



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)

Octobre 2012

Table des matières

1	Objet du rapport	5
1.1	Contexte	5
1.2	Mission	5
1.3	Démarche adoptée	5
2	Contexte nivo-météorologique	7
2.1	Données	7
2.2	Méthode	8
2.2.1	Angle d'attaque	8
2.2.2	Principes	8
2.2.3	Critique de la méthode	10
2.3	Contexte climatique	11
2.4	Analyse des précipitations	12
2.4.1	Analyse des données de Flaine	13
2.4.2	Loi de Montana	18
2.4.3	Analyse des données des Carroz-Kédeusaz	20
2.5	Épaisseur de neige au sol	23
2.6	Synthèse	25
3	Analyse du risque d'avalanche	27
3.1	Données	27
3.2	Analyse historique	28
3.2.1	Analyse de la CLPA	28
3.2.2	Analyse des événements reportés dans l'EPA	31
3.2.3	Analyse des témoignages	31
3.3	Analyse experte	34

3.3.1	Situation générale	34
3.3.2	Activité par secteur	38
3.3.3	Groupe A	38
3.3.4	Groupe B	40
3.3.5	Groupe C	40
4	Simulations numériques d'avalanches	41
4.1	Principe et hypothèses du calcul	41
4.1.1	Modèles utilisés pour les calculs	41
4.2	Résultats	43
4.2.1	Avalanches rares (trentennales $T \sim 30$ ans)	44
4.2.2	Avalanches exceptionnelles (centennales $T \sim 100$ ans)	44
5	Vagues	49
5.1	Considérations générales	49
5.2	Quantification	50
5.2.1	Approche suivie	50
5.2.2	Caractéristique des vagues d'impulsion	52
5.3	Résultats	54
6	Analyse du risque hydraulique	61
6.1	Données	61
6.2	Caractéristiques de la retenue	61
6.3	Calcul des débits de ruissellement	63
6.3.1	Données hydrologiques	63
6.3.2	Calcul du ruissellement	63
6.3.3	Synthèse sur les débits de ruissellement	69
6.4	Rupture de digue	71
6.4.1	Hypothèses du calcul	71
6.4.2	Solutions numériques	73
6.5	Conséquences d'une crue induite par une rupture de barrage	79
6.6	Synthèse	83
7	Évacuateur de crue	85
7.1	Introduction	85
7.2	Dimensionnement de la conduite	86
7.3	Dimensionnement du radier	87

Chapitre

1

Objet du rapport

1.1 Contexte

LE SYNDICAT INTERCOMMUNAL DE FLAINE veut disposer d'une série d'études qui doivent répondre à plusieurs points en suspens concernant le lac de Vernant :

- bilan de la sécurité de l'aménagement actuel et propositions d'améliorations ;
- définition d'un mode opératoire pour le curage de la retenue d'accumulation ;
- étude d'une possibilité d'extension pour faire face à la demande croissante d'eau potable et la diminution des débits d'étiage.

L'aménagement est notamment soumis à un risque d'avalanche (emprise CLPA 22 et 23).

En cas de rupture de digue, les eaux suivront le lit du torrent de l'Épine jusque dans la vallée de l'Arve, causant éventuellement des dommages.

1.2 Mission

La mission demandée à Toraval est :

- de diagnostiquer les risques d'avalanches sur la retenue d'accumulation ;
- 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 ;
- de dimensionner l'évacuateur de crue pour qu'il réponde aux exigences du décret du 11 décembre 2007 relatif à la sécurité des barrages.

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

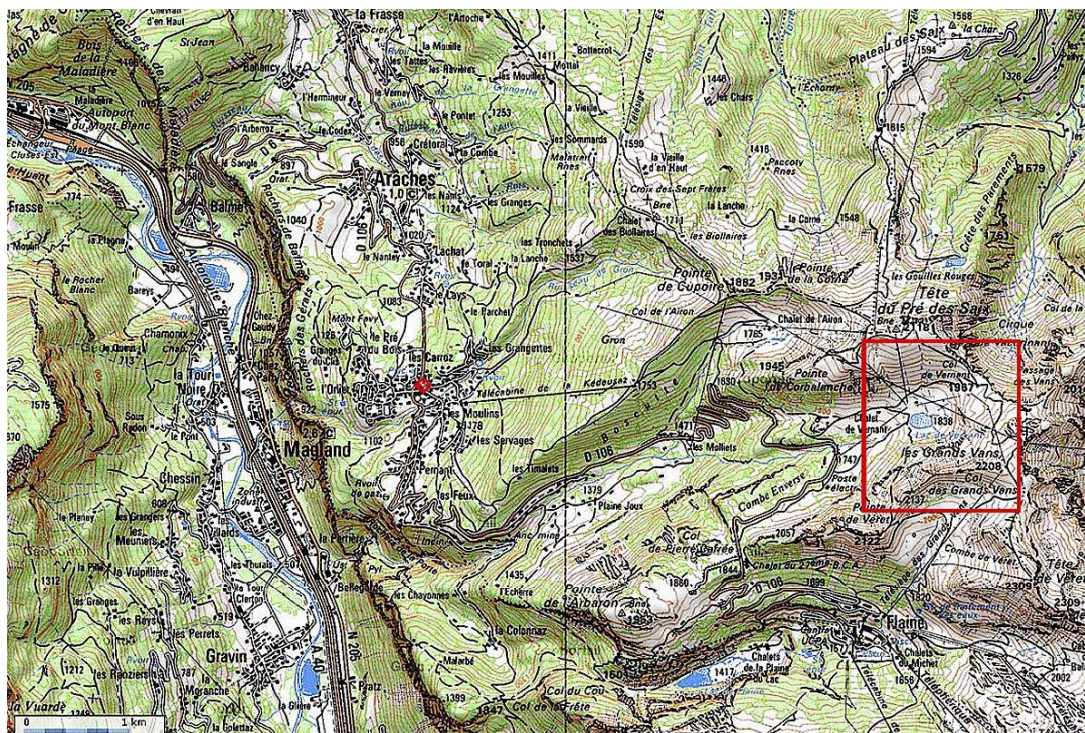


Figure 1.1 : localisation du secteur d'étude sur le fond topographique 1 : 25 000 de l'IGN. © IGN (géoportail).

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 d'avalanche*. 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 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.

Contexte nivo-météorologique

2.1 Données

L'analyse nivo-météorologique s'est appuyée sur :

- les données nivologiques :
 1. du poste nivo-météorologique de la station de Flaine (1670 m), décembre 1973 à début février 2012 (lacunaire avant janvier 1978),
 2. du poste de Carroz-Kédeusaz (1756 m) de janvier 1995 à décembre 2010,
 3. du poste de nivo-météorologique situé aux Carroz (1160 m) de janvier 1997 à décembre 2010 ;
- la thèse d'A. Kiefer Weisse, « Étude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes françaises) », thèse de doctorat INPG, Grenoble (1998) ;
- la thèse d'A. Djerboua, « Prédétermination des pluies et crues extrêmes dans les Alpes franco-italiennes. Préviation quantitative des pluies journalières par la méthode des analogues », thèse de doctorat, INPG, Grenoble (2001).

2.2 Méthode

2.2.1 Angle d'attaque

Nous attaquons le problème de la détermination des quantiles rares de précipitations en nous fondant sur la théorie des valeurs extrêmes ; la méthode d'ajustement (et d'interprétation des résultats) que nous préconisons est l'inférence bayésienne. Le couplage entre théorie des valeurs extrêmes et inférence bayésienne nous semble être la voie la plus prometteuse et la plus moderne en hydrologie statistique.

Les méthodes employées ici sont décrites dans le cours « Gestion des risques hydrologiques et aménagement » donné¹ à l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne. Une excellente introduction est celle du prof. Stuart Coles dans son ouvrage « An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values » (Springer, London, 2001).

2.2.2 Principes

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. On tombe alors dans le cadre d'approximation de la *théorie des valeurs extrêmes*, qui stipule que les valeurs extrêmes que peut prendre une chute de neige (supposée être une variable aléatoire) C sont caractérisées par une distribution de probabilité, dont la forme asymptotique (c'est-à-dire pour un nombre suffisant de données, la limite vers laquelle tend la fonction empirique) a une forme générique bien définie, dont la fonction de répartition s'écrit

$$P(C|\mu, \sigma, \xi) = \text{Prob}[c < C] = \exp \left[- \left(1 + \xi \frac{C - \mu}{\sigma} \right)^{-1/\xi} \right]. \quad (2.1)$$

Elle dépend de trois paramètres : un paramètre de localisation μ , un paramètre de forme ξ , et un paramètre d'échelle σ ($\sigma > 0$), appelé *gradex* par les ingénieurs lorsqu'il s'agit de la loi de Gumbel. En fait, cette forme générique synthétise trois distributions élémentaires (voir Fig. 2.1) :

- la *loi de Gumbel* ($\xi = 0$) ;
- la *loi de Fréchet* ($\xi > 0$) ;
- la *loi de Weibull* ($\xi < 0$).

Ici, on emploie le terme de *loi généralisée des valeurs extrêmes* (abrégée en LVE) lorsqu'on manipule une loi de probabilité de la forme (2.1). Si on fixe le coefficient de forme ξ pour cette loi généralisée, alors on utilisera le nom de la loi correspondante ; par exemple, si l'on prend $\xi = 0$, on dira tout simplement qu'on utilise une loi de Gumbel.

La loi de Gumbel est très couramment utilisée de nos jours en hydrologie, mais souvent par défaut, c'est-à-dire que les praticiens préfèrent une loi de probabilité à deux paramètres (puisque $\xi = 0$) plutôt qu'une loi à trois paramètres, plus complexe à caler. Une telle préférence n'a que peu de conséquences tant que l'on reste dans le domaine d'interpolation. En revanche, en extrapolation, la détermination de l'exposant ξ est capitale car elle conditionne

1. Voir http://lhe.epfl.ch/cours/cours-master_french.pdf

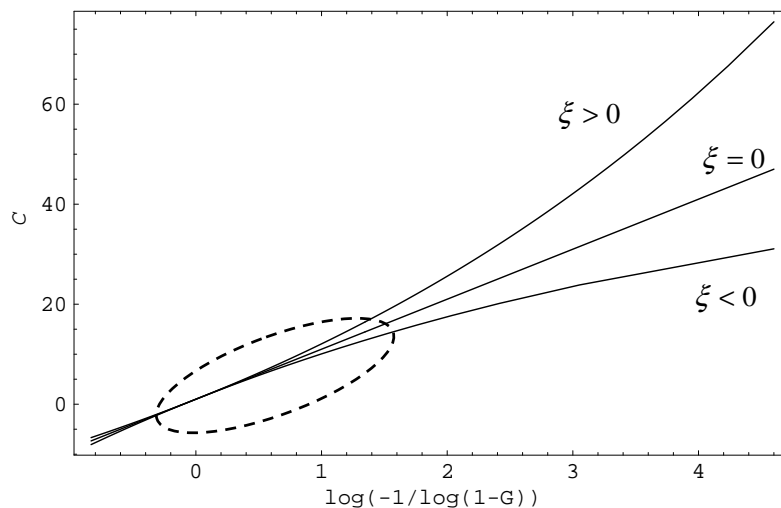


Figure 2.1 : comportement de la loi de probabilité P en fonction de ξ ($\xi = -0,2; 0; 0,2$). L'ellipse représente le domaine de mesures typiquement obtenu dans les Alpes françaises.

très largement la variation des quantiles extrêmes par rapport aux valeurs ordinairement observées. Notamment, une valeur $\xi > 0$ entraîne des valeurs de quantile qui peuvent être significativement plus élevées que les valeurs ordinaires alors qu'une valeur $\xi < 0$ amène à une sorte de saturation des quantiles ; le cas $\xi = 0$ est neutre (il conduit à une linéarité du comportement des quantiles vis-à-vis de la période de retour quand on travaille dans un diagramme semi-logarithmique). La figure 2.1 schématise la difficulté de l'extrapolation en dehors d'un domaine d'interpolation (l'intervalle pendant lequel on a fait des observations). Ainsi, si on a 30 ans de données, on considère qu'approximativement le domaine d'interpolation correspond à 1–30 ans (en termes de période de retour) et que, pour des périodes de retour plus grandes que 30 ans, on entre dans le domaine de l'extrapolation.

En pratique, on adopte souvent une loi généralisée de la forme (2.1) et on cherche à caler les paramètres à partir d'un jeu de données, par exemple les valeurs des maxima annuels des chutes de neige journalière. Il existe plusieurs techniques pour déterminer les paramètres. Nous avons utilisé principalement :

- la méthode des moments,
- la méthode du maximum de vraisemblance,
- l'inférence Bayésienne.

À noter que ces deux dernières techniques permettent d'aboutir également à une estimation de l'intervalle de confiance et donc à une estimation du degré de précision de l'extrapolation.

Dans le présent contexte, on va représenter les distributions de probabilité sous une forme plus parlante que l'équation (2.1). Il est en effet d'usage de calculer les quantiles en fonction de la période de retour T (exprimée en années et définie comme $T = 1/P$). En inversant l'équation (2.1), on obtient

$$C = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \left(-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right)^{-\xi} \right] & \text{si } \xi \neq 0, \\ \mu - \sigma \ln \left[1 - \ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] & \text{si } \xi = 0. \end{cases} \quad (2.2)$$

On va aussi considérer un modèle plus simple à ajuster, qui est une variante du modèle de *renouvellement*. Dans ce cas-là, on aboutit à : $C = \mu + \sigma \ln T$. Ce modèle peut être considéré

comme une simplification de la loi de Gumbel puisque l'on a $\ln(1 - \ln(1 - T^{-1})) \approx \ln T$ quand $T \gg 1$.

2.2.3 Critique de la méthode

Si la théorie des valeurs extrêmes repose sur une base mathématique rigoureuse, elle nécessite également des hypothèses qui restent difficiles à vérifier en hydrologie, surtout si l'on s'intéresse à la détermination des quantiles rares.

Au premier rang se trouve l'hypothèse de stationnarité. Peut-on considérer que sur une période très grande – 1000 ans ou plus – les précipitations de neige sont stationnaires sur un plan statistique? Nous avons très peu de bases pour répondre à cette question. La plus vieille série de données est celle sur Davos (Suisse), qui couvre un peu plus d'un siècle de données. En France, les plus vieilles séries continues remontent au mieux sur 40 ans (Chamonix et Col de Porte). L'analyse statistique a montré une relative stationnarité du nombre de chutes de neige, mais il existe des cycles de quelques années durant lesquels le nombre annuel de chutes de neige est à peu près homogène. Sur le plan statistique, rien ne permet de mettre en évidence une diminution ou une augmentation de l'intensité des chutes de neige, notamment des chutes de neige extrêmes. Seule la température et l'enneigement au sol (épaisseur du manteau neigeux) montrent des variations : principalement au-dessous de 2000 m d'altitude, le manteau neigeux est en moyenne bien moins épais que dans les années 1960. On sait que les Alpes au cours du dernier millénaire ont subi de très fortes variations des conditions climatiques : après un Moyen Âge chaud (bien plus chaud que la période actuelle), la température s'est mise à baisser au cours du XVI^e siècle ; cela a constitué la période dite du Petit âge glaciaire. À la fin du XIX^e siècle, la température moyenne a de nouveau augmenté. Les chroniques de village (telles que les Transits à Molines-en-Queyras) et la dendrochronologie ont permis d'avoir une idée des conditions extrêmes depuis le XVI^e siècle. Là encore, peu d'éléments permettent d'étayer une variation des conditions en termes d'extrêmes de chutes de neige.

Dans le cas des lois de Gumbel et de Fréchet, un problème connu est le **maximum physiquement possible pour un phénomène donné**. Théoriquement, ces lois ne fournissent aucun maximum (un quantile infiniment grand est associé à une probabilité infiniment petite). En pratique, on peut penser que les chutes de neige sur une durée d ne peuvent pas dépasser une valeur physique liée, d'une part, à la pression de vapeur saturante de l'air et à la température et, d'autre part, à la dynamique des dépressions dans l'hémisphère Nord (alimentation en air humide, persistance, taille des cellules actives, etc.). À notre connaissance, cette limite physique n'est pas établie. La détermination des chutes de neige extrêmes possibles est loin d'être un problème résolu.

Une règle empirique en hydrologie est de ne pas évaluer des quantiles associés à des périodes de retour plus grandes que 2–3 fois la période d'observations, c'est-à-dire si on a des observations sur 30 ans, on ne peut pas espérer évaluer des quantiles au-delà de 100 ans. Cette règle empirique marche à peu près bien avec des lois simples comme la loi de Gumbel ou exponentielle, mais pour des lois à trois paramètres comme la loi de Fréchet, l'incertitude sur l'estimation des paramètres s'ajoutant de façon non linéaire, l'incertitude sur les quantiles croît très rapidement avec la période de retour. **On ne peut guère envisager d'extrapolation au-delà de périodes de retour égales à 2 fois la durée d'observation.**

2.3 Contexte climatique

La domaine skiable de Flaine se trouve à la périphérie de l'une des zones les plus humides des Alpes du Nord en termes de précipitations annuelles et d'intensités de précipitation. Ainsi, la pluie journalière de période décennale est supérieure à 70 mm environ dans le Faucigny (des valeurs fortes, mais loin des records mesurés sur les Bauges ou la haute vallée de l'Arve). Il faut chercher l'origine de ces valeurs relativement fortes par l'effet de barrière exercé par les Préalpes (barrière des Bauges aux Aravis) sur les flux de sud-ouest à nord-ouest (voir figure 2.2).

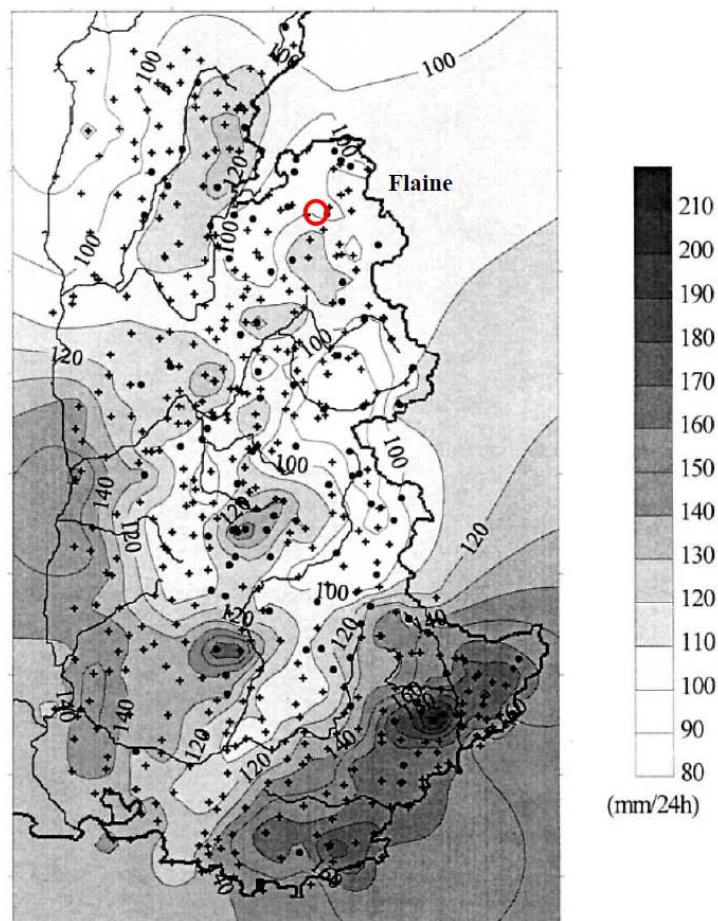


Figure 2.2 : carte des isovaleurs des précipitations journalières de période de retour 100 ans. Cette carte a été obtenue par krigeage de toutes les stations météorologiques du quart sud-est de la France. Le cercle rouge localise le secteur d'étude. D'après A. Kieffer Weisse.

2.4 Analyse des précipitations

Nous disposons de deux séries de mesures à proximité de la retenue projetée et sensiblement à la même altitude : le poste de Flaine (1650 m) fournit la plus longue série de données (poste ouvert depuis décembre 1973, mais en pratique seules les données depuis décembre 1977 sont exploitables tant il y a de lacunes durant les premières années d'ouverture de ce poste). Le poste de la télécabine de Kédeulaz aux Carroz-d'Arâches est plus récent (ouverture en décembre 1994). Comme le montre la figure 2.3, les valeurs des deux postes sont bien corrélées, ce qui montre qu'il y a une certaine homogénéité des précipitations sur le versant étudié.

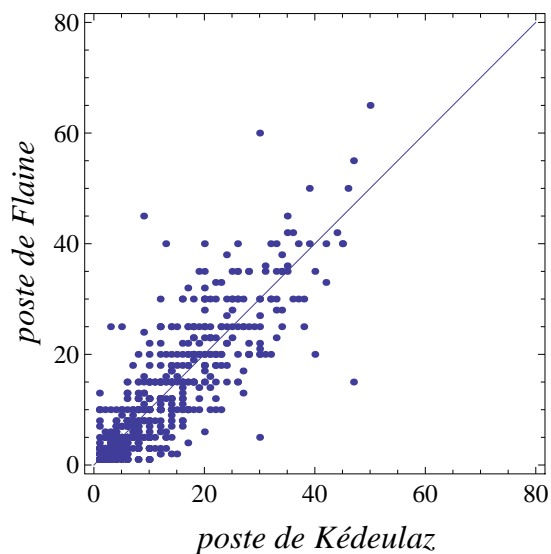


Figure 2.3 : relation entre les chutes de neige journalières sur Flaine (1670 m) et les Carroz (1750 m). La période de mesure continue est : 1995–2010.

2.4.1 Analyse des données de Flaine

Caractéristiques générales

Nous avons étudié une série de données couvrant la période déc. 1973 à février 2012 sur le poste de nivo-observation de Flaine à 1670 m d'altitude, poste distant de 2 km à vol d'oiseau de la retenue projetée. Cette série est lacunaire pour les quatre premières années et, dans le cadre de cette étude, les données de 1973 à 1977 (inclus) n'ont pas été prises en compte.

Nous reportons sur la figure 2.4 la distribution dans le temps de ces chutes de neige journalières. On note que des chutes de neige importantes (de l'ordre ou supérieures à 70 cm/j) se sont produites à plusieurs reprises. Comme le montre la figure 2.12, les cumuls mensuels de neige sont importants également : avec une moyenne mensuelle de 88 cm, le cumul mensuel peut atteindre 535 cm (cumul annuel record de 1192 cm en 1986). Les épaisseurs du manteau neigeux à 1700 m sont également significatives, avec des valeurs moyennes souvent comprises entre 1 et 2 m de neige au sol (voir figure 5.7). L'enneigement est peu uniforme d'une année sur l'autre, avec des séries d'années à fort enneigement (1977–1987) et d'autres à faible enneigement (1988–1993).

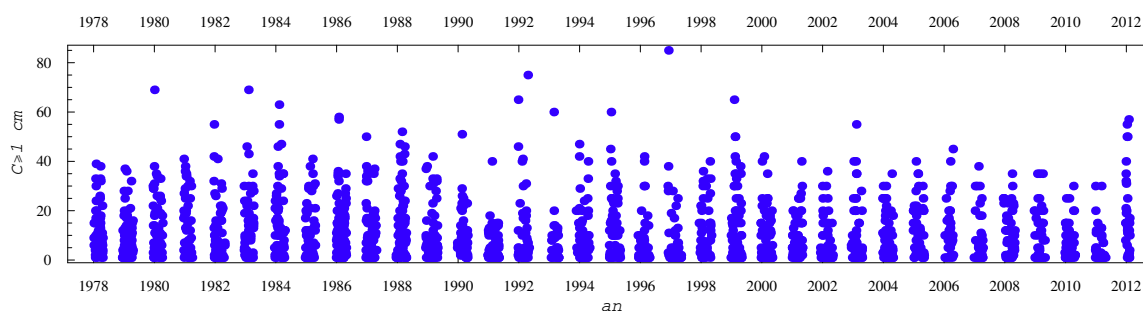


Figure 2.4 : répartition dans le temps des chutes de neige journalières sur Flaine. La période de mesure continue est : 1978–2012. L'agglomération en amas de points résulte simplement du caractère saisonnier des chutes de neige. Le caractère aléatoire des chutes de neige, notamment la densité des amas et les valeurs extrêmes observées sur une saison, sont très variables d'une année à l'autre.

Nous avons également exploité les données nivo-météorologiques pour dégager les principales caractéristiques nivo-météorologiques du site. On retiendra que :

- les gros coups de neige en moyenne observés chaque année amènent des cumuls de neige d'au moins 120 cm sur une période de 3 à 8 jours. Le record sur le poste nivo-météorologique de Flaine est l'épisode de janvier 1984 avec 2,8 m de cumul de neige (en 16 jours), mais vraisemblablement l'un des plus remarquables est celui de février 1984, où le cumul de neige a atteint presque 2 m en cinq jours avec des cumuls journaliers très importants sur deux jours (110 cm). Voir tableau 2.4 ;
- un nombre extrêmement variable de chutes de neige (avec des années avec plus de 15 chutes de neige journalières dépassant 25 cm tandis que dans 40 % des cas, il y a moins de 5 chutes dans une saison, dont le cumul journalier dépasse 25 cm) ;
- des chutes de neige bien réparties sur janvier, février, et mars. Le mois de janvier est légèrement plus neigeux que les autres mois (25 à 30 % des chutes de neige ont lieu en janvier) ;
- des valeurs d'enneigement qui sont dans la moyenne des Alpes du Nord aussi bien pour les épisodes courants qu'extrêmes, bien loin des valeurs de certains postes de Haute-Savoie comme Le Tour.

Tableau 2.1 : liste des épisodes de neige ayant amené plus de 150 cm sur Flaine depuis décembre 1973.

date	durée (j)	C (cm)	T (ans)
1 janvier 1981	7	150	2
4 février 1988	9	154	2
1 février 2003	6	154	2
10 janvier 1986	7	161	2
12 avril 1999	14	161	2
21 mars 1988	7	163	2
11 avril 1998	9	165	2
10 février 1990	7	169	3
28 janvier 1988	7	175	3
23 février 1989	10	178	3
12 janvier 1981	9	182	3
25 décembre 1986	15	193	4
16 février 1999	9	193	4
5 février 1984	5	197	5
14 décembre 1986	9	205	5
4 février 1999	8	207	5
15 décembre 2011	8	208	6
18 janvier 1986	11	212	6
28 février 2006	13	216	6
28 janvier 1983	12	234	9
12 mars 1978	16	274	20
12 janvier 1984	16	280	22

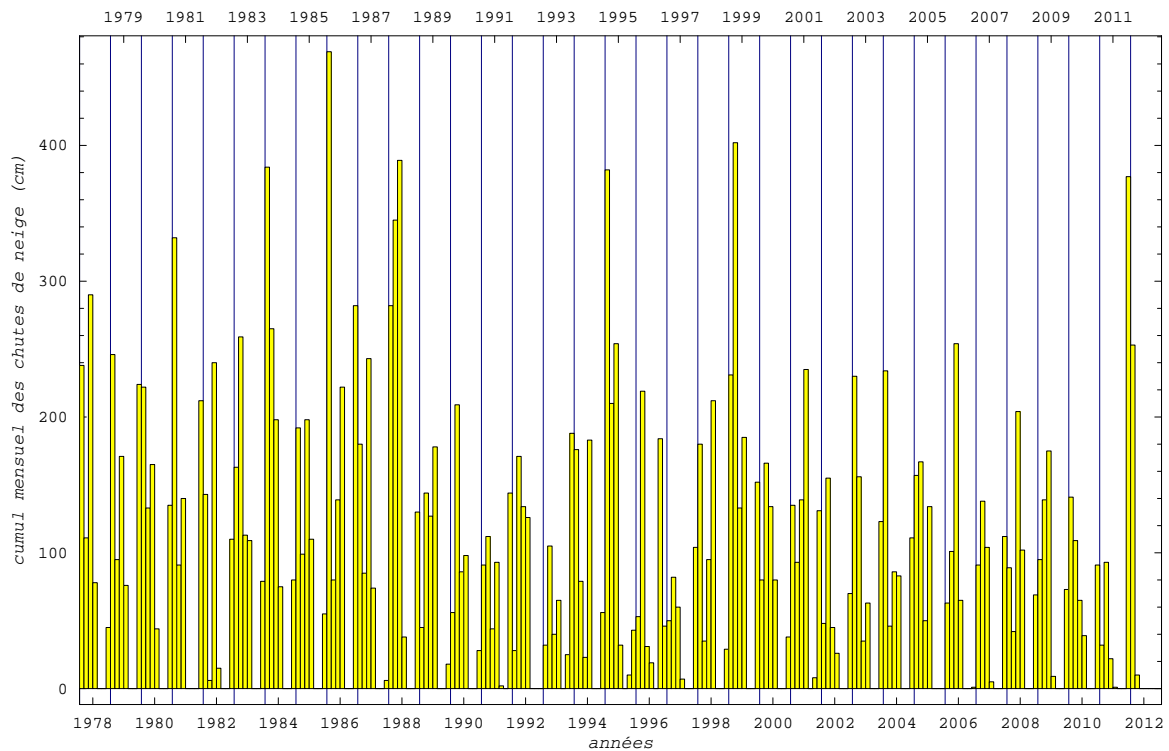


Figure 2.5 : cumuls mensuels de neige sur Flaine.

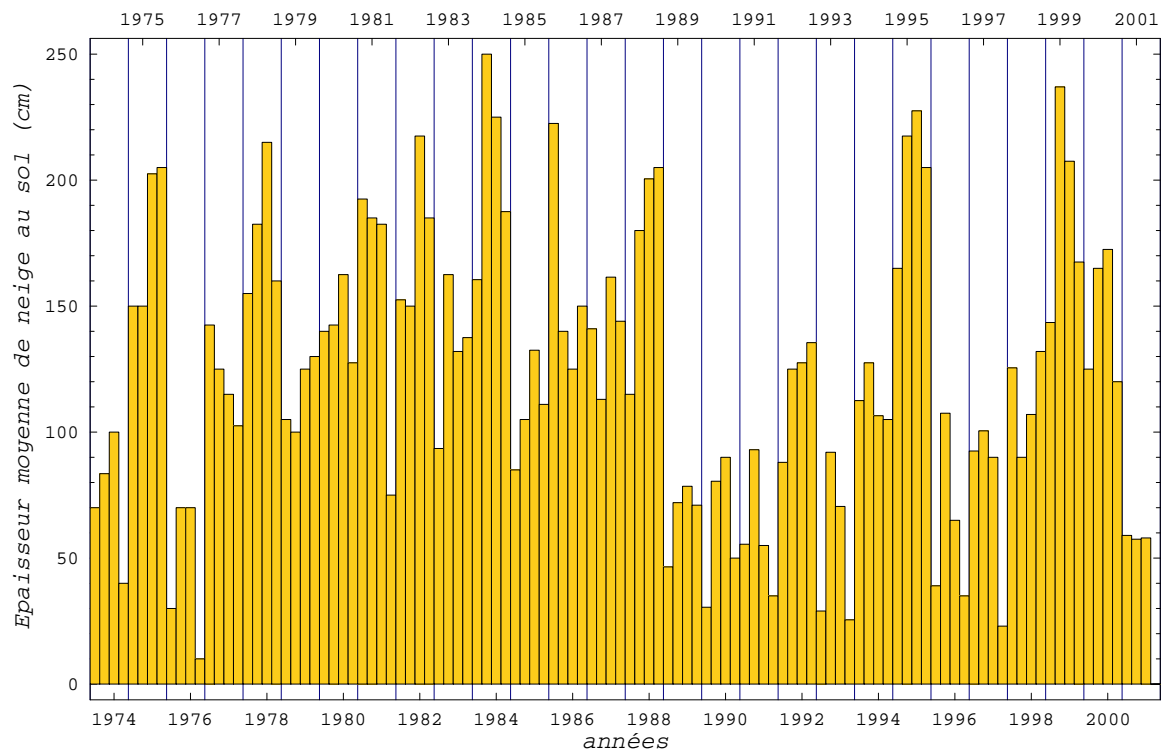


Figure 2.6 : variation de l'épaisseur maximale de neige au sol (moyenne sur un mois) au-dessus de Flaine (1700 m approximativement). Chaque barre représente un mois de la saison (de janvier à avril).

Analyse des chutes de neige exceptionnelles : théorie des valeurs extrêmes

Le tableau 2.5 reporte les valeurs de cumul de neige en fonction de la période de retour T et de la durée pour Flaine. Pour évaluer les quantiles extrêmes, nous avons calé une *loi de*

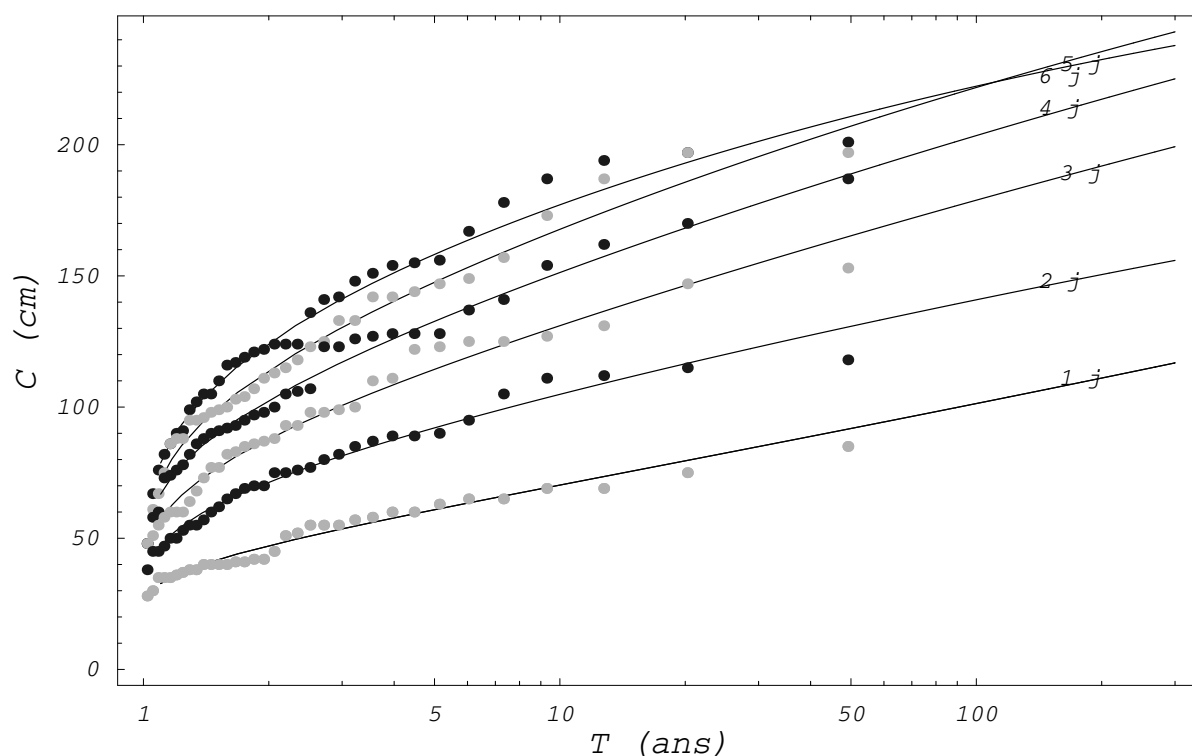


Figure 2.7 : variation de la chute de neige de durée 1–6 jours en fonction de la période de retour sur Flaine. Points : valeurs mesurées affectées d’une période de retour empirique ; courbes : loi de Weibull ajustée sur les données.

valeurs extrêmes par inférence bayésienne.

Les calculs montrent que la loi de Weibull est plus adaptée pour décrire les chutes de neige journalières, ce que montre aussi la figure 2.13 avec un aplatissement de la tendance donnée par les mesures aux grandes périodes de retour. Les valeurs de cumuls de neige au-delà d’une durée de 4 jours sont ici critiquable. Le caractère Weibull indique que les chutes de neige extrêmes sont dans la continuité des chutes de neige ordinaires ; il n’y a donc de mauvaise surprise à redouter d’après ce modèle.

Tableau 2.2 : estimation des cumuls de neige (en cm) tombée sur 1 à 6 jours en fonction de la période de retour (inférence bayésienne sur loi de valeurs extrêmes). Valeurs exprimées en cm pour Flaine (à 1670 m).

	1 j	2 j	3 j	4 j	5 j	6 j
μ	42,8	63,5	79,0	92,4	102,0	112,0
σ	11,7	19,3	24,6	28,3	32,6	35,1
ξ	0,035	-0,068	-0,0550	-0,071	-0,102	-0,178
$C(T = 10)$	70	105	131	151	168	177
$C(T = 30)$	85	123	155	178	195	201
$C(T = 100)$	101	141	179	203	223	223

Analyse des chutes de neige exceptionnelles : méthode du renouvellement

Une alternative à la théorie des valeurs extrêmes est la méthode du renouvellement, initialement développée pour étudier la statistique des défaillances dans les processus industriels.

Avec l'hypothèse de (i) une distribution poissonnienne d'un nombre de chutes de neige et (ii) d'une distribution exponentielle de l'intensité des chutes de neige, on montre que la loi des extrêmes est distribuée exponentiellement :

$$C = \mu + \sigma \ln T \tag{2.3}$$

La figure 2.8 reporte les valeurs mesurées et classées en fréquence ainsi que les courbes calées (loi exponentielle) sur ces mesures pour des durées allant de 1 à 6 jours. Cette méthode aboutit à des quantiles extrêmes qui sont supérieurs à ceux prédits par la théorie des valeurs extrêmes (par exemple, pour $T = 100$ ans et $d = 3$ j, on trouve $C = 179$ ou 203 cm selon la loi employée).

Tableau 2.3 : estimation des cumuls de neige (en cm) tombée sur 1 à 6 jours en fonction de la période de retour (méthode du renouvellement sur loi de valeurs extrêmes). Valeurs exprimées en cm pour Flaine (à 1670 m).

	1 j	2 j	3 j	4 j	5 j	6 j	ép.
μ	45,8	75,6	100,0	122,1	142,6	162,8	118,1
σ	11,1	17,6	22,5	26,8	30,7	34,6	52,5
$C(T = 10)$	71	116	152	184	213	242	239
$C(T = 30)$	84	135	176	213	247	280	297
$C(T = 100)$	97	157	203	245	284	322	360

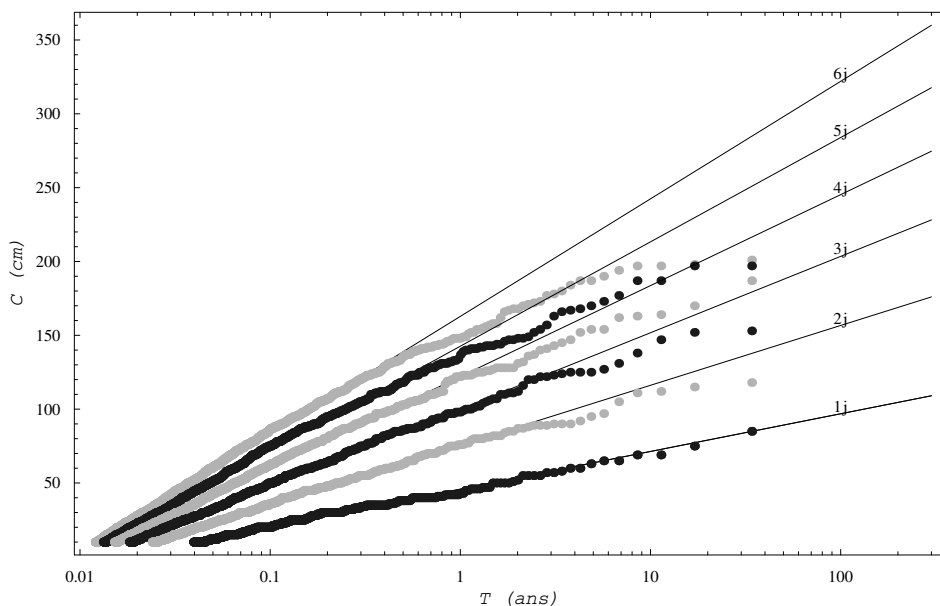


Figure 2.8 : variation de la chute de neige de durée 1–6 jours en fonction de la période de retour. Points : valeurs mesurées affectées d'une période de retour empirique ; courbes : loi exponentielle ajustée sur les données.

Épisodes de plusieurs jours

Le tableau 2.4 recense l'ensemble des chutes de neige importantes (cumul de plus de 100 cm) recensées depuis 1978. Sur la base de ces données, on peut ajuster une loi exponentielle donnant le cumul sur un épisode en fonction de la période de retour :

$$C_{ep.} = 118 + 52,5 \ln T. \tag{2.4}$$

Comme le montre la figure 2.9, cet ajustement est correct pour les périodes de retour $T \leq 10$ ans, mais on manque de données pour les plus grandes périodes de retour. L'extrapolation des quantiles pour $T = 100$ ans fournit un cumul de 3,60 m, ce qui est raisonnable sur ce secteur.

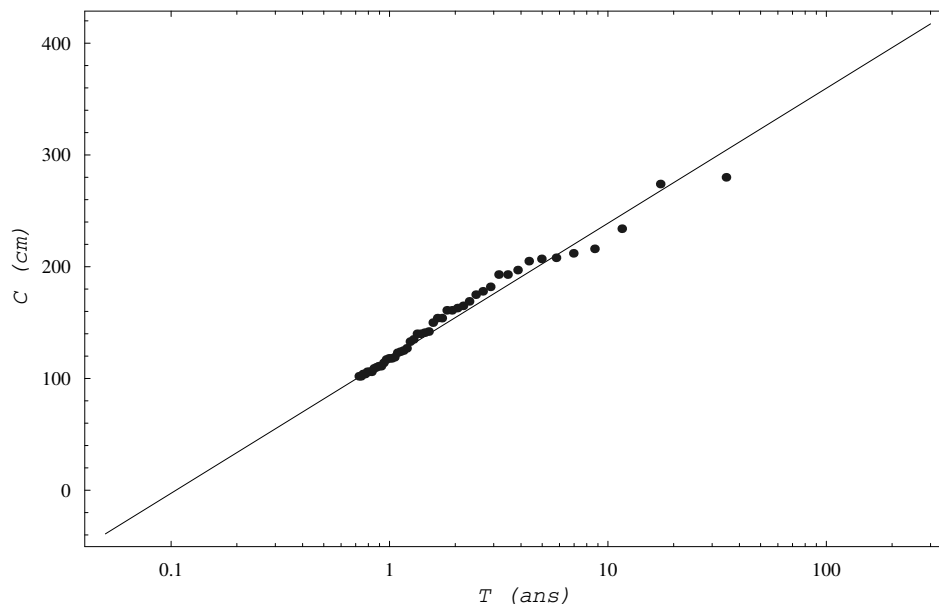


Figure 2.9 : variation de la chute de neige sur un épisode durée quelconque en fonction de la période de retour. Points : valeurs mesurées affectées d'une période de retour empirique ; courbes : loi exponentielle ajustée sur les données.

2.4.2 Loi de Montana

Une fois que l'on a calé une loi de renouvellement sur les données de chutes de neige de 1 à 6 jours, on peut caler une loi de Montana sur les coefficients μ et σ :

$$\mu = 44,6d^{0,51} \quad \sigma = 12,3d^{0,51} \quad (2.5)$$

avec ici d exprimé en jours.

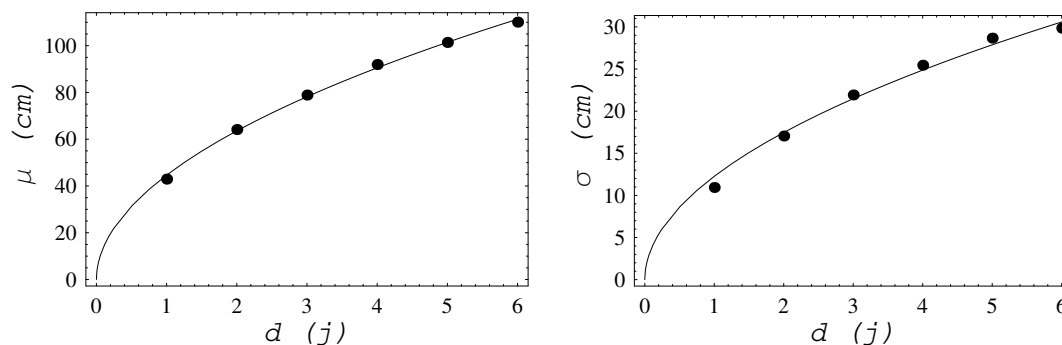


Figure 2.10 : variation des coefficients μ et σ (en cm) en fonction de la durée de la chute de neige. Points : valeurs ajustées à partir de la méthode du renouvellement ; courbes : loi puissance ajustée sur les données.

On peut ainsi obtenir une formule unique fournissant le cumul de neige sur une période d (de 1 à 6 jours) et de la période de retour (T en années) :

$$C(T, d) = (45 + 12,3 \ln T)d^{0,51}. \quad (2.6)$$

2.4.3 Analyse des données des Carroz-Kédeusaz

Il s'agit d'une série de données couvrant la période janvier 1995 à décembre 2010, prises à 1756 m d'altitude (gare d'arrivée de la télécabine de Kédeusaz), poste distant de 3 m à vol d'oiseau du lac de Vernant.

Nous reportons sur la figure 2.11 la distribution dans le temps de ces chutes de neige journalières. Comme le montre la figure 2.12, les cumuls mensuels de neige sont importants : avec une moyenne mensuelle de 72 cm, le cumul mensuel peut atteindre 4 m (cumul annuel record de 984 cm en 1999).

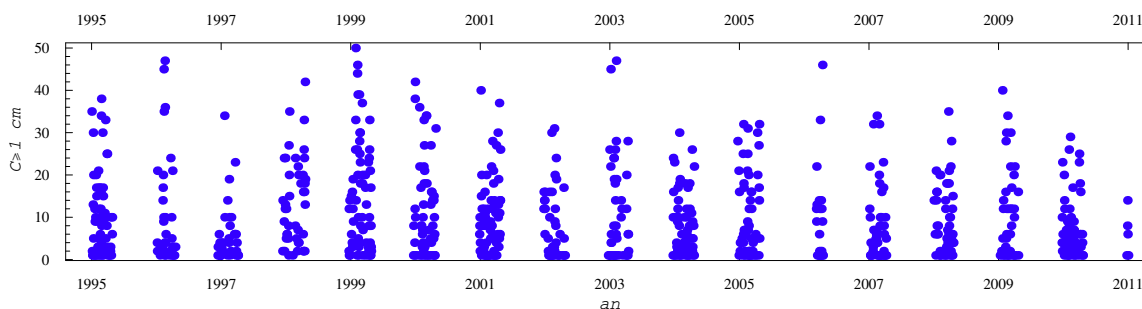


Figure 2.11 : répartition dans le temps des chutes de neige journalières sur Kédeusaz. La période de mesure continue est : 1995–2010. L'agglomération en amas de points résulte simplement du caractère saisonnier des chutes de neige. Le caractère aléatoire des chutes de neige, notamment la densité des amas et les valeurs extrêmes observées sur une saison, sont très variables d'une année à l'autre.

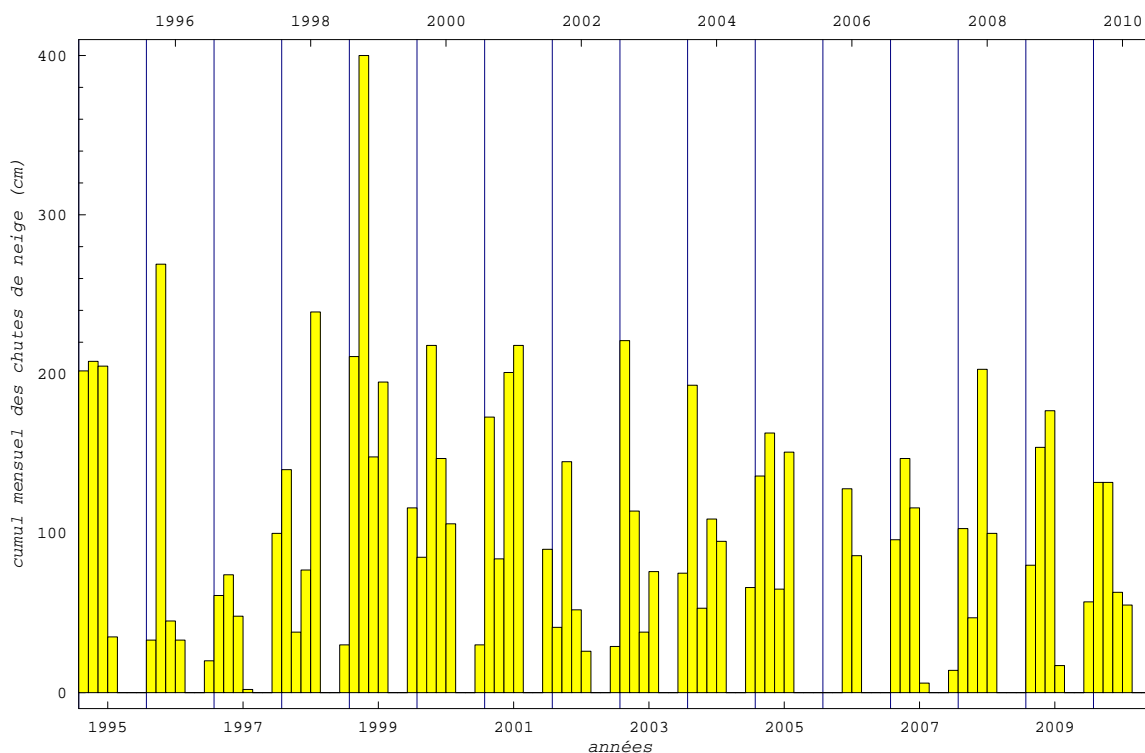


Figure 2.12 : cumuls mensuels de neige sur Kédeusaz.

Nous avons également exploité les données nivo-météorologiques pour dégager les prin-

Tableau 2.4 : liste des épisodes de neige ayant amené plus de 100 cm sur la gare d'arrivée de la télécabine de Kédeusaz depuis décembre 1994.

date	durée (j)	C (cm)	T (ans)
5 février 2009	8	102	1
5 avril 2001	8	105	1
25 décembre 1999	6	107	1
16 février 1996	8	109	1
18 janvier 2005	7	109	1
20 mars 2008	9	109	1
21 février 1995	6	112	1
26 janvier 1999	4	123	2
11 février 2005	14	142	3
11 avril 1999	15	168	5
6 février 2000	15	173	6
26 janvier 2003	12	174	6
4 février 1999	8	191	9
11 avril 1998	9	193	9
16 février 1999	9	205	13

cipales caractéristiques nivo-météorologiques du site. On retiendra que :

- les gros coups de neige en moyenne observés chaque année amènent des cumuls de neige d'au moins 120 cm sur une période de 3 à 8 jours. Le record sur le poste nivo-météorologique de Kédeusaz est l'épisode de février 1999 avec 2 m de cumul de neige (en 9 jours). Voir tableau 2.4 ;
- un nombre extrêmement variable de chutes de neige. Si la moyenne est de 5 chutes par an avec un cumul journalier d'au moins 25 cm/j, il y a des années où seulement 2 chutes sont observées et d'autres plus de 15 ;
- des chutes de neige bien réparties sur janvier, février, et mars. Le mois de février est légèrement plus neigeux que les autres mois (cumul moyen mensuel de 140 cm contre 120 cm pour mars et janvier) ;
- des valeurs d'enneigement qui sont dans la moyenne des Alpes du Nord aussi bien pour les épisodes courants qu'extrêmes, bien loin des valeurs de certains postes de Haute-Savoie comme Le Tour.

Le tableau 2.5 reporte les valeurs de cumul de neige en fonction de la période de retour T et de la durée pour Kédeusaz. Pour évaluer les quantiles extrêmes, nous avons calé une *loi de valeurs extrêmes* par inférence bayésienne.

Les calculs montrent que la loi de Weibull est plus adaptée pour décrire les chutes de neige journalières, ce que montre aussi la figure 2.13 avec un aplatissement de la tendance donnée par les mesures aux grandes périodes de retour. Les valeurs de cumuls de neige au-delà d'une durée de 4 jours sont ici critiquable. Le caractère Weibull indique que les chutes de neige extrêmes sont dans la continuité des chutes de neige ordinaires ; il n'y a donc de mauvaise surprise à redouter d'après ce modèle.

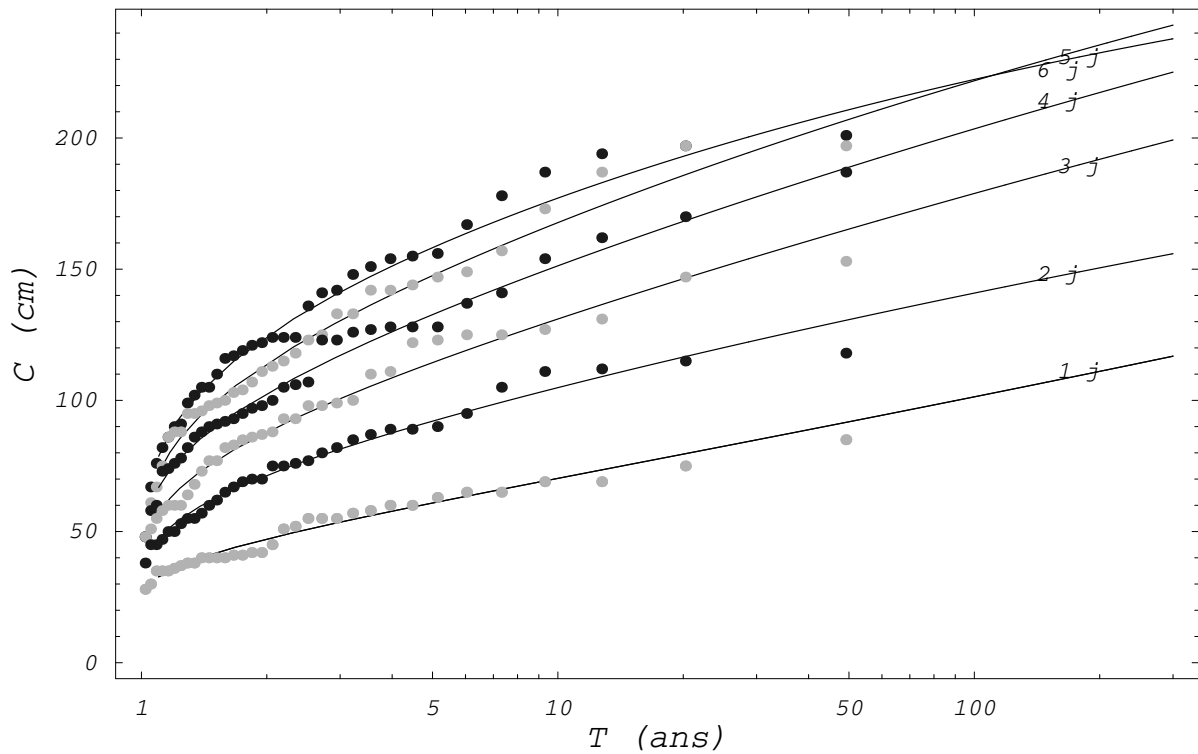


Figure 2.13 : variation de la chute de neige de durée 1–6 jours en fonction de la période de retour sur Kédeusaz. Points : valeurs mesurées affectées d’une période de retour empirique ; courbes : loi de Weibull ajustée sur les données.

Tableau 2.5 : estimation des cumuls de neige (en cm) tombée sur 1 à 6 jours en fonction de la période de retour (inférence bayésienne sur loi de valeurs extrêmes). Valeurs exprimées en cm pour Kédeusaz (à 1750 m d’altitude).

	1 j	2 j	3 j	4 j	5 j	6 j
μ	35,0	51,2	60,8	69,7	76,4	86,0
σ	6,10	11,3	15,4	21,0	24,9	24,7
ξ	0,0240	0,205	0,157	0,0920	0,0810	0,0340
$C(T = 10)$	49	84	102	122	138	144
$C(T = 30)$	56	106	130	153	173	175
$C(T = 100)$	65	138	165	190	215	209

2.5 Épaisseur de neige au sol

Les valeurs moyennes (moyennes mensuelles) de l'épaisseur de neige au sol depuis 1974 sont reportées sur la figure 5.7. On notera que l'épaisseur du manteau neigeux est importante, ce qui est le cas pour les zones suffisamment hautes en Haute-Savoie.

La variation de la hauteur de neige au sol est reportée en fonction de la période de retour est reportée sur la figure 2.14. On notera les différences considérables d'épaisseur du manteau neigeux entre le modèle de Gumbel et de Weibull aux grandes périodes de retour. Les paramètres de la loi de valeurs extrêmes (équation 2.1) calée sur les données sont reportés dans le tableau 2.6.

On notera l'incertitude (chiffres entre parenthèses) considérable associée à la détermination de $H(T)$ compte tenu des séries de données courtes. On prendra garde également qu'il s'agit de valeurs journalières maximales, c'est-à-dire des maxima observés sur une journée (les valeurs moyennées sur plusieurs jours sont plus faibles à cause du tassement de la neige).

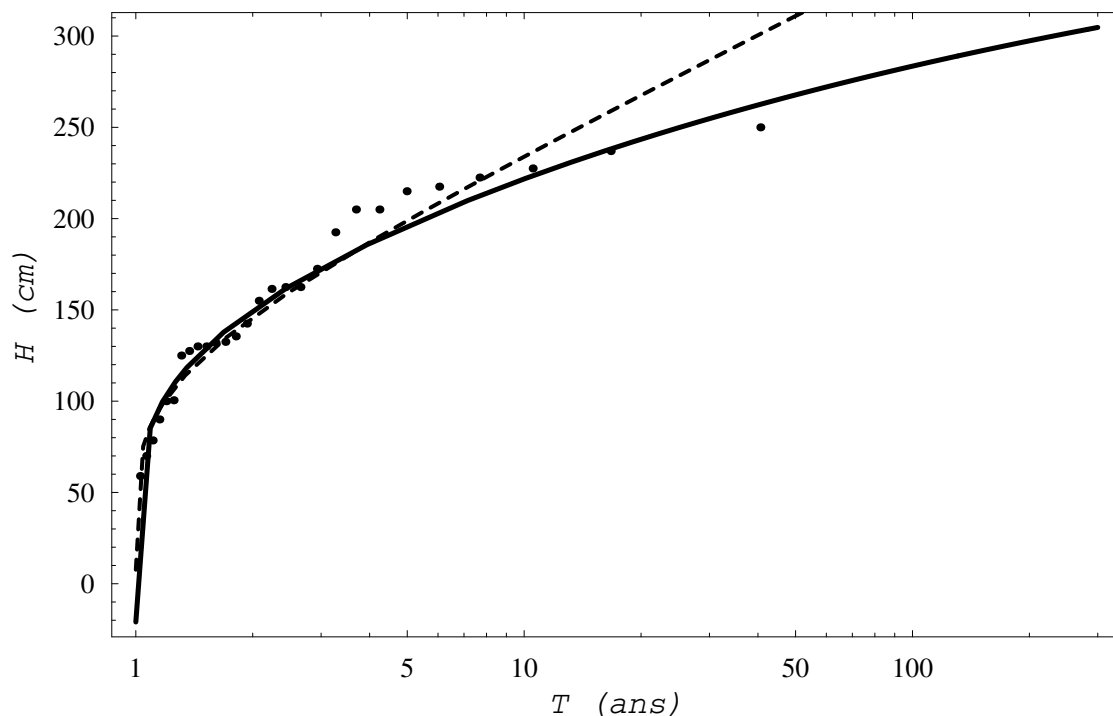


Figure 2.14 : variation de l'épaisseur maximale de neige au sol (sur une journée) en fonction de la période de retour à Flaine.

Tableau 2.6 : estimation par inférence bayésienne des coefficients ξ , μ , et σ pour la loi des valeurs extrêmes (LVE) et la loi de Gumbel pour les maxima annuels de l'épaisseur journalière du manteau neigeux sur Flaine. On a reporté la valeur négative du maximum de vraisemblance et les quantiles (en cm) pour les périodes de retour décennale, centennale, et tri-centennale. On a aussi indiqué entre parenthèses l'intervalle de confiance à 95% pour ξ , μ , et σ et les intervalles de variations pour les quantiles.

	LVE	Gumbel
μ	132,87 ($\pm 63,9$)	128,85 ($\pm 52,0$)
σ	47,89 ($\pm 22,8$)	46,68 ($\pm 4,67$)
ξ	-0,18 ($\pm 0,0190$)	0
B	58 %	42 %
$C(T = 10)$	222 (172 – 292)	234 (199 – 269)
$C(T = 30)$	255 (184 – 376)	287 (242 – 332)
$C(T = 100)$	284 (192 – 476)	344 (287 – 400)

2.6 Synthèse

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 :

- quantile mesuré pour $T = 30$ ans, $C = 160$ cm, $H = 255$ cm (modèle de type Weibull) ;
- quantile extrapolé pour $T = 100$ ans, $C = 180$ cm, $H = 285$ cm (modèle de type Weibull) ;
- estimation (grossière) pour $T = 300$ ans, $C = 205$ cm, $H = 300$ cm (modèle de type Weibull).

Ce sont les valeurs utilisées pour les simulations numériques.

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).

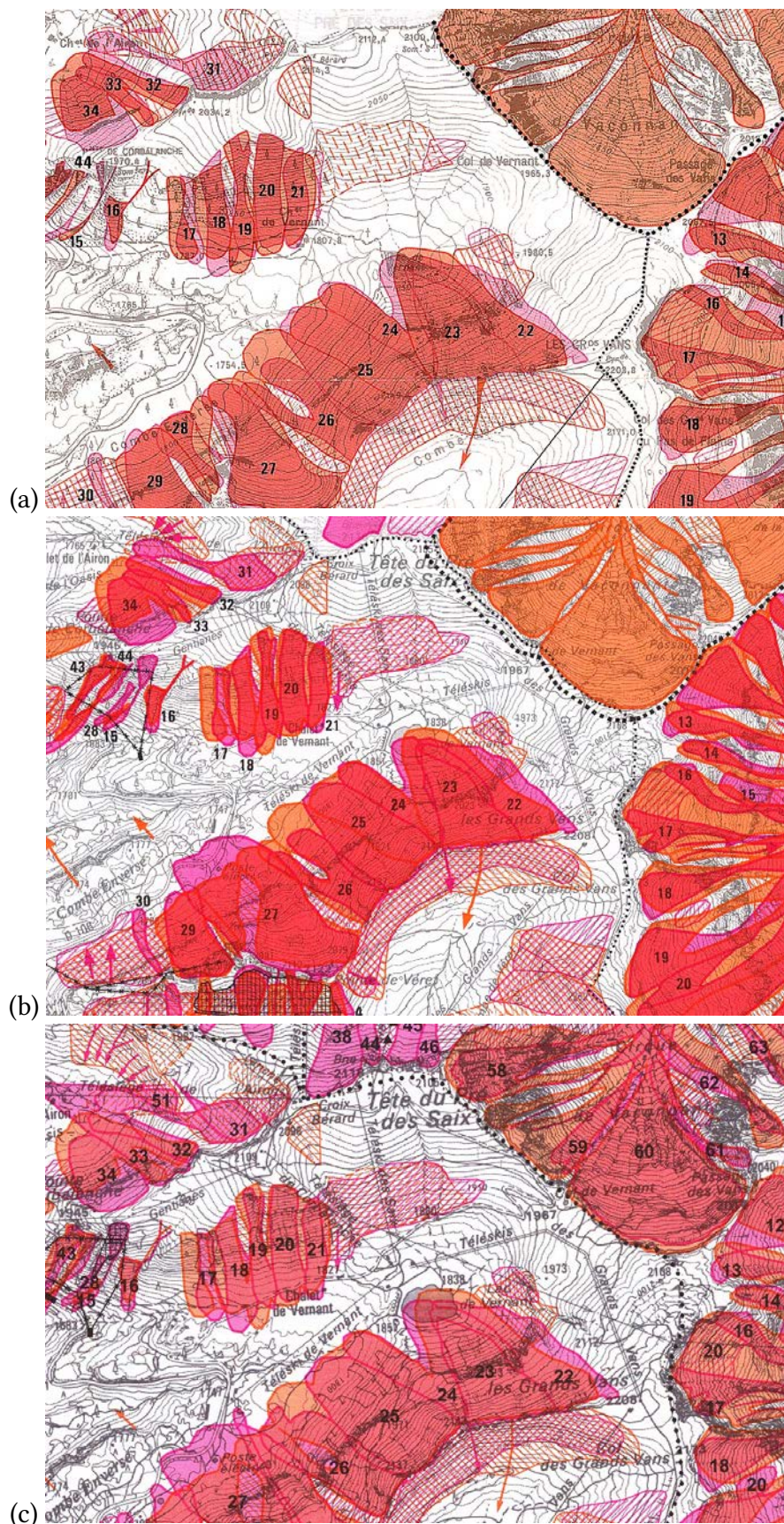


Figure 3.1 : extrait des anciennes cartes de la CLPA : (a) première édition de 1972 extrait de la feuille « Flaine-Passay » ; (b) seconde édition de 1993 extrait de la feuille « Flaine-Morzine » ; (c) troisième édition de 2001 extrait de la feuille « Flaine-Roc d'Enfer ». © IGN-Irstea.

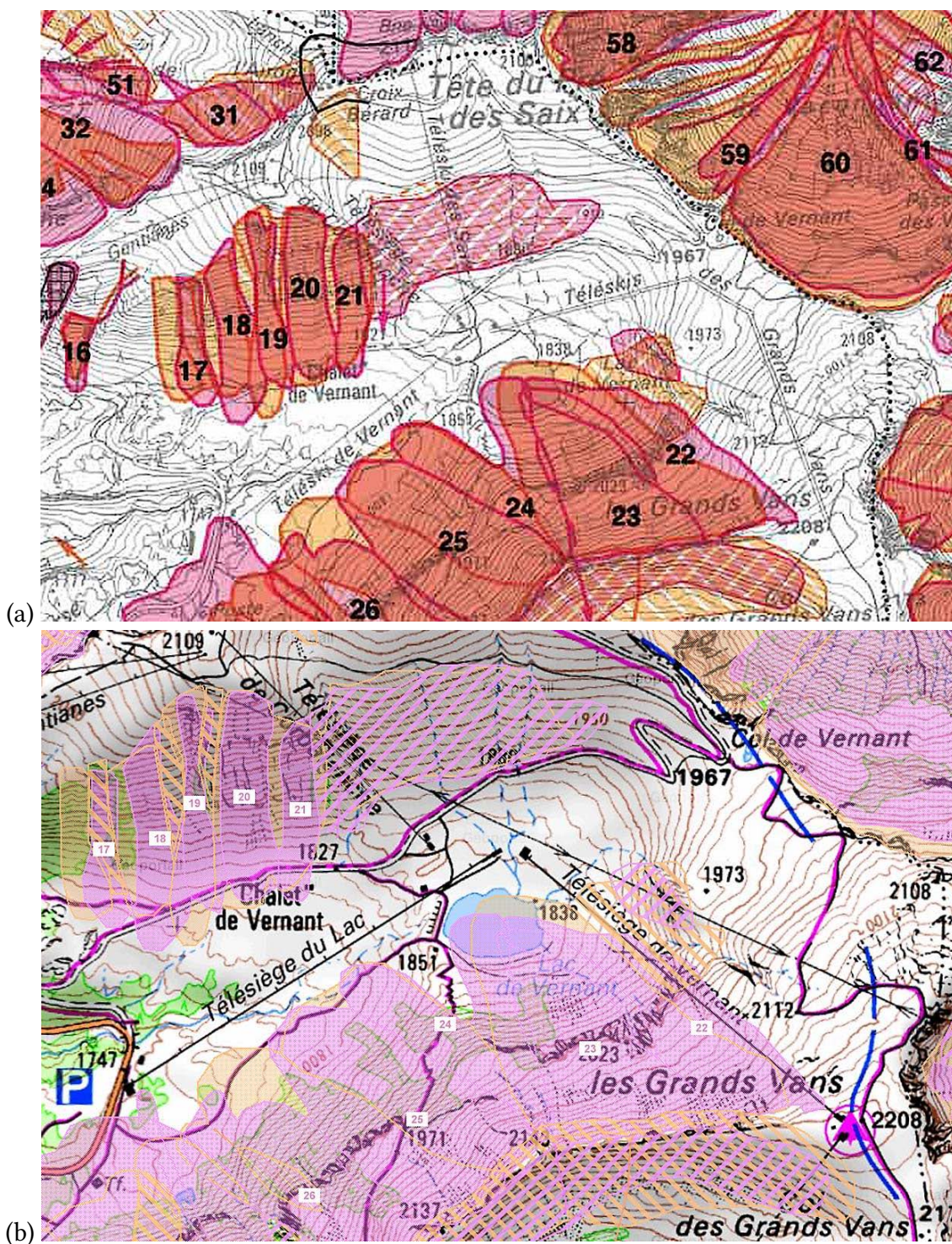


Figure 3.2 : extrait des cartes actuelles de la CLPA : (a) dernière édition de mai 2010, feuille AH66 ; (b) sextrait du géoportail en avril 2012 ; © IGN-Irstea.

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.

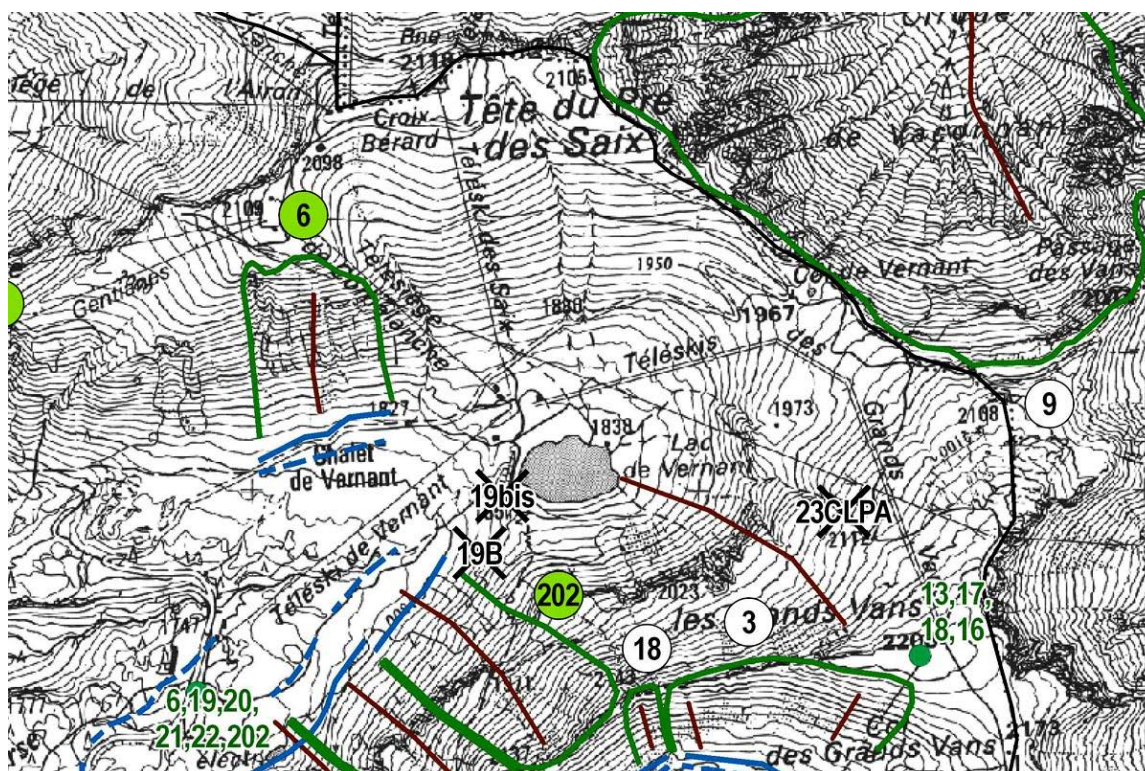


Figure 3.3 : extrait de la carte de l'EPA. © Irstea-RTM.

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

- avalanche EPA n° 6 « pas de Lachy » 12 événements reportés entre 1974 et 1996. Les carnets forestiers ne reportent pas de dommages ;
- avalanche EPA n° 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 du 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.

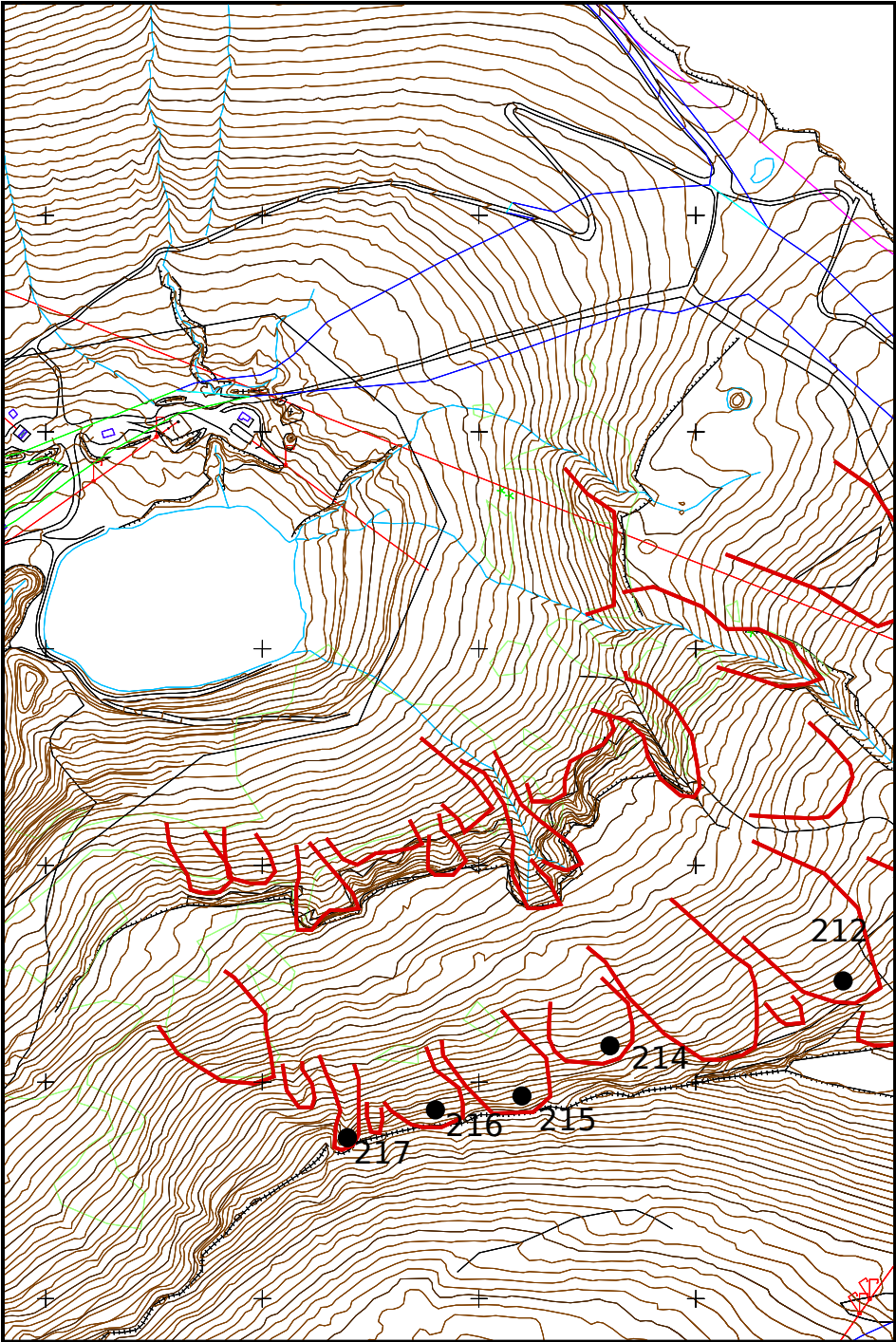


Figure 3.4 : PIDA et points de tir (avec les numéros de tir selon la nomenclature du service des pistes).

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, vernes), mais le plus souvent elle est composée de pelouses entrecoupées d'éboulis (érosion torrentielle plutôt que ravinement causé par les avalanches). Dans 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.

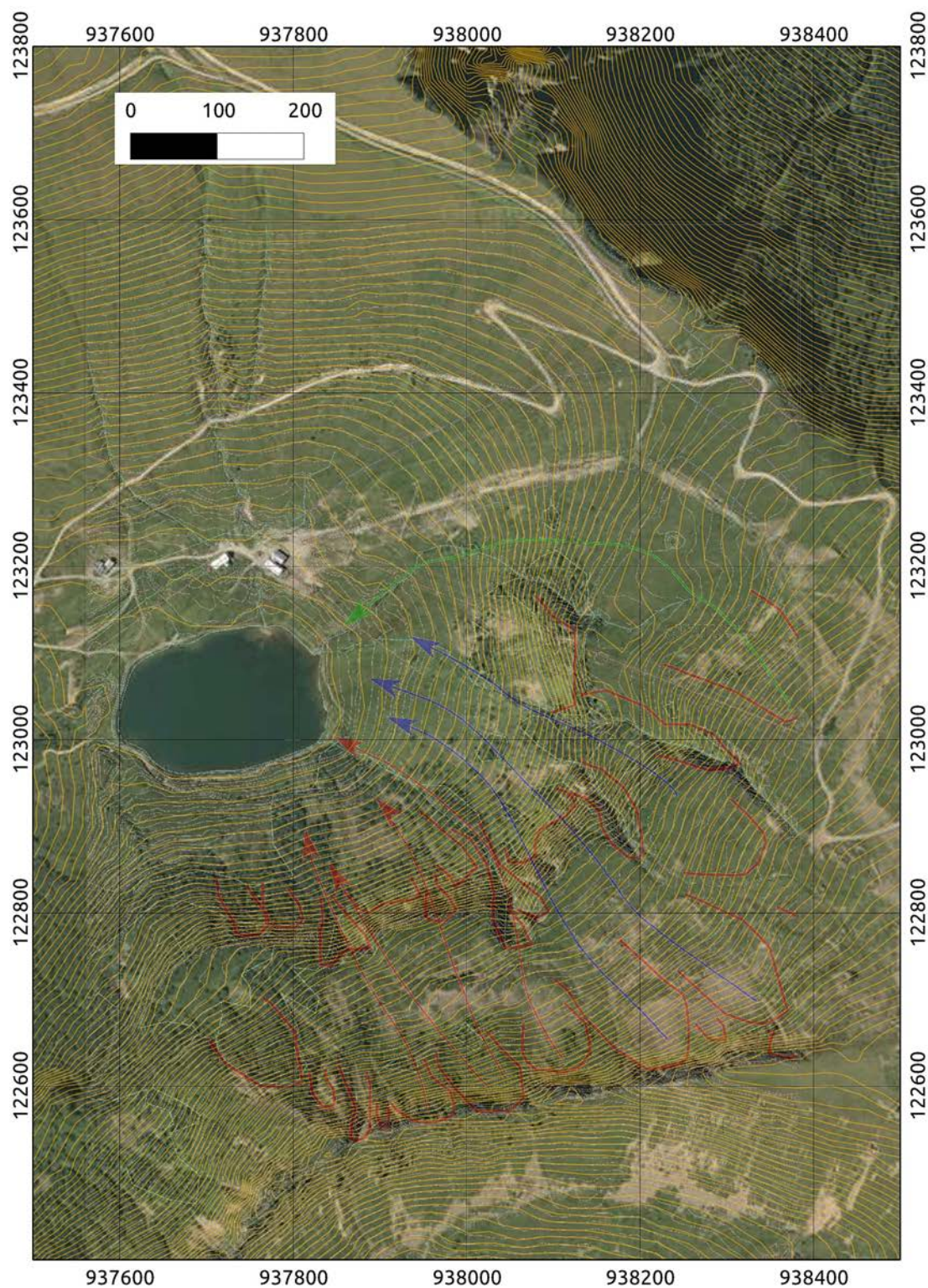


Figure 3.5 : photo-interprétation reportée sur l'orthophotoplan ; voir aussi figure 5.6 pour un report sur la photo-restitution. Coordonnées Lambert II.



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).



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 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 $20\,000\text{ m}^3$). 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 dégénéralant 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 $10\,000\text{ m}^3$ 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 $1,5\text{ ha}$, chacun des gros panneaux du secteur A est potentiellement capable de former des avalanches de gros volumes, voisins ou dépassant $40\,000\text{ m}^3$. 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 (cela équivaut à un volume de neige de $20\,000\text{ m}^3$, soit moins de $10\,000\text{ m}^3$ d'eau compte tenu de la masse volumique de la neige, soit une montée du niveau des eaux de l'ordre de 30 cm).

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 $25\,000\text{ m}^3$), 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

Simulations numériques d'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. le découpage en panneaux tiré de l'analyse experte ;
2. les valeurs des cumuls de neige,
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.

4.1.1 Modèles utilisés pour les calculs

Pour les **avalanches coulantes**, nous avons utilisé le code de calcul AVAC 2.5 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. Ce code a été lancé en 1992 et il est utilisé depuis 1997 pour des études en ingénierie. Plus d'informations sur ce modèle et le calcul des pressions sont disponibles sur le site de Toraval (www.toraval.fr) ainsi que dans l'ouvrage : C. Ancy, « Dynamique des avalanches » (Presses Polytechniques et Universitaires Romandes & Cemagref éditions, Lausanne 2006).

AVAC 2.5 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 le long de la verticale ; elle est prise égale à $\rho = 300 \text{ kg/m}^3$ pour une avalanche coulante, mais doit être calculée pour un aérosol en fonction de l'entraînement d'air et de l'incorporation de neige au sol. Pour une avalanche coulante, on considère que le volume

de neige est la quantité de neige mobilisée dans la zone de départ, sans perte ni ajout durant le mouvement. Pour un aérosol, on considère que la dynamique est entièrement gouvernée par l'incorporation de neige depuis le manteau neigeux et l'entraînement d'air. Pour des avalanches extrêmes, on considère que toute la neige accumulée depuis les 3 derniers jours est susceptible d'être entraînée dans l'avalanche tant que la pente est suffisante (20 à 25°).

4.2 Résultats

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

- **Rappelons que les cartes ont été réalisées pour deux périodes de retour : 30 ans et 100 ans.** Dans les calculs, nous avons considéré que la période de retour de l'avalanche coïncidait avec celle des chutes de neige. Les moyens de calcul actuels ne permettent pas de déterminer avec la précision requise les caractéristiques d'avalanches de très grande période de retour (c'est-à-dire $T \gg 100$ ans). **On considère que les avalanches sont consécutives à une chute de neige importante ; le volume de neige mobilisé correspondant au cumul de neige sur 3 jours : 1,6 m pour $T = 30$ ans et 1,8 m pour $T = 100$ ans. On fait donc l'hypothèse d'une défaillance du PIDA.** Le volume déclenché est donc le volume de neige des 3 derniers jours alors qu'en pratique, si le PIDA est efficace, le volume de neige est bien inférieur.
- 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.
- 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.
- Le résultat reporté (selon un code de couleur spécifié) est la valeur maximale atteinte par la **pression moyennée** (dans le temps) au sein de l'avalanche (c'est-à-dire le terme cinétique en $\rho \bar{u}^2 / 2$, avec \bar{u} la vitesse moyenne de l'avalanche et ρ la masse volumique locale). **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'objet, la direction de sollicitation, et le mode d'interaction entre l'objet et l'avalanche. Selon les phénomènes (avalanche inertielle), les pressions peuvent se caractériser par un spectre avec des fréquences caractéristiques de l'ordre de 10–100 Hz et des pics de surpression pouvant atteindre 3 fois la valeur moyenne. Ce cas de figure ne se présente toutefois pas ici (avalanches de taille modérée et bâtiment placé dans la zone d'arrêt des écoulements).
- Seuls les panneaux et les trajectoires intéressant directement le lac du Vernant ont été étudiés. L'étude ne peut pas être considérée comme exhaustive pour le reste des enjeux.



Nous considérons que deux cas limites d'écoulements sont susceptibles d'être observés :

- les **avalanches coulantes en régime gravitaire** : avalanches denses, vitesses moyennes ($\bar{u} \leq 20$ m/s), centre de gravité bas, trajectoires dictées par la topographie ;
- les **avalanches coulantes en régime inertiel** : avalanches rapides ($\bar{u} \geq 20$ m/s), centre de gravité haut, trajectoires suivant la ligne générale de plus grande pente plutôt que les variations topographiques locales.

En revanche, de purs **aérosols** (avalanches très rapides, avec $\bar{u} \geq 50$ m/s, sous la forme d'un nuage de neige avec une stratification en haute – l'écoulement est plus dense à sa base qu'en

hauteur –, trajectoire pouvant s'écarter sensiblement de la ligne de plus grande pente) sont peu probables comme cela a été discuté dans l'analyse experte. C'est une vision simplificatrice – en réalité ces formes extrêmes souvent coexistent au sein d'une même avalanche – mais qui vise à fournir des ordres de grandeur des phénomènes.

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, en régime inertiel ou gravitaire, 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. On note que la plupart des avalanches gravitaires (typiquement une neige généralement assez lourde) s'arrêtent sur les berges du lac alors qu'en régime inertiel, elles pénètrent un peu plus franchement (sans toutefois que le dépôt se fasse nettement dans le lac).

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

► Voir cartes de simulation n^{os} 4.3 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.

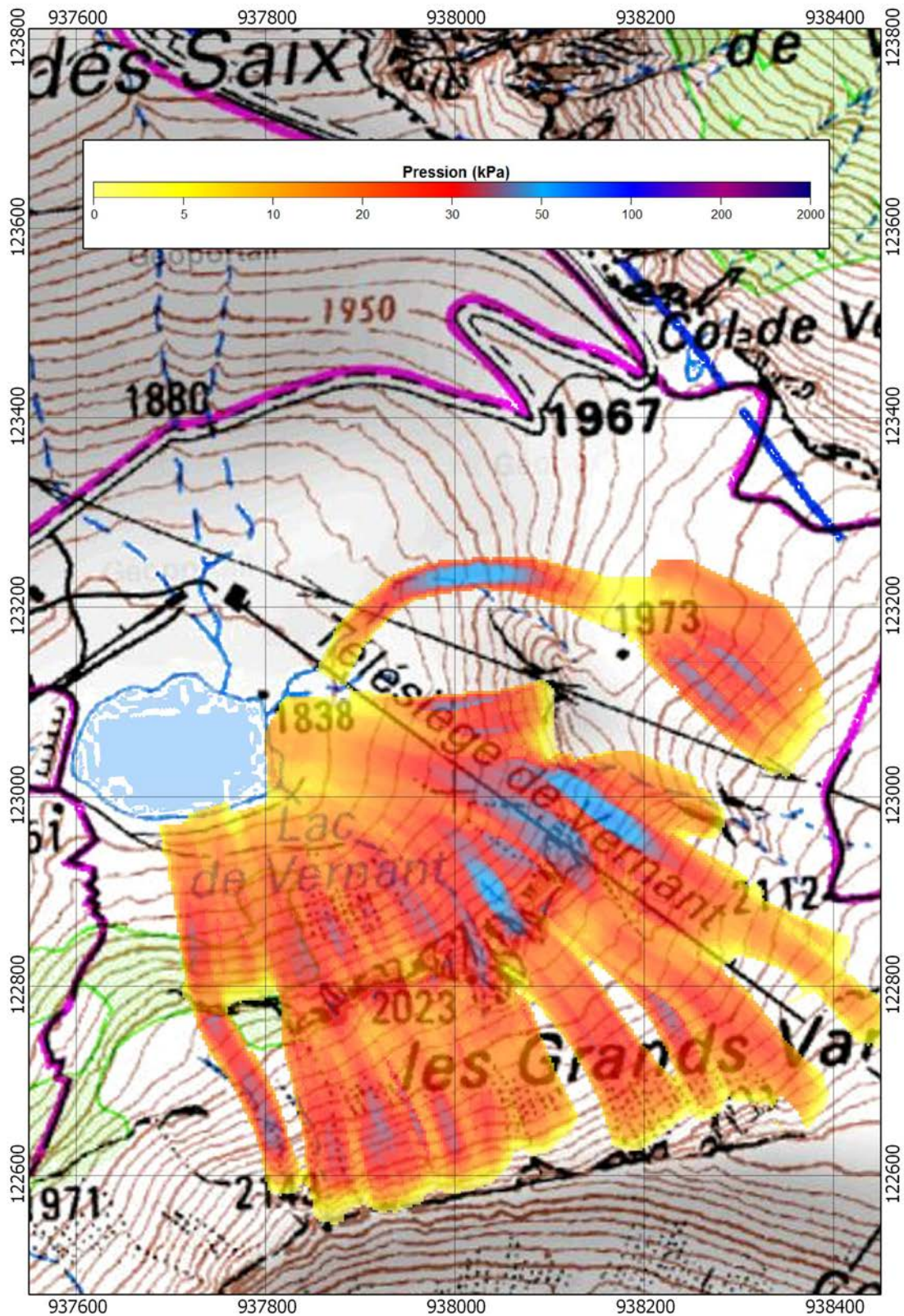


Figure 4.1 : carte des pressions cinétiques pour une avalanche en régime inertiel pour $T = 30$ ans. Échelle 1 : 5000. Coordonnées Lambert II Centre.

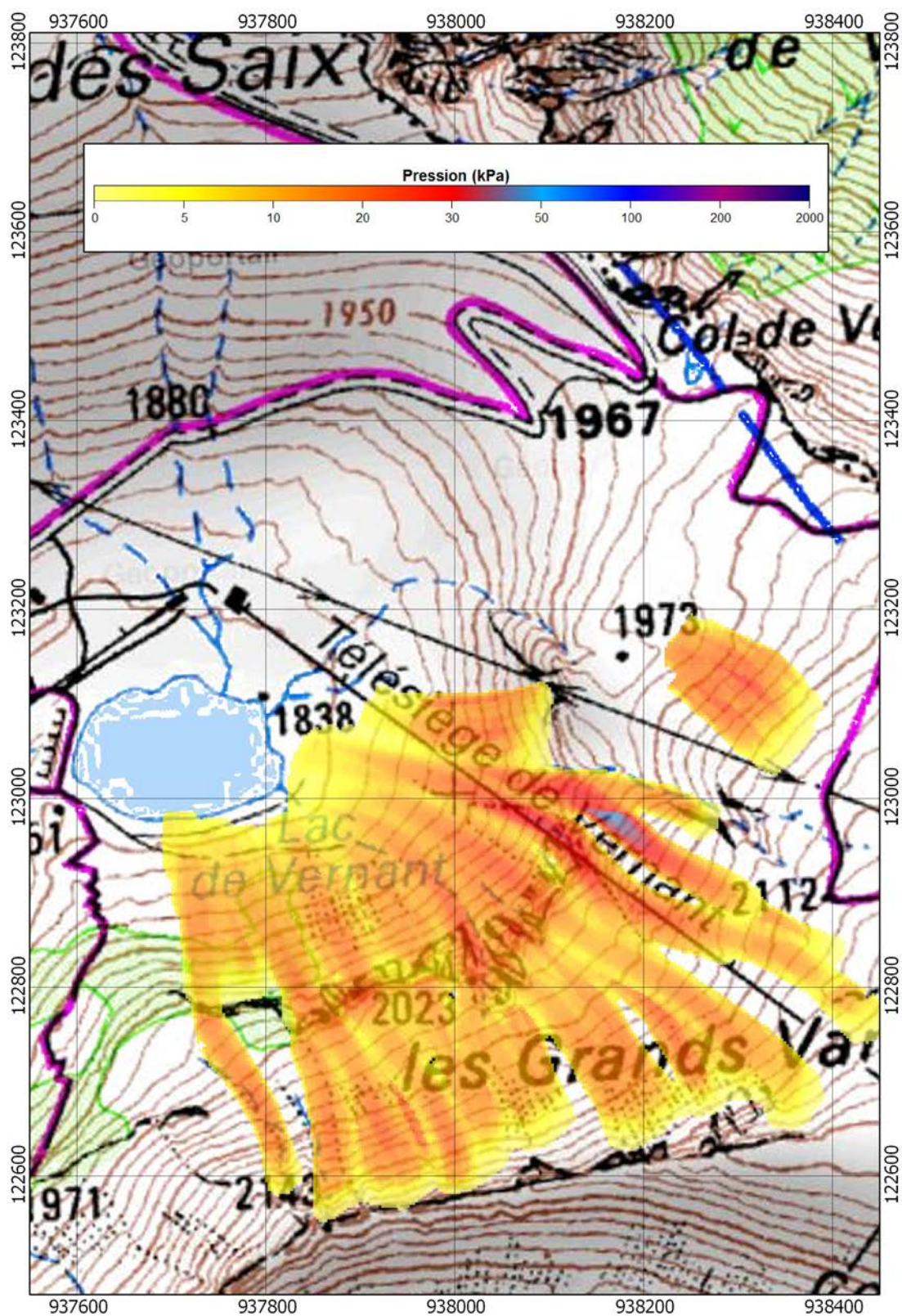


Figure 4.2 : carte des pressions cinétiques pour une avalanche en régime gravitaire pour $T = 30$ ans. Échelle 1 : 5000. Coordonnées Lambert II Centre.

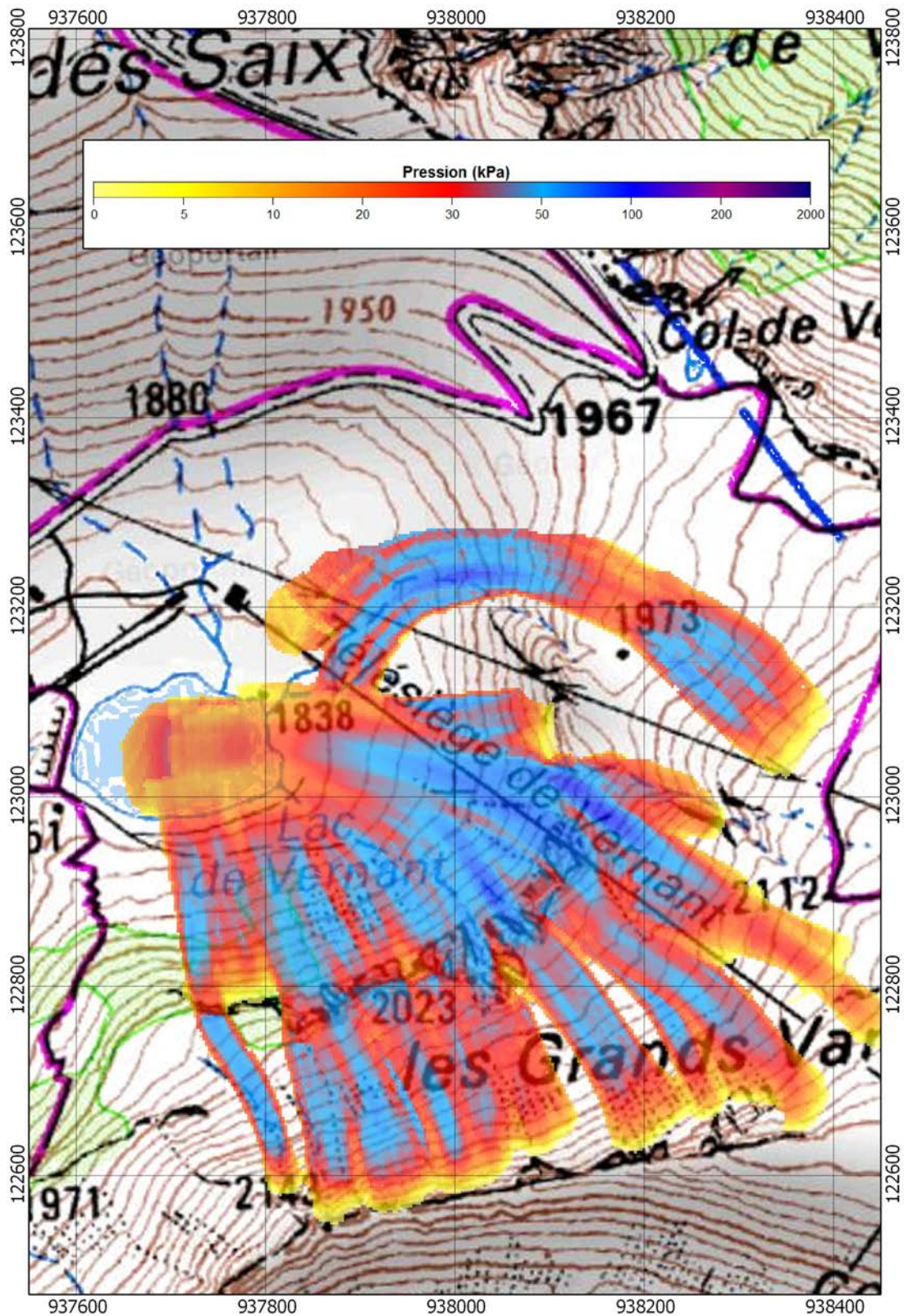


Figure 4.3 : carte des pressions cinétiques pour une avalanche en régime inertiel pour $T = 100$ ans. Échelle 1 : 5000. Coordonnées Lambert II Centre.

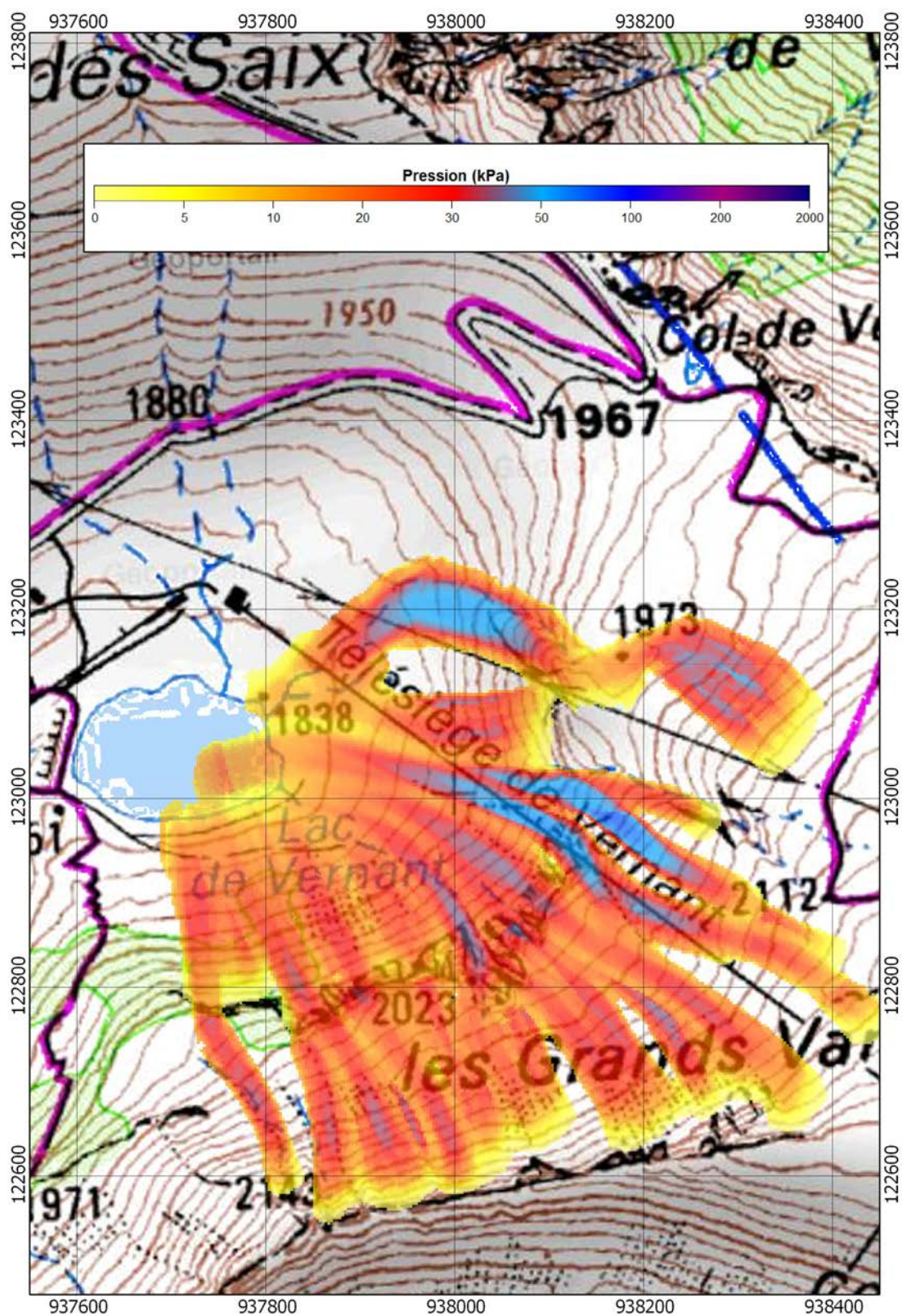


Figure 4.4 : carte des pressions cinétiques pour une avalanche en régime gravitaire pour $T = 100$ ans. Échelle 1 : 5000. Coordonnées Lambert II Centre.

Chapitre 5

Vagues

5.1 Considérations générales

Comme dans le projet actuel, la retenue n'est pas prévue avec une digue amont, des avalanches de neige peuvent venir s'immobiliser dans la retenue.

Lorsqu'une avalanche extrême entre dans le lac, elle y dépose une partie du volume mobilisé. 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 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 ».



Figure 5.1 : vue du lac avec sa surface gelée. On aperçoit deux dépôts d’avalanche de neige sèche.

5.2 Quantification

5.2.1 Approche suivie

Il est en principe possible de calculer des ondes d’impulsion à l’aide de modèles mathématiques tels que les équations de Saint-Venant (ou des modèles non linéaires plus sophistiqués). De tels modèles nécessitent de connaître précisément :

- la bathymétrie ;
- les conditions initiales et aux limites. L’entrée d’une masse pulvérulente telle qu’une avalanche est une condition aux limites particulièrement difficile à évaluer

Une telle approche n’a pas été suivie ici. Il est également possible d’étudier les ondes d’impulsion en se fondant sur des expériences en laboratoire réalisés sur des modèles réduits. **C’est l’approche que nous suivrons ici.** En général, l’expérience consiste à lâcher une masse dans

une retenue d'eau. Dans les essais réalisés à ce jour, la masse était constituée

- soit d'un bloc solide. C'est le type d'expériences le plus commun ;
- soit d'une masse granulaire.

La consistance de la masse entrant dans la retenue a un rôle assez important car elle conditionne l'amplitude des vagues générées. À petit nombre de Froude, un écoulement granulaire produit une vague dont l'amplitude est double par rapport à celle générée par un bloc solide. Cette différence s'estompe avec le nombre de Froude. Ici **on va considérer que l'avalanche se comporte comme un écoulement granulaire**. On utilisera les données de laboratoire produites par le laboratoire *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie* de l'École Polytechnique Fédérale de Zurich (Suisse) pour le compte de l'Office fédéral de l'énergie. Ces données sont décrites dans le rapport de V. HELLER, W.H. HAGER, et H.-E. MINOR, *Rutscherzeugte Impulswellen in Stauseen – Grundlagen und Berechnung* (VAW, ETH Zürich – Bundesamt für Energie, Bern, 2008). Pour le calcul de « run-up », on s'est fondé sur les résultats obtenus par Müller et synthétisés dans l'ouvrage de D.L. VISCHER et W.H. HAGER, *Dam Hydraulics* (John Wiley & Sons, Chichester, 1998).

En général, en ingénierie, on a besoin d'étudier la possibilité qu'une onde d'impulsion soit générée (par une avalanche) et se propage jusqu'à la digue ; le principal problème est alors d'évaluer la force d'impact de la vague, la hauteur de remontée (*run-up*), et les effets de l'onde de submersion sur la digue. **À l'aide de la similitude établie par le VAW, on va utiliser leurs données expérimentales et les résultats des simulations numériques d'avalanche pour estimer les caractéristiques de formation des vagues, leur propagation, et leurs effets.**

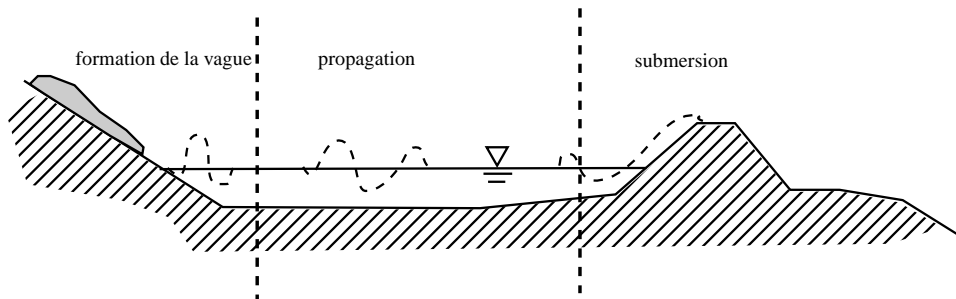


Figure 5.2 : l'étude d'une vague d'impulsion nécessite de s'intéresser à la formation de la vague, sa propagation, et les effets sur un obstacle.

Un paramètre important du problème est la géométrie de propagation de l'onde : dans la plupart des cas, en particulier, dans les expériences en laboratoire, on considère la propagation d'ondes planes (voir fig. 5.3). Ce scénario peut se justifier soit par la topographie des lieux et les caractéristiques de l'écoulement entrant dans le lac, soit par le pouvoir directeur de l'onde. Dans la réalité, des formes plus complexes peuvent être observées, avec des front d'onde à symétrie circulaire ou présentant des motifs plus complexes (notamment en cas de diffraction de l'onde). **On va ici principalement considérer ici des ondes planes** compte tenu du pouvoir directionnel fort imposé par l'avalanche (masse entrant à grande vitesse dans le lac) et pour aller dans le sens de la sécurité ; cette hypothèse est cohérente avec ce qui s'est passé pour des phénomènes catastrophiques tels que la vague de Lituya Bay en 1958 (Alaska).

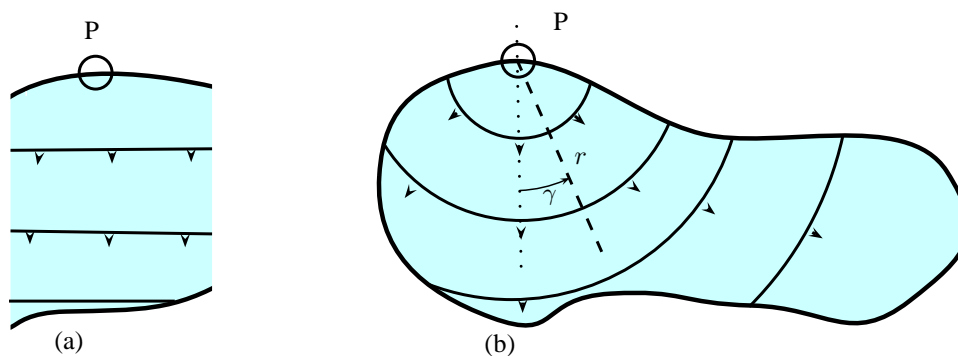


Figure 5.3 : géométrie de propagation d'une onde d'impulsion. (a) Onde plane. (b) Onde circulaire. P Désigne le point d'impact.

5.2.2 Caractéristique des vagues d'impulsion

Le VAW a mené une étude détaillée des vagues d'impulsion générées par l'entrée d'une masse granulaire dans un canal. La plupart des résultats peuvent être commodément synthétisés à travers des relations les liant à un nombre sans dimension P appelé « paramètre d'impulsion »

$$P = Fr \left(\frac{s}{h} \right)^{1/2} \left(\frac{\rho_s V_s}{\rho_f h^2} \right)^{1/4} \cos^{1/2} \alpha,$$

avec s l'épaisseur de l'écoulement, h la hauteur d'eau, ρ_s la masse volumique solide, ρ_f la masse volumique du fluide (eau), V_s le volume de l'écoulement granulaire par unité de largeur (d'écoulement), $Fr = u_s / \sqrt{gh}$ le nombre de Froude avec u_s la vitesse de l'écoulement solide à l'entrée dans la retenue, α l'angle de pente (voir fig. 5.4). Pour le « run-up », on peut utiliser les résultats de Müller, qui a calculé la hauteur de remontée (runup) R d'une onde d'impulsion le long d'un obstacle (tel que le parement d'un barrage)

$$R = 1,25h \left(\frac{90}{\delta} \right)^{1/5} \left(\frac{H}{h} \right)^{5/4} \left(\frac{H}{\lambda} \right)^{-3/20}, \quad (5.1)$$

avec δ l'angle du parement par rapport à l'horizontale ($18^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ dans les expériences de Müller), H la hauteur maximale de la vague, et λ la longueur d'onde (voir fig. 5.5).

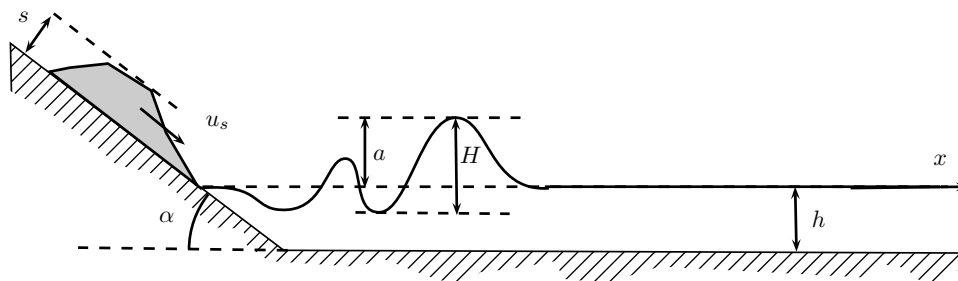


Figure 5.4 : vague générée par une avalanche ou un mouvement de terrain dans une retenue d'eau.

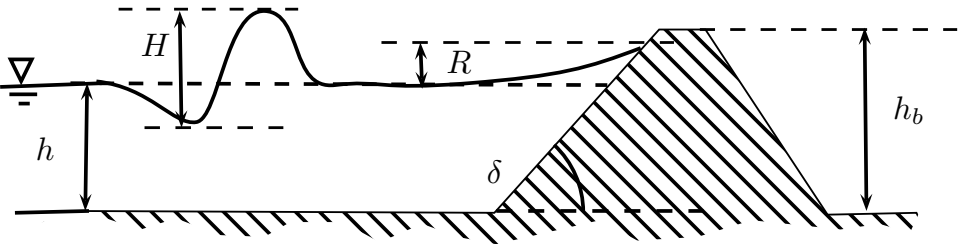


Figure 5.5 : remontée (runup) d'une vague contre un barrage.

5.3 Résultats

Pour calculer les caractéristiques des avalanches, nous avons considéré trois groupes d'avalanches (voir fig. 5.6) :

- groupe A : ce sont les pentes nord de la crête des Grands Vans. La largeur maximale des panneaux de départ est de 70 ± 10 m. Le volume maximal initial mobilisé est de $20\,000 \text{ m}^3$ pour $T = 100$ ans ;
- groupe B : ce sont les pentes nord-ouest sous le TS de Vernant. La largeur maximale des panneaux de départ est de 90 ± 10 m. Le volume maximal initial mobilisé est de $23\,000 \text{ m}^3$ pour $T = 100$ ans ;
- groupe C : ce sont les panneaux peu soutenus entre les Grands Vans et le col de Vernant. La largeur maximale des panneaux de départ est de 85 ± 10 m. Le volume maximal initial mobilisé est de $11\,000 \text{ m}^3$ pour $T = 100$ ans.

À partir des simulations numériques pour des avalanches inertielles (voir carte des pressions cinétiques à la fig. 4.3), on a déterminé le long de profils du terrain naturel les vitesses et hauteurs maximales d'écoulement. Il faut noter que ces courbes ne correspondent pas à une avalanche particulière, mais à une multitude d'avalanches et c'est sur cette multitude d'événements simulés que l'on calcule hauteur et vitesse. Les figures 5.7 et 5.8 montrent les profils de hauteur et vitesse d'écoulement pour trois profils en long représentatifs des groupes A, B, et C. Avec ces courbes, on arrive aux caractéristiques suivantes :

- vitesse maximale de l'avalanche lorsqu'elle entre dans la retenue : 6–10 m/s ;
- épaisseur de l'écoulement : 2,5–4,5 m ;
- masse volumique : 300 kg/m^3 ;
- volume de neige entrant : $3800\text{--}8700 \text{ m}^3$;
- largeur de l'écoulement : dans une fourchette large 70–75 m.

Les calculs de vague sont faits la période de retour $T = 100$ ans et deux configurations de retenue

- pour la retenue actuelle (profondeur 6,3 m, revanche moyenne de l'ordre de 2 m). Comme il n'y a pas vraiment de digue hormis l'ouvrage terminal sur le torrent, on a pris arbitrairement une revanche de 2 m (pour atteindre le niveau des pistes de ski) ;
- pour le projet de ré-aménagement de la retenue (profondeur 6,3 m, revanche de l'ordre de 1,2 m, largeur du couronnement 6 m).

Le tableau 5.1 fournit les caractéristiques des vagues pour la configuration actuelle du lac du Vernant. Le tableau 5.2 fournit les caractéristiques des vagues pour l'avant-projet actuel de retenue. Comme il y a peu de modifications de la profondeur du lac, les variations des vagues et de « run-up » sont faibles. De plus comme les avalanches les plus dangereuses pour la sécurité de l'ouvrage arrivent du versant nord à nord-ouest, c'est la digue nord qui est concernée. Le flux d'eau qui déborde par dessus la digue va ensuite suivre la pente naturelle (direction est → ouest) et le débit ira donc en croissant. Selon la méthode d'estimation, ce débit en pied de digue est compris :

- entre 35 et $63 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les avalanches du groupe A ;
- entre 27 et $64 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les avalanches du groupe B.

Ce sont des débits forts et il convient impérativement de prévoir une protection du pied de talus pour la digue nord.

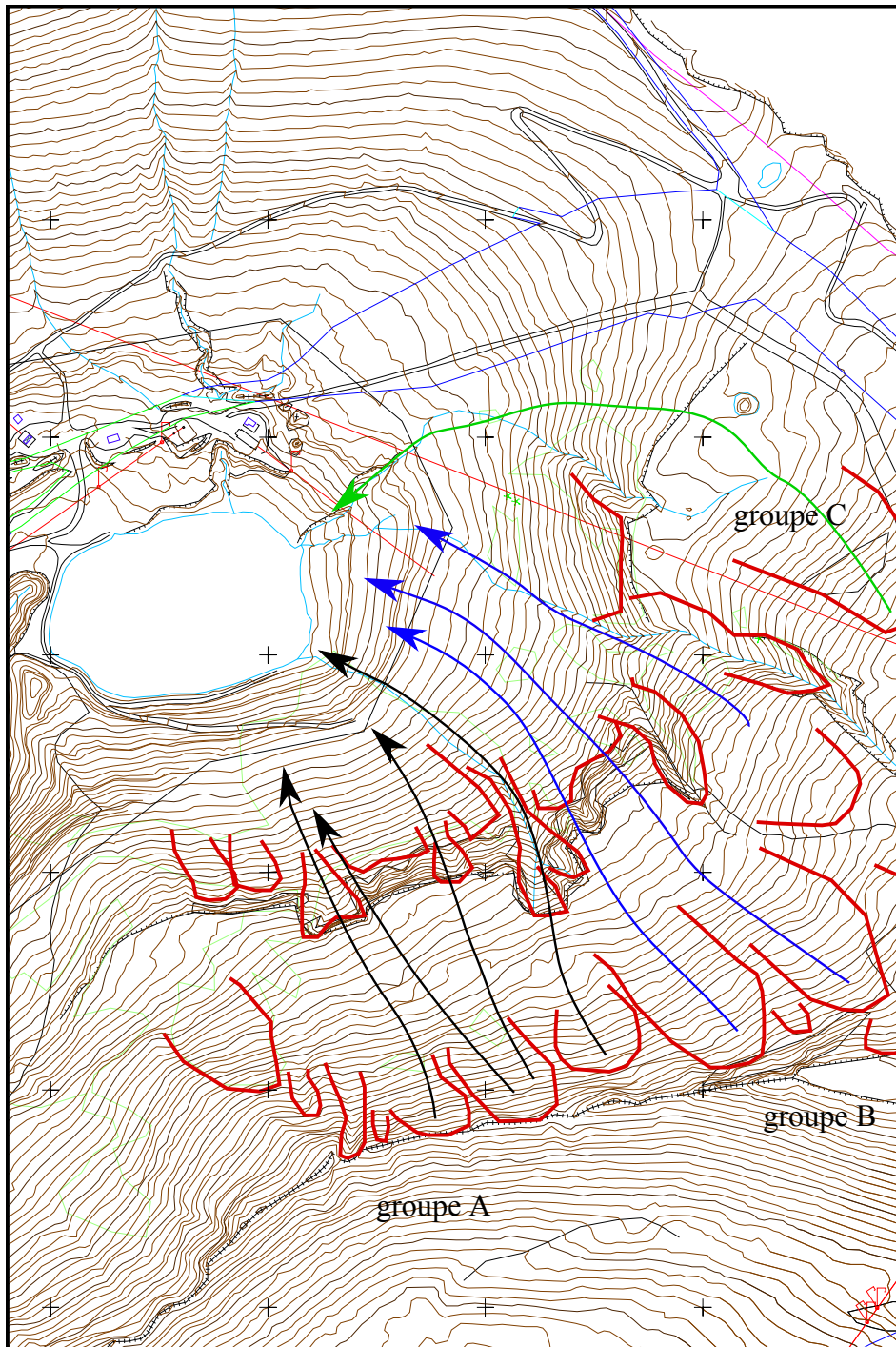


Figure 5.6 : partition en trois groupes des secteurs avalancheux pour le calcul des vagues.

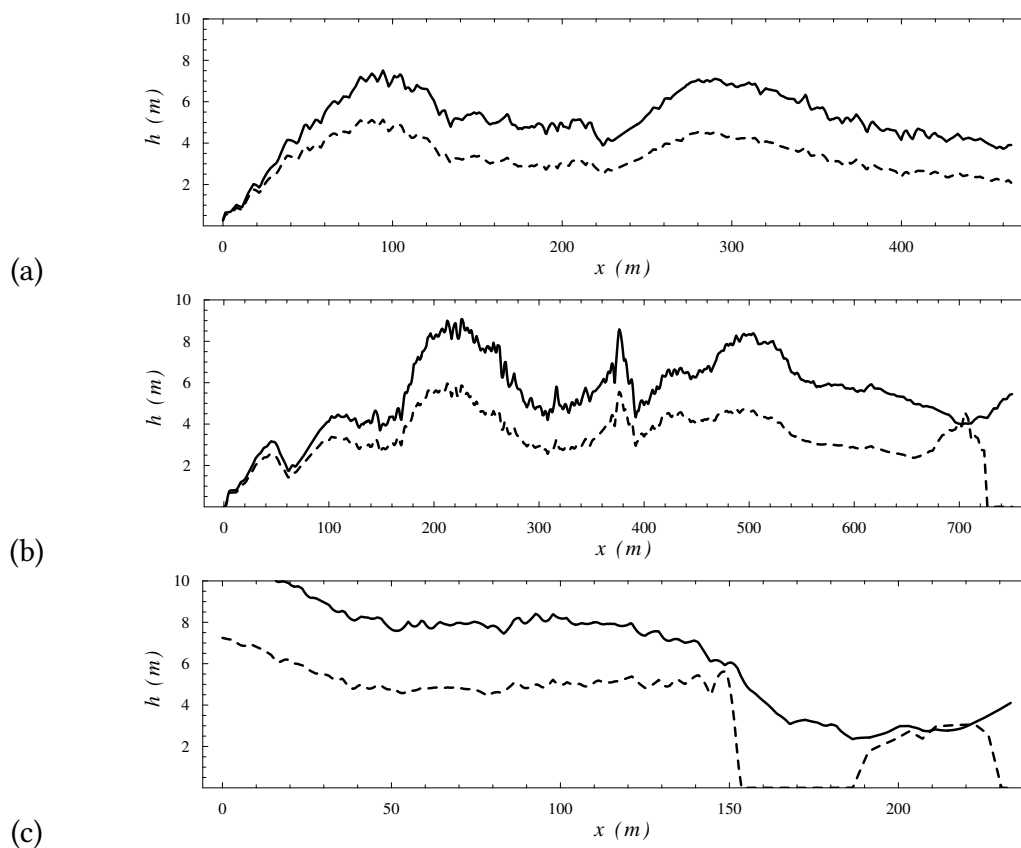


Figure 5.7 : hauteur maximale d'écoulement pour des avalanches de période de retour $T = 100$ ans (trait continu) et $T = 30$ ans (trait discontinu) pour le groupe A (a), le groupe B (b), et le groupe C (c). L'entrée dans le lac se produit à $x = 440$ m (a), $x = 695$ m (b), $x = 210$ m (c).

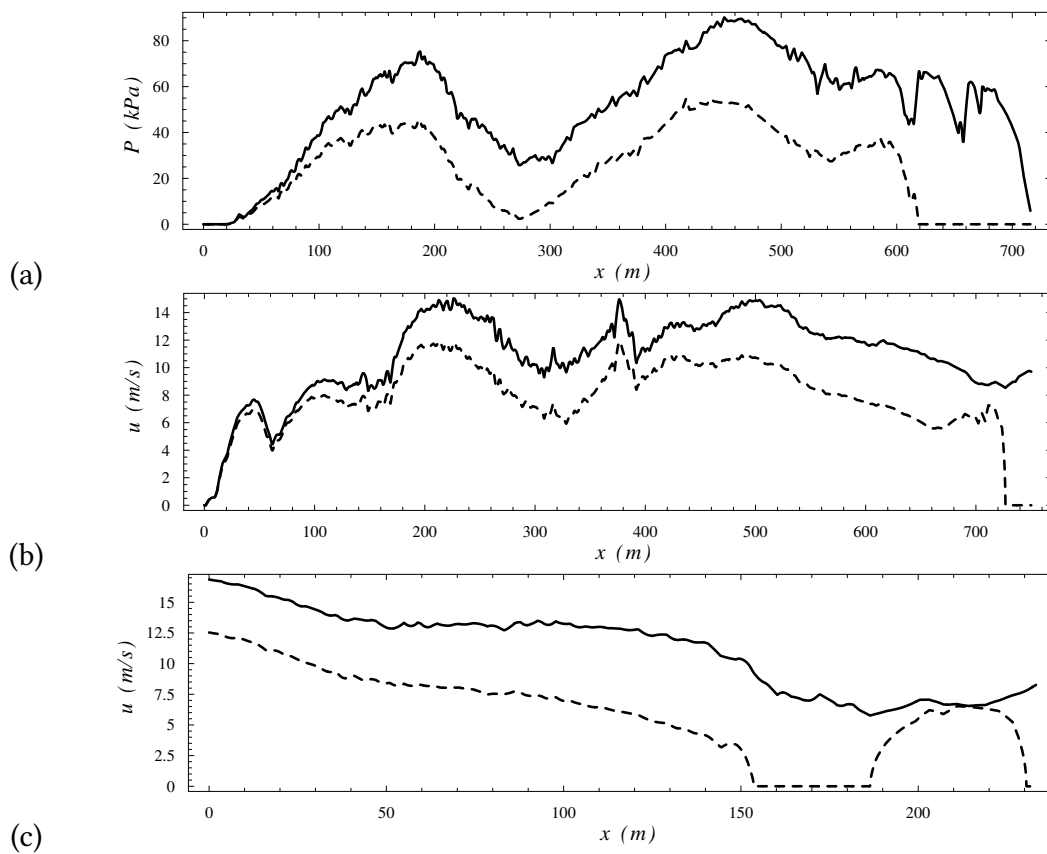


Figure 5.8 : vitesse maximale d'écoulement pour des avalanches de période de retour $T = 100$ ans (trait continu) et $T = 30$ ans (trait discontinu) pour le groupe A (a), le groupe B (b), et le groupe C (c).

Tableau 5.1 : caractéristiques de l'onde d'impulsion générée par des avalanches de période de retour $T = 100$ ans selon le secteur et pour la configuration **actuelle** du lac. On a reporté les caractéristiques de l'avalanche au moment de l'entrée de l'avalanche : sa vitesse, la hauteur maximale d'écoulement, le volume de neige, et sa largeur. On a indiqué la longueur de lac entre le point d'entrée et la rive opposée. On a calculé la hauteur maximale de la vague H_m , la distance x_m depuis la berge (point d'entrée) à laquelle ce maximum se produit, la période T de la vague, et sa vitesse c . La hauteur de « run-up » estimée selon la formule de Müller. Nous reportons cette hauteur de run-up (R), le volume de la vague de surverse (volume d'eau par unité de largeur qui franchit le couronnement de la digue), la durée de la surverse, et le débit moyen par unité de longueur de la berge touchée par la vague. On fournit aussi la valeur du nombre d'impulsion et celle du nombre de Froude. Une largeur de 3 m a été considérée dans les calculs comme largeur de la digue et une revanche moyenne de 5 m (pente du terrain 18°).

	groupe A	groupe B	groupe C
<i>Avalanche</i>			
vitesse u (m/s)	9,5	9,2	6,7
hauteur s (m)	4,4	3,5	2,7
volume V_a (m ³ /s)	6700	8700	3800
largeur	70	80	75
<i>Vague</i>			
longueur berge L_b (m)	170	200	245
hauteur maximale H_m (m)	1,8	1,6	0,9
distance x_m (m)	33	31	23
période T (s)	20	20	18
célérité c (m/s)	9	8,5	8
<i>Remontée sur la berge</i>			
run-up R (m)	4,4	4	2,1
volume de surverse (m ³ /s)	455	352	0
durée de surverse (s)	13	13	
débit par unité de longueur (m ³ /s/ml)	1,8	1,6	
<i>Nombres adimensionnels</i>			
nombre d'impulsion P	0,9	0,8	0,43
nombre de Froude Fr	1,2	1,2	0,8

Tableau 5.2 : caractéristiques de l'onde d'impulsion générée par des avalanches de période de retour $T = 100$ ans selon le secteur et pour la configuration **future** du lac. On a reporté les caractéristiques de l'avalanche au moment de l'entrée de l'avalanche : sa vitesse, la hauteur maximale d'écoulement, le volume de neige, et sa largeur. On a indiqué la longueur de lac entre le point d'entrée et la rive opposée. On a calculé la hauteur maximale de la vague H_m , la distance x_m depuis la berge (point d'entrée) à laquelle ce maximum se produit, la période T de la vague, et sa vitesse c . La hauteur de « run-up » estimée selon la formule de Müller. Nous reportons cette hauteur de run-up (R), le volume de la vague de surverse (volume d'eau par unité de largeur qui franchit le couronnement de la digue), la durée de la surverse, et le débit moyen par unité de longueur de la berge touchée par la vague. On fournit aussi la valeur du nombre d'impulsion et celle du nombre de Froude. Une largeur de 6 m a été considérée dans les calculs comme largeur du chemin de digue et une revanche de 1,2 m (pente du talus 1V:3H, soit 18°).

	groupe A	groupe B	groupe C
<i>Avalanche</i>			
vitesse u (m/s)	9,5	9,2	6,7
hauteur s (m)	4,4	3,5	2,7
volume V_a (m ³ /s)	6700	8700	3800
largeur	70	80	75
<i>Vague</i>			
longueur berge L_b (m)	170	200	245
hauteur maximale H_m (m)	3,1	2,8	1,7
distance x_m (m)	34	33	24
période T (s)	20	20	18
célérité c (m/s)	9	9	9
<i>Remontée sur la berge</i>			
run-up R (m)	3,7	3,2	2,4
volume de surverse (m ³ /s)	0	0	0
durée de surverse (s)	0	0	0
débit par unité de longueur (m ³ /s/ml)	0	0	0
<i>Nombres adimensionnels</i>			
nombre d'impulsion P	0,7	0,6	0,3
nombre de Froude Fr	1,1	1,1	0,4

Chapitre 6

Analyse du risque hydraulique

6.1 Données

Le rapport s'est appuyé sur les documents suivants :

- pré-étude d'Abest du 10 septembre 2012 ;
- carte TOP25 et orthophotoplan de l'IGN ;

6.2 Caractéristiques de la retenue

Le lac actuel a les caractéristiques suivantes¹ :

- volume normal d'exploitation de 101 700 m³ ;
- cote des plus hautes eaux fixée à la cote 1838,65 m (sommet de digue) ;
- niveau d'eau d'exploitation 1837,60 m ;
- cote de la crête de la digue en remblai 1838,65 m ;
- cote du fond au pied du barrage 1830,10 m ;
- profondeur d'eau en conditions d'exploitation de 6 m ;
- revanche d'exploitation de 90 cm ;
- largeur du couronnement 5 m ;
- surface au miroir 28 400 m² en conditions normales et estimé à 30 500 m² pour les plus hautes eaux.

Le lac projeté a les caractéristiques suivantes :

- volume normal d'exploitation de 202 265 m³ ;
- cote des plus hautes eaux fixée à la cote 1838,00 m ;
- cote de la crête de la digue en remblai 1843,00 m ;
- cote du fond au pied du barrage 1830,50 m ;
- profondeur d'eau en conditions d'exploitation de 7,5 m ;
- revanche d'exploitation de 120 cm ;

1. D'après le compte-rendu de visite du 18 octobre 2011, note SPR-SB-11-1308 BL_BL de la direction régionale de l'environnement, de l'aménagement et du logement. Les chiffres ne sont pas cohérents d'un document à l'autre.

- largeur du couronnement 5 m ;
- surface au miroir 37 180 m² en conditions normales.

La superficie du bassin-versant (surface projetée, précision $\pm 5\%$) : $S = 98$ ha.

6.3 Calcul des débits de ruissellement

6.3.1 Données hydrologiques

Les données calées sur le poste de nivo-météorologie de la Flaine² (1670 m) ont permis de caler une loi couplée exponentielle et Montana (voir (2.6), avec ici un passage des durées de jour en heure) :

$$P(T, d) = (8,8 + 2,4 \ln T)d^{0,51},$$

avec d la durée des précipitations en h, T la période de retour en années, et P la pluie en mm. Cette formule a été calée pour des durées de précipitations allant de $d = 24$ h à $d = 144$ h. L'analyse du poste de la centrale de Pressy à Thiez³ (475 m, 12 km à vol d'oiseau du lac) donne

$$P(T, d) = (13,3 + 3,9 \ln T)d^{0,37}, \quad (6.1)$$

pour des durées de $d = 1$ h à $d = 24$ h. Comme le gradient hypsométrique est faiblement dépendant de l'altitude pour des tout petits pas de temps, il est possible d'utiliser les données du fond de vallée ici. On note qu'elles sont concordantes avec les données de Flaine (pour $d > 20$ h) comme le montre la figure 6.1. Par la suite, on estimera donc les quantiles de pluies à l'aide de la formule (6.1) sans correction liée à l'altitude.

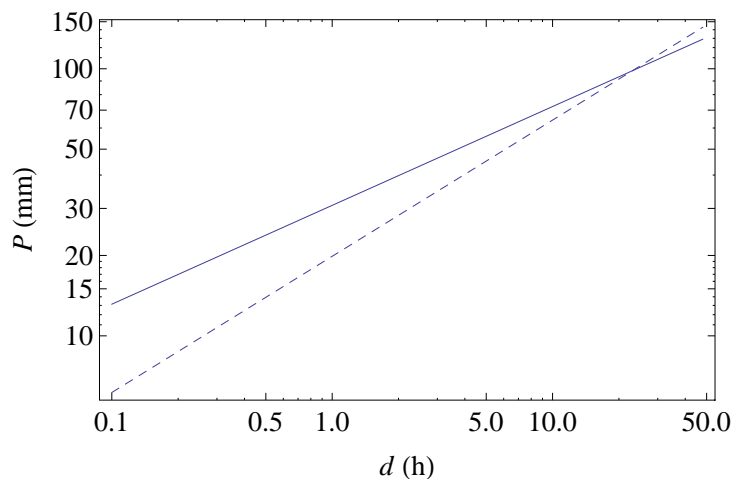


Figure 6.1 : comparaison entre les pluies sur la centrale de Pressy (courbe continue) et le poste de Flaine (courbe en tireté).

6.3.2 Calcul du ruissellement

Compte tenu de la surface réduite du bassin versant, des fortes pentes, et du contexte montagnard, il n'existe pas de méthode classique de calcul des débits dus au ruissellement de fortes précipitations. Il y a bien des essais sur des parcelles de vignobles et en laboratoire avec des simulateurs de pluie, mais les résultats ne s'appliquent guère au présent contexte. Pour cette raison, on a choisi deux méthodes conceptuelles de transformation pluie-débit : la

2. Données collectées sur la période de janvier 1974 à février 2012 durant l'ouverture de la station. Les données sont brutes et n'ont pas été pondérées du coefficient de Weiss. Hypothèse de la transformation neige→pluie : 1 cm de neige = 1 mm de pluie.

3. Données collectées sur un pluviographe de Météo France sur la période 1960–1990.

méthode rationnelle et une variante du modèle à réservoir dit GR4 développé par le Cemagref d'Anthony.

Méthode rationnelle

Une méthode simple d'estimation du débit (et aussi l'une des plus anciennes) est la *méthode rationnelle*. La pluie est supposée d'intensité i_p constante sur une durée $t = t_c$ et le volume de crue est proportionnel au volume de pluie. La réponse en débit est un hydrogramme triangulaire, de durée $2t_c$ et de débit de pointe Q_p . Le volume de pluie est $V_p = t_c i_p S$. Le volume de crue est

$$V_c = 2 \times \frac{1}{2} Q_p t_c, \quad (6.2)$$

avec S la surface du bassin-versant (en km^2). On suppose que le coefficient de ruissellement de pointe est C ($0 < C \leq 1$). De l'égalité $V_c = CV_p$, on tire

$$Q_p = C i_p S. \quad (6.3)$$

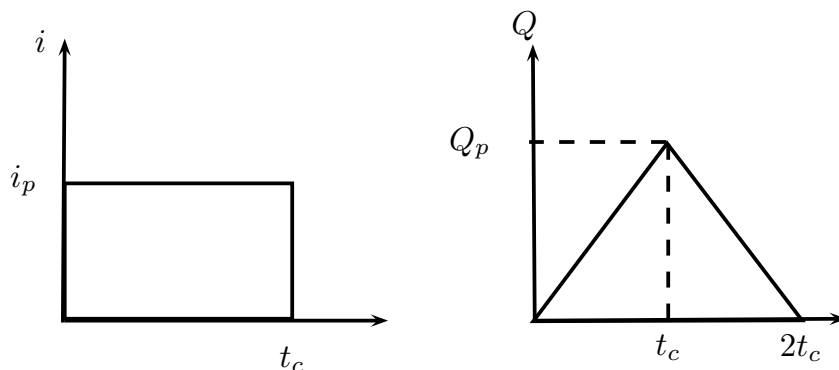


Figure 6.2 : principe de transformation pluie-débit dans la méthode rationnelle.

Ici, avec une longueur de 600 m et une vitesse caractéristique de ruissellement de 30 cm/s, le temps de concentration est environ de $t_c \approx 300/0,2 = 2000$ s, soit de l'ordre de 0,55 h. On a par ailleurs $S = 98$ ha tandis que l'intensité des pluies est donnée par l'équation (6.1). Les tableaux 6.1, 6.2, et 6.3 fournissent, respectivement, la quantité de pluie, le débit de pointe calculée à l'aide de la formule (6.3), et le volume de crue calculé par la formule (6.3). Les calculs ont été réalisés pour différentes valeurs du temps de concentration et de la période de retour. Pour aller dans le sens de la sécurité et pour obtenir une borne supérieure des débits, on a considéré un coefficient de ruissellement unitaire (généralement C est plutôt proche de 0,5). Les débits spécifiques sont de l'ordre de $9 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, ce qui est assez élevé, mais reste cohérent compte tenu de la petite taille du bassin-versant.

Tableau 6.1 : cumul de pluie $P(T,d)$ selon la durée d et la période de retour.

d (h)	$T = 10$ ans	$T = 100$ ans	$T = 1000$ ans	$T = 5000$ ans
0,3	13,3	18,7	24,1	27,9
0,4	16	22	29	33,1
0,5	17	24	31	36,0
0,6	18	26	33	38,5
1	22	31	40	46,5
2	29	40	52	60,1
4	37	52	67	77,7
6	43	61	78	90,3

Tableau 6.2 : débit de pointe Q_p en m^3/s pour différents temps de concentrations et période de retour.

d (h)	$T = 10$ ans	$T = 100$ ans	$T = 1000$ ans	$T = 5000$ ans
0,3	14,5	20,4	26,2	30,3
0,4	10,8	15,2	19,5	22,6
0,5	9,4	13,2	17,0	19,6
0,6	8,4	11,7	15,1	17,5
1	6,1	8,5	11,0	12,7
2	3,9	5,5	7,1	8,2
4	2,5	3,6	4,6	5,3
6	2,0	2,8	3,5	4,1

Tableau 6.3 : volume de crue.

d (h)	$T = 10$ ans	$T = 100$ ans	$T = 1000$ ans	$T = 5000$ ans
0,3	13 073	18 342	23 612	27 295
0,4	15 556	21 826	28 096	32 479
0,5	16 895	23 705	30 514	35 274
0,6	18 074	25 359	32 644	37 736
1	21 834	30 635	39 435	45 587
2	28 218	39 591	50 965	58 914
4	36 467	51 166	65 864	76 138
6	42 370	59 447	76 525	88 461

Modèle GR4

Il existe plusieurs modèles dit de « transformation pluie-débit » qui visent à reproduire la génération d'une crue à partir de la pluie. Il s'agit le plus souvent de modélisations conceptuelles où l'on idéalise les processus hydrologiques tels que l'évapo-transpiration, le ruissellement, l'infiltration, les écoulements hypodermiques, etc. Par exemple, on observe qu'en général, une grande partie de l'eau précipitée ne ruisselle pas directement, mais s'infiltrate dans le sol. Elle est ensuite restituée avec un temps de latence au cours d'eau en crue. On peut idéaliser ce comportement en supposant que le sol agit comme un réservoir et qu'en conséquence, il stocke l'eau et la restitue avec un certain débit.

Nous considérons ici un des modèles qui offre le meilleur compromis entre simplicité et performance : il s'agit d'un modèle à un réservoir et 4 paramètres. Ce modèle est appelé GR4 (pour Génie Rural à 4 paramètres) et fait partie d'une classe de modèles conceptuels de transformation pluie-débit développés par Claude MICHEL au Cemagref. Il offre une approximation satisfaisante des petits bassins-versants rapides. Il existe plusieurs formulations de ce modèle, qui généralement se distinguent par le pas de temps employé : les modèles de type GR4H à pas de temps horaire pour les crues rapides et les modèles GR4J à pas de temps journalier pour les crues lentes. Les modèles GR4J sont les plus courants, notamment car ils sont employés en prévision de crue. Ils sont toutefois peu adaptés aux tout petits bassins-versants. On utilise une variante à petit pas de temps, décrite en partie dans la thèse de Benjamin GRAFF⁴.

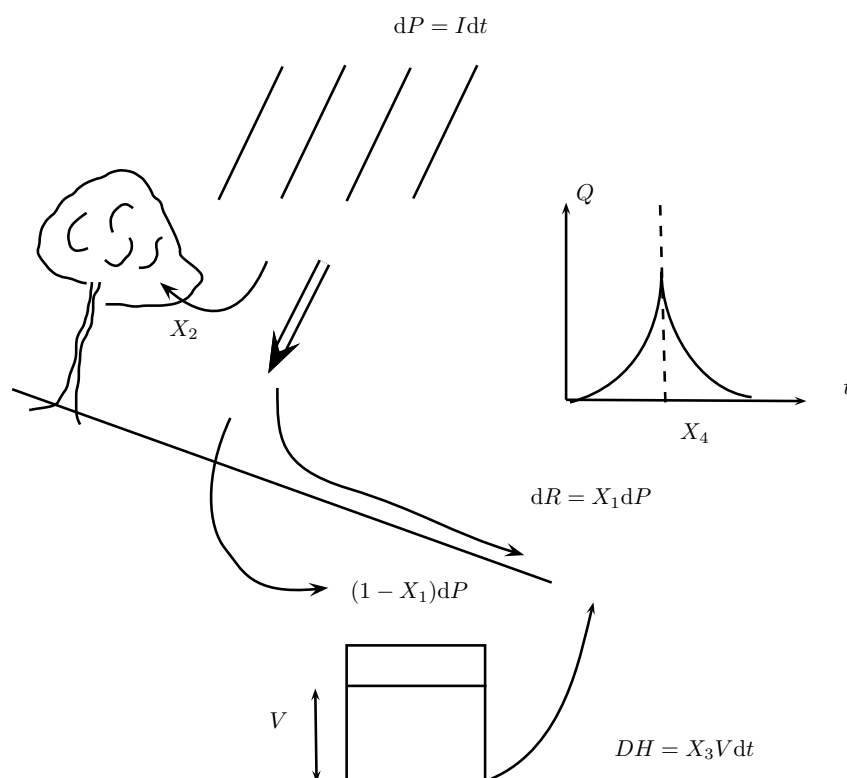


Figure 6.3 : schéma de principe d'un modèle réservoir GR4.

Le modèle prend en compte quatre phénomènes (voir figure 6.3) :

- les pertes initiales (interception par la végétation) sont en général faibles. On les prend

4. B. GRAFF, « Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels », Université de Montpellier II, Montpellier, 2004.

égales à une valeur X_2 (en mm);

- une fois que la capacité d'interception est saturée, il y a ruissellement. La quantité d'eau ruisselée par unité de temps est liée à la pluie précipitée $dP = I(t)dt$

$$dR(t) = X_1 dP, \quad (6.4)$$

avec X_1 un coefficient sans dimension (exprimé en %);

- dans le même temps dt , une partie de l'eau $(1 - X_1)Idt$ est infiltrée et stockée dans un réservoir dont le volume initial est nul $V(0) = 0$; V est un volume par unité de surface, il s'exprime donc en mm. Une partie du volume stocké est restituée par des écoulements hypodermiques au cours d'eau

$$dH(t) = X_3 V(t)dt, \quad (6.5)$$

avec X_3 un taux de vidange linéaire (exprimé en %/h);

- le temps de montée t_m de l'hydrogramme est noté X_4 (en h). On suppose que l'hydrogramme est symétrique, donc $t_d = X_4$. La lame totale d'eau transmise au cours d'eau est $T = R + H$.

Les paramètres du modèle GR4 ont été calés sur plusieurs petits bassins-versants à forte pente, dont le débit a été suivi sur plusieurs années. On note qu'ils varient assez fortement en fonction de la couverture végétale, des conditions climatiques, du relief, et de la perméabilité du sol. Le bassin-versant se comporte comme un bassin de montagne, peu végétalisé, à forte pente, et de taille moyenne. Il présente une certaine perméabilité. Il se situe dans entre des bassins-versants à réponse très rapide comme le torrent du Laval (petit versant très dégradé) et le torrent de Destéou ou de Rimbaud (bassin moyen, assez bien végétalisé), le premier étant situé au-dessus de Dignes dans les Alpes-de-Basse-Provence, le second dans le Réal Collobrier au-dessus de Toulon.

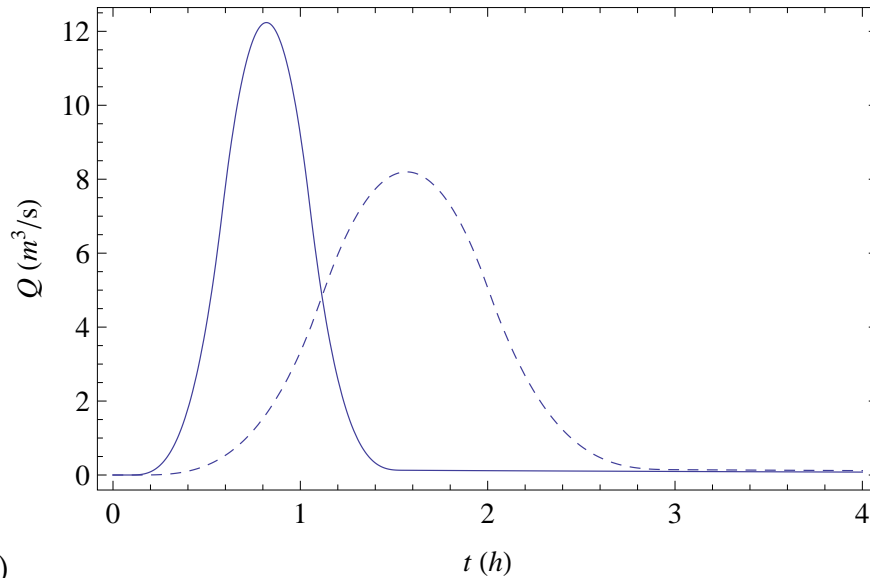
On a comme valeurs plausibles des paramètres :

- le taux de ruissellement X_1 dans la fourchette 50 – 80 %;
- l'interception avant infiltration X_2 dans la fourchette 5–25 mm;
- une vitesse de vidange X_3 autour de 0,2 %/h;
- un temps de concentration X_4 autour de 0,5 h.

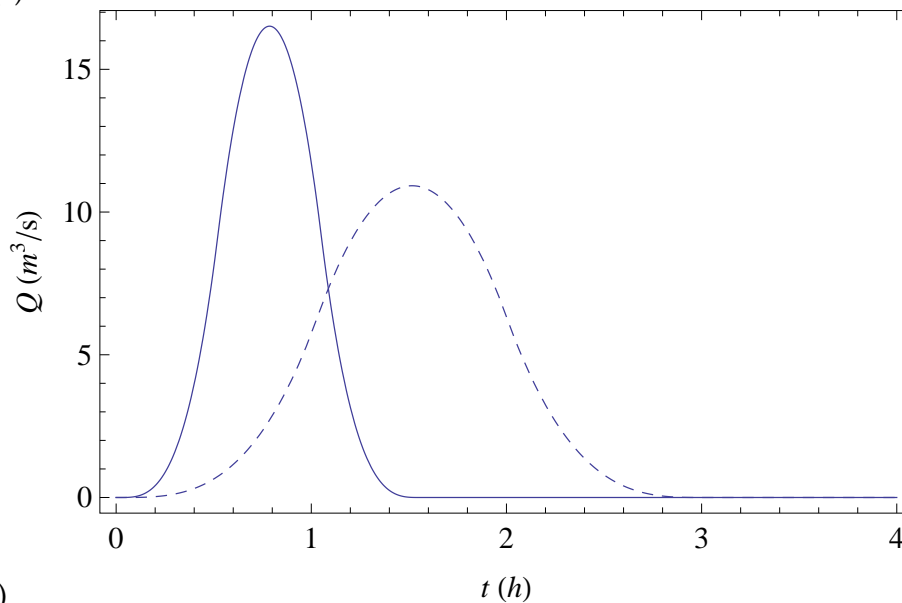
On a choisi de faire varier X_1 de la façon suivante $X_1 = 0,3 + 0,2 \log_{10} T$ (avec un maximum fixé à 1), $X_2 = 20 - 5 \log_{10} T$, $X_3 = 0,2$ %/h, et $X_4 = 0,5$ h. On reporte dans le tableau 6.4 les quantiles de débit de pointe pour les périodes de retour $T = 100$ ans, $T = 1000$ ans, et $T = 5000$ ans. La figure 6.4 reporte les hydrogrammes correspondants. Les calculs ont été faits pour deux temps de concentration : $t_c = 0,5$ h et $t_c = 1$ h. La figure 6.4 montre les hydrogrammes pour ces mêmes périodes de retour. Ces hydrogrammes sont calculés à l'aide du modèle GR4 en considérant une pluie de durée t_c d'intensité donnée par la relation (6.1). On a tracé les hydrogrammes avec pour hypothèse $t_c = 0,5$ h ou $t_c = 1$ h.

Tableau 6.4 : débit de pointe volume de crue calculé à l'aide du modèle GR4.

	$t_c = 0,5 \text{ h}$		$t_c = 1 \text{ h}$	
	Q_p	V	Q_p	V
$T = 100 \text{ ans}$	$6 \text{ m}^3/\text{s}$	$11\,200 \text{ m}^3$	$4,3 \text{ m}^3/\text{s}$	$12\,300 \text{ m}^3$
$T = 1000 \text{ ans}$	$12 \text{ m}^3/\text{s}$	$24\,600 \text{ m}^3$	$8 \text{ m}^3/\text{s}$	$27\,000 \text{ m}^3$
$T = 5000 \text{ ans}$	$16 \text{ m}^3/\text{s}$	$35\,100 \text{ m}^3$	$11 \text{ m}^3/\text{s}$	$38\,400 \text{ m}^3$



(a)



(b)

Figure 6.4 : hydrogrammes de crue pour (a) $T = 1000 \text{ ans}$ et (b) $T = 5000 \text{ ans}$. Ligne continue : $t_c = 0,5 \text{ h}$; ligne discontinue : $t_c = 1 \text{ h}$.

6.3.3 Synthèse sur les débits de ruissellement

De fortes précipitations sur les pentes dominant la retenue auront deux conséquences :

- l'arrivée d'un volume de crue dont la valeur dépend de la période de retour T et la durée de la pluie d (sans parler d'une fonte du manteau neigeux, qui serait un facteur aggravant). La figure 6.5(a) montre la variation de ce volume de crue selon la valeur des paramètres. La conséquence attendue est une remontée rapide du niveau dans la retenue. La figure 6.5(b) fournit une estimation de l'accroissement du niveau d'eau dans la retenue à la suite de cette crue. Naturellement plus la précipitation est longue, plus le volume de crue est important ;
- la crue est associée à un débit de pointe, dont les valeurs sont estimées à
 - $T = 100$ ans $Q_p = 6 \text{ m}^3/\text{s}$,
 - $T = 1000$ ans $Q_p = 12 \text{ m}^3/\text{s}$,
 - $T = 5000$ ans $Q_p = 16 \text{ m}^3/\text{s}$;

Plus la précipitation est courte, plus elle est potentiellement violente, plus le débit de pointe est grand, mais moins le volume de crue est significatif.

Dans un but de dimensionnement et en allant dans le sens de la sécurité, il convient de prendre le volume de crue et le débit de pointe les plus importants, même si les deux s'excluent pour un même épisode. Il n'est en effet pas exclu que sur un laps de temps court, le site connaisse une précipitation longue saturant le sol et amenant un volume d'eau important vers la retenue, puis un orage brutal et court, conduisant à des précipitations diluviennes et un pic de crue.

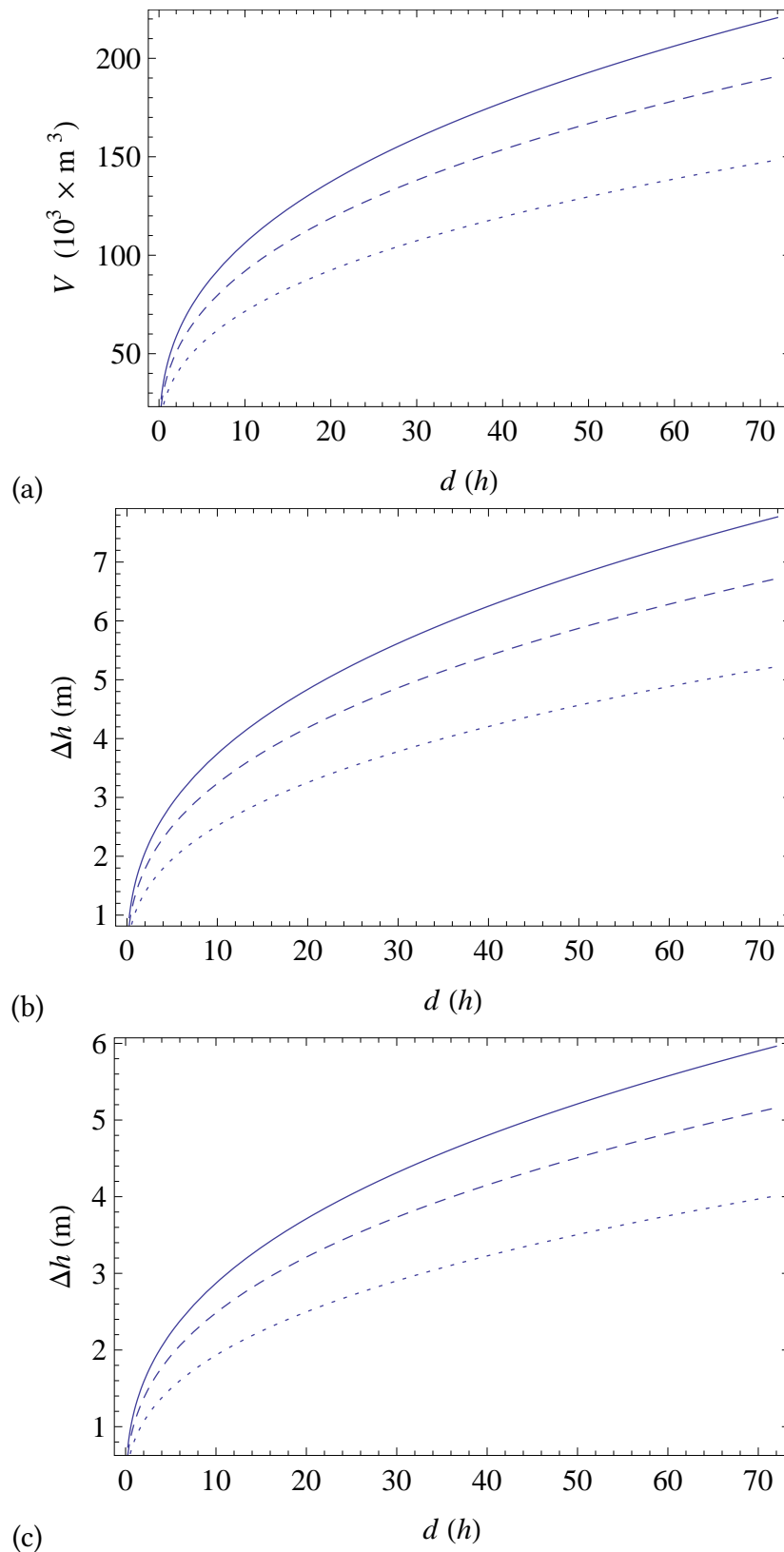


Figure 6.5 : (a) volume de crue en fonction de la durée de la pluie d ; (b) montée du niveau des eaux dans le lac induite par le volume de crue (surface non pondérée du lac 28 400 m², configuration actuelle); (c) montée du niveau des eaux dans le lac induite par le volume de crue (surface non pondérée du lac 37 200 m², configuration projetée). Ligne continue : $T = 5000$ ans ; ligne tiretée : $T = 1000$ ans ; ligne pointillée : $T = 100$ ans.

6.4 Rupture de digue

Comme tout ouvrage en remblai, il existe un risque de rupture de digue et la vidange rapide de la retenue (à l'échelle internationale, 0,2 % du parc de retenues avec des digues en remblai de hauteur inférieure à 10 m a connu une rupture). Cette rupture provoquerait une crue, dont on peut estimer les caractéristiques à l'aide de simulations numériques.

6.4.1 Hypothèses du calcul

Le calcul de l'onde de rupture d'un barrage reste une opération complexe et coûteuse. Les modèles numériques actuels ou les simulations sur modèle réduit ne permettent que d'obtenir une approximation du phénomène physique réel. Les méthodes de calcul ont donné lieu à une abondante littérature, en partie synthétisée dans le guide « Étude d'onde de submersion de barrage, synthèse et recommandations » publié sous l'égide du Comité international des grands barrages (1998, CIGB/ICOLD, Paris) ainsi que l'ouvrage collectif coordonné par L. PEYRAS et P. MÉRIAUX, « Retenues d'altitude », (Quæ éditions, Versailles, 2009). La plupart de ces outils concernent les barrages d'accumulation de grand volume et des biefs à pente douce (pente inférieure à 1 %), ce qui n'est pas le cas rencontré dans les retenues d'accumulation pour la neige de culture. Il est donc nécessaire d'utiliser des procédures de calcul spécifiques.

Pour évaluer l'impact d'une onde de rupture au niveau du fond de vallée (torrent de de l'Épine), nous avons réalisé des calculs simplifiés en posant les hypothèses suivantes

- **L'onde de crue est modélisée à partir d'un modèle de Saint-Venant filaire**

$$\frac{\partial}{\partial t}h + \frac{\partial}{\partial x}(hu) = 0, \quad (6.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}hu + \frac{\partial}{\partial x}hu^2 + gh \cos \theta \frac{\partial}{\partial x}h = gh \sin \theta - \frac{\tau_p}{\rho}, \quad (6.7)$$

avec $h(x, t)$ la hauteur moyenne d'eau dans la section d'écoulement et $u(x, t)$ la vitesse moyenne. La contrainte de frottement τ_p est choisie de type **Manning-Strickler**

$$\tau_p = \frac{\rho g}{K^2} \frac{\bar{u}^2}{R_H^{1/3}}, \quad (6.8)$$

avec $R_H \approx h$ le rayon hydraulique, g la gravité, ρ la masse volumique, et K le coefficient de Manning-Strickler souvent relié à la rugosité du lit, par exemple à l'aide de la loi de Meyer-Peter :

$$K = \frac{26}{d_{90}^{1/6}},$$

où d_{90} est diamètre des gros blocs (90 % des blocs ont un diamètre plus petit que d_{90}). Pour un torrent, on a en général $K = 10 - 30 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$. Différentes valeurs de frottement ont été considérées dans nos calculs ;

- **On néglige l'effet du transport solide sur la propagation de la lame d'eau.** L'influence du transport solide est vraisemblablement loin d'être négligeable en termes de dissipation d'énergie et de modification de l'écoulement, mais la plupart des formules de transport solide utilisées en ingénierie ont été obtenues à partir d'expériences de laboratoire sur des écoulements d'eau permanents. L'action érosive d'un lâcher d'eau n'est pas connue et sans doute très différente du régime à l'équilibre. Compte tenu du

- site et de la localisation des enjeux, le transport est jugé avoir une incidence faible et n'a donc pas été étudié plus finement.
- On néglige les variations de section. C'est une hypothèse forte compte tenu des variations importantes de la section d'écoulement. Le passage à un modèle bidimensionnel est possible, mais nécessite un maillage de tout le lit et requiert des temps de calcul très longs avec le code que nous utilisons, de l'ordre de la dizaine d'heures pour chaque calcul. Ici, le calcul vise à donner une borne supérieure des conditions hydrauliques.
 - On considère que la rupture de barrage signifie ici l'effacement complet et instantané d'une certaine largeur ℓ de la digue en remblai. Là encore, il s'agit d'une hypothèse forte, mais compte tenu du volume limité de la retenue et du caractère empirique des méthodes de détermination d'un hydrogramme de départ, elle nous semble raisonnable et permet d'obtenir une borne supérieure du débit de pointe.
 - **Pour la résolution numérique, nous avons employé une approche eulérienne** de type volumes finis Cette approche est décrite dans l'ouvrage de Randall LEVEQUE, « Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems » (Cambridge University Press, Cambridge, 2002). Le code employé est un des modules développés par le LHE (EPFL) et l'USGS pour décrire des ruptures de barrage sur forte pente. Il repose sur un ensemble de bibliothèques de routines en Fortran écrites par David GEORGE de l'université de Washington (Seattle, États-Unis) et adaptées de la librairie CLAW développée par Randall LEVEQUE. Le code est construit sur un schéma de Godunov avec une correction des termes à haute résolution pour éviter l'apparition d'oscillations lorsqu'un ressaut apparaît. Une méthode à pas fractionné est employée pour traiter le terme source. Ce code est le seul qui ait permis de fournir des résultats numériques en accord avec les solutions analytiques aux équations de Saint-Venant à forte pente⁵. Plus d'information peut être trouvée sur le site de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne, notamment le cours d'hydraulique avancé « Ondes de crue et de rupture de barrage », qui est donné au Laboratoire d'Hydraulique Environnementale et qui est disponible en ligne <http://lhe.epfl.ch/enseignement>.
 - Nous avons considéré que le volume maximal ($V = 101\,700$ en conditions d'exploitation) était mobilisé ; comme nous avons travaillé avec un modèle filaire, la conservation du volume nous a obligés à considérer une longueur L du lac de retenue plus grande qu'en réalité : $L = V/\ell/h_0$ (on a également considéré que le volume de la retenue était assimilable à un volume parallélépipédique) ; voir figure 6.6. Le remblai servant de barrage est assimilé à un mur droit positionné en O (en $x = 0$).
 - Pour les calculs, nous avons tiré un profil en long d'après la restitution photogrammétrique transmise par le maître d'œuvre. La cote des plus hautes eaux est située à l'altitude 1837,10 m (volume nominal de $101\,700\text{ m}^3$). Le volume correspondant aux PHE est estimé à $127800\,000\text{ m}^3$.
 - La largeur ℓ de la brèche est généralement prise dans une fourchette $h_0 \leq \ell \leq 3h_0$. Avec une profondeur moyenne maximale de 6 m, cela donne des fourchettes de largeur de brèche de 12 à 18 m. Comme le code est unidimensionnel, la largeur de la brèche correspond à la largeur d'écoulement dans le torrent.

5. Voir C. ANCEY, R.M. IVERSON, M. RENTSCHLER, et R.P. DENLINGER, « An exact solution for ideal dam-break floods on steep slopes », *Water Resources Research* **44** (2008) W01430 (en ligne sur le site du LHE).

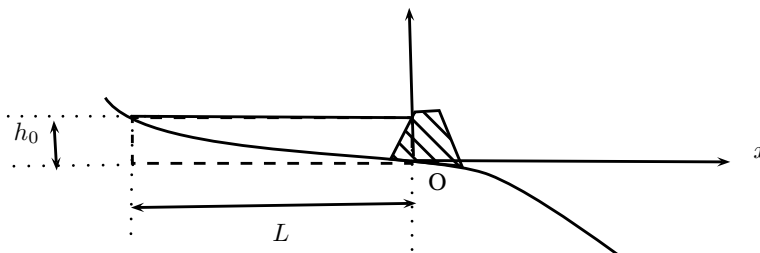


Figure 6.6 : schéma de principe du calcul.

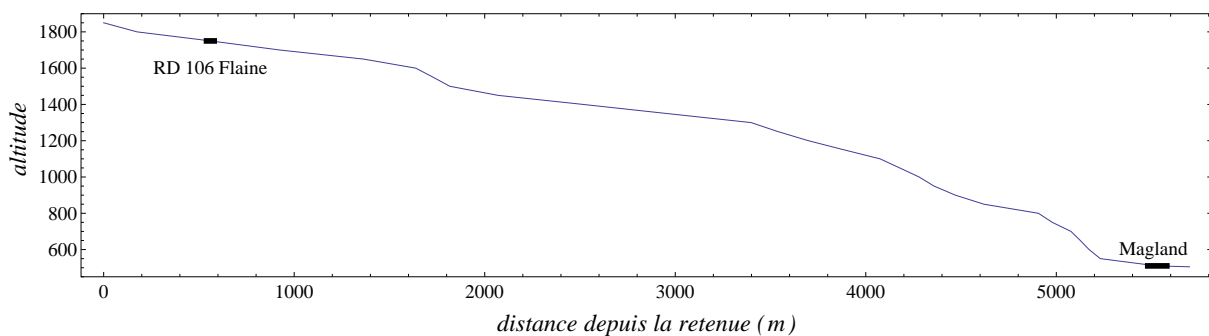


Figure 6.7 : profil en long du torrent de l'Épine que nous avons utilisé pour le calcul. Le trait gras représente l'emplacement du pont de la RD 106 allant à Flaine ; le trait inférieur localise Magland dans la vallée de l'Arve. Le calcul est mené sur une distance de 5 km, soit jusqu'au niveau de l'Arve.

6.4.2 Solutions numériques

Nous avons fait plusieurs simulations numériques avec le code Clawpack en se servant du profil en long montré à la figure 6.7 et en faisant varier les paramètres de frottement (coefficient de Manning Strickler du lit), la hauteur initiale (h_0), la largeur maximale de la brèche dans la digue en remblai (ℓ), la longueur effective du lac de retenue (L). La valeur de chacun des paramètres est reportée dans le tableau 6.5 pour les différents essais.

Compte tenu de l'incertitude dans les processus conduisant à la rupture et à l'écoulement d'eau, nous avons considéré trois familles d'essais :

- essais 1 à 3 : influence de la largeur de brèche sur l'écoulement ;
- essais 1, 4, et 5 : influence de la rugosité du lit sur l'écoulement ;
- essais 1, 6, et 7 : influence de la hauteur dans la retenue.

La figure 6.8 représente l'évolution de la ligne d'eau, la vitesse, et le débit par unité de largeur le long du terrain naturel pour l'essai n° 1 ($K = 20 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$) alors que la figure 6.9 montre ces évolutions dans le torrent pour l'essai n° 4 ($K = 15 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$). On note que le front est raide et donne l'image d'un ressaut brutal ou d'un « mur d'eau » se propageant dans le torrent. Au fur et à mesure de la propagation du front, la surface libre est de moins en moins régulière : quand le front s'est déplacé d'environ 1,8 km, on observe que tout l'écoulement est parcouru de vagues (*roll waves*), qui marquent l'instabilité de la surface libre ; le phénomène

Tableau 6.5 : valeurs des paramètres en fonction des essais.

essai	largeur ℓ m	hauteur initiale h_0 (m) m	frottement K $m^{1/3} \cdot s^{-1}$	longueur L m	volume m^3
1	18	6	20	942	101700
2	12	6	20	1413	101700
3	6	6	20	2825	101700
4	18	6	15	942	101700
5	18	6	30	942	101700
6	18	7	20	1014	127800
7	15	5	20	1356	101700

est particulièrement visible avec le débit $q(x, t)$ où les oscillations sont bien marquées. La figure 6.8(c) montre la variation du débit d'eau en fonction de l'abscisse pour différents temps. Le débit maximal par unité de largeur est de l'ordre de $5 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ml}$, mais des pics de débit jusqu'à $30 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ml}$ sont vraisemblables à cause de la forte instabilité de l'écoulement sur des pentes fortes ; à l'arrivée dans le fond de vallée, le débit moyen a diminué (étalement du volume de crue), mais les pics du débit de pointe ont augmenté (valeur dans la fourchette $40\text{--}50 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ml}$) compte tenu des fortes pentes dans la gorge du torrent de l'Épine avant l'arrivée dans la vallée de l'Arve.

La figure 6.10 montre le profil de hauteur le long de la pente après la rupture de barrage à des temps différents ($t = 5 \text{ min}$, $t = 10 \text{ min}$, $t = 15 \text{ min}$) pour les essais n^{os} 1–7 considérés au tableau 6.5. On note que des variations relativement modestes du frottement ou de la largeur de la brèche amènent à des hauteurs d'écoulement assez différentes (avec h dans la fourchette $0,4\text{--}1,2 \text{ m}$ au niveau de la zone industrielle de Magland) alors que les vitesses restent à peu près similaires (avec u de l'ordre de $4\text{--}5 \text{ m/s}$). **En bref, comme on peut s'y attendre, plus la rugosité est faible, plus l'écoulement est étalée et présente une faible hauteur.** On note de même que plus la brèche est étroite, plus le débit initial est prononcé ; par la suite (loin en aval), toutefois, les différences s'amenuisent.

La figure 6.11 montre les profils de débit et de vitesse au temps $t = 900 \text{ s}$ (15 min.) après la rupture du barrage. La principale remarque est que l'ordre des grandeurs des phénomènes hydrauliques n'est pas influencé grandement par les incertitudes sur les conditions de départ et d'écoulement que l'on a traduites à l'aide des différents scénarios. On peut considérer qu'au débouché de la gorge et à l'arrivée sur le cône de déjection sur lequel la zone industrielle de Magland a été bâtie, on a :

- des hauteurs d'écoulement moyennes de 80 cm , avec des vagues qui font monter l'eau jusqu'à $1,5 \text{ m}$;
- des vitesses moyennes voisines de 5 m/s (avec des variations de $\pm 2 \text{ m}$) ;
- des débits par unité de largeur autour de $4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ml}$, mais pouvant atteindre $10 \text{ m}^3/\text{s}/\text{ml}$ durant de courts instants. Cela correspond à des débits totaux moyens de $76 \text{ m}^3/\text{s}$.

Si l'on rapporte le débit total à la superficie du bassin-versant (9 km^2), on obtient un débit spécifique de l'ordre de $8 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, ce qui doit à peu près correspondre au double ou triple du débit spécifique décennal (dans une fourchette de 2 à $4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$). Les effets de la rupture de barrage sont donc comparables à une crue naturelle dont la période de retour serait de quelques centaines d'années.

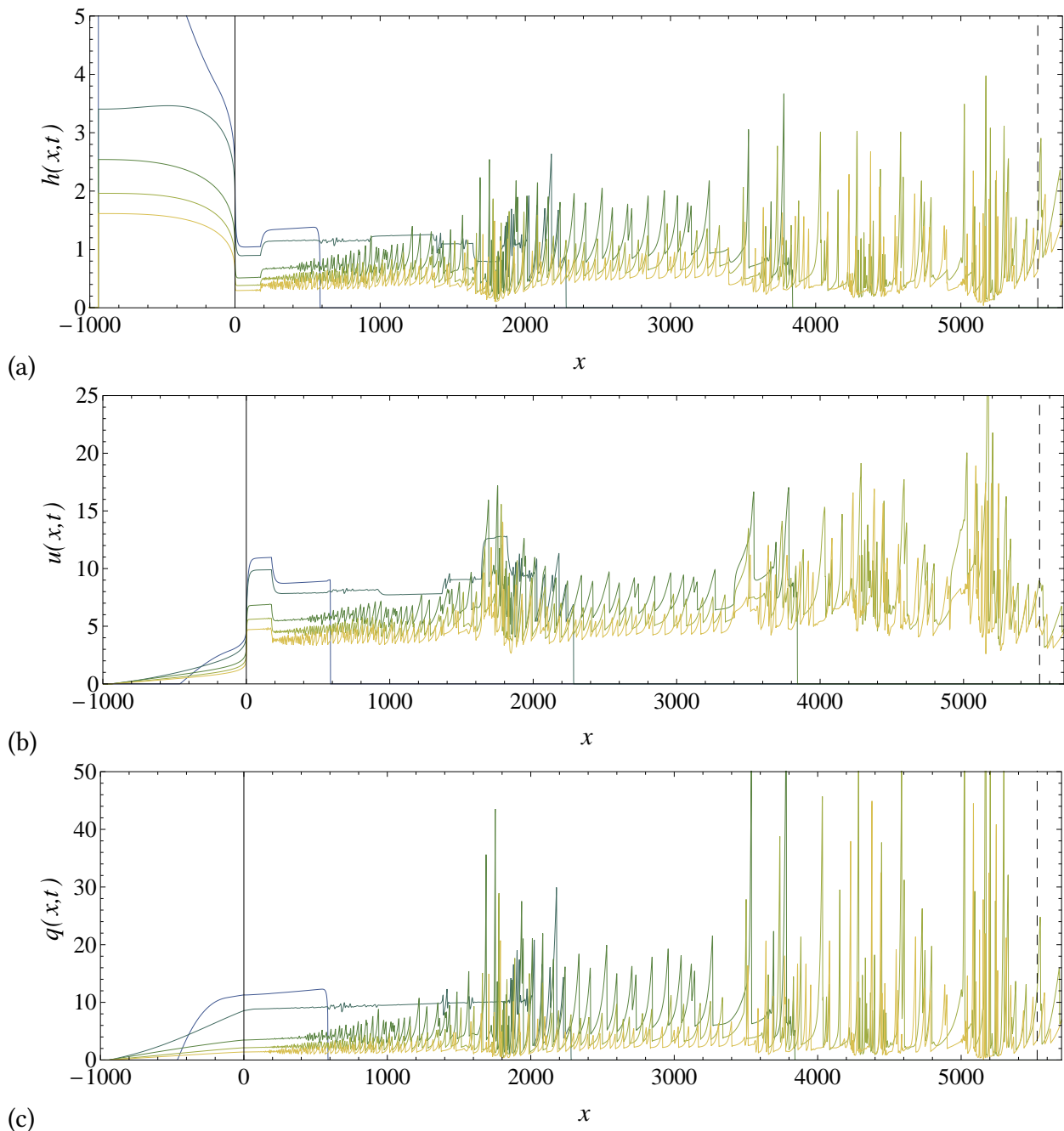


Figure 6.8 : évolution de la hauteur d'eau dans le torrent en fonction du temps pour l'essai n° 1 ($K = 20 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$, $h_0 = 6 \text{ m}$, $\ell = 18 \text{ m}$). L'arrivée sur la zone industrielle de Magland est indiquée à l'aide d'une ligne verticale discontinue. Le barrage en remblai est en $x = 0$. Pour $x < 0$, les graphes montrent l'évolution de la ligne d'eau au cours de la vidange dans la retenue ; pour $x > 0$, les profils montrent les variations de h , u , et q le long du terrain naturel. Évolution entre $t = 0$ et $t = 900 \text{ s}$ (15 min) par pas de 60 s.

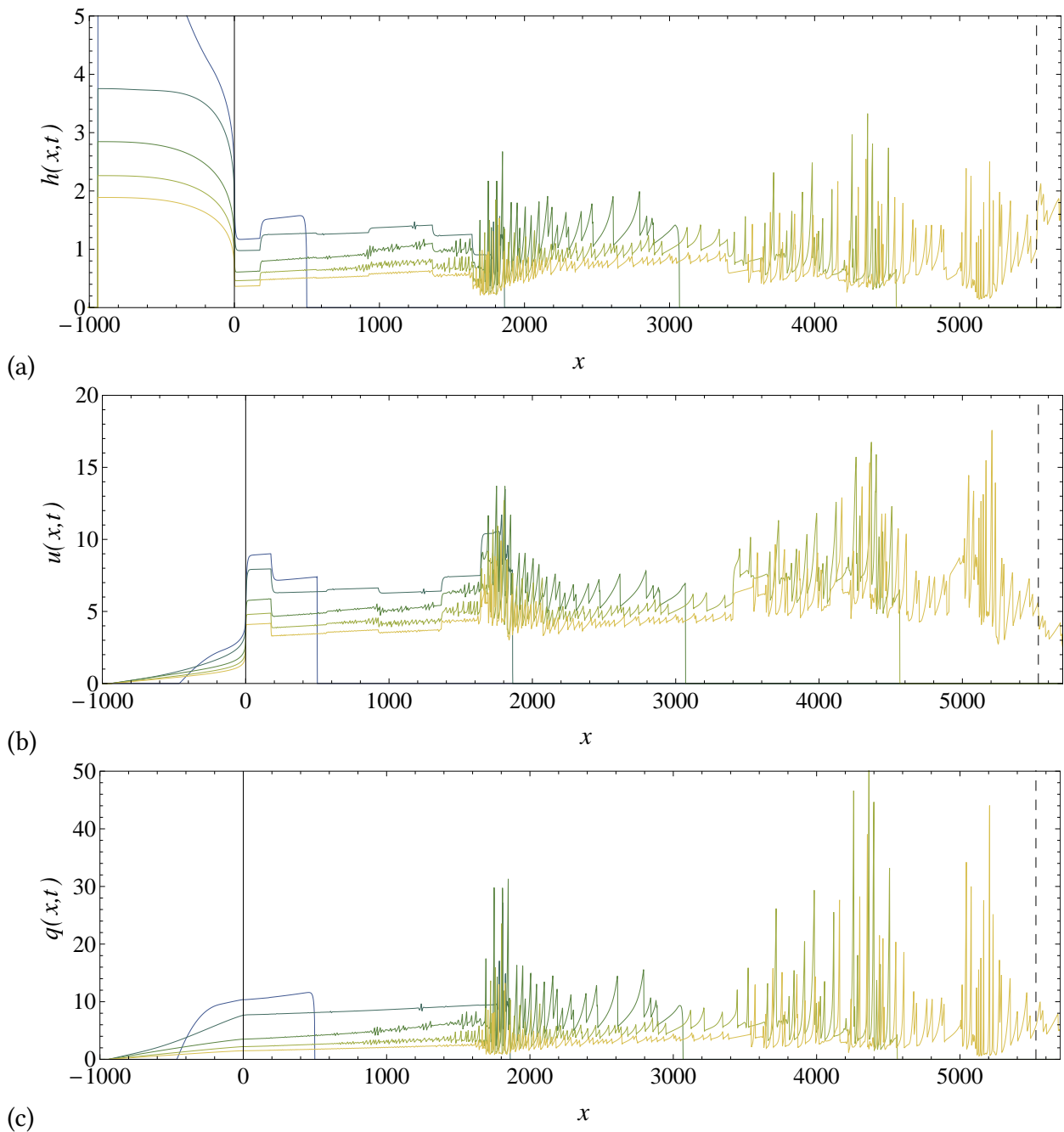


Figure 6.9 : évolution de la hauteur d'eau dans le torrent en fonction du temps pour l'essai n° 4 ($K = 15 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$, $h_0 = 6 \text{ m}$, $\ell = 18 \text{ m}$). L'arrivée sur la zone industrielle de Magland est indiquée à l'aide d'une ligne verticale discontinue. Le barrage en remblai est en $x = 0$. Pour $x < 0$, les graphes montrent l'évolution de la ligne d'eau au cours de la vidange dans la retenue ; pour $x > 0$, les profils montrent les variations de h , u , et q le long du terrain naturel. Évolution entre $t = 0$ et $t = 900$ (15 min) s par pas de 60 s.

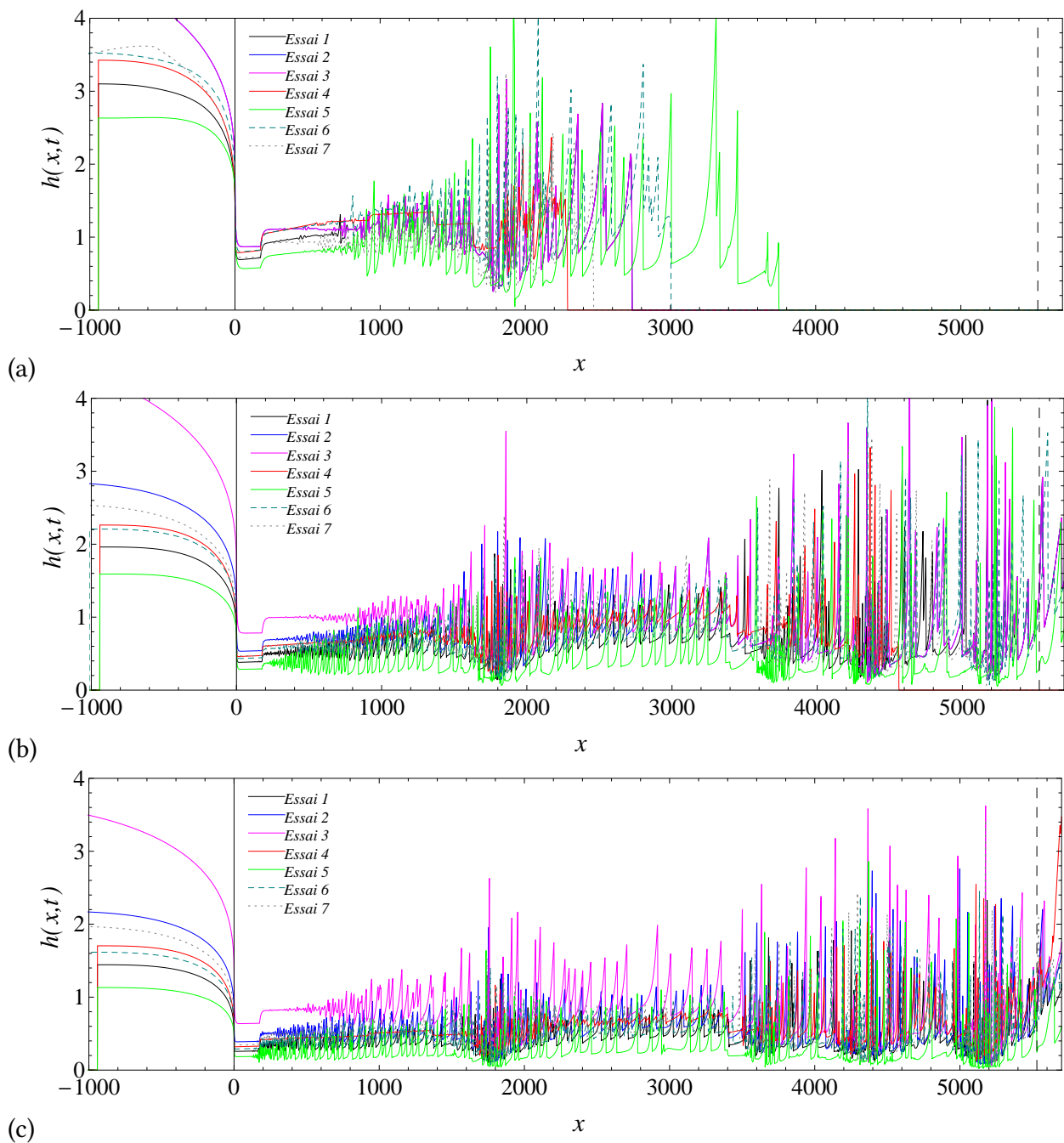


Figure 6.10 : profils de hauteur à différents temps (l'emplacement du fond de vallée est indiqué par la ligne verticale discontinue). Temps après la rupture du remblai : (a) à $t = 5$ min ; (b) à $t = 10$ min ; (c) à $t = 15$ min. L'abscisse $x = 0$ (trait continu) marque le barrage.

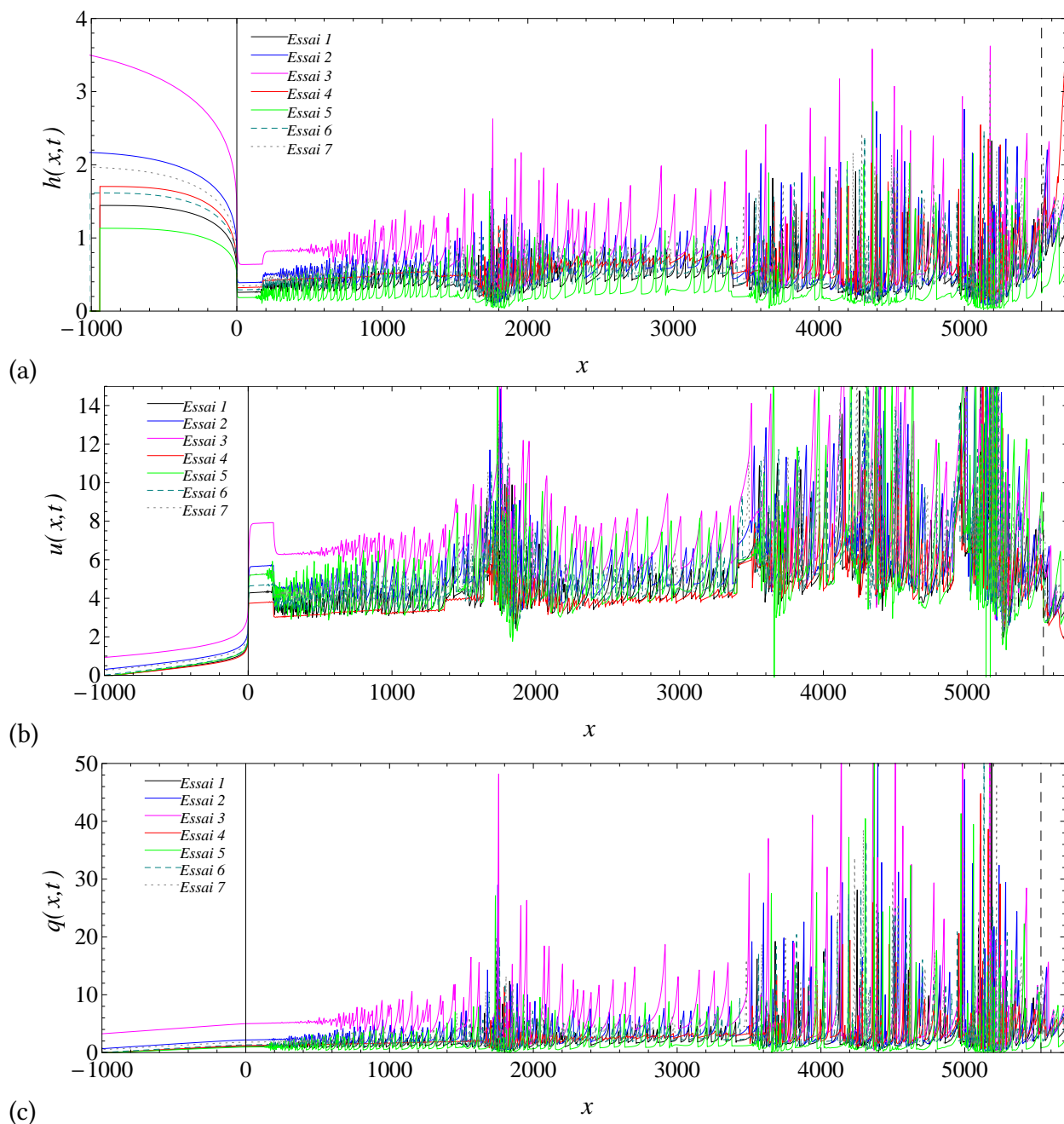


Figure 6.11 : solution numérique à $t = 15$ min après la rupture. (a) profil de hauteur ; (b) profil de vitesse ; (c) profil de débit.

6.5 Conséquences d'une crue induite par une rupture de barrage

En cas de rupture de digue et de vidange du lac, il y a deux scénarios possible :

- si le terrain est sec (scénario peu probable), la crue va se propager rapidement jusqu'en fond de vallée (crue telle que celle décrite à l'aide des simulations numériques) ;
- si le terrain est couvert de neige, l'eau se mélange avec la neige et forme une sorte de lave torrentielle visqueuse (*slush flow*). Cet écoulement peut s'écouler jusque dans le fond de vallée à faible vitesse. Le risque induit est faible.

On décrit ici le premier scénario qui, s'il est le moins probable, est potentiellement le plus dommageable.

En cas de vidange soudaine du lac de retenue, l'eau va suivre le lit du torrent de l'Épine. La crue commence avec fort transport solide. L'eau est drainée par un petit ruisseau mal calibré et au niveau de la RD 106, le passage busé est rapidement obstrué. Un fort étalement local est vraisemblable au niveau de la route, avec deux conséquences importantes : des dommages (à la gare de départ du TS et au restaurant d'altitude) et un dépôt de sédiment dans les zones favorables aux atterrissements. Une fois que l'eau rejoint de nouveau le lit torrentiel, elle transite sans problème majeur compte tenu de la section importante du torrent et de l'encaissement du lit. Toutefois, à l'approche des Molliets, le lit est de moins en moins encaissé (photographie n° 8). Au niveau du gîte d'étape du lieu-dit « Plaine Joux » (vers 1300 m), la passerelle est emportée. Il est vraisemblable qu'un important transport de flottants se produise à ce niveau compte tenu de la végétation arbustive sur les berges. Le risque de divagation est toutefois très limité.

Plus à l'aval, le torrent entre dans un défilé rocheux qui le conduit jusque dans la vallée de l'Arve. La crue continue de s'étaler, l'écoulement prend de plus en plus un caractère pulsé (développement de roll waves). Du fait de l'étalement (et en dépit de l'accélération causée par les fortes pentes), la crue se présente comme une succession de vagues. L'insuffisance du chenal et le passage de sous buse des eaux du torrent entraînent un débordement au niveau des bâtiments de la zone industrielle de Magland. Une grande quantité de débris végétaux et de sédiment est déposée par les eaux, provoquant des dommages aux bâtiments.

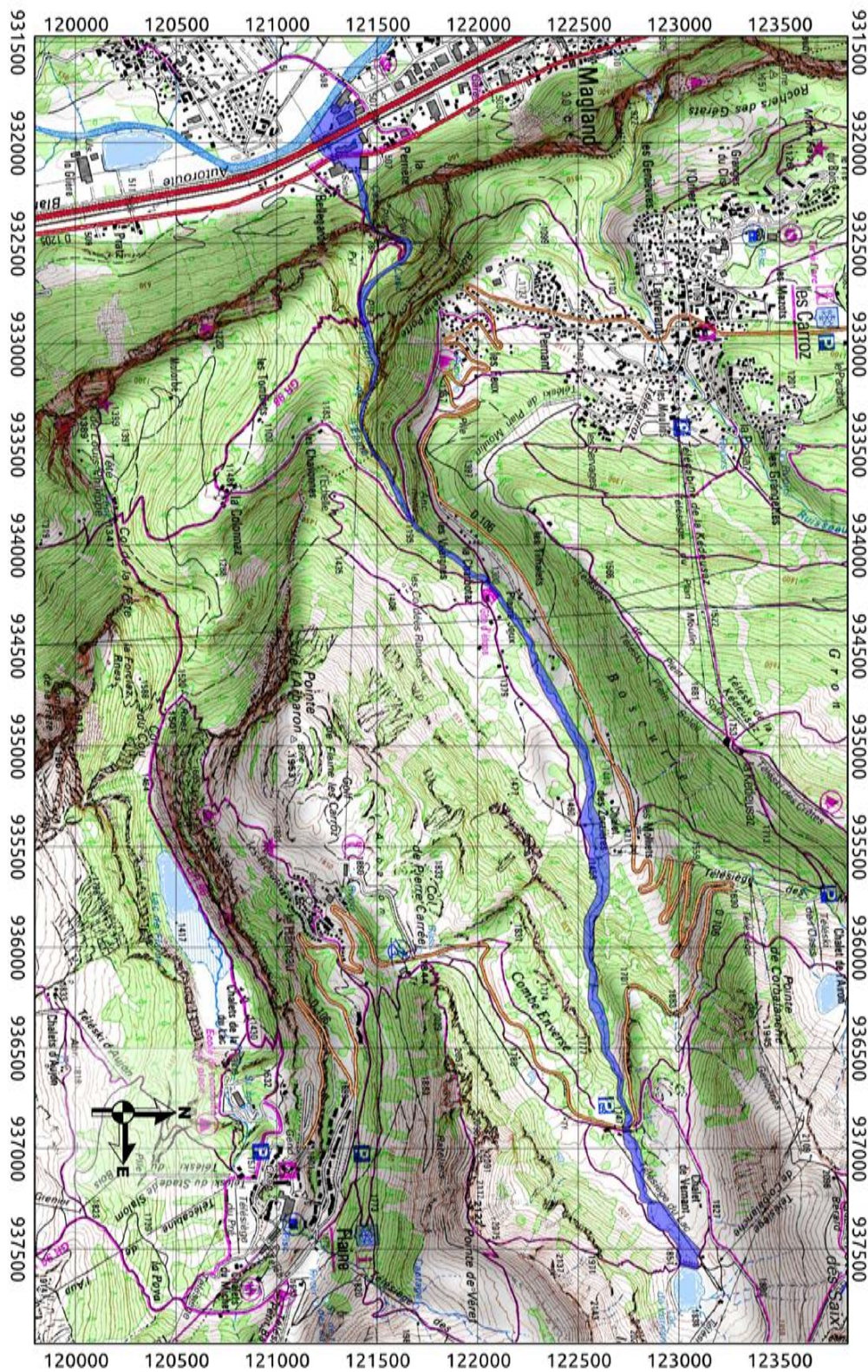


Figure 6.12 : vue générale des emprises inondées reportées sur le fond topographique de l'IGN. Échelle : 1 : 25 000. Coordonnées Lambert II Centre.

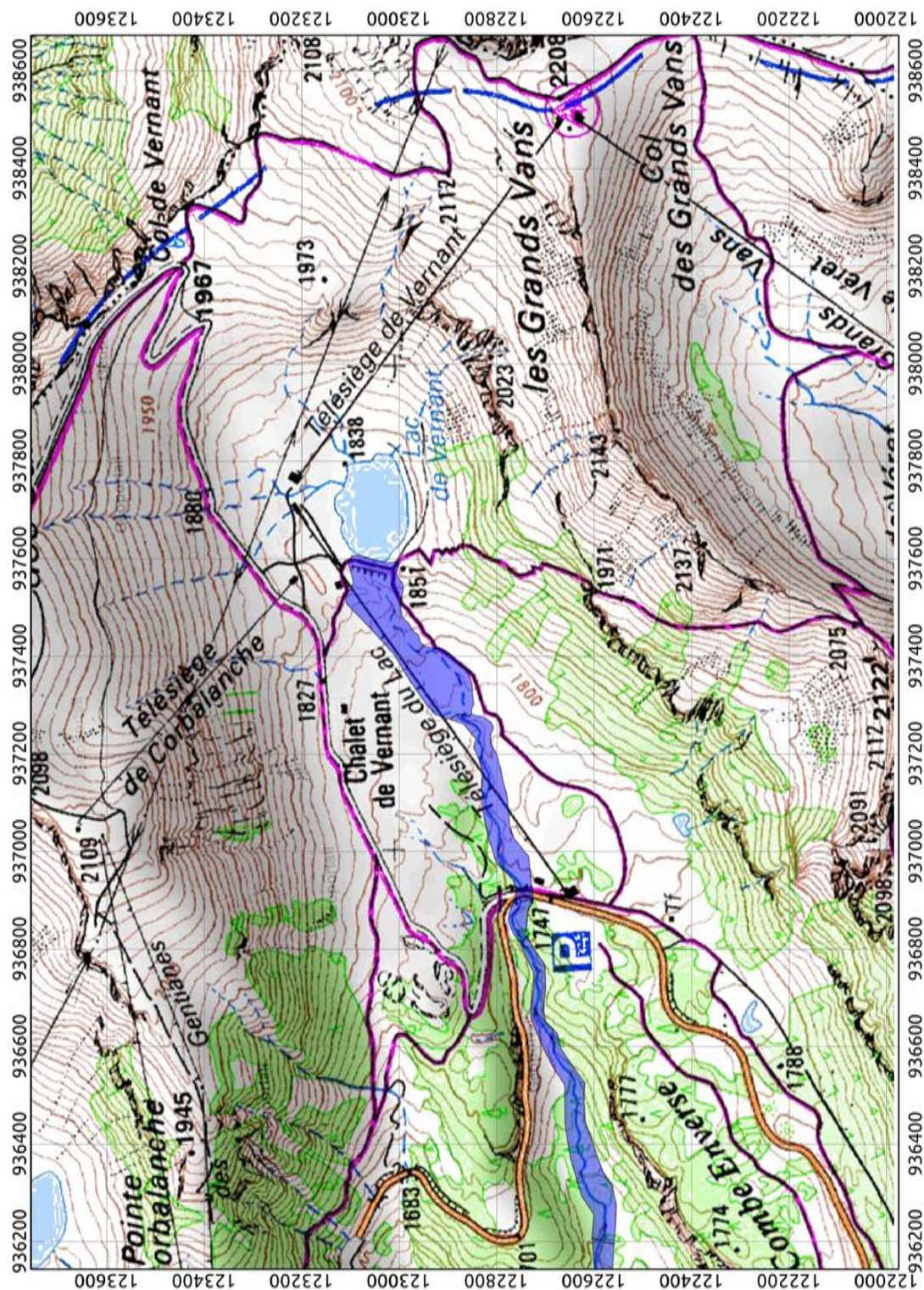


Figure 6.13 : emprises inondées à l’aval du lac. Échelle : 1 : 10 000. Coordonnées Lambert II Centre.

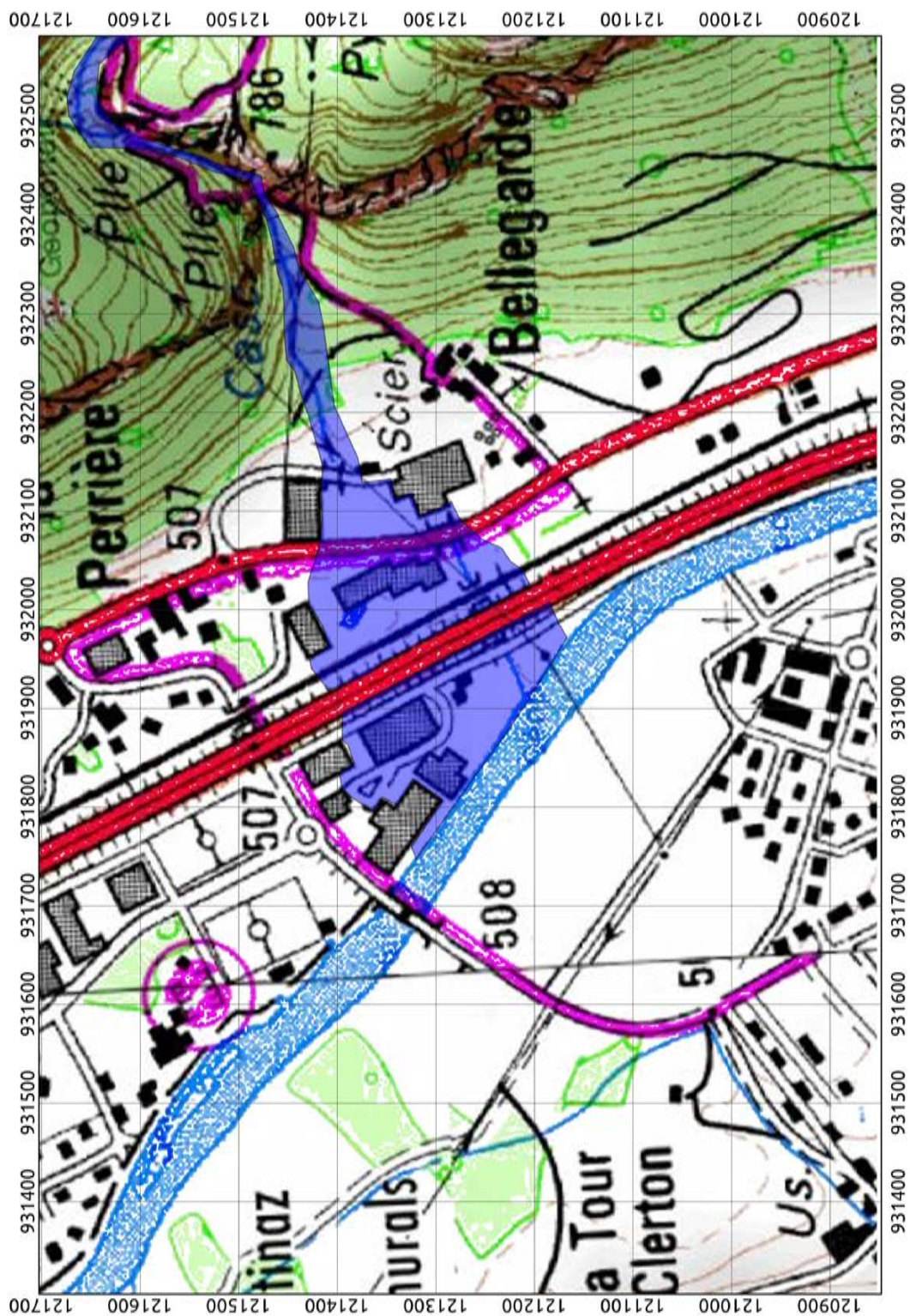


Figure 6.14 : emprises inondées au niveau de la zone industrielle de Magland. Échelle : 1 : 5 000. Coordonnées Lambert II Centre.

6.6 Synthèse

Chapitre 7

Évacuateur de crue

7.1 Introduction

Le débit de la crue de projet est $Q_p = 16 \text{ m}^3/\text{s}$ pour $T = 5000$ ans. Le maître d'œuvre souhaite faire transiter la crue de projet dans un évacuateur sous la forme de conduite traversant le remblai de digue. Compte tenu de la taille de la retenue par rapport à celle du bassin versant (rapport de l'ordre de 0,03), aucune laminage de crue n'est pris en compte et on considère ci-après qu'il faut dimensionner la conduite pour un débit nominal $Q_p = 16 \text{ m}^3/\text{s}$. Voir le schéma de la figure 7.1.

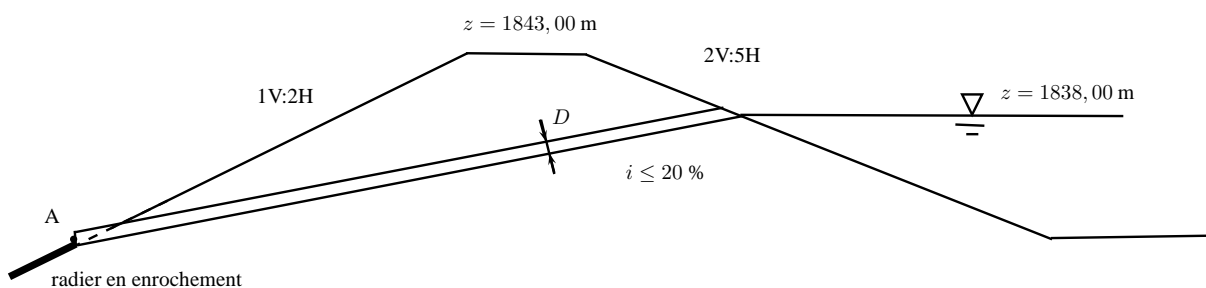


Figure 7.1 : coupe du remblai avec le passage de la conduite.

Compte tenu des fortes pentes, il convient de prendre plusieurs précautions pour garantir un écoulement à surface libre dans la conduite de diamètre D (voir figure 7.2) :

- limiter la pente de la conduite pour rester en-deçà de 20 % ;
- ne pas dépasser un remplissage de 70 % (pour les plus fortes pentes, il faut même prendre $h/D < 0,5$ avec h la profondeur maximale d'eau ou de façon équivalente $\delta = \pi/2$) pour permettre le transit de l'air ;
- maintenir, le plus possible, des vitesses moyennes d'écoulement inférieures à 5 m/s pour faciliter la dissipation d'énergie en pied de talus par des ouvrages simples (enrochement) ;
- travailler avec des écoulements dont le nombre de Vedernikov Ve est strictement inférieur à 1 :

$$Ve = \xi Fr \left(1 - \frac{A}{P} \frac{\partial P}{\partial A} \right), \text{ avec } Fr = \sqrt{\frac{Q_p^2}{g A^3} \frac{\partial A}{\partial h}}$$

(Fr le nombre de Froude, A la section mouillée, P le périmètre mouillé, $\xi = 2/3$ un coefficient) pour assurer la stabilité de l'écoulement et éviter la formation de « bouchon » qui peuvent limiter le transit du débit, voire causer des dommages à la conduite.

Pour calculer les débits, on emploie la formule de Manning Strickler

$$Q = K \sqrt{i} \frac{A^{5/3}}{P^{2/3}},$$

avec $K = 65 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ le coefficient de Strickler (béton en bon état).

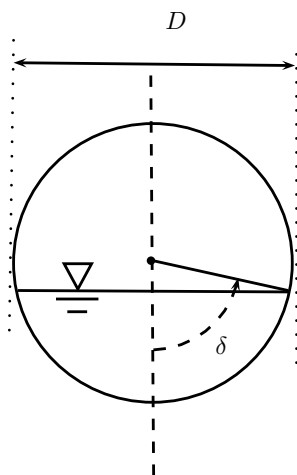


Figure 7.2 : notation pour la conduite.

7.2 Dimensionnement de la conduite

Pour faire passer le débit de la crue de projet, on a examiné plusieurs solutions où l'on faisait varier le nombre de conduites, leur diamètre et leur pente. L'idée est de voir comment les contraintes énumérées plus haut peuvent être respectées. Le tableau 7.1 fournit ainsi une comparaison de quatre solutions, référencées A à D, avec un nombre de conduites passant de 1 à 8, une pente entre 7 et 20 %, et un diamètre allant de 80 cm à 200 cm.

La solution A, qui est la plus simple techniquement, est également celle qui est associée avec les plus grands nombres de Froude et de Vedernikov, ce qui laisse craindre de fortes instabilités dans la conduite lors de la crue. Même si le débit de projet est, en théorie, bien inférieur au débit de plein remplissage Q_{max} , les instabilités de la surface libre dans la conduite rendent cette marge de sécurité, en pratique, bien moins grande que l'on ne pourrait le penser.

Comme le montre la solution B. L'augmentation du nombre de tubes ne change pas la donne. Il faut, comme le montrent les solutions C et D, passer à des pentes plus faibles (7 à 10 %) pour observer des valeurs petites des nombres de Froude et de Vedernikov. La solution C, combinant 4 tubes de diamètre standard $\varnothing 1000 \text{ mm}$ à une pente de 10 %, est bien adaptée ici. Les vitesses restent encore un peu fortes et nécessitent donc un enrochement conséquent à l'exutoire de la conduite sur le parement du remblai.

Tableau 7.1 : Comparaison des solutions. On a reporté le nombre de conduites (en parallèle) N , leur diamètre respectif D , la pente de la conduite i , l'angle de remplissage δ , le taux de remplissage h/D , la vitesse débitante u , le nombre de Froude Fr , le nombre de Vedernikov Ve , et le rapport entre le débit de pointe de la crue de projet $Q_p = 16 \text{ m}^3/\text{s}$ et le débit de plein remplissage $Q_{max} = \pi K \sqrt{i} \frac{D^{8/3}}{2^{10/3}}$.

	solution A	solution B	solution C	solution D
N	1	2	4	8
D	2 m	1,6 m	1,0 m	0,8 m
pente i	20 %	20 %	10 %	7 %
δ	73°	72°	98°	102°
h/D	36 %	34 %	57 %	60 %
u	15,7 m/s	13,1 m/s	8,6 m/s	6,3 m/s
Fr	4,8	4,7	2,8	2,2
Ve	1,9	1,9	0,85	0,64
Q_p/Q_{max}	27 %	43 %	62 %	67 %

7.3 Dimensionnement du radier

Pour accompagner les eaux à la sortie des conduites, il faut un radier en enrochement. Compte tenu des fortes pentes du parement extérieur du remblai de digue (50 %), il faut prévoir des enrochements grossiers d_{90} dans la fourchette 20–30 cm, liés par du ciment ou du bitume, mais avec rugosité apparente (pour dissiper l'énergie). La largeur du radier est idéalement

$$\ell = 4 \text{ m},$$

pour qu'il soit en prolongement des conduites placées en parallèle. Avec un débit de $Q_p = 16 \text{ m}^3/\text{s}$, la hauteur normale est $h_n = 33 \text{ cm}$ sur le radier (avec $i = 50 \%$, $K = 38 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$).

Les parois du chenal sont formées par un perré en enrochement (de pente 1H:1V à 3H:1V, hauteur du perré h_p 1 m au niveau du raccord avec les conduites et 50 cm en pied de digue) de telle sorte que la section d'écoulement soit trapézoïdale (voir fig. 7.3). L'épaisseur d'enrochements liés est de l'ordre de $2d_{90}$ avec d_{90} dans la fourchette 20–30 cm. Il faut prévoir un parafouille en béton (éventuellement avec des blocs $d_{90} \geq 30 \text{ cm}$) en pied de talus et des drains (barbacane, éjecteur) pour éviter le développement des sous-pressions le long du radier. Le chenal en enrochements devra être poursuivi sur plusieurs mètres (idéalement au moins 20 m) à l'aval de la digue pour éviter l'affouillement en pied de digue (les vitesses sont importantes, de l'ordre de 12 m/s en pied du chenal).

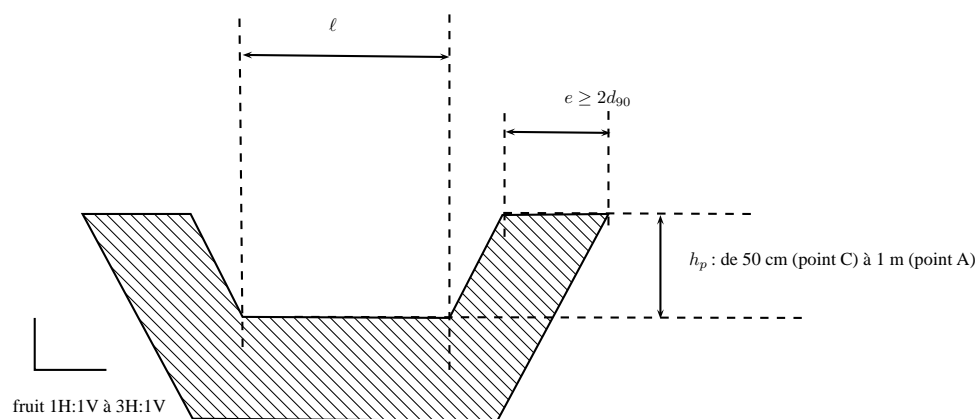


Figure 7.3 : section du coursier constitué d'un radier et de perré en enrochements liés au béton (ou au mastic bitumineux). Point A : raccordement avec les conduites (voir figure 7.1). Point C : pied du remblai.

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



<http://www.toraval.fr>

<http://www.toraval.ch>

- chargé d'étude : Prof. Dr Ing. Christophe Ancey (ancey@toraval.ch)
- commanditaire de l'étude : Abest
- date de la commande : décembre 2011
- maître d'ouvrage : syndicat intercommunal de Flaine
- maîtrise d'œuvre : Abest
- remerciements : Gilles BRUNOT (Météo France), Muriel GUEDEFIN (service des pistes, Flaine)
- le corps de ce rapport contient 88 pages.
- pièces annexées :