant après de fortes chutes de neige), ce volume surversé se mêle à de la neige et forme une coulée de neige liquide (l'anglicisme *slush flow* est souvent employé) et s'écoule en pied de digue. Le temps de submersion, le volume de surverse, et le débit de pointe sont trop limités pour que cette surverse occasionne des dommages au remblai[3].

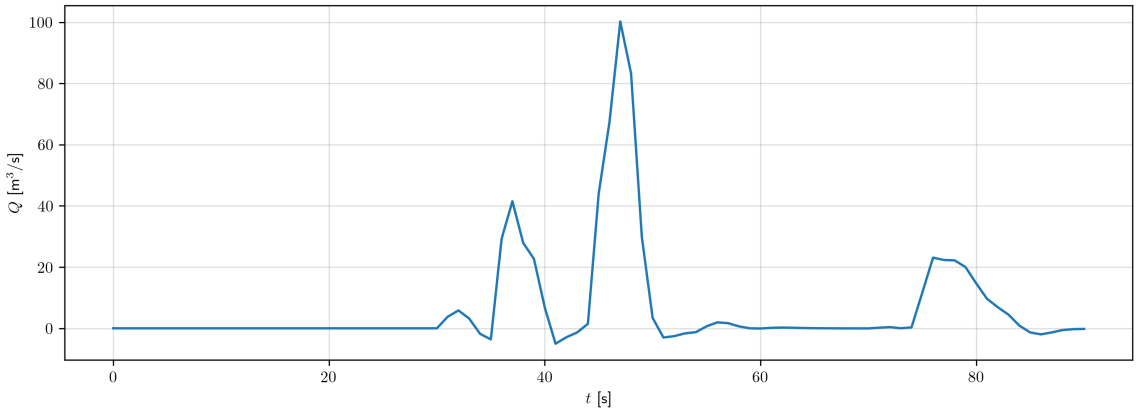


Figure 5.10 – Variation du débit de surverse au niveau du remblai septentrional pour le scénario n° 1 (avalanche $T = 300$ ans).

3. Au cours des deux dernières décennies, plusieurs programmes de recherche ont menés *in situ* pour étudier les conditions de formation d'une brèche dans un remblai ; voir p. ex. Morris, M.W., M.A.A.M. Hassan, A. Kortenhaus, G. Geisenhainer, P.J. Visser, and Y. Zhu, Modelling breach initiation and growth, in *Flood Risk Management: Research and Practice*, edited by P. Samuels, S.P. Huntington, W. Alisop, and J. Harrop, pp. 581–591, Routledge, London, 2008 ; Zhong, Q., L. Wang, S. Chen, Z. Chen, Y. Shan, Q. Zhang, Q. Ren, S. Mei, J. Jiang, and L. Hu, Breaches of embankment and landslide dams-State of the art review, *Earth-Science Reviews*, **216**, 103597, 2021.

5.3 Synthèse

L'étude montre la formation de vagues d'impulsion d'amplitude significative à l'impact (plus de 5 m). Les vagues d'impulsion s'étalent dans la retenue et voient leur amplitude décroître rapidement avec la distance depuis le point d'impact. Arrivées sur la berge opposée (au nord de la retenue), ces vagues ont des amplitudes inférieures à 2 m, et elles sont donc globalement contenues par la digue.

On note toutefois une surverse de quelque 600 m^3 au nord de la retenue sur une durée d'environ 10 s ; le volume de surverse se mêlera à la neige et formera une coulée de neige humide (*slush*) sans capacité de dommage sur le remblai compte tenu de ses caractéristiques.

Chapitre 6

Synthèse de l'étude

6.1 Changements apportés à l'étude de 2012

L'étude de 2012 a été mise en jour. Les points suivants ont été examinés lors du présent complément d'étude :

- l'évolution des conditions nivo-météorologiques et l'implication du changement climatique pour les avalanches menaçant le lac de Vernant ;
- les avalanches de neige, notamment les avalanches dites *avalanches maximales vraisemblables* qui fournissent une image des phénomènes paroxysmaux sur le site ;
- les vagues d'impulsion créées par les avalanches maximales vraisemblables.

La mise à jour de l'étude a pris en compte l'évolution de l'état de l'art au cours de la dernière décennie, notamment :

- les scénarios de changement climatique TRACC élaborés par le ministère en charge de l'environnement et Météo-France ;
- le calcul des avalanches extrêmes ;
- le calcul des vagues d'impulsion, notamment celles générées par des avalanches.

Pour les vagues d'impulsion, nous avons abandonné la méthode dite VAW (fondée sur une corrélation de données de laboratoire et des critères de similitude) que nous avions utilisée en 2012 au profit de simulations numériques (fondées sur la résolution numérique des équations de Serre–Green-Naghdi), qui permettent d'estimer de façon plus précise la dynamique des vagues d'impulsion et de mieux prendre en compte la bathymétrie de la retenue et la géométrie du remblai.

6.2 Limites de l'étude

L'hypothèse de calcul est le scénario usuel pour ce type d'étude : une avalanche est déclenchée naturellement après de très fortes chutes de neige (période de retour $T = 300$ ans) et entre avec une vitesse élevée dans le lac, ce qui génère une vague d'impulsion (voir 37). Nous sommes toutefois dans un domaine de moyenne montagne pour lequel l'activité avalancheuse sera vraisemblablement très différente de ce que nous avons connu jusqu'à présent (à cause de

l'augmentation de température). Depuis une vingtaine d'années, le réchauffement climatique a favorisé la reptation du manteau neigeux et les avalanches de glissement.

Il est plus difficile d'anticiper ce risque avec les outils actuels. Une avalanche de glissement est susceptible de mobiliser un volume de neige bien plus important qu'une avalanche de neige récente, mais les vitesses sont faibles en sorte que l'avalanche entre doucement dans le lac (elle ne forme donc pas de vague d'impulsion). Au fur et à mesure, le volume de neige déposé comble la retenue, ce qui peut amener à un débordement d'eau. Nous n'avons pas d'éléments concrets pour calculer ce type de phénomène. Les pentes dominant le lac doivent être surveillées au printemps ; le remplissage du lac ne devrait alors intervenir qu'après que le risque d'avalanche de glissement d'ampleur aura été écarté par le service des pistes.

6.3 Conclusions

L'étude conclut que dans le cadre du projet actuel, la revanche est largement suffisante pour éviter une submersion de la digue en cas d'avalanche impactant le lac de Vernant. Une surverse (dont le volume a été estimé à environ 600 m^3 sur une durée d'environ 10–15 s) est possible, mais elle n'a pas de capacité à endommager la digue. Mêlé à la neige, le volume de surverse devrait former un écoulement de neige très humide (*slush*) et s'écouler le long du talweg.

Cette étude a été réalisée par Toraval groupement d'ingénieurs-conseils.



http://www.toraval.fr
http://www.toraval.ch

- chargé d'étude : Christophe Ancey (ancey@toraval.ch)
- commanditaire de l'étude : Abest
- date de la commande : décembre 2011 – Mise à jour 10 juin 2024
- maître d'ouvrage : syndicat intercommunal de Flaine
- maîtrise d'œuvre : Abest
- le corps de ce rapport contient 83 pages.
- pièces annexées : voir la page web du rapport :

  www.toraval.fr/projet/vernant/