

Etude de la dynamique sédimentaire d'un bassin versant torrentiel de haute montagne: le cas des Chalti Wasser, Simplon (VS)

Simone d'Aujourd'hui

Sous la direction du Dr. Christophe Lambiel
Expert: Dr. David Theler



Illustration de couverture : glacier couvert du Hübshorn
Sauf mention contraire, toutes les illustrations sont de l'auteur.

Résumé

Ces dernières années, des voies de communication et des habitations ont été menacées à plusieurs reprises par des laves torrentielles, l'un des processus d'érosion les plus importants dans les régions de montagne. L'évolution de la cryosphère induite par le changement climatique influence cette activité torrentielle. En effet, le recul des glaciers en lien avec la hausse des températures accentue le dépôt de matériel non consolidé à leurs fronts. La fonte de glace dans le sous-sol contribue à déstabiliser les versants de haute montagne alors que les précipitations extrêmes, en augmentation dans le futur, permettent de mobiliser ce matériel sédimentaire non consolidé.

Ce travail vise à comprendre le système morphodynamique des Chalti Wasser, bassin versant torrentiel au col du Simplon (VS). La cartographie géomorphologique selon la légende de l'IGUL constitue la base du travail. Elle est complétée par l'étude de la dynamique torrentielle du bassin versant, à travers la cartographie dynamique selon la méthode Theler. Les volumes mobilisables lors d'un évènement torrentiel sont estimés en appliquant la méthode Gertsch. Le recourt à la photogrammétrie permet d'étudier l'évolution des accumulations sédimentaires et d'identifier les secteurs affectés par des changements morphologiques importants. L'étude des déplacements (à l'aide du DGPS et des données InSAR), les mesures de la résistivité électrique du sous-sol ainsi que l'étude des températures de la surface du sol permettent d'identifier l'extension de la glace dans le sous-sol au front actuel du glacier, zone source des laves torrentielles dans le passé.

Finalement, ces méthodes permettent d'identifier les secteurs du bassin versant torrentiel potentiellement affectés par une hausse des températures ainsi que par l'augmentation de la fréquence des précipitations extrêmes ayant un impact sur l'activité torrentielle avec les conséquences sur la dynamique sédimentaire du bassin versant torrentiel.

Mots clés

bassin versant torrentiel | laves torrentielles | transfert sédimentaire | Simplon | cartographie de la dynamique sédimentaire | méthode Gertsch | changement de la cryosphère

Abstract

In recent years, transportation corridors and infrastructure have repeatedly been threatened by debris flows, which are one of the most significant erosion processes in mountain regions. The evolution of the cryosphere, induced by climate change, influences the torrential activity. Indeed, the retreat of glaciers as a result of rising temperatures increases the deposits of material at their termini. The melting of permafrost contributes to destabilizing the slopes of high mountains while an increase of extreme precipitation in the future may mobilize the unconsolidated sedimentary material.

This thesis aims to understand the morphodynamic system of Chalti Wasser, the torrential watershed at the Simplon pass in Switzerland. Geomorphological mapping according to the IGUL legend system forms the basis of the research. It is complemented by a study of the dynamics of the torrential watershed using the Theler method of dynamic mapping of sediment storage. Volumes that could be mobilized during a torrential event are estimated by applying the Gertsch method. The use of photogrammetry permits the study of the evolution of the sedimentary accumulations and the identification of the areas affected by significant morphological changes. Measurements of slope movement (using DGPS and InSAR), electrical resistivity at the glacier base, and surface temperatures of the ground are used to identify the extent of the ice content beneath the current front of the glacier, the source of previous debris flows.

Finally, these methods are used to identify areas of the Chalti Wasser watershed potentially affected by rising temperatures and increasing frequency of extreme precipitation that could have an impact on torrential activity and consequences for the sedimentary dynamics of the watershed.

Key words

torrential watershed | debris flow | sediment transfer | torrential dynamic | Simplon | dynamic mapping of sediment storage | Gertsch | change of cryosphere

Remerciements

Ce mémoire a pu être effectué grâce à un grand nombre de personnes qui m'ont accompagnée et m'ont apporté leur aide dans la réalisation de ce travail. J'aimerais remercier particulièrement :

Le Dr. Christophe Lambiel, directeur de ce mémoire, pour m'avoir transmis sa passion pour la géomorphologie alpine, pour sa disponibilité, son intérêt et sa confiance qu'il m'a faite tout au long de ce travail

Le Dr. David Theler, expert de ce mémoire, pour son intérêt et son temps consacré à ce travail

Le Prof. Stuart Lane pour l'apprentissage de la photogrammétrie, le docteur Jean-Michel Fallot et le Prof. Jean-Luc Epard pour leurs précieuses informations sur le climat et la géologie de la région

Charly Wuilloud, du service des Forêts et du Paysage du canton du Valais, pour la mise à disposition d'un fond permettant d'effectuer les mesures géoélectriques

Tous les (ex-) membres de l'IGD ayant contribué à ce travail, je pense particulièrement à Jean-Baptiste, Benoît M., Benoît R., Mario, Stephan, Nicola, et Hélène

Christian, Sylvane, Fabienne et Raphaël pour leur aide sur le terrain

Laure, pour tous les moments passés ensemble lors de nos études

Céline et François-Xavier, pour leur précieux travail de relecture

Ma maman et ma sœur pour le soutien tout au long de mes études et de ce travail

Finalement j'aimerais remercier Ludovic pour ses encouragements, son soutien permanent ainsi que ses sourires dans les moments difficiles. Sans lui ce travail n'aurait simplement pas été possible.

... ainsi que tous ceux que j'aurais oublié de citer...



Table de matières

Résumé	i
Abstract	ii
Remerciements	iii
Table de matières	iv
Abréviations	vii
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	x

CHAPITRE I INTRODUCTION **1**

1.1	Les bassins versants torrentiels de haute montagne dans un contexte de réchauffement climatique	3
1.2	Etat de la recherche	6
1.2.1	Domaine périglaciaire	6
1.2.2	Domaine glaciaire	7
1.2.3	Système torrentiel	8
1.2.3.1	Laves torrentielles	8
1.2.3.2	Facteurs déclenchant	10
1.2.3.3	Influence du changement de la cryosphère sur l'occurrence des laves torrentielles	11
1.2.3.4	Travaux récents	13
1.3	Objectifs	14
1.4	Organisation du travail	15

CHAPITRE II MÉTHODES **17**

2.1	Aperçu général	19
2.2	Méthodes qualitatives et semi-quantitatives	20
2.2.1	Cartographie géomorphologique	20
2.2.1.1	Légende géomorphologique de l'IGUL	20
2.2.1.2	Cartographie dans les logiciels de SIG	21
2.2.2	Cartographie de l'activité torrentielle selon Theler	22
2.2.2.1	Principe de la méthode	22
2.2.2.2	Application	23
2.2.3	Estimation des volumes sédimentaires selon Gertsch	26
2.2.3.1	Principe de la méthode	26
2.2.3.2	Application	27
2.3	Méthodes quantitatives	31
2.3.1	Etude de l'évolution du site d'étude par la photogrammétrie	31
2.3.1.1	Définitions	31
2.3.1.2	Démarche	31
2.3.2	Mesure de déplacements à l'aide du GPS différentiel	32
2.3.2.1	Fonctionnement	32
2.3.2.2	Quantification des mouvements	33
2.3.3	Analyse des données de radars satellitaires (InSAR)	34
2.3.4	Mesure de la résistivité électrique	36
2.3.4.1	Principe de la méthode	36
2.3.4.2	Sondage géoélectrique sur le terrain	37
2.3.4.3	Traitement et interprétation des données	38
2.3.5	Méthodes thermiques	39

CHAPITRE III SITE D'ÉTUDE	41
3.1 Contexte géographique	43
3.1.1 Localisation	43
3.1.2 Intérêt du site d'étude	43
3.2 Contexte climatique	46
3.2.1 Précipitations annuelles	46
3.2.2 Température moyenne annuelle	47
3.3 Contexte géologique	50
3.4 Hydrographie	53
3.5 Anthropisation	54
CHAPITRE IV ANALYSE GÉOMORPHOLOGIQUE ET MORPHOGENÈSE	55
4.1 Analyse géomorphologique	57
4.1.1 Système glaciaire du Chaltwassergletscher et morphologie glaciaire	57
4.1.1.1 Extension actuelle du Chaltwassergletscher et du glacier couvert du Hübschhorn	57
4.1.1.2 Historique glaciaire et formes d'accumulation morainique associées	61
4.1.1.3 Marge proglaciaire	65
4.1.1.4 Formes d'érosion glaciaire	66
4.1.2 Morphologie périglaciaire	66
4.1.2.1 Glaciers rocheux	66
4.1.2.2 Pergélisol de parois	66
4.1.3 Morphologie fluviale	67
4.1.3.1 Formes d'érosion fluviale du système torrentiel	67
4.1.3.2 Zones de déclenchement des laves torrentielles	68
4.1.3.3 Dépôts fluviaux	69
4.1.4 Morphologie gravitaire	70
4.1.4.1 Eboulements	70
4.1.4.2 Eboulis	70
4.1.5 Constructions anthropiques	71
4.2 Caractérisation du sous-sol par la géophysique	72
4.2.1 Mesure de la résistivité électrique	72
4.2.1.1 Profil 1	72
4.2.1.2 Profil 2	76
4.2.2 Température du sous-sol	76
4.2.2.1 Phases de comportement	76
4.2.2.2 Température de la surface du sol	77
4.2.2.3 Influence de la température estivale sur la surface du sol	82
4.3 Synthèse du morphosystème des Chalti Wasser	84
CHAPITRE V ETUDE DE LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DU BASSIN VERSANT TORRENTIEL	85
5.1 Activité hydrogéomorphologique	87
5.1.1 Distinction des bassins versants	87
5.1.2 Morphométrie	88
5.1.2.1 Indice d'érodabilité	89
5.1.2.2 Coefficient de Gravelius	89
5.1.2.3 Courbes hypsométriques	90
5.2 Cartographie du système torrentiel selon la méthode Theler	92
5.2.1 Introduction	92

5.2.2	Données de base sur la géomorphologie dynamique du système torrentiel (matrice 1 et 2)	92
5.2.3	Carte de la dynamique sédimentaire du bassin versant	96
5.2.4	Synthèse	98
5.3	Quantification des volumes sédimentaires	99
5.3.1	Estimation du volume sédimentaire par la méthode Gertsch	99
5.3.1.1	Introduction	99
5.3.1.2	Volumes estimés	100
5.3.2	Analyse du stock sédimentaire par la photogrammétrie	102
5.3.2.1	Création d'un MNT	102
5.3.2.2	Evolution morphologique du paysage entre 1967 et 2005	105
5.4	Etude des déplacements	111
5.4.1	Identification des déplacements à l'aide d'interférogrammes	111
5.4.1.1	Evolution du morphosystème des Chalti Wasser depuis 1997	112
5.4.1.2	Evolution récente des zones en mouvement	113
5.4.1.3	Vitesses de déplacement	114
5.4.2	Etude des déplacements à l'aide du GPS différentiel	116
5.4.2.1	Introduction	116
5.4.2.2	Mouvement horizontal	117
5.4.2.3	Mouvement vertical	118
5.4.2.4	Changement d'altitude non expliqué par le déplacement horizontal	120
5.4.2.5	Vitesses annuelles des déplacements	121
CHAPITRE VI DISCUSSION		125
6.1	Synthèse géomorphologique générale de la dynamique du bassin versant torrentiel	127
6.2	Le bassin versant des Chalti Wasser – un des bassins versants torrentiels de l'arc alpin	136
6.3	Evolution de la dynamique sédimentaire sous l'influence du changement de la cryosphère	140
6.4	Evaluation des méthodes	143
6.4.1	Méthode Theler	143
6.4.2	Méthode Gertsch	144
CHAPITRE VII CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		147
7.1	Conclusions	149
7.2	Perspectives	150
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		153
ANNEXES		165

Abréviations

BP :	Before Present
BTS:	Basis Temperatur der Schneedecke
DGPS :	Differential GPS
ERT :	Electrical resistivity tomography
IGD :	Institut de géographie et de durabilité de l'université de Lausanne à partir de 2012
IGUL :	Institut de géographie de l'université de Lausanne jusqu'en 2012
InSAR :	Interferometric synthetic aperture radar
MNT :	Modèle numérique de terrain
PAG :	Petit Age Glaciaire (1350 – 1850)
RMSE :	Root Mean Square Error
RTK :	Real Time Kinematics
SIG:	Système d'information géographique

Pour des raisons de cohérence avec la carte nationale au 1 :25'000, tous les noms des localités et sites ont été gardés en allemand (p. ex. Chaltwassergletscher au lieu de glacier de Chaltwasser).

Liste des figures

Fig. 1.1 : Entités fonctionnelles d'une lave torrentielle (tiré de Bardou, 2002)	10
Fig. 2.1 : Extrait d'une orthophoto (© Swisstopo) dans un environnement minéral (gauche) et éboulis végétalisé (droite)	21
Fig. 2.2 : Extrait d'un hillshade d'un MNT à 25 m (gauche) et à 1 m (droite) (© Swisstopo)	22
Fig. 2.3 : Matrices d'évaluation de la charge sédimentaire d'après Theler (2010)	25
Fig. 2.4 : Etapes de travail d'après Gertsch (2009)	27
Fig. 2.5 : Ordres de grandeur pour l'estimation du volume sédimentaire pouvant alimenter le chenal (tiré de Gertsch 2009)	29
Fig. 2.6 : Diagramme d'aide à la décision de la possibilité de formation d'une lave torrentielle d'après Gertsch (2009)	30
Fig. 2.7 : GPS différentiel sur le terrain A : rover B : station de base (Ebener, 2012) C : bloc marqué sur le terrain D : marquage d'un bloc à l'aide d'un burin et de la couleur	33
Fig. 2.8 : Exemple d'interférogramme de radar satellitaire (© DLR) Fond de carte © Swisstopo	35
Fig. 2.9 : configuration de Wenner – Schlumberger d'après Marescot (2006)	37
Fig. 2.10 : Electrode dans du sol végétalisé (gauche) et dans pierrier (droit)	37
Fig. 2.11 : résistivités d'après Scapozza (2012) et Hauck et Kneisel (2008), modifié d'après Bosson (en prép.)	38
Fig. 2.12 : Capteur de température attaché à une ficelle posé entre des cailloux (gauche) et pendant sous un gros bloc dans une cavité (droite)	40
Fig. 3.1 : Localisation du site étudié Fond de carte : © Swisstopo	44
Fig. 3.2 : Vue d'ensemble des stations de référence Fond de carte : © Swisstopo	46
Fig. 3.3 : La région du Simplon dans le contexte du plissement des Alpes modifié d'après Steck (2005)	51
Fig. 3.4 : Gneiss de la nappe du Monté Léone (Ebener, 2012)	51
Fig. 3.5 : Coupe géologique des Chalti Wasser (Steck, non publié)	52
Fig. 3.6 : Contexte et réseau hydrographique des Chalti Wasser Orthophoto © Swisstopo (2005)	53
Fig. 3.7 : Galerie protégeant la route du col (gauche) et habitations à Schallbett (droite) (Arnold, 1917). Le chalet sur la gauche a été emporté lors d'un évènement torrentiel en 1993	54
Fig. 4.1 : Système glaciaire des Chalti Wasser Fond de carte : © Swisstopo	57
Fig. 4.2 : Zone d'accumulation du Chaltwassergletscher d'après l'orthophoto de 2005 (© Swisstopo) et des observations en 2012 Fond de carte : Etat du Valais	58
Fig. 4.3 : Le site d'étude des Chalti Wasser. A : moraine du PAG dans le Chaltwassertäli B : le glacier couvert du Hübschhorn C : les accumulations morainiques (premier plan) et le Hübschhorn (deuxième plan) D : le Chaltwassergletscher E : les roches moutonnées F : la moraine au front du Chaltwassergletscher	59
Fig. 4.4 : Carte géomorphologique des Chalti Wasser (VS). Comme la légende de l'IGUL ne différencie pas l'âge des formes d'accumulation, trois différents tons de violet ont été choisis pour distinguer les différentes époques d'accumulation glaciaire. Les tons vont du violet-mauve très clair pour les accumulations du Tardiglaciaire, aux tons plus foncés pour les accumulations plus récentes.	60
Fig. 4.5 : Stades du Chaltwassergletscher	62
Fig. 4.6 : Moraine sous-glaciaire (gauche) et moraine avec un bloc sur la crête au front de la position actuelle du Chaltwassergletscher Fond de figure (gauche) : © Google Earth (2009)	63
Fig. 4.7 : Système morainique du front du Chaltwassergletscher. Les flèches indiquent les dépressions à l'arrière des cordons morainiques du front du Chaltwassergletscher Fond de figure : © Google Earth (2009)	64
Fig. 4.8 : Homattugletscher et Chaltwassergletscher en 1983 Fond de carte : Etat du Valais	64
Fig. 4.9 : Lac de marge proglaciaire (gauche) et mini-épandage fluvio-glaciaire (droite)	65
Fig. 4.10 : Niche d'arrachement de l'éboulement du Hübschhorn (rouge) et ravinement sur la paroi en août 2012 (flèches bleues)	67
Fig. 4.11 : A : Pont permettant de franchir le torrent de la ravine du Hübschhorn B: Suite du torrent de la photo A avec les rebords d'érosion des deux côtés C : Dépôts dans la Taferna D : Torrent au front du Chaltwassergletscher	68
Fig. 4.12 : A : front du glacier couvert du Hübschhorn et niche d'arrachement en rouge B : Niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn C : Vue depuis le sommet de la niche D : Rebord d'érosion en rive gauche	69
Fig. 4.13 : Les processus gravitaires affectant le site étudié : éboulis du versant sud-ouest du Mäderhorn (gauche) et versant sud-est du Mäderhorn (droite)	70
Fig. 4.14 : Galerie protégeant la route du col (gauche) et chemin longeant le bisse en amont du col (droite)	71
Fig. 4.15 : Emplacement des capteurs de température et des profils ERT Fond de carte : © Swisstopo	72
Fig. 4.16 : Profil 1 Partie 1	74
Fig. 4.17 : Profil 1 Partie 2	74

Fig. 4.18 : A partie supérieure du profil 1 (SE) B : Partie inférieure du profil 1 (NW) C : Partie nord-est du profil 2 (NE) D : Partie sud-ouest du profil 2 (SO) (avec la niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn)	75
Fig. 4.19 : Profil 2	76
Fig. 4.20 : Phases de comportement thermique annuel de la surface du sol avec la possible présence de pergélisol, courbe fictive (tiré de Delaloye, 2004, modifié)	77
Fig. 4.21 : Température de l'air et température de la surface du sol durant l'été 2012	78
Fig. 4.22 : Température de la surface du sol des onze capteurs. Zone A (en haut) et zone B (en bas)	79
Fig. 4.23 : Emplacement des capteurs de température. Le numéro de la photo correspond au numéro du capteur du tableau 4.2.	81
Fig. 4.24 : Moyenne de la température estivale de la surface du sol par capteur entre le 9 juillet 2012 et le 7 sept. 2012	83
Fig. 5.1 : Bassins versants contribuant à la Taferna Fond de carte : © Swisstopo	87
Fig. 5.2 : Courbes hypsométriques des bassins versants étudiés	91
Fig. 5.3 : Parties des bassins versants contribuant à la dynamique sédimentaire	93
Fig. 5.4 : Intensité du ou des processus agissant sur le stock sédimentaire (matrice 1)	95
Fig. 5.5 : Approvisionnement en sédiments (matrice 2)	95
Fig. 5.6 : Carte de la dynamique sédimentaire du bassin versant	97
Fig. 5.7 : Tronçons délimités d'après Gertsch et apports des pentes adjacentes (en rouge) Fond de carte : © Swisstopo	99
Fig. 5.8 : Surfaces primaires © Swisstopo	100
Fig. 5.9 : Répartition des points de référence pour la photogrammétrie saisis par le DGPS Fond de carte : © Swisstopo	103
Fig. 5.10 : Saisie de points pour la photogrammétrie : Toit d'un ancien chalet (gauche) Angle d'une terrasse (milieu) Bloc isolé (droite)	102
Fig. 5.11 : Les trois photos aériennes à disposition pour 2005 (© Swisstopo). Les étoiles représentent les emplacements des points DGPS retenus pour le MNT. Une étoile peut représenter plusieurs points.	104
Fig. 5.12 : les deux photos aériennes à disposition pour 1967 (© Swisstopo). En rouge les points de référence retenus pour la création du MNT et en jaune les points de référence saisis manuellement d'après le MNT de 2005 dont uniquement deux ont été retenus. Une étoile peut représenter plusieurs points DGPS.	104
Fig. 5.13 : relief ombragé d'après le MNT de 1967 (gauche) et 2005 (droite)	105
Fig. 5.14 : Changement d'altitude obtenu par la soustraction du MNT de 2005 de celui de 1967 Fond de carte : © Swisstopo	106
Fig. 5.15 : Front du Chaltwassergletscher en 1967 (gauche) et 2005 (milieu) et le changement d'altitude entre les deux dates (droit) Fond de carte : © Swisstopo	107
Fig. 5.16 : Niche d'arrachement en 1967 et 2005 (gauche) et les quatre secteurs de calcul de la ravine (droite) Fond de carte : © Swisstopo	108
Fig. 5.17 : Coupe schématique en travers de la ravine du Hübschhorn servant de base du calcul	109
Fig. 5.18 : Comparaison du profil en long de la ravine du Hübschhorn entre 1967 et 2005	110
Fig. 5.19 : Extrait de l'inventaire sur les mouvements du Haut Valais avec le glacier couvert du Hübschhorn (tiré de Delaloye et al., 2008)	111
Fig. 5.20 : Evolution des secteurs à signaux décorrélés de 1997 (ERS) et 2012 (Terrasar-X). Le trait noir délimite les signaux décorrélés en 1997 sur les deux interférogrammes Interférogrammes © ERS SAR data courtesy et © DLR. Fond de carte © Swisstopo	112
Fig. 5.21 : délimitation des secteurs soumis à des changements de la topographie en 2009, 2010, 2011 et 2012 Interférogrammes © DLR Fond de carte © Swisstopo	113
Fig. 5.22 : Evolution de l'extension des déplacements (gauche) et secteur affecté par des changements de la topographie en 2012 par rapport à l'accumulation sédimentaire sur l'orthophoto (© Swisstopo)	114
Fig. 5.23 : Vitesses de déplacements sur le glacier couvert du Hübschhorn et sur le front du Chaltwassergletscher Interférogramme © DLR Fond de carte © Swisstopo	115
Fig. 5.24 : Réseau de blocs mesurés par le DGPS Fond de carte : © Swisstopo	116
Fig. 5.25 : Déplacement horizontal (taille de la flèche) et déplacement vertical (couleur) dans la zone A (gauche) et B (droite) Fond de carte : © Swisstopo	118
Fig. 5.26 : Photos correspondant aux points de vue de la figure 5.25	119
Fig. 5.27 : Changement d'altitude non expliqué par la composante horizontale Fond de carte : © Swisstopo	121
Fig. 5.28 : Evolution de la vitesse annuelle des déplacements horizontaux entre les deux périodes de mesures Fond de carte : © Swisstopo	122
Fig. 5.29 : Evolution de la vitesse annuelle des déplacements verticaux entre les deux périodes de mesures Fond de carte : © Swisstopo	123

Fig. 6.1 : Secteurs d'analyse d'après les caractéristiques morphodynamiques du site d'étude Fond de carte © Swisstopo	127
Fig. 6.2 : Carte représentant la combinaison des investigations géophysiques, thermiques et de l'étude des déplacements Fond de carte © Swisstopo	129
Fig. 6.3 : Extension de la glace dans le secteur des Chalti Wasser Fond de carte : © Swisstopo	130
Fig. 6.4 : Blocs au sommet de l'accumulation morainique du front du Chaltwassergletscher (gauche) et végétation pionnière dans la dépression derrière cette moraine (droite)	131
Fig. 6.5 : Photos des secteurs, le numéro de chaque photo correspond au secteur identifié sur la figure 6.1. En rouge la niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn	132
Fig. 6.6 : Végétation pionnière dans le secteur 4 et vue sur le secteur 6	133
Fig. 6.7 : Etat des chenaux torrentiels le 12 août 2012	134
Fig. 6.8 : niche d'arrachement du torrent de Rotloui (gauche) et niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn (droite) Source © Google Earth (2009)	137
Fig. 6.9 : Evènements déterminant le déclenchement de laves torrentielles ou coulées boueuses (tiré de Bader et Kunz 1998, modifié)	138
Fig. 6.10 : Glacier couvert du Hübschhorn : le front surplombant la ravine (gauche) et la partie au pied du Hübschhorn (droite)	141
Fig. 6.11 : extrait de la carte indicative du pergélisol Source : OFEV, 2007	142
Fig. 9.1 : Découpage des tronçons pour la méthode Gertsch	166

Liste des tableaux

Tab. 2.1 : Vue d'ensemble des méthodes appliquées	19
Tab. 2.2 : Extrait de la légende géomorphologique de l'IGUL	21
Tab. 2.3 : Facteurs influençant les processus torrentiels d'un versant d'après Gertsch (2009)	29
Tab. 2.4 : Radars terrestres	34
Tab. 2.5 : Résistivités élevées (en haut) et faibles (en bas) d'après Lugon et al. (2004), Hauck et Kneisel (2008), Scappozza (2012) et Lambiel (2006)	39
Tab. 3.1 : Précipitations moyennes annuelles estimées	47
Tab. 3.2 : Températures estimées pour le site des Chalti Wasser	49
Tab. 3.3 : Température annuelle en Suisse des différentes tranches d'air d'après Fallot (2008)	49
Tab. 4.1 : Extensions du Chaltwassergletscher	61
Tab. 4.2 : Emplacement des capteurs de température. Tous les capteurs sont soit enfoncés d'une dizaine de centimètres dans du sol meuble recouvert par des pierres ou pendus sous des gros blocs à une ficelle de 0.5 m à 1 m selon le site.	80
Tab. 5.1 : Indices hydrogéomorphologiques	89
Tab. 5.2 : Charge sédimentaire mobilisable obtenue par la méthode Gertsch (2009) par bassin versant. Le coefficient d'érosion et le coefficient de Gravelius sont ajoutés à titre informatif.	101
Tab. 5.3 : Résumé des paramètres utilisés pour la création des deux MNT	104
Tab. 5.4 : Volume érodé calculé d'après le MNT de 1967 et d'après le MNT de 2005	109
Tab. 5.5 : Dates de saisie des blocs mesurés dans les trois zones durant l'été 2012. La couleur correspond à la couleur des secteurs sur la figure 5.4	117
Tab. 5.6 : Comparaison du déplacement vertical estival 2012 des Chalti Wasser au déplacement vertical estival 2012 du glacier couvert de Tsarmine et des Diablerets (Bosson, en prép.)	122
Tab. 5.7 : part du déplacement vertical en lien avec la température de l'air et de la surface du sol	124
Tab. 6.1 : Statistiques des précipitations à Simplon Village en automne 1993 et 2000 durant les crues	139
Tab. 6.2 : Paramètres objectifs et subjectifs nécessaires pour la méthode Gertsch	146
Tab. 9.1 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant de Schallbett	166
Tab. 9.2 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant de Chüöni	167
Tab. 9.3 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant des Chalti Wasser	167
Tab. 9.4 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant du Hübchhorn	168

Chapitre I

Introduction



Photos de couverture du chapitre 1 (de gauche à droite) :

Niche d'arrachement de la lave torrentielle de Guttannen en 2005 (© Flotron AG tiré de Haeberli et Maisch, 2007) | Dépôts de la même lave (© Flotron AG tiré de Haeberli et Maisch, 2007) | Torrent du Hübschhorn

1.1 Les bassins versants torrentiels de haute montagne dans un contexte de réchauffement climatique

Le 24 septembre 1993, une lave torrentielle s'est déclenchée du front du Chaltwassergletscher suite à une période de pluies abondantes (Badoux et Rickenmann, 2008; VAW, 2012). Cette lave torrentielle, ayant emporté des quantités importantes de matériel sédimentaire, a engendré des dommages et a laissé une cicatrice importante dans le paysage. Une deuxième lave a emporté un chalet à Schallbett, situé près de la route du col du Simplon (Arnold, comm. pers.).

Les laves torrentielles constituent un processus bien répandu dans les Alpes depuis des siècles (p.ex. Bader et Kunz, 1998 ; Rickenmann, 1997 ; Zimmermann et al., 1997a et 1997b). Ce mélange de sédiments et d'eau menace, dans la région alpine et préalpine, un grand nombre de villages et de voies de communication provoquant d'importants dégâts au niveau de la forêt et des habitations (p. ex. , Bader et Kunz, 1998 ; Stocker, 2013). Selon Eisbacher (1982) (dans Zimmermann et Haeberli, 1992), « *debris flows belong to the most intense erosional geomorphological processes in mountain areas*¹ ». Contrairement aux processus de déformation lente de versants, telle que la solifluxion par exemple, les laves torrentielles peuvent engendrer en peu de temps des changements morphologiques considérables, autant dans les zones de départ et de transit, que dans la zone de dépôt. Ces dernières années, plusieurs évènements à caractère désastreux peuvent être cités. En 1990, une lave torrentielle s'est déclenchée de la moraine frontale du glacier du Dolent dans le Val Ferret. Elle a endommagé des chalets à La Fouly (Lugon et Monbaron, 1998). En 2005, 2009 et 2010, des laves torrentielles ont à plusieurs reprises menacé la route du col du Grimsel et des habitations dans la commune de Guttannen (FAN, 2010 ; Haeberli et Maisch, 2007). En 2006, une lave torrentielle, connue sous le nom de « lave torrentielle du Durnand », a coupé la ligne du chemin de fer reliant Martigny à Sembrancher (Crealp, 2013 ; Ravel, 2009). Plus récemment, durant les étés 2011 et 2012, deux coulées torrentielles ont menacé le tunnel du Grand St-Bernard (Rausis, 2012).

De nombreux autres évènements ont eu lieu ces dernières années, avec des caractéristiques de déclenchement similaires. Ces caractéristiques peuvent être une zone de déclenchement située entre 2000 m et 3000 m d'altitude et une niche d'arrachement se situant dans un versant raide, dans un éboulis actif ou encore dans une moraine (Haeberli et Maisch, 2007 ; Lugon et Monbaron, 1998). Des lacs glaciaires bouchés par de la moraine ou par de la glace (Haeberli et Maisch, 2007 ; Lugon et Monbaron 1998 ; Rickenmann, 1997) peuvent également constituer la zone de déclenchement. Un apport soudain ou important en eau permet la mise en mouvement du matériel sédimentaire et peut provoquer des laves torrentielles.

¹ Les laves torrentielles font partie des processus géomorphologiques érosifs les plus intenses dans des régions alpines.

L'activité torrentielle est en lien direct avec la modification des environnements de haute montagne qui est liée aux tendances météorologiques et aux changements climatiques (Beniston, 2005). Le paysage alpin, fortement influencé par la dynamique des versants, se modifie dès lors rapidement. En outre, les températures vont augmenter d'avantage dans les régions alpines et dans les ceintures pro- et périglaciaire, qu'à l'échelle planétaire et dans des sites à plus basse altitude (Bader et Kunz, 1997 ; Beniston, 2005).

La modification des processus de transfert sédimentaire peut avoir des influences sur la société au niveau des dangers naturels (Rickenmann, 1997). Des températures annuelles plus élevées provoquent une fonte plus rapide de la glace des glaciers et de celle présente dans le sous-sol. Selon le contexte topographique et géomorphologique du versant, cette fonte contribue à déstabiliser les versants ainsi qu'à augmenter la disponibilité de matériel sédimentaire potentiellement mobilisable (p.ex Haeberli et Maisch, 2007 ; Lugon et Monbaron, 1998). D'après Haeberli et Maisch (2007), seule une faible partie des débris sédimentaires accumulés se fait transporter régulièrement sous forme de charge suspendue dans la rivière. Les grandes quantités de matériel sédimentaire en haute montagne se font transporter spontanément lors d'évènements de crues importantes.

Plusieurs études (p.ex. Bader et Kunz, 1997 ; Etchevers et Martin, 2002 ; Beniston, 2005 ; Rebetez, 2011) attestent que le changement climatique provoque une augmentation de la fréquence des précipitations extrêmes en hiver et une diminution de ces dernières en été. Cette diminution des précipitations estivales provoquera, d'après les mêmes auteurs, une augmentation des précipitations extrêmes « *susceptible d'engendrer des effets désastreux* » (Rebetez, 2011). Une augmentation de cette fréquence des pluies extrêmes a véritablement été observée durant le 20^{ème} siècle dans les Alpes (Beniston, 2005). D'après Rickenmann (1997) « *des laves torrentielles se sont fréquemment manifestées en relation avec des conditions de précipitations extrêmes* ». En effet, de fortes précipitations durant plusieurs jours ou un fort orage local accompagnés d'une augmentation soudaine des températures (Crealp, 2013 ; Haeberli et Maisch, 2007 ; Rausis, 2012 ; Ravel, 2009) ont été à l'origine du déclenchement des laves torrentielles de Guttannen, du Durnand et du Grand St-Bernard. Une sursaturation du sol en eau a permis de mettre en mouvement la masse hétérogène.

D'après Zimmermann et al. (1997b), les changements climatiques ont des conséquences directes et indirectes sur la fréquence des laves torrentielles. Il serait donc justifié de croire à une augmentation de la fréquence et de l'intensité des mouvements de versants y compris à travers le phénomène de laves torrentielles.

Le site des Chalti Wasser (VS) est un site menacé par des laves torrentielles depuis plusieurs années. Au pied de la face nord-est du Hübschhorn, un glacier couvert surplombe le versant raide des Chalti Wasser. Ces accumulations sédimentaires sont en partie connectées à un système dense de chenaux torrentiels. L'exposition au climat humide des Alpes du Sud favorise les précipitations dans cette

région. Cette situation constitue également un facteur favorisant le déclenchement de laves torrentielles.

Ce travail de mémoire a pour but l'étude du bassin versant torrentiel des Chalti Wasser (VS) dans un contexte de haute-montagne soumis à des changements de la cryosphère. La cartographie géomorphologique et la cartographie de la dynamique du bassin versant torrentiel, l'estimation de volumes potentiellement mobilisables, l'étude de l'évolution de la topographie et l'étude des déplacements associés à ce site durant les dernières années ont été utilisées afin de comprendre le système torrentiel des Chalti Wasser. Les caractéristiques géomorphologiques et géodynamiques du site des Chalti Wasser permettra d'évaluer les secteurs potentiellement touchés par le changement climatique.

1.2 Etat de la recherche

1.2.1 Domaine périglaciaire

« *Des conditions froides, non glaciaires, de haute altitude* » (Scapozza, 2012) et « *les zones [...] à proximité immédiate des glaciers ou plus généralement dans les régions soumises au cycle gel/dégel* » (Bader et Kunz, 1998) sont caractéristiques du domaine périglaciaire alpin. Il s'agit d'un environnement dominé par des conditions climatiques suffisamment froides permettant l'existence de gel saisonnier ou permanent. Le domaine périglaciaire se situe en haute montagne (Bader et Kunz, 1998) est quasiment voire totalement inexistant sur certains sites, où le glacier occupe une surface jusqu'à basse altitude.

Le pergélisol est un phénomène thermique lié au terrain. La présence de glace n'est pas indispensable. Il forme l'armature du sol dans des zones périglaciaires et il est défini comme « *... les terrains dont la température demeure inférieure ou égale à 0°C durant une année au moins. Tant le rocher (parois) que les dépôts sédimentaires (éboulis, moraines, glaciers rocheux) peuvent être affectés par ce phénomène.* » (Lambiel et al., 2008a).

D'après Delaloye (2004), Kunz (1996), Marescot et al. (2003) et Pieracci et al. (2008), le pergélisol continu caractérise les zones au-dessus de 3300 m dans les Alpes avec une température moyenne de l'air inférieure à -8.5°C. En amont, l'extension du pergélisol est limitée par les glaciers. Le pergélisol discontinu se situe, selon les mêmes sources, entre 2300 mètres et 2400 mètres d'altitude, avec une température annuelle de l'air entre -1°C et -2°C. La limite inférieure du pergélisol se situe à environ 2300 m (Delaloye, 2004 ; Kunz, 1996 ; Marescot et al., 2003 ; Pieracci et al., 2008).

Des glaciers rocheux, des accumulations morainiques et d'autres accumulations sédimentaires constituent les formes les plus typiques de la zone périglaciaire qui se situe dans la ceinture du pergélisol discontinu à continu. Des formes caractérisées par du pergélisol sporadique, tels les différents fluages, peuvent être observées à plus basse altitude.

La dégradation du pergélisol alpin et le retrait des glaciers en réponse au réchauffement climatique peut influencer la stabilité des versants alpins et de parois rocheuses. Le changement climatique engendre un épaissement de la couche active² du sol et un tassement de ce dernier dû au dégel des matériaux sursaturés en glace. Lugon et Monbaron (1998) relèvent qu'un réchauffement climatique s'est véritablement produit provoquant ainsi « *une fonte lente et un retrait du pergélisol alpin vers de plus hautes altitudes [...] entre la fin du Petit Age Glaciaire et le milieu du 20^e siècle.* » D'après Lambiel et al. (2004) « *le pergélisol n'étant étudié de manière systématique que depuis une quinzaine d'années* », différents réseaux de monitoring de pergélisol ont été mis en place (p. ex. Permos et PACE) afin de « *suivre l'évolution des températures du sous-sol à l'intérieur de forages creusés dans le pergélisol* » et d'étudier les conséquences du réchauffement.

² La couche active dégèle au printemps et en été et regèle en automne / hiver.

La dégradation du pergélisol contenu dans les fissures de parois rocheuses est également un phénomène associée à la ceinture périglaciaire. Une paroi rocheuse désigne un versant de pente très raide (supérieure à 45° d'après la SSGm, 2009) dépourvu de végétation ou de neige. Ces parois rocheuses sont en interaction directe avec l'atmosphère. Une augmentation de la température de l'air a des répercussions directes sur la stabilité d'une paroi rocheuse (Noetzli et al., 2003 ; Noetzli et Gruber, 2005 ; Ravanel et Deline, 2006 et 2008). La dégradation du pergélisol contenu dans des fissures rocheuses, peut provoquer une augmentation des éboulements voire des écroulements, notamment à des altitudes supérieures à 3000 m (Noetzli et Gruber, 2005). Ravanel et Deline (2006) distinguent les éboulements, phénomènes saisonniers, des écroulements, phénomènes exceptionnels, contrôlés par la modification du pergélisol dans les parois rocheuses. D'après les mêmes auteurs, un éboulement « *désigne une chute de blocs généralement individuels* » et « *l'écroulement correspond à la chute soudaine d'un volume rocheux supérieur à 100m³* ».

La gestion des territoires alpins dépend fortement de l'évolution du pergélisol (Marescot et al., 2003). Des changements morphologiques et hydrologiques provoqués par la dégradation du pergélisol et par l'épaississement de la couche active peuvent être à l'origine d'instabilités de versants. La perte de l'armature interne des accumulations sédimentaires facilite une mise en mouvement de ces dernières.

1.2.2 Domaine glaciaire

Le domaine glaciaire désigne des terrains occupés par un glacier et par des formes issues de l'existence d'un glacier dans le passé. Des glaciers, des accumulations morainiques, des formes d'érosion, des formes structurales et des formes fluvio-glaciaires et glacio-lacustres sont observables dans cette zone.

Les glaciers occupent actuellement 3 % (OFEV, 2009) de la surface de la Suisse. Leur extension dépend des caractéristiques climatiques locales (Haeberli et Maisch, 2007) ainsi que de la topographie. La couverture de la surface de la glace par des blocs rocheux, suite à des éboulements supra-glaciaires ou la constitution de moraines superficielles, donne différents aspects au glacier. En effet, actuellement, une grande partie des glaciers ou des fronts des glaciers existe sous forme de glacier couvert (noir) ou de glacier enterré.

Des épandages fluvio-glaciaires se forment en aval des glaciers. Les eaux de fonte y déposent du sable et des graviers fins. Ces plaines alluviales glaciaires sont souvent caractérisées par des chenaux tressés et sont également connus sous le terme de sandur.

Les dépôts morainiques constituent un indicateur important sur l'extension et les fluctuations passées des glaciers. Dans les Alpes, plusieurs avancées glaciaires peuvent être identifiées sur le terrain grâce aux moraines. L'avancée la plus marquée est celle du PAG entre 1350 et 1850 avec

plusieurs périodes d'avancée et de stagnation. Les grandes moraines non végétalisées dans la marge proglaciaire actuelle sont issues de cette époque. Les moraines plus anciennes, à l'extérieur des moraines du PAG, datent du Tardiglaciaire (entre 18'000 et 10'000 ans BP (Vogelmann, 2008)). Les moraines de ce stade sont recouvertes de végétation, elles sont moins exposées aux processus d'érosion.

D'après Haeblerli et Maisch (2007), les glaciers sont étudiés de manière systématique depuis le milieu du 19^{ème} siècle. La perte de volume et de longueur durant le 20^{ème} siècle due au réchauffement climatique, libère beaucoup de matériel non consolidé sous forme d'accumulations morainiques. Ces accumulations, facilement érodables, constituent un stock sédimentaire important. Des barrages de matériel morainique peuvent se former en aval des glaciers. Les eaux s'accumulent et forment des petits lacs (Haeblerli et al., 2012). En cas de rupture, ils peuvent menacer l'aval des sites. Une autre menace est l'érosion des bastions morainiques associés à des quantités d'eau importantes (Lugon et Monbaron, 1998).

1.2.3 Système torrentiel

D'après Bader et Kunz (1998), « *les torrents de montagne constituent de petits cours d'eau pouvant présenter de grandes dénivellations le long de leur trajet, de rapides et d'intenses modifications de débits et parfois de fortes charges en matériaux solides arrachés à leur bassin-versant, correspondant à des laves torrentielles* ». Ils sont caractérisés par l'écoulement des eaux de surface, une pente importante, des vitesses élevées, un débit de l'écoulement des eaux de surface très variable et une charge sédimentaire parfois très importante (Gertsch, 2009). L'écoulement d'un torrent est spasmodique. C'est-à-dire qu'il se modifie lors de fortes pluies ou lorsque l'augmentation des températures accélère la fonte de la neige ou de la glace en amont. Ces phénomènes facilitent le transport de matériaux par le torrent.

Un système torrentiel est divisé en trois parties morphologiques (p.ex. Bardou, 2002 ; Gertsch, 2009): un bassin de réception, un chenal d'écoulement et un cône de déjection. Le bassin de réception à l'amont sert d'entonnoir aux eaux de pluie ou de fonte provenant des différents cours d'eau. Les eaux transportent la charge sédimentaire dans le chenal principal. Une partie du matériel peut être déposé le long du chenal tandis qu'une grande partie transite jusqu'au cône de déjection. Ce dernier est caractérisé par une pente plus faible que les tronçons en amont, ce qui permet le dépôt de sédiments. Le terme « torrent » prend en compte le système hydrographique ainsi que les pentes adjacentes qui fournissent le matériel meuble au chenal principal (Gertsch, 2009).

1.2.3.1 Laves torrentielles

Les premières recherches sur les laves torrentielles ont eu lieu à la fin des années 70 avec Haeblerli et Röthlisberger (Zimmermann, 1990). Ils ont traité les laves torrentielles liées aux crues glaciaires.

Costa était en 1984 (Hürlimann et al., 2000) un des premier scientifique à publier un ouvrage sur le processus de lave torrentielle et ses impacts sur le terrain.

Les recherches sur le sujet ont cependant véritablement débuté en 1987 (Hürlimann et al., 2000 ; Zimmermann et al., 1997b) lors des intempéries de la même année, qui ont provoqué de nombreux dégâts dans les régions concernées. Dans un premier temps, les recherches sur les systèmes torrentiels n'ont concerné que la mesure du charriage et l'activité des laves torrentielles (magnitude et fréquence). Le fonctionnement géomorphologique du système torrentiel n'a été étudié que dans un second temps. (Theler et al., 2010; Zimmermann et al., 1997a). Les travaux effectués se sont concentrés sur des sites montagnards et collinéens. Peu de données sur la haute-montagne existent. Les études se basent donc sur des évènements passés. Les laves torrentielles sont rarement observables au moment de leur déclenchement. Il s'agit en effet d'un processus rarement prévisible pouvant atteindre des vitesses très élevées. L'écoulement est dès lors reconstitué ou modélisé sur la base des dépôts résultant de l'évènement.

La documentation et la description des évènements passés permettaient d'étudier les conditions géomorphologiques et hydrologiques nécessaires au déclenchement d'une telle coulée ainsi que d'effectuer des premiers calculs. Par la suite, grâce à l'utilisation des systèmes d'informations géographiques (SIG), des travaux sur la répartition spatiale, les caractéristiques des régions ainsi que sur l'analyse de la répartition temporelle ont été possibles. Les secteurs de déclenchement ont, dans un premier temps, été moins traités et analysés.

En 1990, le phénomène des laves torrentielles a été présenté par Zimmermann (1990) pour la première fois à un congrès portant sur l'étude de la neige, de la glace et de l'eau dans les Alpes. A ce moment-là, les connaissances sur la formation des laves torrentielles dans des éboulis et des moraines étaient encore très lacunaires. Zimmermann (1990) avait néanmoins fait le constat, que l'augmentation des températures engendre une dégradation du pergélisol et le recul des glaciers. Ceci influence directement la formation des laves torrentielles en mettant plus de matériel mobilisable à disposition.

Finalement, le terme de « lave torrentielle » est apparu dans la presse francophone pour la première fois le 24 juillet 2006 dans « Le Matin » (Bardou et Favre, 2008) suite aux crues ayant provoqué plus d'une cinquantaine d'évènements de transfert de sédiments en Suisse. Ce terme désigne alors un mélange d'eau et de sédiments de tailles très variables qui s'écoule vers l'aval avec une vitesse importante (Bardou, 2002 : Pfammatter, 2005). D'après Bardou (2002), la lave torrentielle est « *une pâte parsemée d'éléments rocheux (grains)* », elle est constituée de trois composantes de base : l'eau, les particules rocheuses fines et les particules rocheuses grossières. Sa densité peut atteindre jusqu'à 2.5 tonnes / m³ (Zimmermann, 1990). D'après Bader et Kunz (1998), une lave torrentielle est caractérisée par des « *déplacements de type catastrophique se produisant dans toutes les zones*

d'altitude, ils correspondent à d'énormes quantités de débris emportés par une grande masse d'eau en vagues successives » (Bader et Kunz, 1998).

Bardou (2002) divise une lave torrentielle en quatre parties (fig. 1.1) :

- le front avec la présence d'éléments grossiers
- le corps caractérisé par un mélange homogène de débris
- la queue avec un écoulement hyper-concentré qui érode les derniers dépôts
- les bourrelets latéraux ou levées déposés parallèlement à l'axe de la coulée

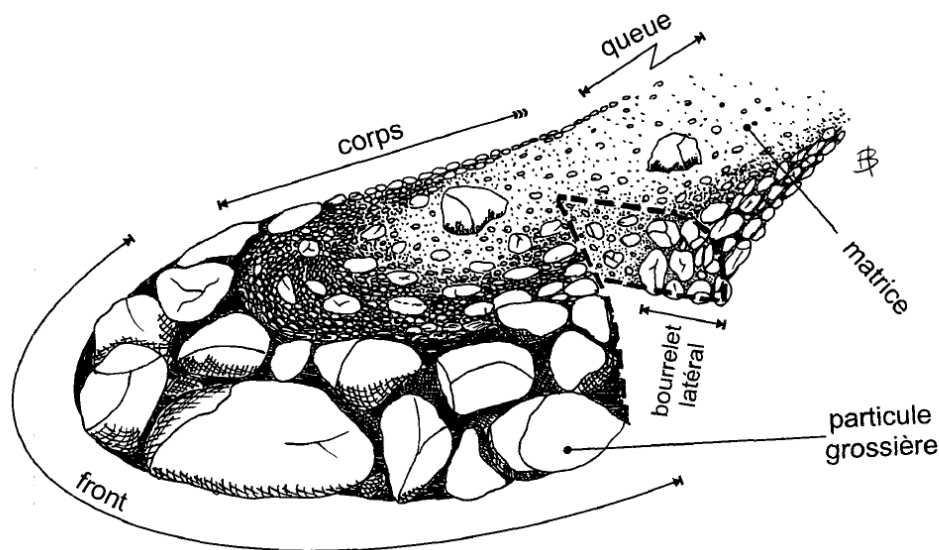


Fig. 1.1 : Entités fonctionnelles d'une lave torrentielle (tiré de Bardou, 2002)

Une lave torrentielle nécessite un débit suffisamment élevé afin de pouvoir mobiliser un grand volume de débris sédimentaires. La capacité d'érosion d'une lave torrentielle est généralement très importante et le matériel meuble est emporté sur son passage. Il s'agit d'un écoulement non-stationnaire et non-newtonien avec une énergie cinétique élevée qui peut provoquer des dommages de grande ampleur (Zimmermann et Haeberli, 1992).

1.2.3.2 Facteurs déclenchant

Les conditions nécessaires à un déclenchement sont, dans la majorité des cas, la disponibilité du matériel mobilisable non-consolidé, une pente suffisamment élevée ainsi qu'un apport important en eau (Gertsch, 2009). Ces conditions sont souvent satisfaites dans des régions de montagne voire de haute-montagne. Les zones anciennement englacées constituent des zones favorables à la formation de laves torrentielles car l'apport en sédiments provenant du glacier est élevé (Bardou et Favre, 2008).

La pente du terrain permettant un déclenchement de laves torrentielles doit atteindre au moins 27° (51%) selon Zimmermann (1990). Selon Bonnet-Staub (2001), la pente minimale pour le

déclenchement d'une lave torrentielle est de 25°. Des processus de remobilisation de sédiments accumulés dans des chenaux peuvent déjà avoir lieu dans une pente de 11° à 12°. Selon Theler et al. (2011), la pente nécessaire à la formation d'une lave torrentielle dans des dépôts morainiques se situe entre 27° et 38° pour « *des évènements déclenchés par ruissellement concentré agissant en pied de paroi ou de versant* ». Selon Bardou (2002), la pente critique se situe entre 29 et 39°.

La saturation en eau limite la rugosité interne des blocs ce qui facilite la mise en mouvement. Une fois mis en mouvement, les laves empruntent des chenaux préexistants et embarquent par érosion le matériel mobilisable du lit du torrent. Les roches non-consolidées dans un tel lit peuvent être mobilisées immédiatement après de fortes pluies.

Selon Bardou (2002) il existe trois types de facteurs permettant le déclenchement :

- une alimentation soudaine de la rigole en matériaux solides (p.ex. glissement de terrain ou érosion des berges)
- une alimentation de la rigole en matériaux solides par un processus d'érosion du bassin versant ce qui provoque une déstabilisation du lit
- une rupture de barrage à l'amont

D'après Rickenmann (1997), des embâcles liés à des étroitures, des processus de versants apportant du matériel ou des affluences au chenal principal, peuvent favoriser la formation de laves torrentielles.

1.2.3.3 Influence du changement de la cryosphère sur l'occurrence des laves torrentielles

Les effets du réchauffement climatique depuis le PAG sur les laves torrentielles ont déjà été examinés plusieurs fois. Selon Zimmerman et Haeberli (1992), la moitié des points de départ de laves torrentielles actives en 1987 était encore couverte par de la glace il y a 150 ans. Avec le retrait des glaciers, des couloirs de débris sont de plus en plus exposés à l'érosion. Selon Haeberli (dans Zimmermann, 1990 et Bader et Kunz, 1998), la limite du pergélisol a dû augmenter de 150 à 250 mètres sur les derniers 100 ans.

D'après Lugon et Monbaron (1998), le pergélisol a un double effet sur le déclenchement de laves torrentielles :

- il joue un rôle de protection en limitant l'érosion régressive, par exemple dans les niches d'arrachement
- il joue un rôle de catalyseur puisque son plafond, sursaturé en glace, agit comme un aquiclude et une surface de glissement de la couche active

En effet, la dégradation du pergélisol augmente la perméabilité du sol et donc l'infiltration de l'eau. L'instabilité de la couche active, due à la sursaturation par l'eau de fonte ou des précipitations, peut

ainsi contribuer à des évènements torrentiels. L'absence de pergélisol due à la fonte, peut favoriser des déclenchements, puisque la cohésion interne diminue et provoque une perte de stabilité, le pergélisol agissant comme un ciment. Le principe est identique pour des glaciers couverts. La glace agit comme une couche imperméable, ce qui provoque une saturation en eau de la couche sédimentaire. Le matériel se met ainsi facilement en mouvement grâce à ce phénomène.

D'après Zimmermann (1990) et Zimmermann et Haeberli (1992), plus de la moitié des laves torrentielles enregistrées suite aux intempéries de 1987 se sont formées dans la zone périglaciaire plus précisément dans des versants actifs et des moraines raides. Les températures élevées pendant cette période de précipitation, la limite du 0°C était proche de 3000 m, ont permis des précipitations sous forme de pluie jusque dans des régions de haute altitude. Grâce à la perméabilité élevée du sol, le ruissellement en surface était relativement limité. Des instabilités locales avaient alors provoqués des glissements qui se sont transformés en laves torrentielles. Selon les mêmes auteurs, la proximité de petits glaciers ou de taches de neige pérennes ont été favorables à la formation des laves torrentielles. La fonte de neige a été très intense les jours précédant l'évènement ce qui a provoqué une sursaturation en eau du sol.

Deux cas ont été particulièrement étudiés, il s'agit du torrent de *Illgraben* sur la commune de Loèche (p.ex. Graf et al. 2007 ; Pfammatter, 2005 ; Rickenmann et al. 2001 ; Stoffel et al. 2008) et celui du *Ritigraben* sur les communes de St. Niklaus et de Grächen (p.ex. Lugon et Monbaron, 1998 ; Lugon et Stoffel, 2010 ; Rebetz et al., 1997 ; Stoffel, 2003 ; Stoffel et al. 2003).

Dans le cas du Ritigraben, un glacier rocheux est la cause du déclenchement des laves torrentielles (Lugon et Monbaron, 1998). A l'aide de la méthode BTS³, l'existence de pergélisol dans le glacier rocheux du Ritigraben a pu être démontrée et analysée en vue de déterminer la stabilité du versant. La distribution du pergélisol dans le bassin de réception a été relevée et les auteurs ont conclu que « *le pergélisol est présent dans la presque totalité du glacier rocheux* » (Lugon et Monbaron, 1998). A l'aide d'une analyse historique des laves torrentielles de ce site ainsi que d'une analyse des précipitations extrêmes de la région, les différents évènements ont été analysés. Les mêmes auteurs ont constaté une augmentation de la fréquence des crises depuis la fin des années 80. Stoffel et al. (2005) ont démontré qu'une comparaison des fréquences des laves torrentielles par rapport aux crues régionales a démontré que des évènements de grande taille tel que celui du 24 septembre 1993 ont déjà provoqué des dégâts dans le passé mais que la fréquence de ces évènements est en augmentation.

³ mesure de la température de base de la couverture neigeuse

1.2.3.4 Travaux récents

De récents travaux effectués grâce à de nouveaux outils techniques et de nouvelles méthodes ont permis d'enrichir les recherches sur les bassins versants torrentiels.

Bardou (2002) propose une méthodologie de caractérisation de laves torrentielles. L'approche se base sur « *le positionnement du phénomène lave torrentielle parmi les autres mouvements de masse* » et sur la relation entre les précipitations, le bassin versant et le déclenchement des laves torrentielles. Le volume mobilisé est quantifié grâce à l'analyse des dépôts en aval (Ecotec Environnement, 2012) et les différents mécanismes de déclenchement sont distingués.

Gertsch (2009) a développé un modèle semi-automatisé permettant d'estimer de manière semi-quantitative le volume mobilisable lors de différents types d'évènements. Cette méthode se base sur une feuille de calcul programmée sur Excel. Elle a été testée par Stocker (2010) sur 15 bassins versants torrentiels répartis dans toute la Suisse et par le bureau Ecotec Environnement (2012) sur 14 bassins versants torrentiels dans le Val d'Hérens.

Frick, d'après sur Frick et al. (2011) élabore dans le cadre de sa thèse un outil permettant d'estimer les volumes sédimentaires mobilisables relatif à des évènements torrentiels. Le but du modèle SEDEX (SEDiments and EXPerts) est de créer un modèle efficace et facilement applicable afin d'estimer des volumes mobilisables par des torrents durant un évènement de crise. La possibilité de déterminer différents scénarios permet d'évaluer les incertitudes du modèle. Une version préliminaire de ce modèle a été testé dans le cadre du mémoire de Stocker (2010).

Theiler (2010) a élaboré une méthode permettant d'étudier la dynamique d'un petit bassin versant torrentiel sur la base de la carte géomorphologique. En croisant cette information avec les données géophysiques et géodynamiques, des cartes ont été réalisées donnant une indication sur l'approvisionnement en sédiment des torrents. Kummert (2012) a appliqué cette méthode dans le cadre de son mémoire et le bureau Ecotec Environnement, 2012 lors de l'étude de cas des torrents du Val d'Hérens.

1.3 Objectifs

L'objectif principal de ce mémoire est l'étude d'un bassin versant torrentiel de haute montagne. La caractérisation de la zone de déclenchement des laves torrentielles passera par une étude des processus actifs, de l'hydrologie et de la morphodynamique du site d'étude. L'application des méthodes géomorphologiques et géophysiques permettra de caractériser le sous-sol, de déterminer les connexions des stocks sédimentaires aux chenaux torrentiels et d'évaluer l'impact du changement climatique sur l'évolution du sous-sol.

Le premier volet (chapitre 5) se concentrera sur l'étude géomorphologique du bassin versant. Cette étude permettra, à travers une analyse géomorphologique détaillée du site, de caractériser le bassin versant torrentiel et en particulier la zone de déclenchement des laves torrentielles au pied du Hübschorn et les processus qui sont actifs à cet endroit. Les observations géomorphologiques, présentées sous forme de carte, seront complétées par des mesures géophysiques et thermiques du sous-sol. Deux profils géoélectriques permettront d'obtenir la structure du sous-sol en fonction des résistivités des différentes couches dans le sous-sol. Onze capteurs de température permettront de déterminer le régime thermique du sous-sol à différents endroits sur le site.

Le deuxième volet (chapitre 5) concernera l'étude du bassin versant, comprenant l'étude du stock sédimentaire, l'étude du chenal, l'étude de l'érosion des berges, l'étude des zones de dépôt ainsi que l'étude des connexions entre le stock sédimentaire et les chenaux. Ce volet permet de :

- caractériser la morphodynamique du site d'étude à l'aide de la méthode développée par Theler (2010)
- déterminer les stocks sédimentaires et leurs connexions aux chenaux existants à l'aide de la méthode développée par Theler (2010),
- quantifier les volumes mobilisables en cas d'un événement torrentiel à l'aide de la méthode semi-automatisée développée par Gertsch (2009) et à l'aide de la photogrammétrie
- quantifier les variations saisonnières de la topographie à l'aide de mesures réalisées par DGPS ainsi que par l'analyse d'interférogrammes de radars satellitaires
- déterminer l'extension de glace dans le sous-sol dans le secteur de déclenchements de laves torrentielles

Les résultats obtenus par les méthodes géophysiques et par l'étude du système torrentiel par ces différentes méthodes seront confrontés entre eux (chapitre 6), afin de déterminer les secteurs particulièrement affectés par des changements de la cryosphère dans la zone de déclenchement des laves torrentielles.

1.4 Organisation du travail

Le travail est structuré en sept chapitres comprenant une première partie plutôt théorique et seconde se focalisant sur l'étude du bassin versant torrentiel.

Le premier chapitre a permis de définir le cadre général de la recherche et d'acquérir les notions théoriques indispensables à la compréhension des événements de lave torrentielle dans un environnement de haute montagne.

Le deuxième chapitre sera consacré aux méthodes appliquées dans le cadre de ce mémoire qui permettent de caractériser la zone de déclenchement de laves torrentielles sur le site des Chalti Wasser et qui permettent d'étudier la dynamique sédimentaire du bassin versant. Le troisième chapitre présentera le site d'étude avec ses caractéristiques naturelles et humaines.

L'étude du bassin versant torrentiel sera divisée en trois chapitres distincts :

- Le chapitre 4 concernera l'analyse géomorphologique générale et l'acquisition des connaissances sur la structure du sous-sol
- Le chapitre 5 se focalisera sur l'étude de la dynamique sédimentaire du bassin versant torrentiel
- Le chapitre 6 mettra en lien les différents constats des deux chapitres précédents et l'évolution future du site sous l'influence du changement de la cryosphère

Le septième chapitre présentera la conclusion et les perspectives relatives à ce travail.

Chapitre II

Méthodes



Photos de couverture du chapitre 2 (de gauche à droite) :

Saisie des coordonnées d'un bloc avec le DGPS | Marquage de l'emplacement d'un capteur de température | Electrode attaché au câble

2.1 Aperçu général

L'étude de la zone proglaciaire des Chalti Wasser nécessite la mise en œuvre de différentes méthodes d'analyse et d'observation (tab. 2.1). Elles doivent permettre d'identifier les formes et processus géomorphologiques ainsi que de caractériser le stock sédimentaire et les connexions de ce dernier aux chenaux principaux. Ces méthodes sont d'une part quantitatives et d'autre part qualitatives ou semi-quantitatives avec comme objectifs :

- la mise en évidence des formes et processus actifs sur le site d'étude
- l'analyse des connexions des stocks sédimentaires aux chenaux principaux et l'estimation des volumes sédimentaires mobilisables
- l'étude des mouvements de terrain
- la détermination de l'extension de la glace dans le sous-sol dans le secteur de déclenchement des laves torrentielles

Tab. 2.1 : Vue d'ensemble des méthodes appliquées

Méthode	Champ d'application	Type
Cartographie géomorphologique	Cartographie du site d'étude selon la légende géomorphologique de l'IGUL	qualitatif
Cartographie de la dynamique sédimentaire selon Theler	Evaluation des transferts sédimentaires du bassin versant torrentiel des Chalti Wasser	semi-quantitatif
Estimation des volumes sédimentaires selon Gertsch	Estimation des volumes sédimentaires mobilisables	semi-quantitatif
Photogrammétrie	Création des MNT de 1967 et 2005 et analyse des changements de la topographie	quantitatif
DGPS	Quantification des déplacements	quantitatif
InSAR	Analyse des données de radar satellitaire et identification des zones affectées par des changements de la topographie	quantitatif
Géoélectrique	Mesure de la résistivité du sol sur deux profils	quantitatif
Méthodes thermiques	Monitoring de la température de la surface du sol	quantitatif

Les méthodes qualitatives se concentrent sur l'analyse géomorphologique et géodynamique du site. Le résultat final est présenté sous forme de cartes. Les démarches semi-qualitatives combinent des paramètres qualitatifs et quantitatifs, à savoir des données physiques et des observations géomorphologiques. Les méthodes quantitatives permettent d'obtenir des résultats en fonction des mesures ou des modélisations effectuées.

2.2 Méthodes qualitatives et semi-quantitatives

2.2.1 Cartographie géomorphologique

La cartographie géomorphologique s'est développée à partir du milieu du 20^{ème} siècle grâce aux géographes Passarge (1914) et Gehne (1912) (Gustavsson, et al., 2007 ; Klimaszewski, 1990). A cette époque, il s'agissait surtout de représenter des formes géomorphologiques sur une carte sur la base d'observations faites sur le terrain. Aucune classification spécifique des formes n'était faite et les interactivités entre ces dernières étaient également négligées (Klimaszewski, 1990). C'est seulement après la Seconde Guerre mondiale que l'élaboration des cartes géomorphologiques a pris des dimensions scientifiquement importantes. Dès ce moment, différents facteurs ont été pris en compte afin de classer les objets à représenter sur une carte. Une des premières légendes complète comptait 570 symboles représentant différentes formes géomorphologiques. Celle-ci existait en anglais, en russe, en français, en allemand et en polonais (Klimaszewski, 1990).

Le but de la carte géomorphologique est dès lors de combiner les caractéristiques géomorphologiques et les différents stades de développement du paysage. Chaque pays a ensuite commencé à développer son propre système de légende, en s'inspirant des travaux déjà existants.

2.2.1.1 Légende géomorphologique de l'IGUL

Depuis 25 ans, l'institut de géographie de l'Université de Lausanne s'est particulièrement intéressé à la cartographie géomorphologique (Reynard et Schoeneich, 1996 ; Schoeneich, 1993). En 1980, il a développé un système de légende géomorphologique. Cette légende permet, de manière simple et détaillée, de cartographier un terrain d'étude à l'échelle 1 :10'000 et 1 :25'000 (Reynard et al., 2005) en distinguant les formes du relief en fonction des processus actifs (Lambiel et Reynard, 2003). Il s'agit d'une légende morphogénétique combinée avec des indications morphodynamiques dans certains cas. Afin de ne pas devoir superposer des couches différentes sur une carte, il a été convenu que chaque processus aurait sa propre couleur. Les formes d'accumulation sont elles différenciées grâce à un fond de carte coloré contrairement aux formes d'érosion qui sont elles représentées sur un fond neutre.

Aujourd'hui, cette légende est utilisée sur les logiciels de SIG (p. ex. *ArcGis* d'*ESRI*) sous forme de géodatabase vierge. Cette géodatabase se compose de trois catégories de formes : points, lignes et surfaces (tab. 2.2) qui peuvent chacune être complétée et modifiée afin d'être adaptées au terrain d'étude.

Tab. 2.2 : Extrait de la légende géomorphologique de l'IGUL

Forme	Couleur	Exemple de figuré
anthropiques	gris foncé et gris	
fluviale	vert	
glaciaire	violet	
gravitaire	ocre	
hydrographique	bleu clair	
karstique	turquoise	
lacustre	bleu foncé	
nival	rouge foncé	
organogène	olive	
périglacière	mauve	
structurale	rouge	

2.2.1.2 Cartographie dans les logiciels de SIG

Les systèmes d'information géographique (SIG) permettant de visualiser des phénomènes géographiques sont apparus dans les années 60. Les développements méthodologiques des années 60 et 70 constituent une base technique pour le marché commercial des logiciels de SIG (Vitek et al., 1996). Le développement de la cartographie sur les logiciels de SIG combinées avec les méthodes traditionnelles de cartographie a ouvert de nouvelles possibilités (Gustavsson et al., 2006) et a permis la création de bases de données géographiques.

Les orthophotos, photos aériennes orthorectifiées d'une partie de la surface terrestre (fig. 2.1), constituent dès lors un outil très important pour le travail géomorphologique sur ordinateur. Elles permettent d'avoir une vue verticale sur n'importe quel point du terrain étudié. En Suisse, ce type de photos est fourni par Swisstopo.



Fig. 2.1 : Extrait d'une orthophoto (© Swisstopo) dans un environnement minéral (gauche) et végétalisé (droite)

Les modèles numériques de terrain (MNT) constituent également une couche indispensable dans le domaine de la cartographie numérique (fig. 2.2). Il s'agit d'un modèle numérique représentant la surface terrestre à une résolution donnée qui sert de base de calcul. La création d'un relief ombragé (hillshade) permet de mieux identifier les structures du terrain. Swisstopo fournit également ce type de couches à une résolution de 25 x 25 m pour toute la Suisse. Depuis 2000, certains cantons fournissent un MNT d'une résolution de 1 x 1 m pour les terrains situés en dessous de 2000 m (Theler et al., 2008). L'élargissement de ce modèle pour des terrains en dessus de 2000 m d'altitude est en cours par Swisstopo. Ce modèle numérique peut être créé de différentes manières:

- A partir de lignes d'altitude dans un logiciel de SIG
- A partir de points d'altitude dans un logiciel SIG
- A partir de photos aériennes dans un logiciel de photogrammétrie (méthode utilisée pour ce travail de mémoire)
- A partir de données de radar satellitaire

Les calculs effectués à partir des MNT dans le cadre de ce travail sont les suivants :

- Pour les caractéristiques topographiques : pentes, orientation, courbes de niveau
- Pour les caractéristiques hydrologiques : modélisation du bassin versant, modélisation des chenaux d'écoulements, simulation de sous-bassins versants, calcul de différents coefficients
- Pour les caractéristiques volumiques et surfaciques : analyses des volumes sédimentaires, soustraction de différents MNTs

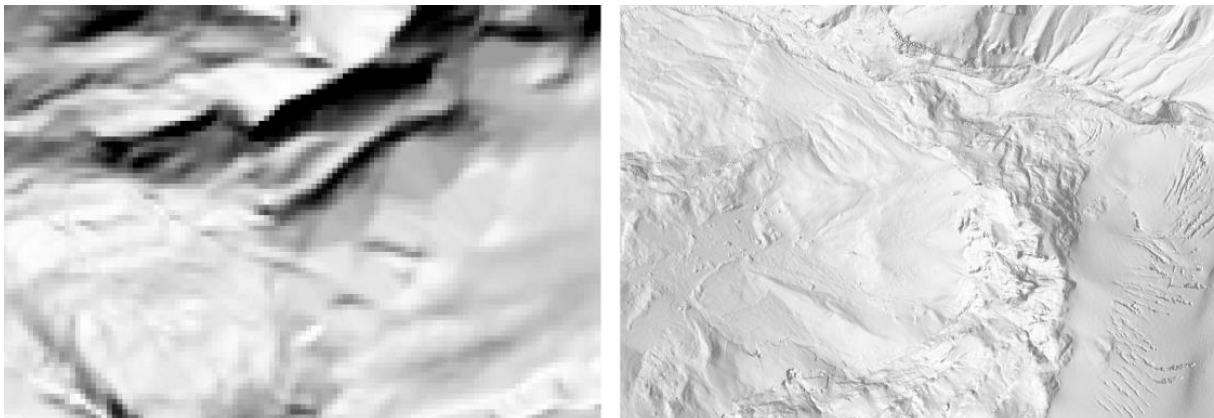


Fig. 2.2 : Extrait d'un hillshade d'un MNT à 25 m (gauche) et à 1 m (droite) (© Swisstopo)

2.2.2 Cartographie de l'activité torrentielle selon Theler

2.2.2.1 Principe de la méthode

Dans sa thèse Theler (2010) propose une méthode de cartographie de l'activité torrentielle basée sur la légende géomorphologique de l'IGUL. Cette méthode consiste en une nouvelle étape dans l'étude de la dynamique sédimentaire des bassins versants torrentiels et dans la cartographie

géomorphologique. Les différents secteurs d'un terrain sont classifiés selon l'activité torrentielle en fonction de variables prédéterminées (Theler, 2010). Ceci afin d'estimer l'importance de la dynamique du transfert sédimentaire des différents secteurs étudiés.

Deux matrices forment la base de la méthode (Theler, 2010 ; Theler et al., 2008 et 2010). L'information de chaque matrice permet de réaliser une carte. La troisième carte, la carte finale, est une combinaison du résultat de la deuxième matrice avec le type de stock, l'intensité et la fréquence des processus l'affectant.

2.2.2.2 Application

Les différentes étapes de préparation des données et d'application de la méthode sont effectuées dans un logiciel de SIG.

a) Identification et localisation de sources sédimentaires

Le point de départ de la méthode, qui se concentre sur la « *charge grossière susceptible d'alimenter un chenal* » (Theler, 2010), consiste à localiser précisément les zones de sources potentielles de stockage sédimentaire. Une analyse géomorphologique détaillée à l'aide d'un MNT, des photos aériennes, des orthophotos et des observations effectuées sur le terrain permettent d'identifier les stocks sédimentaires et de les regrouper en des sous-bassins versants.

b) Détermination de la connexion des stocks à l'aide de la simulation du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est simulé et complété à l'aide d'observations afin de déterminer la connexion potentielle des stocks avec les chenaux actifs ou les ravines. L'analyse de la connectivité de chaque sous-bassin « *permet d'identifier et de sélectionner des unités géomorphologiques contribuant directement à la recharge sédimentaire du chenal* » (Theler, 2010).

c) Délimitation des unités de cartographie géomorphologique

En partant du principe que le transfert sédimentaire correspond au système hydrographique modélisé, les chenaux principaux et secondaires sont détectés et leurs connexions avec le chenal principal et les sous-connexions sont analysées. Les zones de drainage qui correspondent aux sous-bassins versants sont délimitées après avoir vérifié les connexions sur le terrain. Il est important que seules les zones qui sont connectées au chenal principal ou qui seront potentiellement reliées à ce dernier soient prises en compte. La délimitation des sous-bassins versants passe par la détermination de points d'exutoire des sous-bassins connectés au chenal principal.

d) Cartographie morphogénétique et délimitation des stocks sédimentaires

Chaque zone de connexion et chaque stock sédimentaire est cartographié selon la légende de l'IGUL. Seules les parties du terrain reliées aux chenaux figurent sur la carte. Ce travail se base sur la

consultation de photos aériennes et de cartes ainsi que des observations effectuées sur le terrain. Les différents domaines morphogénétiques selon Theler (2010) sont les suivants:

- Morphosystème fluviatile : ce morphosystème comprend les dépôts non consolidés le long du tracé d'une rivière comme par exemple, du sable, du gravier, des blocs et d'autres dépôts retrouvés dans le lit de la rivière ou du torrent.
- Morphosystème structural : ce morphosystème comprend les escarpements rocheux sous l'influence du processus d'altération et des éboulis qui peuvent être modifiés par la pluie.
- Morphosystème gravitaire : les éboulis, les glissements de terrain et les pentes supérieures à 40° font partie de ce système morphogénétique.
- Morphosystème glaciaire : il s'agit de matériaux morainiques non consolidés qui constituent un réservoir important en matériel mobilisable.
- Morphosystème nival : les avalanches transportent beaucoup de sédiments et redistribuent ainsi le stock sédimentaire vers l'aval. Les couloirs d'avalanches peuvent être à l'origine de grandes coulées au printemps. Dans Bardou et Delaloye (2004), il a été montré que « *le nombre de laves torrentielles était plus important à la suite d'une année avalancheuse importante* ».
- Morphosystème périglaciaire : la présence de pergélisol est souvent à l'origine de mouvements de terrain à une altitude entre 2400 m et 2700 m et les formes périglaciaires en font donc partie.
- Dépôts ligneux, bois flottant

e) Evaluation de l'activité des stocks sédimentaires (carte 1 et carte 2)

L'activité relative d'un stock sédimentaire dans la dynamique sédimentaire d'un bassin versant est évaluée à l'aide de deux matrices, développées par Theler (2010). Ces deux matrices se basent sur la grille de zonation des dangers.

Les résultats sont présentés sous forme de deux cartes se basant sur l'échelle d'activité des deux matrices (fig. 2.3) :

- Matrice 1 représentant l'intensité du ou des processus agissant sur le stock sédimentaire : combinaison des variables pente et végétation
- Matrice 2 représentant l'approvisionnement en sédiments du stock sédimentaire dans la dynamique sédimentaire globale du système : combinaison du résultat de la matrice 1 avec la connexion du stock sédimentaire

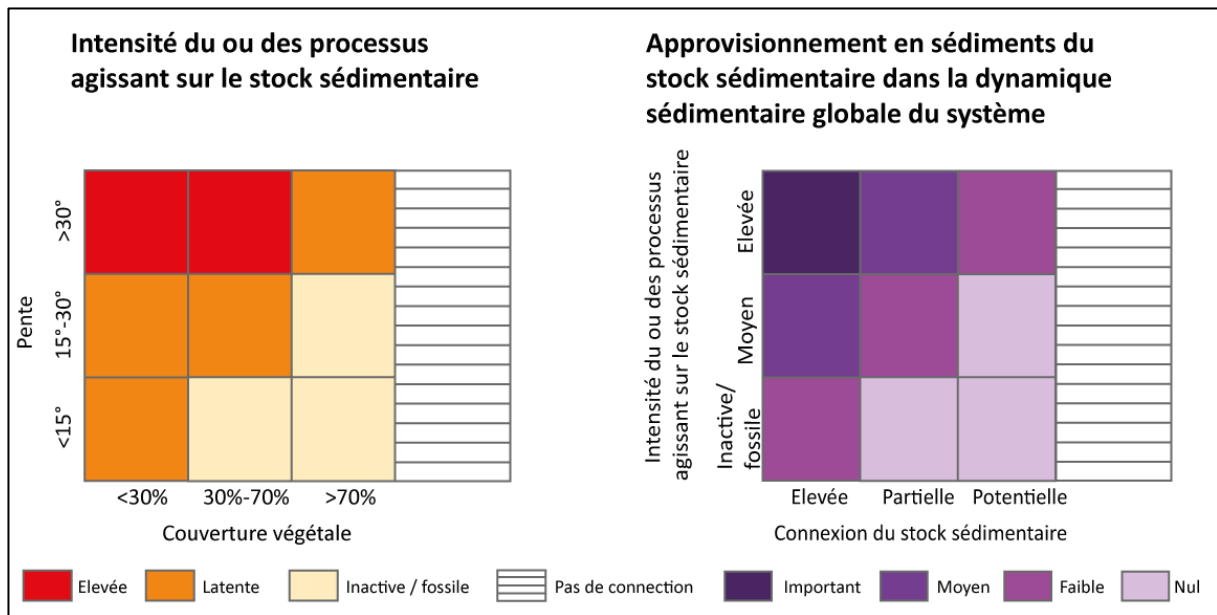


Fig. 2.3 : Matrices d'évaluation de la charge sédimentaire d'après Theler (2010)

Matrice 1 : Intensité du ou des processus agissant sur le stock sédimentaire

Variable 1 : la pente

La méthode distingue trois classes de pente qui sont extraites depuis un logiciel de SIG sur la base du MNT : <15°, 15° à 30° et >30° (Theler, 2010). Une pente de 15° caractérise généralement un cône d'accumulation sédimentaire et une pente de 30° correspond à l'angle de friction interne (Kummert, 2012).

Variable 2 : la végétation

La végétation ayant une influence sur la stabilité du versant, elle est répartie en trois classes en fonction de la couverture proportionnelle au terrain : >30%, 30 à 70% et >70% (Theler, 2010). Ces valeurs sont obtenues à l'aide des orthophotos et des observations effectuées sur le terrain.

- >70% : forêts, buissons, pâturages
- 30-70% : lits des rivières, bas des pentes adjacentes entre les chenaux, versants aux environs de 2400 m d'altitude où la végétation commence à s'installer
- <30% : moraines, lac, glace, neige, rochers, roches moutonnées, glaciers couverts, accumulations morainiques diverses, blocs, éboulements

Pour cette matrice, le bureau Ecotec Environnement (2012) a adapté la classification développée par Theler (2010) en mettant en évidence les classes 8 et 9 (élevé) et en rétrogradant le groupe 7 dans les secteurs latents.

Matrice 2 : Approvisionnement en sédiments du stock sédimentaire

Variable 1 : l'intensité des processus affectant le stock sédimentaire

Le résultat de la matrice 1 est la reprise dans la matrice 2.

Variable 2 : la connectivité

La connectivité du stock sédimentaire est évaluée sur le logiciel SIG et divisée en quatre catégories. La connectivité ou la connexion entre les différentes parties d'un sous-bassin définissent l'importance de l'évaluation des volumes sédimentaires. Quatre classes de connexions ont été fixées (Theler, 2010) :

élevée ou directe :	le stock sédimentaire est directement connecté au chenal principal
partielle :	le stock est connecté en partie au chenal
potentielle :	le stock pourrait être connecté au chenal par l'intermédiaire d'un évènement géomorphologique qui modifie la topographie actuelle
nulle :	aucune connexion n'est possible

Pour cette deuxième matrice, Theler (2010) et Theler et al. (2010) proposent une classification en trois classes (nul, moyen, important). Le bureau Ecotec Environnement (2012) propose plutôt une classification en quatre classes d'approvisionnement: nul, faible, moyen et important. La deuxième classification est utilisée dans le cadre de ce travail puisqu'elle permet de faire ressortir plus distinctement les zones d'approvisionnement très important. Les zones du bassin versant ne contribuant pas à la dynamique sédimentaire sont représentées en hachuré.

f) Représentation du mode de transfert principal lié au stock sédimentaire (carte finale)

Le mode de transport principal qui relie les différents stocks sédimentaires au chenal principal est représenté selon cinq processus dominants : ravinement, chutes de pierre, fluage/glisement des matériaux, transfert par avalanche et érosion latérale. Cette variable est représentée par une flèche, dont « la taille est proportionnelle à l'intensité et la fréquence du processus » (Theler, 2010).

2.2.3 Estimation des volumes sédimentaires selon Gertsch

2.2.3.1 Principe de la méthode

Gertsch (2009) a développé une méthode permettant d'estimer le volume sédimentaire à l'exutoire d'un bassin versant torrentiel lors d'un évènement extraordinaire. Cette méthode est applicable dans des bassins versants alpins ou préalpins d'une taille inférieure à 10 km². Elle permet d'obtenir des résultats malgré peu de données recueillies sur le terrain (Gertsch, 2009). La méthode se base d'une part sur l'extraction de différents paramètres à l'aide des modèles numériques de terrain et d'autre part sur l'analyse des processus affectant le bassin versant.

Cette méthode peut être appliquée de deux manières. Soit par une application se basant sur des données extraites des modèles numériques de terrain, soit par une application complétée par des données récoltées sur le site. Le résultat final dépend de l'application. Dans le premier cas, l'information finale peut être utilisée pour créer une carte de renseignements sur les dangers naturels (Gefahrenhinweiskarte) alors que l'application complétée par des données de terrain permet de créer une carte des dangers (Gefahrenkarte) (Gertsch, 2009). La première est insuffisante pour justifier la construction d'ouvrages de protection sur un site tandis que la deuxième, peut directement être utilisée dans le cadre de tels projets. Ce travail retient uniquement la première méthode.

2.2.3.2 Application

L'application de la méthode nécessite une préparation importante des paramètres à utiliser dans le calcul. Ensuite, il est nécessaire d'évaluer les événements possibles et les volumes potentiellement mobilisables. Les différentes étapes de travail sont résumées dans la figure 2.4.

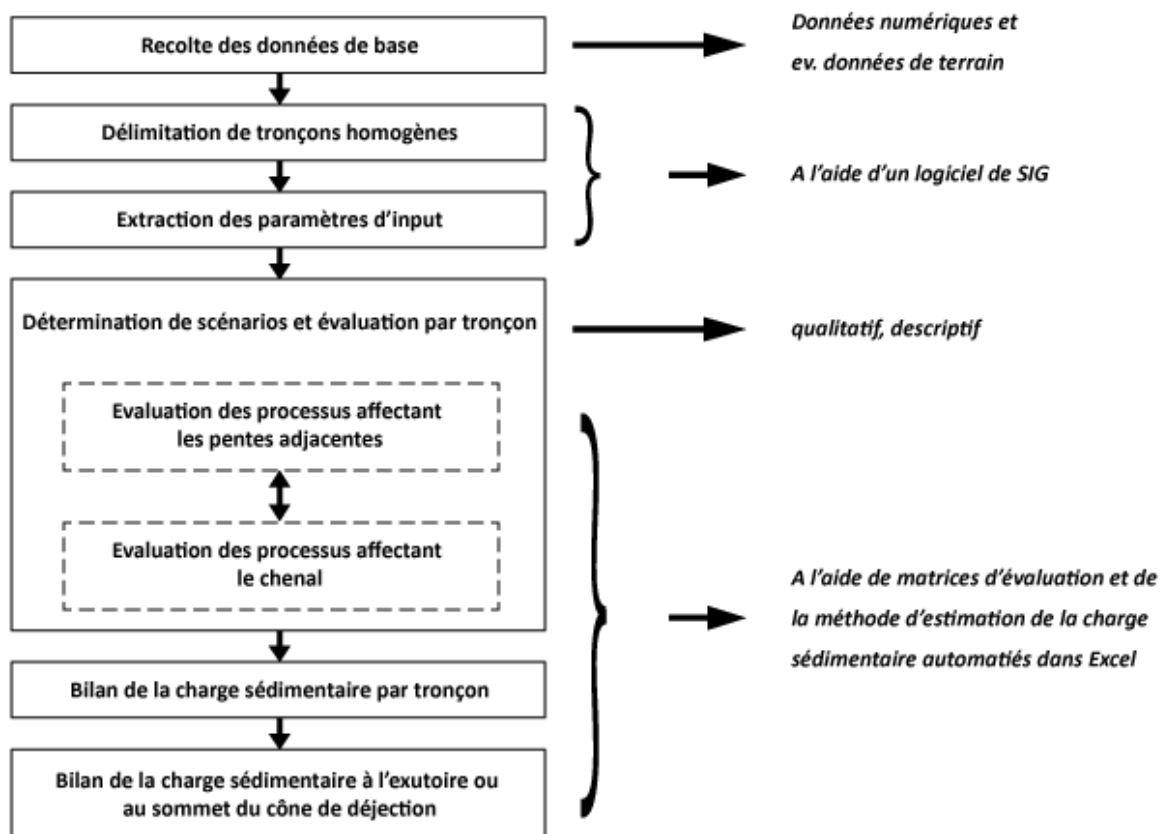


Fig. 2.4 : Etapes de travail d'après Gertsch (2009)

a) Préparation des données

La préparation des données dépend du mode de travail. Quatre démarches sont proposées et expliquées par Gertsch (2009) :

- SIG-Raster, complétée par des données du terrain
- SIG-Vecteur, complétée par des données du terrain
- SIG-Raster, sans données du terrain
- SIG-Vecteur, sans données du terrain

Dans le cadre de ce travail, c'est la démarche SIG-Raster sans données du terrain qui a été appliquée. Les documents numériques nécessaires sont la carte topographique au 1 :25'000, les orthophotos, un modèle numérique de terrain (d'une résolution de 2 m sur 2 m) et des couches avec des informations sur les surfaces primaires (Vecteur 25).

b) Modélisation du système hydrographique et détermination des tronçons

Après avoir modélisé le système hydrographique, les chenaux principaux sont délimités et divisés en tronçons homogènes en fonction de la pente, de l'alimentation en matériaux et du substratum. Selon Gertsch (2009), le tronçon supérieur doit être indiqué comme ravine sèche (Trockenrunse) sur la carte 1 :25'000. Ceci n'est pas toujours le cas pour le site des Chalti Wasser. Le tronçon inférieur s'arrête théoriquement au sommet du cône de déjection. Ce travail de mémoire se basant uniquement sur la partie supérieure du bassin versant de la Taferna, le tronçon inférieur s'arrête à la confluence des différentes ravines dans la Taferna et le cône de déjection n'est pas pris en compte.

c) Paramètres nécessaires

Les différents paramètres nécessaires à l'application du modèle se calculent sur *ArcGIS*. Ils sont ensuite saisis manuellement dans la feuille de calcul Excel programmée à cet effet. Les paramètres du modèle à entrer dans la feuille de calcul sont les suivants :

- Numéro du tronçon
- Type de démarche appliquée
- Liens entre les différents tronçons
- Superficie du bassin versant à l'amont du tronçon : extrait à l'aide de l'outil « watershed »
- Disponibilité en matériel non consolidé (Lockermaterialangebot). Cette variable est codée en quatre classes : matériel meuble illimité = 1, tronçon limité au fond avec un verrou naturel ou artificiel = 2, matériel meuble en quantité limitée = 3, substratum rocheux = 4
- Altitude du point le plus élevé du tronçon
- Longueur horizontale du tronçon
- H_{100} : superficie des pentes adjacentes contribuant à la dynamique sédimentaire à une distance maximale de 100 m du tronçon : obtenue à l'aide de l'outil « buffer » et ajusté manuellement en fonction du terrain

- H_{pot} : part de H100 avec une pente entre 20° et 48° et sans les parois rocheuses
- H_F : part de H100 caractérisée par des parois rocheuses

d) *Evaluation par tronçon*

L'évaluation d'un tronçon consiste en l'analyse des deux types des processus affectants les pentes adjacentes et des processus affectants directement le chenal.

Gertsch (2009) a identifié différents facteurs d'influence qui sont résumés dans le tableau 2.3.

Tab. 2.3 : Facteurs influençant les processus torrentiels d'un versant d'après Gertsch (2009)

Facteurs d'influence de la pente adjacente	Facteurs d'influence du chenal
Pente du versant	Disposition de matériel meuble
Matériel à disposition et ses propriétés	Superficie à l'amont du tronçon
Couverture du sol	Pente du tronçon
Distance au chenal	
Angle de l'embouchure	

Ces évaluations se basent sur des estimations et observations faites sur le terrain. L'analyse des processus affectant les pentes adjacentes, doit être complétée par l'estimation du volume sédimentaire potentiellement mobilisable. Le modèle propose un ordre de grandeur en fonction des paramètres saisis. Néanmoins celui-ci est à ajuster selon les observations et les connaissances du terrain. La figure 2.5 constitue également une aide afin d'estimer le volume sédimentaire qui pourrait alimenter le chenal depuis la pente.

		H_F/H_{100}		
		>0.4	0.4 - 0.01	0.01 - 0
H_{pot}/H_{100}	0 - 0.2	0 m ³	0 m ³	0 m ³
	0.2 - 0.6	0 m ³	1'000 m ³	5'000 m ³
	0.6 - 1	0 m ³	10'000 m ³	Keine Grenze

H_{100} : Superficie totale des pentes adjacentes au tronçon à une distance max. de 100 m (km²)
 H_F : Part de H100 caractérisée par des parois rocheuses (km²)
 H_{pot} : Part de H100 à une pente entre 20 et 48° et sans parois rocheuses (km²)

Fig. 2.5 : Ordres de grandeur pour l'estimation du volume sédimentaire pouvant alimenter le chenal (tiré de Gertsch 2009)

Selon la valeur insérée pour le volume sédimentaire mobilisable, d'autres informations sont demandées afin d'affiner le volume estimé :

- Des facteurs négatifs (exurgence, crue soudaine, engorgement ou obstruction du chenal, bastion morainique, pergélisol en dégradation, confluence de plusieurs tronçons)
- Le type de processus de transport dans le chenal (lave torrentielle ou charriage)
- Le coefficient d'énergie accumulée
- Les points auxquels du matériel sédimentaire pourrait s'introduire dans le chenal depuis la pente adjacente

- L'angle entre le chenal principal et les apports sédimentaires des pentes adjacentes

Concernant les informations sur le mode de transport dans le chenal, les informations suivantes sont nécessaires :

- possibilité d'une lave torrentielle depuis l'amont
- possibilité d'une lave torrentielle de transiter vers l'aval
- possibilité de formation d'une lave torrentielle dans le tronçon ou depuis la pente adjacente au tronçon
- quantification en cas de charriage

Tous les paramètres fournis par l'utilisateur permettent de calculer automatiquement une série d'autres paramètres d'après le diagramme de décisions (fig. 2.6), présentés en détail dans Gertsch (2009). Finalement, le volume sédimentaire à l'aval de chaque tronçon dépend du :

- volume sédimentaire des tronçons en amont
- volume sédimentaire transféré depuis la pente adjacente
- volume sédimentaire érodé dans le fond du chenal

La combinaison des volumes sédimentaires pour chaque tronçon donne le volume au sommet du cône de déjection. Dans le cadre de ce travail, le volume est calculé pour le point de confluence des différents chenaux dans la Taferna.

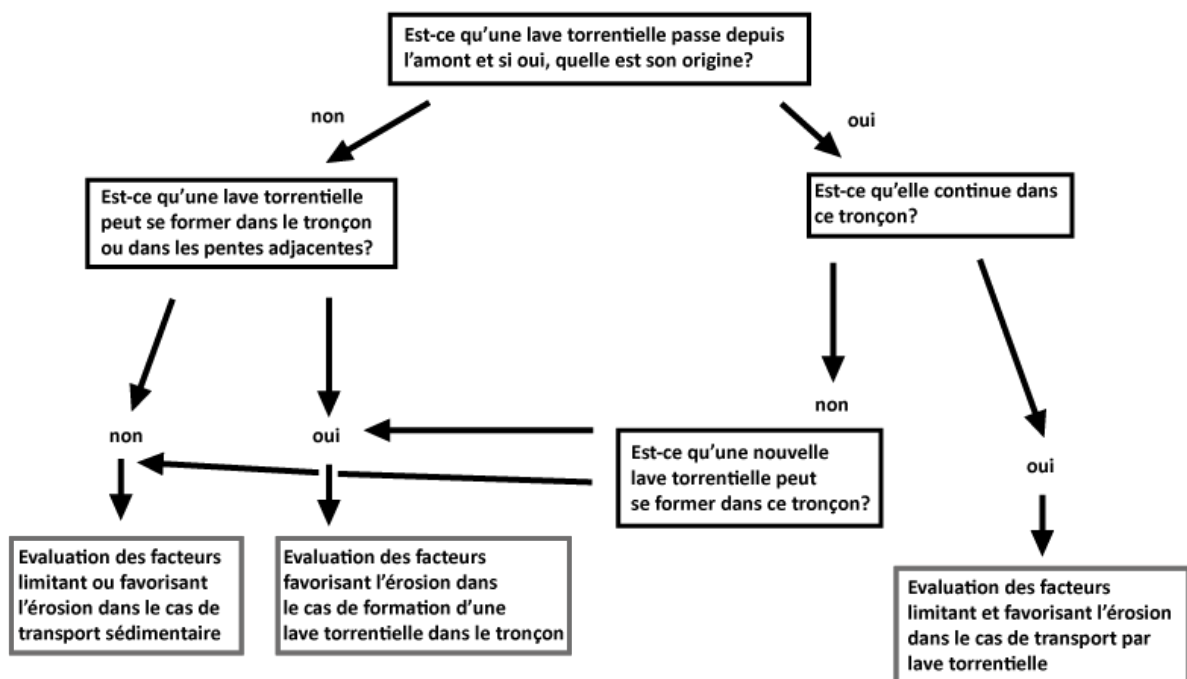


Fig. 2.6 : Diagramme d'aide à la décision de la possibilité de formation d'une lave torrentielle d'après Gertsch (2009)

2.3 Méthodes quantitatives

2.3.1 Etude de l'évolution du site d'étude par la photogrammétrie

2.3.1.1 Définitions

La photogrammétrie permet d'étudier des formes et leur position dans l'espace « *au moyen des mesures effectuées sur des photographies de cet objet* » (Caillemer et Planques, 1983). Dans le domaine de la géomorphologie, cette méthode est fréquemment utilisée pour l'étude de l'évolution d'un paysage.

La société américaine de photogrammétrie et Slama (1980) dans Lane et al., (1993) définissent la photogrammétrie comme « [...] *the art, science and technology of obtaining reliable information about physical objects and the environment through processes of recording, measuring and interpreting photographic images and patterns of electro-magnetic radiant energy and other phenomena [...] ⁴* ».

La photogrammétrie est un procédé qui permet de recréer un modèle en trois dimensions à partir d'une représentation en deux dimensions (photographie). (Lane et al., 1993). Il s'agit de déterminer les coordonnées dans l'espace de la photo et les coordonnées dans l'espace réel. Elle est utilisée pour déterminer les caractéristiques géométriques des objets relevés sur des photos. Le principe est utilisé dans différents domaines tels que l'aviation, la géomatique, la télédétection, l'astronomie, la météorologie, l'environnement et l'informatique. La photogrammétrie contribue en général à l'analyse en trois dimensions d'un terrain. La photogrammétrie numérique devient ainsi un outil de plus en plus utilisé pour mesurer et quantifier des processus géomorphologiques (érosion, ruissellement, dépôts suite à des éboulements, avalanches) ou des instabilités de versants (glissement de terrain, éboulement). Le résultat principal d'une analyse de photos est la création de modèles numériques de terrain.

2.3.1.2 Démarche

Il est nécessaire de faire la distinction entre la photogrammétrie terrestre et la photogrammétrie aérienne. La première se base sur des photos d'objets (bâtiments, sculptures, sites archéologiques) prises depuis la surface de la terre. Dans le cadre de ce travail, seule la photogrammétrie aérienne est utilisée. Pour ce faire un avion prend plusieurs photos sur une ligne de vol. Les photos doivent chacune se chevaucher d'au moins 60% en horizontal et 20% en vertical afin d'obtenir un modèle précis (Henry et al., 2001). Ce travail est effectué par l'Office fédéral de topographie (Swisstopo). Sur les deux photos se recouvrant, au moins trois points en communs doivent être visibles.

⁴ L'art, la science et la technologie permettent d'obtenir des informations fiables sur des objets physiques et sur l'environnement à travers des processus d'enregistrement, de mesure et d'interprétation de photographies aériennes et des modèles de l'énergie du rayonnement électromagnétique et d'autres phénomènes.

Les photos sont traitées à l'aide de logiciels de télédétection. Dans le cadre de ce travail, le logiciel *Erdas IMAGINE* avec l'extension *Leica Photogrammetry Suite* a été utilisé. A l'aide des points mesurés par le DGPS (voir chapitre 2.3.2), les photos sont orientées. Le modèle créé est amélioré en ajoutant des points générés automatiquement.

Pour créer un modèle, il est nécessaire de connaître les paramètres suivants :

- Géométrie interne de l'appareil photo (Lane et al., 1993)
- Calibrated fiducial marks (Lane et al., 1993)
- Centre géométrique de l'image = origine du système de coordonnées
- Point principal d'autocollimation = axe optique de l'appareil
- Point de Nadir = point vertical de l'image
- Position de l'intersection de l'axe de l'appareil photo avec le point principal de l'image
- Distorsion radiale et tangentielle de la lentille (Lane et al., 1993)
- Système de coordonnées de la photo

A l'aide des trois points visibles sur les deux photos, le modèle peut être créé. Il est néanmoins nécessaire d'avoir plus de points de référence afin de calibrer le modèle. La précision du modèle créé peut être améliorée en identifiant la précision de chaque point de référence en x, y et z. Finalement, la combinaison des points de référence avec la meilleure précision est utilisée. Sur la base du MNT créé, les photos aériennes sont par la suite orthorectifiées.

2.3.2 Mesure de déplacements à l'aide du GPS différentiel

2.3.2.1 Fonctionnement

Un GPS traditionnel ne permet pas d'effectuer des mesures de déplacement de l'ordre de quelques centimètres dans un environnement alpin. Grâce au GPS différentiel (DGPS), technique permettant de mesurer la position exacte d'un point en coordonnées X, Y et Z par rapport à une station de référence, une précision jusqu'à 3 cm est possible. En mesurant plusieurs fois la position des points, le mouvement vertical et horizontal de la surface peut être obtenu. De plus, des zones d'extension et de compression peuvent être identifiées (Lambiel et Delaloye, 2004). Il s'agit d'une méthode utilisable en toutes circonstances pour autant que le terrain soit accessible.

Le principe du fonctionnement du DGPS se base sur la mesure de la distance entre plusieurs satellites par rapport à une station de référence (base) et une station mobile (rover) (fig. 2.7). La station de référence est placée sur un point fixe supposé stable. Le cas échéant, les coordonnées doivent être corrigées par rapport aux points de contrôle. Le rover est utilisé afin de mesurer la position relative des points marqués sur le terrain par rapport à la station de base.

Dans le cadre de ce travail, c'est le mode real-time kinematic (RTK) qui a été utilisé durant les campagnes de mesure. Avec ce mode, le rover et la base communiquent en permanence et le rover

connaît sa position exacte par rapport à la station de base avec une précision inférieure à 3 cm (Lambiel et Delaloye, 2004). Selon l'endroit, il est possible que le nombre de satellites soit trop faible pour effectuer des mesures précises. C'est notamment le cas dans des régions alpines, dans des vallées encaissées ou aux pieds de versants. De plus, la distance entre la base et le rover ne doit pas être plus grande que 4 km.

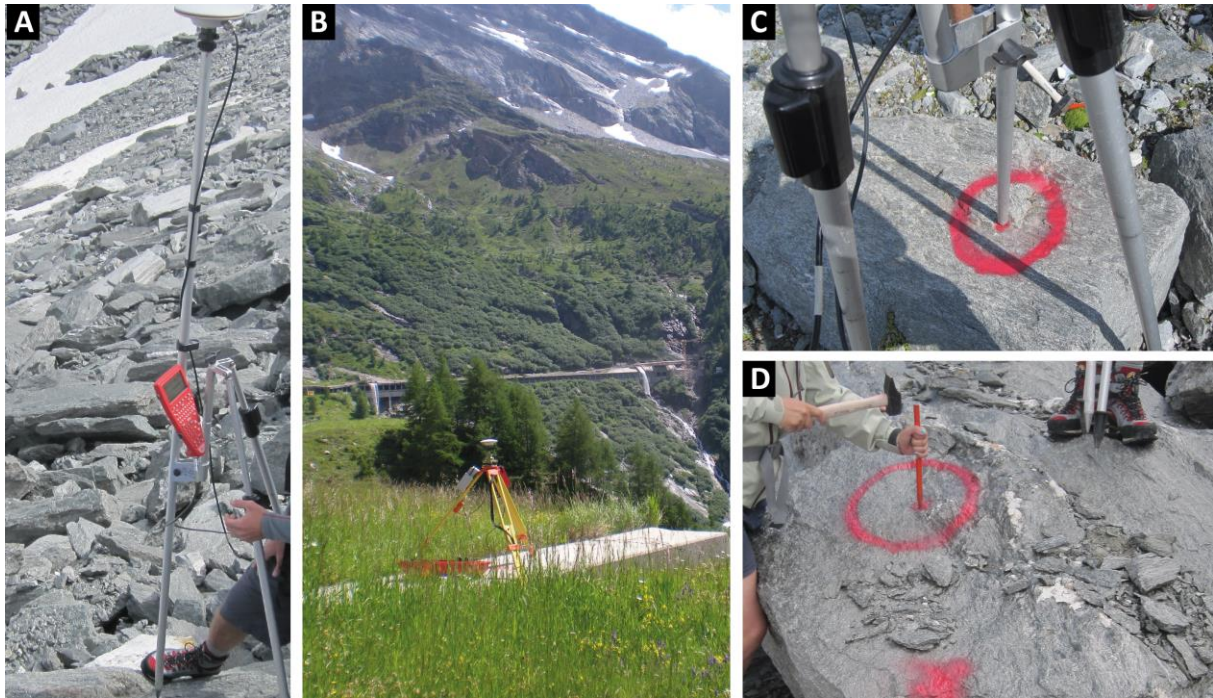


Fig. 2.7 : GPS différentiel sur le terrain | A : rover | B : station de base (Ebener, 2012) | C : bloc marqué sur le terrain | D : marquage d'un bloc à l'aide d'un burin et de la couleur

Selon l'accessibilité du terrain et la communication entre le rover et la base (des temps d'attentes sont possibles en cas de mauvaise communication et selon l'emplacement des satellites) entre 20 et 100 points peuvent être mesurés en un jour. Sur le site des Chalti Wasser avec une topographie très accidentée et des parties du terrain instables, le marquage et la première mesure des 80 points a pris trois jours. Durant les campagnes de mesure suivantes, il a été possible d'en mesurer 40 par jour.

2.3.2.2 Quantification des mouvements

La comparaison des coordonnées de chaque point obtenues lors des trois campagnes de mesure permet de calculer le déplacement. Une distinction est faite entre le déplacement horizontal (composantes X et Y et orientation) et le déplacement vertical (composante Z). D'après Lambiel et Delaloye (2004), le changement d'altitude peut être lié à quatre processus selon les caractéristiques du terrain :

- Perte d'altitude liée au déplacement horizontal et à la pente topographique.
- Perte ou gain en raison de mouvements de compression ou d'extension. Le déplacement vertical peut être plus important ou moins important que le déplacement vertical théorique

par rapport à la pente topographique.

- Changement d'altitude en raison de la fonte ou de l'accumulation de lentilles de glace. Un gain d'altitude peut être dû à la formation de bourrelets au front d'un glacier rocheux par exemple et la fonte de glace provoque un affaissement du sol à l'emplacement de mesure.
- Perte de volume due au fluage dans des couches de glace massive.

2.3.3 Analyse des données de radars satellitaires (InSAR)

L'analyse des données des radars satellitaires aide à comprendre les processus géomorphologiques par des indications du développement temporel de la topographie (Barboux et al., 2013). Depuis le lancement du satellite ERS-1 en juillet 1991, des données interférométriques sont disponibles (Barboux et al., en prép.) et permettent d'estimer la magnitude des déplacements ainsi que l'extension spatiale des déplacements (Delaloye et al., 2007a ; Lambiel et al., 2008b). D'après Delaloye et al. (2007b), l'analyse des données d'interférométrie des radars satellitaires est une technique bien établie pour cartographier les déplacements à la surface de la terre dans des régions alpines, où la végétation n'est pas dense, à une précision de mm ou cm. Cette technique est utile pour visualiser des changements de la surface topographique, sans devoir se rendre sur le terrain. Il est néanmoins nécessaire de comparer ces données à d'autres, comme par exemple les mesures de déplacements par le DGPS et la carte géomorphologique, afin de valider les résultats (Delaloye et al., 2007a).

L'interférométrie de radar satellitaire se base sur la comparaison de deux images prises à deux moments différents par un satellite équipé d'une antenne radar. L'image obtenue permet « d'observer les changements de la topographie dans la ligne de visée du satellite » (Delaloye et al., 2008). La sélection de données satellitaires pour un terrain précis dépend de l'orbite ascendante (du sud au nord) ou descendante (du nord au sud) du satellite, de sa trajectoire ainsi que de son côté de visibilité (left looking ou right looking). Il existe différents radars satellitaires (tab. 2.4) de différentes longueurs d'onde (Barboux et al., en prép.; Strozzi et al., 2009):

Tab. 2.4 : Radars terrestres

Type de senseur	Longueur d'onde	Radar	Cycle de passage
L-Band	11.2 cm	JERS, Alos	1, 35 ou 365 jours
C-Band	5.6 cm	ERS , Radarsat, Envisat	
X-Band	2.8 cm	Terrasar-X	

Le radar émet une impulsion électro-magnétique qui est réfléchiée à la surface terrestre puis détectée par l'antenne du satellite radar. L'amplitude ainsi que la phase du signal sont analysées. Avec l'interférométrie radar (InSAR), la différence de phase entre deux acquisitions radar permet d'évaluer l'évolution de la distance entre le radar et la topographie terrestre, dans le domaine fréquentiel. Le résultat est donné sous forme d'interférogramme radar (fig 2.8), ayant comme échelle de couleur le déphasage du signal pour chaque pixel entre les deux acquisitions. Une phase du signal

correspondant à la longueur d'onde du radar, des variations de distance égales au maximum à la demi-longueur d'onde du radar sont détectable. Cette limitation provient du fait que l'impulsion émise fait un aller-retour, et que le déphasage est donné relativement à la phase, soit modulo 360° .

Si les signaux sont corrélés, le mouvement à la surface de la terre est inférieur à la demi-longueur d'onde. Dans le cas contraire, des signaux décorrélés peuvent représenter des mouvements supérieurs à la demi-longueur d'onde du radar ou du bruit selon les caractéristiques de la surface de la terre. Ces mouvements sont quantifiés dans la direction du passage du satellite. Des pixels non-corrélés peuvent donc représenter sur les interférogrammes obtenus par les radars ERS et Radarsat des mouvements supérieurs à 2.8 cm et supérieurs à 1.4 cm pour le radar Terrasar-X, mais aussi des zones avec une couverture végétale ou absorbant les ondes RADAR.

Selon le cycle de passage du satellite, des données journalières, mensuelles ou annuelles permettent d'interpréter les valeurs et d'attribuer des vitesses de déplacement de l'ordre du centimètre par jour, par mois ou par an aux surfaces topographiques étudiées.

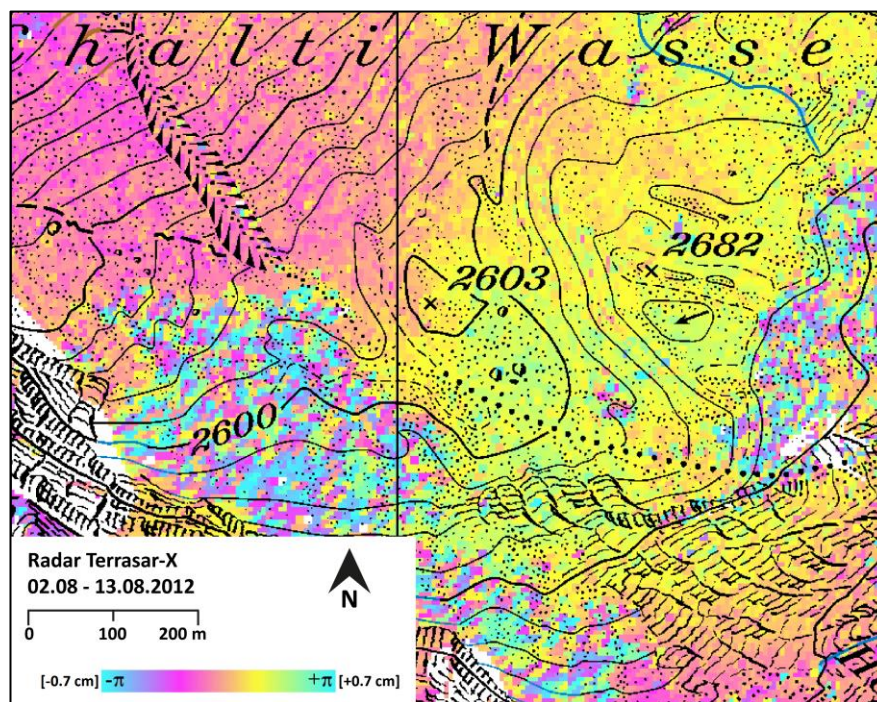


Fig. 2.8 : Exemple d'interférogramme de radar satellitaire (© DLR) | Fond de carte : © Swisstopo

L'analyse des images de radar satellitaire permet d'obtenir des informations spatiales sur :

- L'évolution spatiale de corps en mouvement
- La délimitation de différents secteurs de vitesses de déplacement
- La confirmation de données de déplacements obtenues par le DGPS

Des interférogrammes de 1997 (ERS) et 2008, 2009, 2010, 2011 et 2012 (Terrasar-X) ont été analysés pour ce travail. La sélection a été faite en fonction de la qualité des données. En effet, cette méthode est limitée par la qualité des images de radar satellitaire, influencée négativement par la végétation et la neige mouillée (Delaloye et al., 2007a). Cette méthode se prête bien pour l'étude des terrains au-dessus de la limite de la forêt. Ceci pour autant que le satellite ait pris les deux images en été afin de limiter l'impact de la neige mouillée.

2.3.4 Mesure de la résistivité électrique

2.3.4.1 Principe de la méthode

La tomographie électrique mesure la résistivité électrique du sous-sol. C'est une méthode très utilisée pour l'étude du sous-sol alpin afin d'en déterminer la structure et de détecter les zones affectées ou non par le pergélisol. Elle permet d'obtenir une « *reconnaissance multidimensionnelle des résistivités électriques d'un milieu* » (Marescot, 2006) et de localiser et caractériser les structures contenant du matériel gelé (Hauck et Kneisel, 2008). D'après Marescot (2006), « *la résistivité est la capacité d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique* ». Elle dépend du contenu, de la phase d'eau, du type de glace dans le sous-sol, de la température du sous-sol (Kneisel et al., 2008), de la taille des grains et des pores (Kneisel et al., 2008 ; Pieracci et al., 2008), de la lithologie et de la présence de fissurations (Marescot 2006). D'après Kneisel et al. (2008), la résistivité augmente très fortement au point de congélation. Ceci est dû au changement de phase de la conductivité électrique de l'eau à la non-conductivité de la glace.

Le principe de la géoélectrique consiste à injecter un courant électrique dans le sol entre deux électrodes A et B. La différence de potentiel (ΔV) qui résulte des paramètres du sous-sol est mesurée entre les électrodes M et N (Hauck et Kneisel, 2008 ; Marescot, 2006). A l'aide du courant injecté (I) et de la différence du potentiel (ΔV), la résistivité apparente (ρ_a) est calculée avec G étant un facteur de géométrie dépendant de la disposition des électrodes A, B, M et N (Hauck et Kneisel, 2008 ; Marescot, 2006). La résistivité apparente est valable pour une surface homogène. Elle intègre les résistivités de toutes les couches traversées dans le sous-sol. Elle caractérise donc toute l'épaisseur du sol traversé par le courant électrique (Delaloye, 2004) en se basant sur la formule suivante :

$$\rho_a = G \frac{\Delta V}{I}$$

Il existe différentes configurations qui sont normalement testées au début d'une campagne de mesure afin de déterminer laquelle correspond le mieux au terrain en question. Dans le cadre de ce travail, la configuration de Wenner – Schlumberger (fig. 2.9) a été utilisée. En effet, la configuration est adaptée pour un terrain dont la géométrie est encore inconnue (Marescot, 2006). Les électrodes M et N sont proches l'une de l'autre (distance MN < 1/5 de la distance AB d'après Scapozza (2012))

par rapport aux électrodes A et B qui sont plus espacées. Les distances AM et BN sont égales (Marescot, 2006 ; Scapozza, 2012).

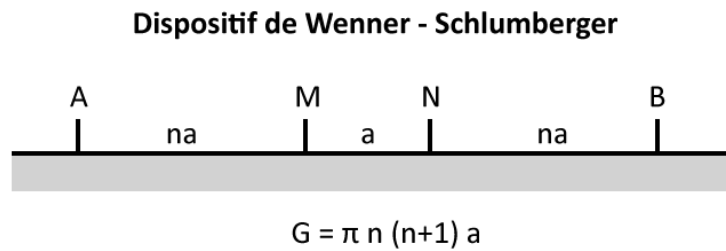


Fig. 2.9 : configuration de Wenner – Schlumberger d’après Marescot (2006)

2.3.4.2 Sondage géoélectrique sur le terrain

Un sondage géoélectrique sur le terrain est effectué sous forme de segments. Plusieurs segments sur une trajectoire forment un profil. Deux câbles sont utilisés pour chaque segment et ils sont connectés au résistivimètre qui se situe entre les deux câbles. Ces câbles sont reliés au sol par des électrodes, piquets métalliques pincés au câble (fig. 2.10). Dans le cadre de ce travail, les câbles mesurent 120 mètres de long avec un espacement intra-électrodes de 5m. 24 électrodes ont été placées le long de chaque câble. Chaque segment mesure 240 m et est divisé en deux câbles de 120 m. Le deuxième câble est donc doublé par le premier du segment suivant.

Lorsqu’il s’agit d’un terrain caractérisé par des blocs très grossiers, il est nécessaire d’entourer les électrodes d’éponges mouillées d’eau salée afin de garantir une bonne transmission du courant électrique aux couches situées en profondeur.

Afin de pouvoir insérer la topographie des profils dans le modèle du sous-sol, il est nécessaire de mesurer la position exacte de chaque électrode avec le GPS différentiel. Dans le cadre de ce travail, en raison de problèmes techniques, les relevés ont pu être effectués sur seulement 30% à 50% des électrodes.



Fig. 2.10 : Electrode dans du sol végétalisé (gauche) et dans pierrier (droit)

Deux types de résistivimètres ont été utilisés : Le Syscal Pro et le Syscal Junior. Le premier offre une large gamme de paramètres à modifier alors que le deuxième est un modèle simplifié. Les résultats sont présentés sous forme de deux profils distincts, selon le résistivimètre utilisé.

2.3.4.3 Traitement et interprétation des données

Il est nécessaire de vérifier la qualité des données et de supprimer les mesures qui ont une erreur trop importante ou une résistivité négative. L'analyse de la qualité des valeurs est effectuée au travers du logiciel Prosys II. Une fois les valeurs incorrectes supprimées, une pseudo-section est créée afin de visualiser le résultat. La topographie est saisie manuellement et l'ensemble des données est ensuite convertie dans le format Res2DInv afin de pouvoir être utilisée dans le logiciel du même nom.

Afin de connaître les caractéristiques du terrain, les données de résistivité apparente mesurées doivent être inversées pour retrouver les paramètres réels du terrain (Marescot, 2006). L'inversion consiste à remodeler les données mesurées et à créer un modèle cohérent des différentes couches du sous-sol. Ceci se fait à l'aide du logiciel Res2DInv à travers une procédure automatique. Le logiciel minimise par itération « la différence entre les données des résistivités apparentes mesurées sur le terrain et calculées sur le modèle courant » (Marescot, 2006). Finalement, un modèle proche de la réalité physique du terrain est créé avec les résistivités inversées.

La classification selon Bosson (en prep.) a été appliquée à partir des valeurs seuils de Hauck et Kneisel (2008) et Scapozza (2012). Il s'agit d'une classification non-linéaire mettant en évidence le seuil de 10'000 Ωm , la valeur limite théorique du pergélisol et des sédiments gelés. Cette classification permet de représenter des valeurs très élevées et des valeurs très faibles (de 100 Ωm à 10'000 $\text{k}\Omega\text{m}$). Les couleurs chaudes de la figure 2.11 représentent les sédiments dans un sol non gelé. Les couleurs froides caractérisent elles des sites avec de la glace en profondeur.

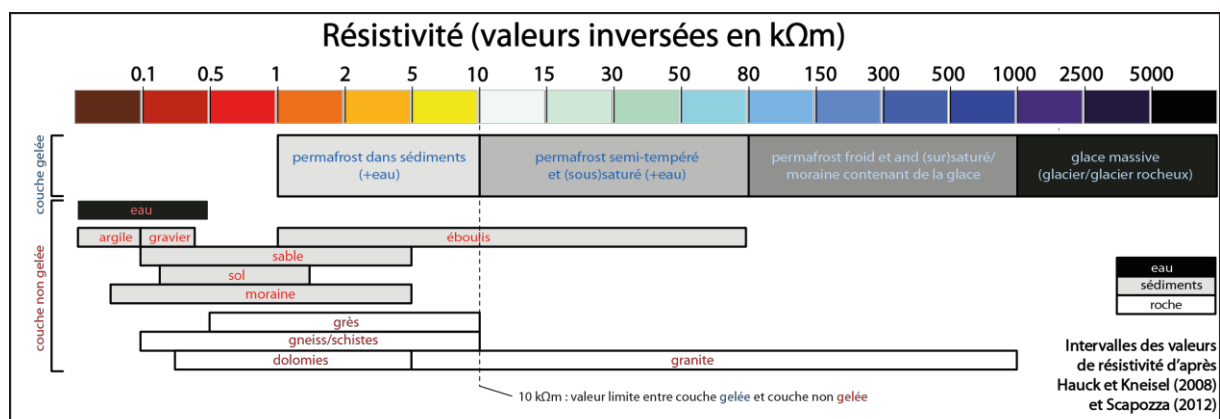


Fig. 2.11 : résistivités d'après Scapozza (2012) et Hauck et Kneisel (2008), modifié d'après Bosson (en prep.)

D'après Hauck et Kneisel (2008), Lambiel (2006), Lugon et al., (2004) et Scappozza (2012) des valeurs supérieures à 10 MΩm sont caractéristiques des glaciers tempérés ou semi-tempérés de montagne. Des valeurs entre 1 et 15 MΩm sont typiques pour des glaciers couverts et des valeurs entre 1 et 2 MΩm pour des corps de glace massive (glace sédimentaire ou de congélation). Les valeurs pour les résistivités élevées et faibles et les propriétés des sols correspondants sont résumées dans le tableau 2.5.

Tab. 2.5 : Résistivités élevées (en haut) et faibles (en bas) d'après Lugon et al. (2004), Hauck et Kneisel (2008), Scappozza (2012) et Lambiel (2006)

Résistivités élevées	Forme géomorphologique
> 5000 – 10'000 kΩm	glaciers de montagne tempérés, glace sédimentaire et métamorphique,
2500 – 5000 kΩm	corps de glace massive, plaques de glaces
1000 – 2500 kΩm	glace de congélation au toit du pergélisol
100 – 500 kΩm	glace de congélation dans un glacier rocheux, corps de pergélisol sursaturé en glace
10 – 100 kΩm	éboulis grossiers
< 10 kΩm	partie frontale de glaciers rocheux et partie inférieure des éboulis, mélange de glace/sédiments sous-saturés en glace, roche en place
Résistivités faibles	Forme géomorphologique
2 – 15 kΩm	sol
1- 10 kΩm	éboulis, gneiss
1-4 kΩm	graviers
0.6-5 kΩm	moraine
0.1-5 kΩm	eau
0.01-1 kΩm	argiles

2.3.5 Méthodes thermiques

Les méthodes thermiques consistent à enregistrer de manière continue des températures à la surface du sol. Pour ceci, des capteurs de température sont placés à faible profondeur dans le sol. Il s'agit d'une technique facile à utiliser puisqu'une fois les capteurs programmés et placés, aucune surveillance n'est nécessaire. Il suffit de récupérer les données à la fin de la période de mesure.

La pénétration de la chaleur peut avoir une influence sur le pergélisol et la glace. Cette méthode permet de déterminer la réaction du sol au réchauffement de la température de l'air proche de la surface et l'influence du type de sol en profondeur sur la température proche de la surface.

Les indicateurs suivants sont calculés à partir des données enregistrées :

- la température moyenne journalière
- la température moyenne mensuelle
- la tendance d'augmentation durant l'été aux différentes zones

Pour ce travail, onze capteurs de type i-buttons ont été utilisés et posés dans deux zones différentes. Ils ont été programmés pour effectuer une mesure toutes les deux heures. La période de mesure est commune à tous les capteurs, à savoir du 8 juillet 2012 au 8 septembre 2012. Cinq capteurs ont été posés sur le glacier couvert et sur les bourrelets au pied du Hübshorn qui se situe au sommet de la ravine du Hübshorn. Les six autres capteurs ont été répartis au pied du Chaltwassergletscher, sur la langue du glacier qui se termine en glacier couvert.

Selon les caractéristiques du terrain, les capteurs ont dû être placés entre 15 et 50 cm de profondeur. Certains ont été pendus dans le vide sous des gros blocs et d'autres ont été posés sous des cailloux voire dans des sédiments plus fins sous la première couche de blocs (fig. 2.12). Chaque capteur a été attaché avec une ficelle d'environ 50 cm à un bloc afin de le relocaliser et sa cordonnée précise a été prise.



Fig. 2.12 : Capteur de température attaché à une ficelle posé entre des cailloux (gauche) et pendant sous un gros bloc dans une cavité (droite)

Chapitre III

Site d'étude



Photos de couverture du chapitre 3 (de gauche à droite) :

Accumulations morainiques au front du Chaltwassergletscher | Vue sur la vallée de la Taferna (premier plan) et vallée du Rhône (deuxième plan) | Versant des Chalti Wasser

3.1 Contexte géographique

3.1.1 Localisation

Le site d'étude se situe en Valais sur la commune de Ried-Brig. Le bassin versant des Chalti Wasser (fig. 3.1) alimente la rivière Taferna. Plus bas, celle-ci est appelée Saltina et elle rejoint le Rhône à Brigue. Le bassin versant du Chaltwassergletscher se situe dans un cirque exposé ouest à nord-ouest à l'amont du col du Simplon. Il est délimité par le Hübschhorn au Sud, le Monte Léone et le Chaltwasserpass à l'Est, le Mäderhorn au Nord et par la confluence des ravines entre le lieu-dit *Breits Loub* et *Taferna* à l'Ouest. Pour l'étude, les bassins versants adjacents au versant ouest du Mäderhorn ont également été inclus.

Le terrain étudié s'étend de 1690 m (Breits Loub) à 3553 m d'altitude (Monte Léone) et représente une surface de 5.2 km². L'étude détaillée de la morphologie et de la dynamique des stocks sédimentaires se concentre sur la partie qui s'étend de 2300 m et 2900 m, ce qui correspond à 2.3 km². L'étude du bassin versant torrentiel prend elle en compte l'entier du site. L'amont du site d'étude est dominé par un environnement minéral et glaciaire. Au-dessous de 2400 m, la végétation est présente sous forme de buissons et de petits arbustes. Dans la partie aval des mélèzes et arolles caractérisent le versant.

Les pentes relativement raides à l'aval du glacier sont recouvertes par un réseau de torrents bien développé qui se jettent dans le chenal principal au lieu-dit *Taferna*. Ces torrents prennent partiellement naissance sur le front du glacier et au pied du Hübschhorn. Ils traversent des accumulations morainiques, des escarpements rocheux puis des pentes végétalisées à plus basse altitude. Une forte incision et une forte érosion latérale des chenaux caractérisent les pentes aux endroits plus raides alors que là où la pente diminue, des dépôts sédimentaires forment le bord des chenaux.

3.1.2 Intérêt du site d'étude

La route du col du Simplon passe en aval du site d'étude des Chalti Wasser. Des chalets se situant dans cette région ont déjà été menacés par des événements naturels à plusieurs reprises.

En septembre 1993, des pluies extrêmes ont apporté 290 mm d'eau en deux jours dans la région du Simplon (OFEG, 2002). Suite à ces pluies, une lave torrentielle a emporté un chalet se situant à Schallbett en aval des Chalti Wasser (Arnold, comm. pers.). Pour le site des Chalti Wasser, aucune étude n'a été réalisée afin de démontrer le lien éventuel entre de fortes précipitations et le déclenchement de laves torrentielles. Pourtant, de tels événements ont marqué le paysage. En effet, au pied du Hübschhorn une grande niche d'arrachement caractérise le départ d'une lave torrentielle formant une ravine profonde. Les matériaux transportés lors du phénomène s'accumulent au fond de la vallée où la pente diminue et où les chenaux se rejoignent.

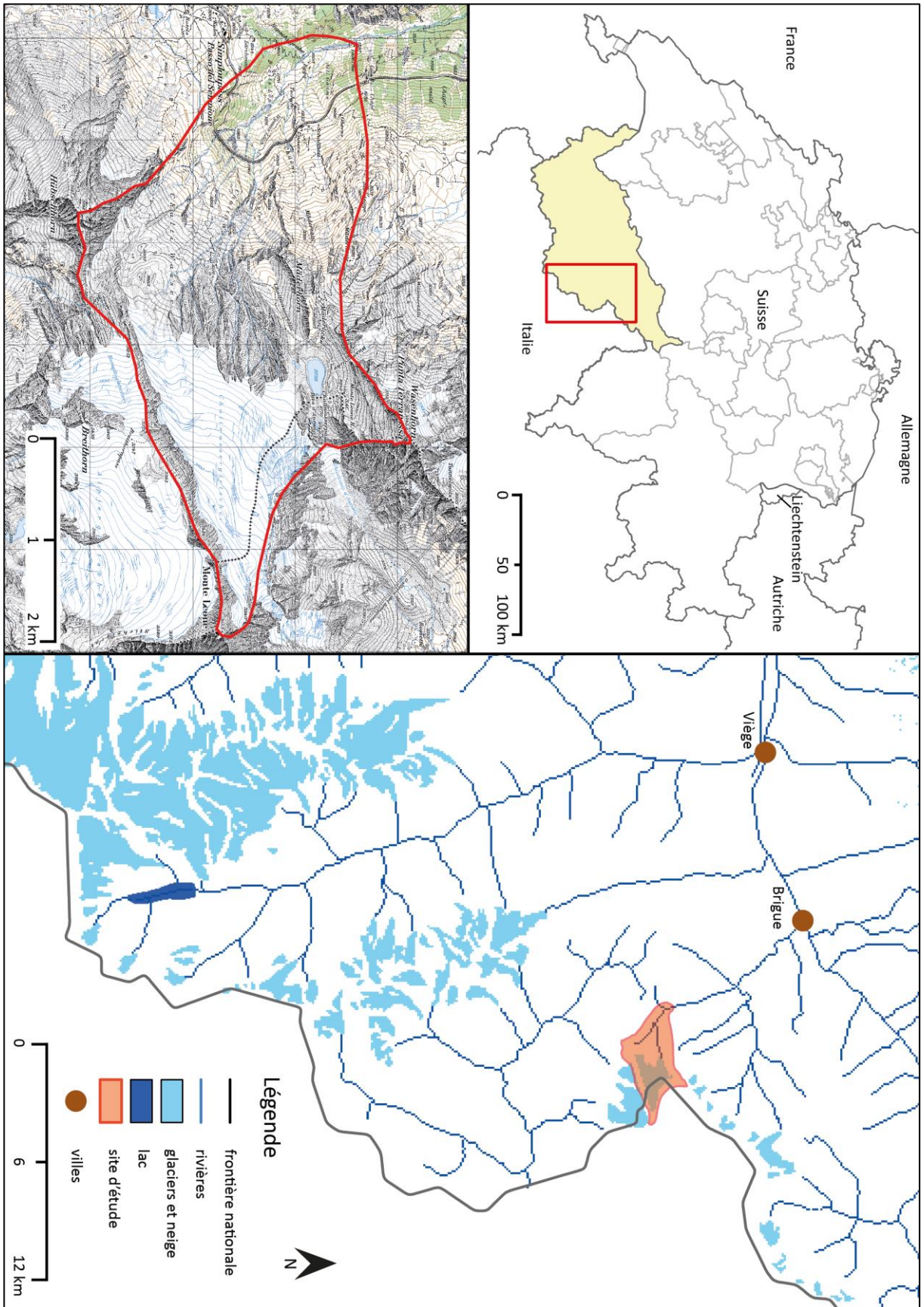


Fig. 3.1 : Localisation du site étudié | Fond de carte : © Swisstopo

Le Chaltwassergletscher est répertorié dans l'inventaire des glaciers dangereux. Il s'étend de 3380 m à 2660 m d'altitude et a une pente de 16° (29%) (VAW, 2012). La fiche du Chaltwassergletscher mentionne un évènement de crue glaciaire avec lave torrentielle en 1993. Cet évènement a également été signalé par Arnold (comm. pers.), habitant de la vallée.

L'environnement du glacier est décrit de la manière suivante dans l'inventaire: « *Aus dem schuttreichen Gletscherumfeld sollen sich bereits mehrfach Murgänge ausgelöst haben. Möglicherweise ist das Lockermaterial lokal von Permafrost gekennzeichnet⁵* ». Les caractéristiques sédimentaires et géophysiques de la zone de déclenchement sont relativement peu connues selon cette fiche. Une hypothèse de permafrost dans le matériel meuble a cependant été faite dans ce même inventaire. Selon ce dernier, les risques potentiels concernent surtout la route du col du Simplon plutôt que les habitations peu nombreuses dans cette zone.

En raison de sa situation climatique et des processus pro- et périglaciaires, d'importants volumes de matériel peuvent être mobilisés en cas de fortes pluies, fréquentes dans cette région. De gros volumes sédimentaires sont transportés vers l'aval en direction du lieu-dit *Breits Loub*.

⁵ A plusieurs reprises des laves torrentielles se sont déclenchées de la zone proglaciaire caractérisée par une quantité importante de débris non-consolidés. Ils sont probablement localement caractérisés par du pergélisol.

3.2 Contexte climatique

Les Alpes profitent d'un climat très varié selon les régions. En effet la chaîne alpine et ses vallées sont exposées à une multitude de caractéristiques climatiques. Afin de mieux comprendre la situation climatique du site d'étude, les précipitations moyennes annuelles ainsi que la température moyenne annuelle du site en question ont été estimées. Deux formules sont appliquées, permettant d'estimer la température moyenne annuelle ainsi que les précipitations moyennes annuelles dépendant de l'altitude d'un point donné. Les stations météorologiques les plus proches est utilisées pour ces estimations (fig. 3.2).

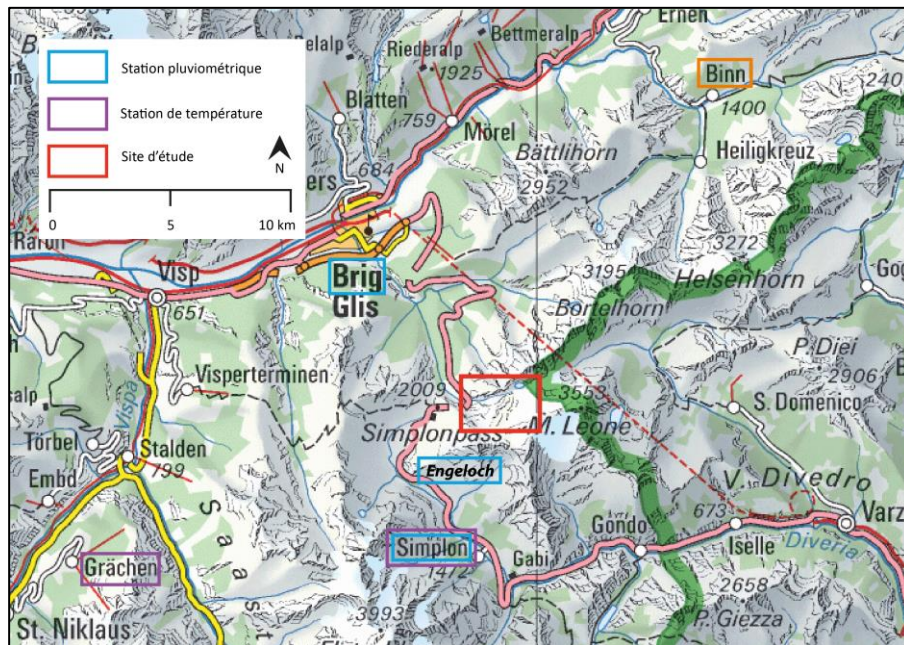


Fig. 3.2 : Vue d'ensemble des stations de référence | Fond de carte : © Swisstopo

3.2.1 Précipitations annuelles

Le calcul des précipitations moyennes annuelles a été effectué à l'aide de la formule statistique de Fallot (2009). Les précipitations (P en mm) sont obtenues en additionnant :

- les précipitations mesurées à une station de référence (P_0 en mm) située à une altitude donnée (z_0 en m)
- le produit de la différence d'altitude entre le site d'étude (z en m) et l'altitude la station de référence (z_0 en m) avec le gradient vertical des précipitations (dP/dh en mm/m) pour la région en question

$$P = P_0 + [(z - z_0) * (dP/dh)]$$

Les précipitations moyennes annuelles du site des Chalti Wasser et du col du Simplon ont été estimées à partir des données des stations de Binn et de Simplon Village (fig. 3.2). Le gradient pluviométrique (dp/dh) du Sud des Alpes de +0.45 mm/m a été utilisé pour le calcul à partir de Simplon Village. Le gradient pluviométrique du Valais de +0.2 mm/m a été utilisé pour le calcul à partir de Binn. Ces deux stations sont davantage exposées au débordement de l'air humide depuis le versant Sud des Alpes.

Afin de prendre en compte la proximité du site d'étude de la ligne de faite principale des Alpes, Fallot (comm. pers.) propose de faire une moyenne pondérée (tab. 3.1) entre les deux stations en donnant une pondération de 0.75 à Simplon Village et de 0.25 à Binn afin d'accorder trois fois plus de poids aux précipitations moyennes annuelles estimées à partir de la station de Simplon Village.

Tab. 3.1 : Précipitations moyennes annuelles estimées

Site	Altitude [m/mer]	Station de référence	Altitude [m/mer]	Précipitations [mm]	Gradient vertical [mm/m]	Précipitations estimées [mm]	Pondération	Précipitations pondérés	Précipitations moyennes estimées [mm]
	z		z_0	P_0	Dh/dp	P			
Col du Simplon	2005	Simplon Dorf	1495	1229	0.45	1459	0.75	1094	1376
		Binn	1415	1009	0.20	1127	0.25	282	
Chalti Wasser	2680	Simplon Dorf	1495	1229	0.45	1762	0.75	1322	1637
		Binn	1415	1009	0.20	1262	0.25	316	

Les précipitations moyennes annuelles estimées pour le col du Simplon et le site des Chalti Wasser sont de 1376 mm pour le col et 1637 mm pour le site à une altitude de 2680 m (tab. 3.1). A titre de comparaison, les précipitations moyennes annuelles estimées pour des altitudes similaires dans la vallée voisine de Zermatt sont légèrement plus basses, avec 1300 mm pour des sites à 2600 m et entre 400 mm à 600 mm pour des sites d'altitude égale à celle du col du Simplon. Cette différence s'explique par la sensibilité du bassin versant des Chalti Wasser aux débordements du foehn du Sud.

3.2.2 Température moyenne annuelle

D'après Fallot (2012) « la topographie agit de plusieurs manières sur la température moyenne de l'air à l'échelle régionale et locale ». Plus particulièrement, des accumulations d'air froid au fond des vallées peuvent influencer la température moyenne annuelle d'un site. De plus, les gradients verticaux moyens des températures ($^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) sont plus faibles dans la couche de fond au-dessous de 1500 m d'altitude et plus importants au-dessus (Bouët, 1985). Cette température moyenne

annuelle a été estimée pour le site des Chalti Wasser, le col du Simplon et le sommet du Monte Léone à l'aide de deux formules selon Bouët (1985).

La première s'applique à des cas dans lesquels la station de référence ou le site d'étude se situe dans la tranche d'air en-dessous de 1500 m et l'autre dans la tranche d'air en-dessus de 1500 m.

$$T = T_0 - [(1500-z_0) * (dT1/dh1)] - [(z-1500) * (dT2/dh2)]$$

Où :

T = température (°C) calculée pour une altitude z

T₀ = température mesurée à la station de référence

z = altitude de la station (m) pour laquelle on veut calculer la température

z₀ = altitude de la station de mesure

dT1/dh1 = gradient vertical de température pour la tranche d'air inférieure

dT2/dh2 = gradient vertical de température pour la tranche d'air supérieure

La deuxième formule s'applique à des situations dans lesquelles la station de référence et le site d'étude se situent dans la même tranche d'air, en-dessus de 1500 m.

$$T = T_0 - [(z-z_0) * (dT2/dh2)]$$

Où :

T = température (°C) calculée pour une altitude z

T₀ = température mesurée à la station de référence

z = altitude de la station (m) pour laquelle on veut calculer la température

z₀ = altitude de la station de mesure

dT2/dh2 = gradient vertical de température pour la tranche d'air supérieure

La température moyenne annuelle des Chalti Wasser est estimée à l'aide des températures moyennes relevées entre 1961 à 1990 à Grächen et à partir de 1971 à Simplon Village (fig. 3.2 et tab 3.2). La station de Grächen se situe sur un versant de même exposition que le site d'étude. La station de Simplon Village, de par sa situation dans un fond de vallée, est moins favorable à l'estimation de températures à cause de l'effet de fond de vallée. Sa localisation influence les températures qui seront légèrement plus basses que dans une station à une même altitude sur un versant (Fallot, 2012). Pour cette raison, un ajustement de +0.5°C a été effectué pour la température estimée à partir de cette station (Fallot, comm. pers).

Tab. 3.2 : Températures estimées pour le site des Chalti Wasser

Site	Altitude [m/mer]	Station	Altitude [m/mer]	Température station [°C]	Gradient verticale de temp. [1°C/m]	Gradient verticale de temp. [2°C/m]	Température estimée [°C]	Correction du site [°C]	Température estimée finale [°C]
	z	P_0	z_0	T_0	$dT1/dh1$	$dT2/dh2$			
Monte Léone	3553	Simplon Dorf	1495	5.3	0.0046	0.0059	-1.69	0.5	-1.19
		Grächen	1617	5.2	0.0046	0.0059	-1.07	0	-1.07
Chalti Wasser	2680	Simplon Dorf	1495	5.3	0.0046	0.0059	-6.84	0.5	-6.34
		Grächen	1617	5.2	0.0046	0.0059	-6.22	0	-6.22
Col du Simplon	2005	Simplon Dorf	1495	5.3	0.0046	0.0059	2.30	0.5	2.80
		Grächen	1617	5.2	0.0046	0.0059	2.91	0	2.91

Selon Müller (2005) la température moyenne au col est de 1.2°C. Les valeurs obtenues par la formule de Bouët (fig. 3.2) sont dans les ordres de grandeur des valeurs suisses selon Fallot (2008) (tab. 3.3). Seule la valeur pour le col du Simplon est légèrement plus élevée que celle de la moyenne suisse.

Tab. 3.3 : Température annuelle en Suisse des différentes tranches d'air d'après Fallot (2008)

Altitude [m]	Temp. annuelle [°C]
1000	5.5 à 8.6 (4.7 à 5.4)
1500	3.2 à 5.5 (2.4 à 3.1)
2000	0.2 à 2.5 (-0.6 à 0.1)
2500	-2.7 à -0.4 (-3.2 à -2.8)
3000	-5.7 à -3.4
4000	-11.5 à -9.3

L'estimation des températures moyennes annuelles et des précipitations annuelles permet de révéler que la région du Simplon, de par sa situation sur la ligne de faîte des Alpes, est fortement influencée par le régime des précipitations du Sud des Alpes. Les sommets environnants induisent un effet de barrage naturel (Müller, 2005). Le bassin versant étudié est donc sensible aux situations météorologiques extrêmes telles que d'abondantes précipitations provoquées par des masses d'air humides en provenance du Sud. Cela est d'une importance particulière dans ce travail, qui traite les laves torrentielles et les facteurs déclencheurs associés.

3.3 Contexte géologique

Le contexte géologique de la région du Simplon, bien qu'il soit complexe, est relativement bien connu grâce à la construction du tunnel de base dont le percement a été terminé en février 1905. Cependant, les structures détaillées du sol ne sont pas encore complètement explorées (Epard, comm. pers.). En 1859, Heinrich Gerlach, géologue et ingénieur des mines, a étudié plusieurs tracés possibles afin de traverser le massif lors de l'élaboration du projet de construction du tunnel (Steck, 2005). Plus tard, une commission « *consultative chargée d'organiser et de diriger les études géologiques à faire dans le tunnel et à l'entour* » (Steck, 2005) a été mise en place avec les représentants suivants : le Dr. Eugène Renevier, le Dr. Albert Heim et le Dr. Hans Schardt. C'est grâce à ce comité scientifique qu'une grande partie de la structure géologique de la région du Simplon a pu être connue.

Deux grandes structures tectoniques caractérisent la région du Simplon :

- *La zone de cisaillement du Simplon* : il s'agit d'une ancienne (20 à 30 mio. d'années) zone de cisaillement ductile et profonde (plusieurs km) qui provoque la formation de plis, comme notamment le pli de Bérisal. Cette épaisse zone de cisaillement en profondeur est de plus en plus cassante à la surface (Epard, comm. pers.). Des cassures sont visibles dans le secteur des Chalti Wasser sous forme d'escarpement rocheux.
- *La faille du Simplon*: cet accident tectonique plus récent et moins épais (quelques m) sépare le Valais en descendant vers l'Italie. Plus exactement, la faille part de Viège jusqu'à Domodossola en passant par le col du Simplon. Les roches des nappes en place sont surélevées à l'Est du col et inclinées en direction de l'Ouest. Cette zone de déformation, également appelée la ligne du Rhône-Simplon, est due à un décrochement dextre (Steck 2005) dans la vallée d'Ossola, au Sud du Simplon. Cette faille du Simplon forme entre autre la « *limite occidentale et méridionale du dôme de gneiss des Alpes Lépontines et du Massif de l'Ar* » (Steck 2005). La zone des Chalti Wasser est traversée par la faille du Simplon qui passe parallèlement au dos du Hübschhorn.

Lithologiquement, la région du Simplon se situe à la limite de deux grandes unités géologiques : à l'Est le pennique inférieur et à l'Ouest le pennique moyen. Le site d'étude se situe entre ces deux limites (fig. 3.3). La nappe de l'Antigorio, la nappe de Verampio et la nappe du Monte Leone se situent dans le pennique inférieur, alors que le pennique moyen regroupe la nappe de Siviez-Mischabel, la zone Houillère (ou nappe de Stalden inférieure) et la nappe des Pontis (ou Stalden supérieur).

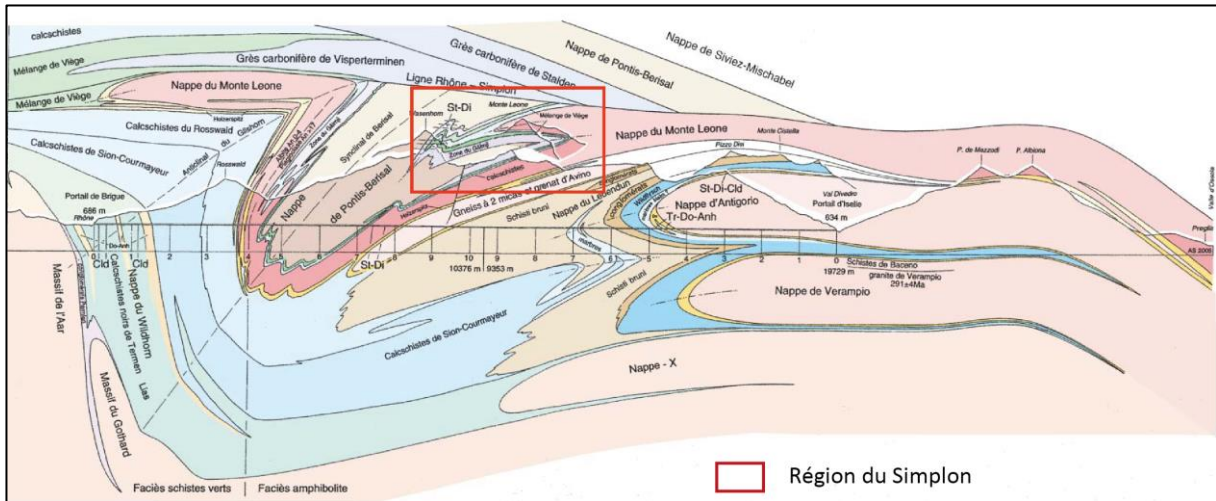


Fig. 3.3 : La région du Simplon dans le contexte du plissement des Alpes modifié d'après Steck (2005)

La nappe du Monte Léone est une nappe cristalline dominée par les gneiss. Ces roches caractérisent les sommets du Sud de la vallée. Des sédiments métamorphiques comme les conglomérats, grès et argiles sont également typiques de cette nappe. La partie sommitale du terrain, notamment le bedrock du Chaltwassergletscher, les sommets du Monte Léone, du Breithorn et du Hübschhorn, est caractérisée par ces gneiss de la nappe du Monte Léone (fig. 3.4) (Steck, 2005 non publié).



Fig. 3.4 : Gneiss de la nappe du Monté Léone (Ebener, 2012)

D'après Steck (2005 fig. 3.3 et fig. 3.5, non publiée), une bande de calcschistes de St. Christophe caractérise le pied du versant ouest et nord du Hübschhorn et l'aval du Chaltwassergletscher. Le sommet du Mäderhorn est caractérisé par ces calcschistes. D'après le même auteur, le mélange de Viège (wildflysch) fait directement suite aux calcschistes. Il est visible au pied ouest du Hübschhorn à la hauteur de la route du col, sur la zone des différents cordons morainiques aux Chalti Wasser, sur les roches moutonnées ainsi que le versant sud-ouest du Mäderhorn. La partie aval du bassin versant, vers le lieu-dit *Taferna*, se situe dans des schistes de Gälmmji.

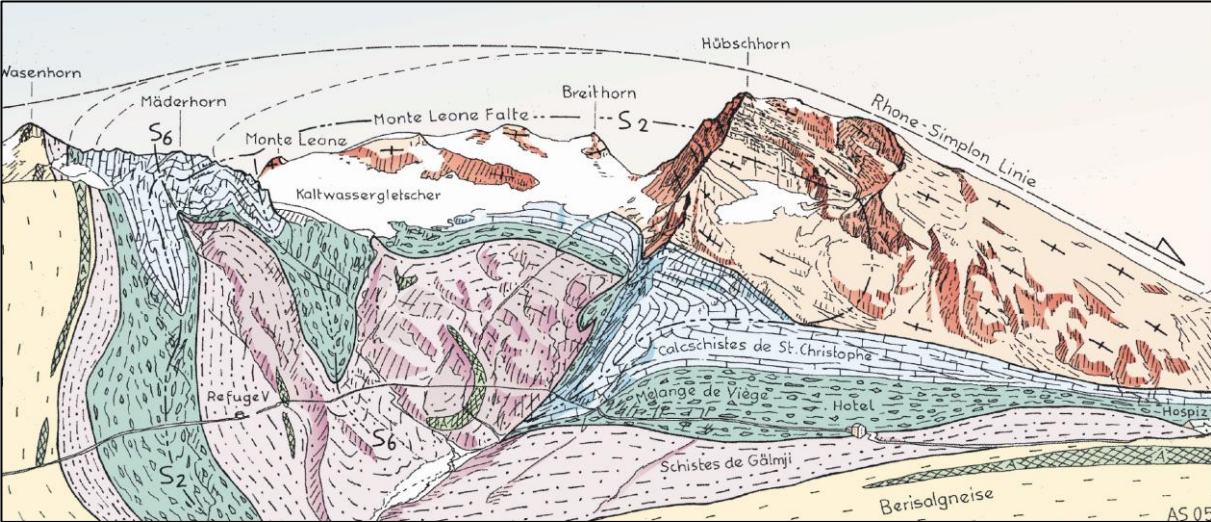


Fig. 3.5 : Coupe géologique des Chalti Wasser (Steck, non publié)

3.4 Hydrographie

Le site d'étude des Chalti Wasser constitue le bassin versant le plus en amont de la Taferna (fig. 3.6). Les eaux des différents sous-bassins versant confluent à une altitude de 1690 m au lieu-dit *Breits Loub* ou *Taferna*, exutoire commun pour toutes les analyses hydrologiques et torrentielles de ce travail. Le bassin hydrologique étudié (fig. 3.6) ne couvre pas l'entier du site étudié. A cause de leur écoulement à l'est dans la vallée d'Aurona, les eaux à l'Est et au Nord-Est du terrain, n'ont pas été prises en compte pour ce travail. Le lac qui se situe dans la marge proglaciaire ainsi que la partie sommitale du Chaltwassergletscher ne contribuent pas au système hydrographique des Chalti Wasser.

Les sous-bassins qui prennent naissance au pied du Hübschhorn et au pied du Chaltwassergletscher sont de type glaciaire. Ils sont caractérisés par une variation de débit importante entre le jour et la nuit. Leur débit maximal a lieu à la fin de l'été (juillet à août). Les bassins versants à l'ouest du Mäderhorn, le bassin versant de Schallbett et de Chüöni, sont de type nivo-pluvial.

L'étude du système hydrographique est plus détaillée au chapitre 5.1 dans le cadre de l'analyse de la dynamique torrentielle.

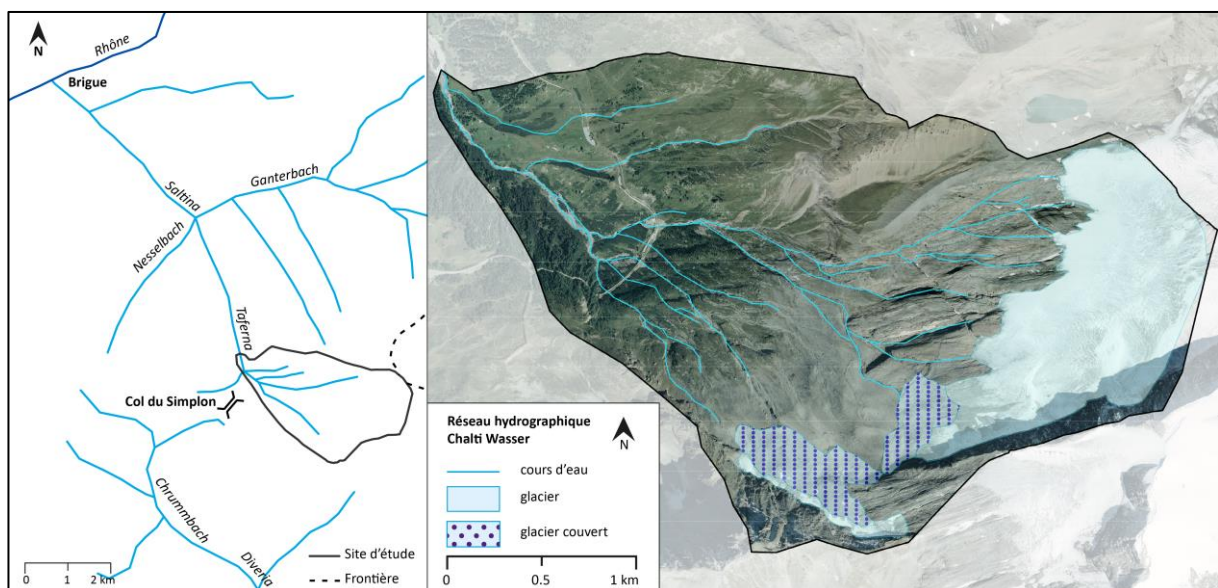


Fig. 3.6 : Contexte et réseau hydrographique des Chalti Wasser | Orthophoto © Swisstopo (2005)

3.5 Anthropisation

Afin de caractériser le cadre anthropique, le terrain doit être divisé en deux parties. La partie inférieure, traversée par la route du col du Simplon et la partie supérieure qui est uniquement naturelle. La partie aval est habitée par l'Homme (fig. 3.7). La construction de la route du col a été terminée en octobre 1805 et la galerie a été percée dans le cadre de la construction des routes nationales en Suisse au milieu du 20^{ème} siècle (fig. 3.7). Le col était la seule possibilité pour traverser la chaîne alpine en hiver et il s'agit toujours d'une liaison Nord-Sud très importante.



Fig. 3.7 : Galerie protégeant la route du col (gauche) et habitations à Schallbett (droite) (Arnold, 1917). Le chalet sur la gauche a été emporté lors d'un évènement torrentiel en 1993

Au-dessus du col, une digue artificielle protège les habitations. A une altitude de 2160 m, un bisse longe le Hübschhorn d'est en ouest. Une ancienne tour de pierres se situe vers 2390 m d'altitude au bord du chemin pédestre qui monte à la cabane du Monte Léone. Cette tour était un pylône de téléphérique. Celui-ci descendait des blocs de glace pris sur le glacier qui étaient ensuite transportés à Brigue pour tenir au frais les boissons dans les caves (Arnold, comm. pers.). Le reste de la partie amont du terrain est très peu modifiée par l'Homme. Quelques ponts ont été construits pour les randonneurs afin de pouvoir traverser les torrents. Ces ponts sont refaits chaque année à la fin de l'hiver suite aux dommages engendrés soit par les laves torrentielles soit par des avalanches.

Chapitre IV

Analyse géomorphologique et morphogenèse



Photos de couverture du chapitre 4 (de gauche à droite) :

Flanc extérieur de la moraine du PAG dans le Chaltwassertäli | Mäderhorn (dos à gauche) et Wasenhorn (à droite) | Hübschhorn

4.1 Analyse géomorphologique

La description morphologique du bassin versant torrentiel se base sur les différents domaines morphogénétiques de la légende géomorphologique de l'IGUL. La figure 4.1 permet de situer les formes géomorphologiques décrites dans ce chapitre dans le contexte général du bassin versant des Chalti Wasser.

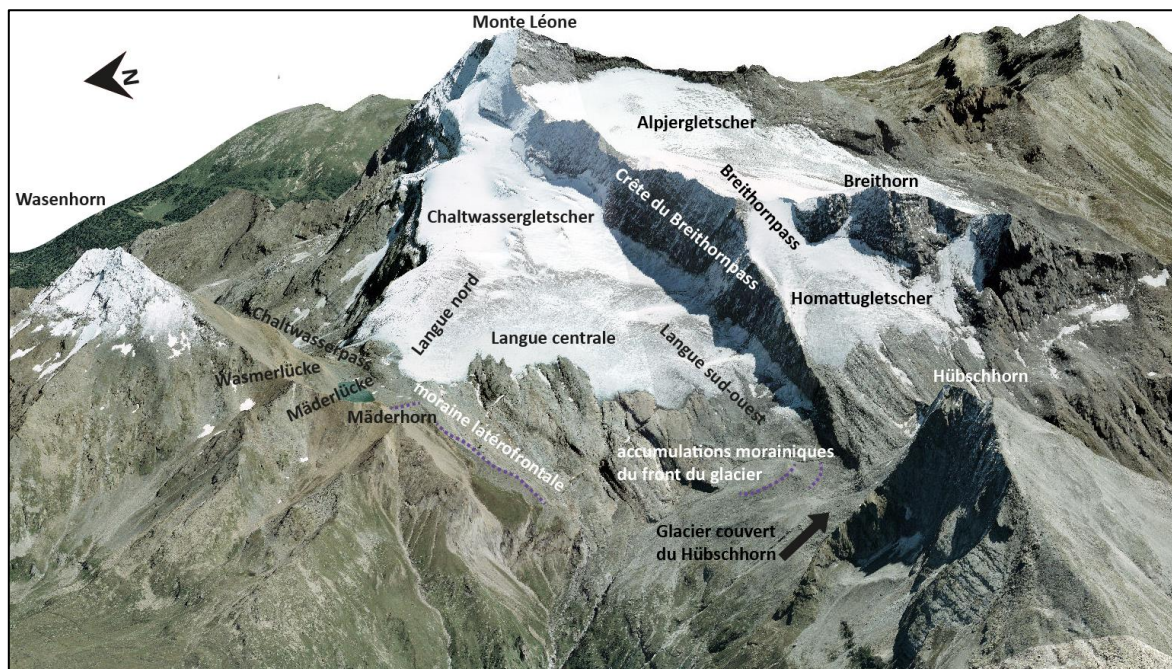


Fig. 4.1 : Système glaciaire des Chalti Wasser | Fond de carte : Orthophoto 2004 © Swisstopo

4.1.1 Système glaciaire du Chaltwassergletscher et morphologie glaciaire

4.1.1.1 Extension actuelle du Chaltwassergletscher et du glacier couvert du Hübschhorn

La partie supérieure du terrain d'étude est englacée sur une surface de 1.95 km² par le **Chaltwassergletscher** (fig. 4.3, D). Il prend naissance au pied des parois rocheuses du Monte Léone. Son extension vers l'aval est difficile à déterminer en se basant sur les photos aériennes puisqu'une grande partie du glacier est couvert de débris rocheux dans la partie aval. Ainsi, son extension exacte ne peut être déterminée, par exemple, qu'à partir de mesures géoélectriques. Trois voire quatre langues du glacier ont été identifiées (fig. 4.1):

- la langue sud-ouest du glacier se termine à une altitude de 2750 m sous forme de glacier couvert. Une couche de 2 m à 5 m de blocs recouvre la glace et forme ainsi des bourrelets
- la partie centrale du glacier se termine vers 2800 m sous forme de petits lobes de glace sur le substratum rocheux
- la langue nord se termine au pied de la Mäderlücke à 2780 m

- une quatrième langue franchit le Chaltwasserpas en direction de l'est (peu visible sur la figure 4.1)

La zone d'accumulation du Chaltwassergletscher, au pied du Monte Léone et de la crête du Breithornpass, est relativement restreinte. La zone d'accumulation a été délimitée d'après l'orthophoto de 2005 (fig. 4.2). Elle est néanmoins plus petite à l'heure actuelle. Les images de Google Earth prises le 30 octobre 2009 après l'arrivée de la première neige en altitude ne permettent pas de délimiter de façon exacte la zone d'accumulation. Celle-ci est inférieure au tiers de la surface du glacier. Un glacier est dit en équilibre si sa zone d'accumulation représente deux tiers de la surface complète du glacier.

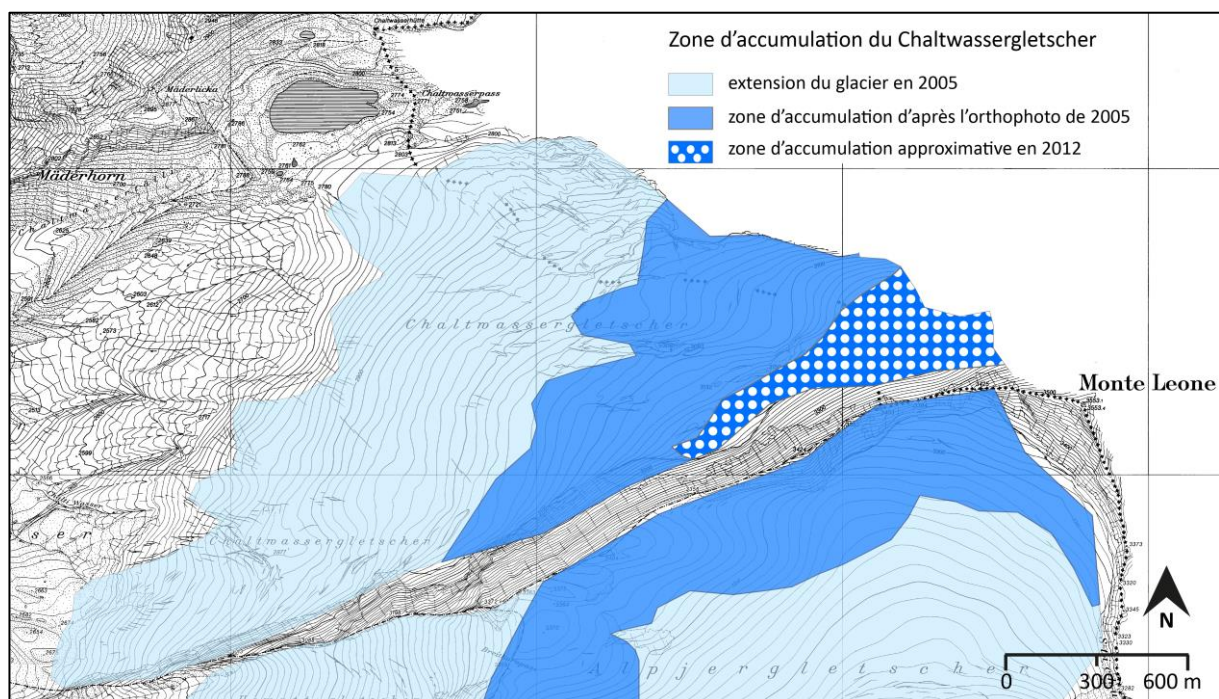


Fig. 4.2 : Zone d'accumulation du Chaltwassergletscher d'après l'orthophoto de 2005 (© Swisstopo) et des observations en 2012 | Fond de carte : Etat du Valais

Un deuxième glacier se situe au pied de la face nord-est du Hübschhorn. Il s'agit d'un glacier de pied de paroi, appelé dans la suite de l'étude **glacier couvert du Hübschhorn** (fig. 4.3, B). Sur la carte de Dufour de 1854, ce glacier faisait encore partie du Chaltwassergletscher. En 1878, sur la carte de Siegfried, il est encore juste attaché au Chaltwassergletscher qui a déjà reculé (fig. 4.5). Le retrait progressif du Chaltwassergletscher a finalement provoqué le détachement du glacier couvert du Hübschhorn. Celui-ci n'est donc plus alimenté à l'heure actuelle, il s'agit de glace morte.

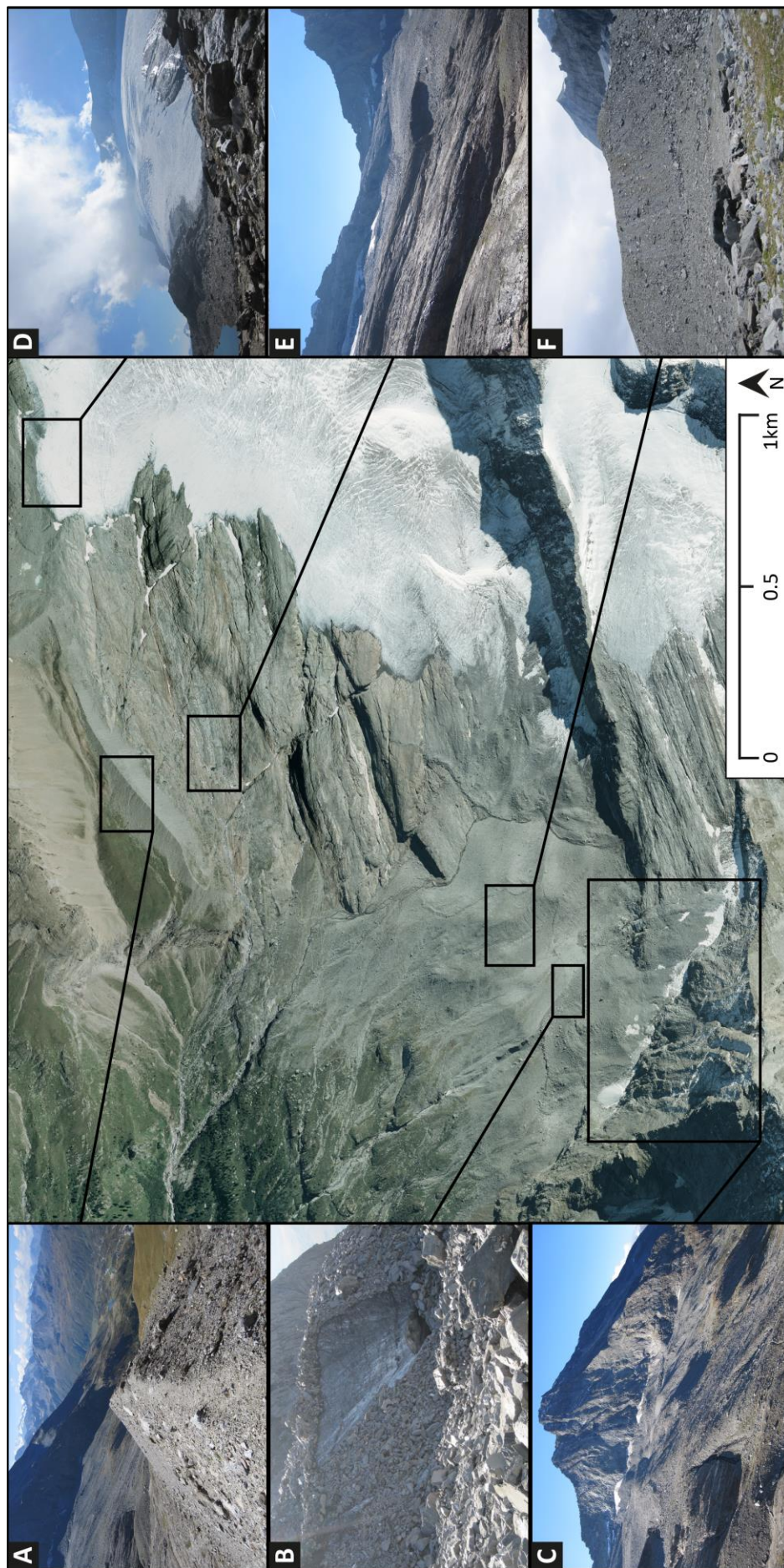


Fig. 4.3 : Le site d'étude des Chalti Wasser. A : moraine du PAG dans le Chaltiwassertäli | B : le glacier couvert du Hübschhorn | C : les accumulations morainiques (premier plan) et le Hübschhorn (deuxième plan) | D : le Chaltiwassergletscher | E : les roches moutonnées | F : la moraine au front du Chaltiwassergletscher

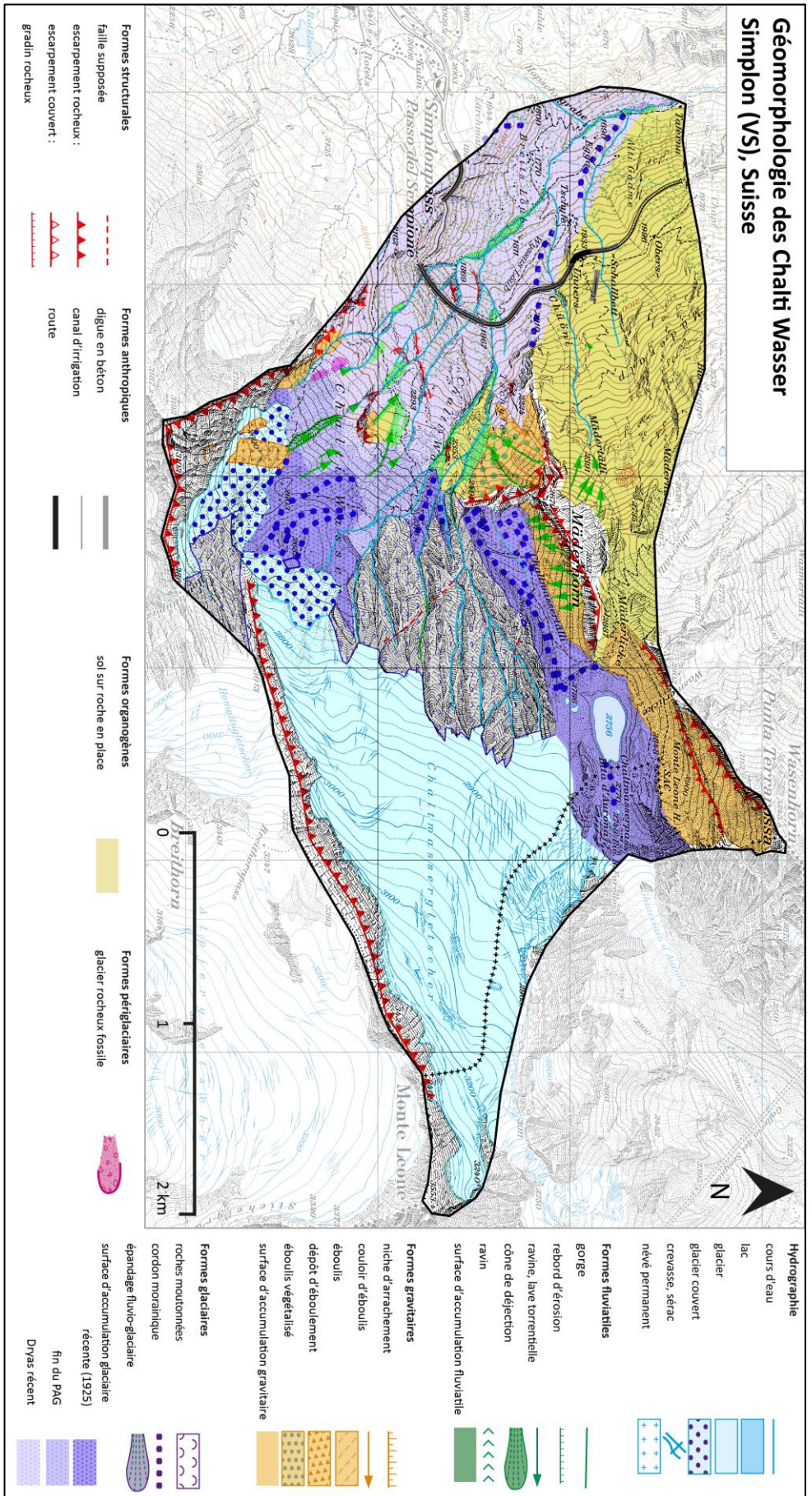


Fig. 4.4 : Carte géomorphologique des Chalti Wasser (VS). Comme la légende de l'IGUL ne différencie pas l'âge des formes d'accumulation, trois différents tons de violet ont été choisis pour distinguer les différentes époques d'accumulation glaciaire. Les tons vont du violet-mauve très clair pour les accumulations du Tardiglaciaire, aux tons plus foncés pour les accumulations plus récentes.

4.1.1.2 Historique glaciaire et formes d'accumulation morainique associées

Les différentes extensions des glaciers ont pu être identifiées grâce aux constructions morainiques observables et d'après les cartes de Müller (1984 et 2005). Six stades ont été déterminés (tab. 4.1) :

Tab. 4.1 : Extensions du Chaltwassergletscher

Période	Stade	Indicateurs
2005	Extension actuelle des glaciers	D'après les orthophotos de 2004, les photos aériennes de 2005 et les observations de terrain
1967	Extension récente Chaltwassergletscher	D'après les photos aériennes de 1967
1920	Maximum de 1920	D'après la carte de Siegfried et Müller (2005)
1854	Fin du PAG	D'après la carte de Dufour et Müller (2005)
11'000 – 10200 BP	Stade d'Egga (Egesen – Dryas récent)	D'après Müller (1984 et 2005) et les observations de terrain
14'500 – 13'200 BP	Stade de Dorf (Daun)	

Les placages morainiques du **Tardiglaciaire** (il y a 15'000 à 10'000 ans BP) (Scapozza et al., 2011) sont couvertes de végétation et se situent au fond des vallées. Durant le stade de Dorf, une grande partie des vallées alpines était encore englacée. La langue du Chaltwassergletscher se situait vers 1520 m d'altitude (Müller, 1984).

Durant le stade d'Egga, les vallées alpines étaient quasiment libres de glace. Seules certaines langues de glaciers rejoignaient encore le fond des vallées (Müller, 2005). Au Simplon, la langue du Chaltwassergletscher se situait vers 1620 m (fig. 4.5). Une moraine latérale droite entre 1660 m et 1930 m d'altitude témoigne de l'existence de ce stade du Chaltwassergletscher vers le lieu-dit *Egga* (fig. 4.5). Un deuxième cordon à 200 m du précédent témoigne d'une avancée durant ce stade. Il n'est pas différencié sur les cartes de Müller (2005), mais il est très clairement visible sur le terrain et mentionné par Müller (1984). Cette moraine est divisée en deux parties, en dessous et en dessus de la route du col. Les traces morainiques sur la rive gauche du glacier sont relativement réduites. Plus en amont, les cordons morainiques végétalisés du Chaltwassertäli datent de ce stade (fig. 4.5).

A la fin du PAG (1850), les glaciers occupent uniquement la partie supérieure des versants. Le Chaltwassergletscher se terminait à une altitude de 2350 m. Les moraines construites du PAG délimitent les marges proglaciaires actives. La moraine latéro-frontale du Chaltwassergletscher dans le Chaltwassertäli en fait partie (fig. 4.3, A). Ce cordon bien construit domine le petit vallon sur une longueur de 780 m. Il est imposant par sa hauteur (40 m) et ses pentes raides non végétalisées. En 1854 (carte Dufour), l'extension du glacier correspond à l'emplacement de la moraine actuelle et en

1930 (carte Siegfried), la moraine construite est déjà bien visible sur la carte. En aval, ce cordon se termine en dessus d'un escarpement rocheux à 2550 m d'altitude.

Une moraine perpendiculaire à cette dernière se situe en amont, au pied de la Mäderlücke au point 2786 m. Il s'agit de la moraine latérale gauche de la langue nord du glacier, qui est à l'origine de la formation du lac glaciaire au même endroit (fig. 4.4).

A la fin de cette époque, l'extension du glacier n'a pas formé de moraine frontale en direction de l'ouest car la pente du versant est trop raide. Les accumulations glaciaires ont été déposées à cette époque sous forme d'accumulations morainiques non construites et ils ont ensuite été érodés par les torrents.

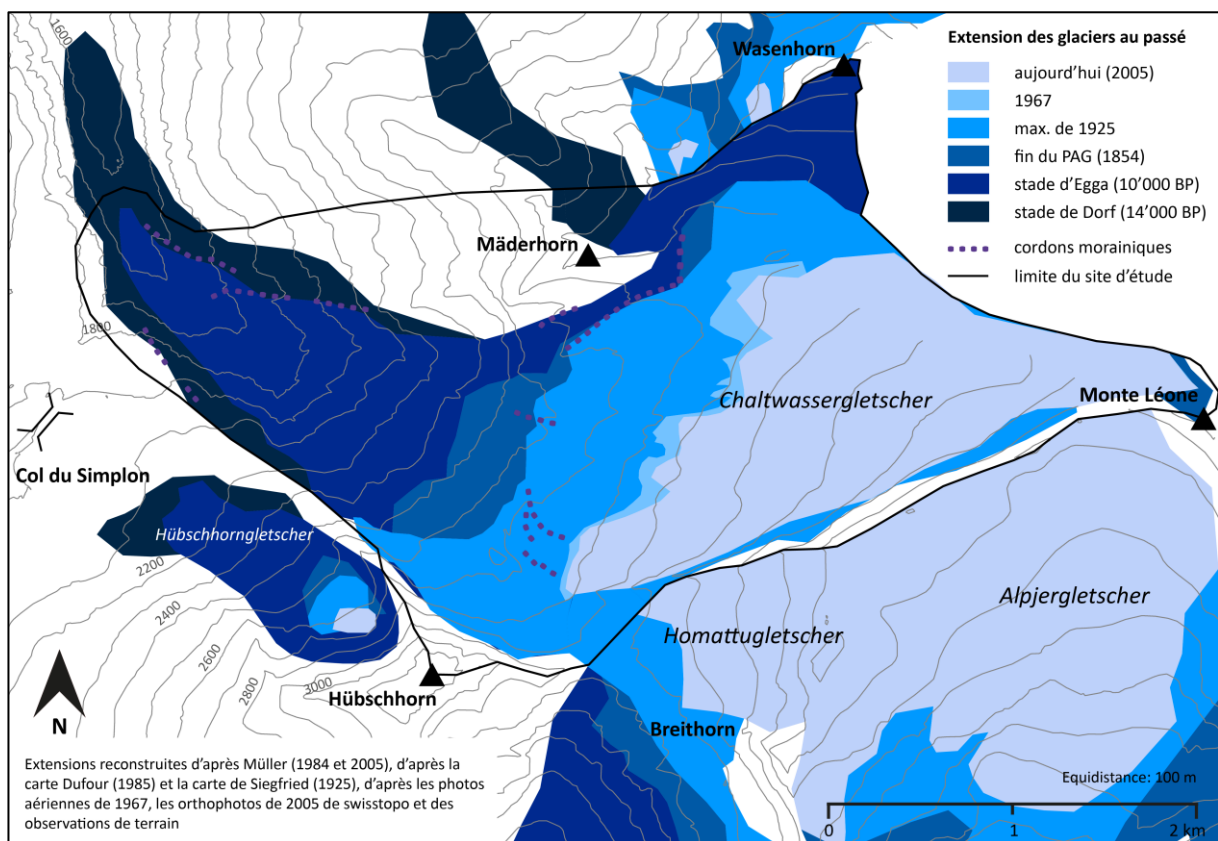


Fig. 4.5 : Stades du Chaltwassergletscher

A 2516 m une petite moraine s'étend en direction de l'ouest (fig. 4.6). Cette moraine est probablement d'origine sous-glaciaire. En effet, elle se situe en aval d'une gorge qui a permis le transport de matériel dans des chenaux sous-glaciaires. A la sortie de la gorge, ce matériel a été déposé formant ainsi cette moraine de fond.



Fig. 4.6 : Moraine sous-glaciaire (gauche) et moraine avec un bloc sur la crête au front de la position actuelle du Chaltwassergletscher | Fond de figure (gauche) : © Google Earth (2009)

Depuis la fin du PAG, plusieurs retraits et avancées ont marqué le paysage. L'avancée la plus marquante a eu lieu autour de 1920 (Müller, 2005). D'après la carte de Dufour et la carte de Siegfried, les deux systèmes des glaciers actuels, celui du Chaltwassergletscher et celui du Homattugletscher, ont été connectés à la fin du PAG. Ce n'est qu'après 1920 que ces deux glaciers se sont retirés jusqu'à se désolidariser (Müller, 2005). Ils ont permis la formation des grandes accumulations morainiques au pied du glacier actuel (fig. 4.7). En effet, entre 1920 et 1967, le Chaltwassergletscher a perdu environ 650 m de longueur. Sa langue se terminait vers 2680 m. Actuellement, la limite inférieure du Chaltwassergletscher se situe vers 2700 m d'altitude et est couverte de matériel sédimentaire dans sa partie aval (fig. 4.4). D'après les photos aériennes, le glacier du Hübschhorn était déjà couvert en 1967 et l'est encore aujourd'hui (voir chapitre 5.3.2). A l'inverse, la couverture sédimentaire du pied du Chaltwassergletscher date d'après.

Le secteur (sud-) ouest de la marge proglaciaire du Chaltwassergletscher, en aval de la partie couverte du glacier entre 2580 m et 2700 m, est relativement complexe (fig. 4.3, C et fig. 4.7) de par les différents stades du Chaltwassergletscher, du Homattugletscher et du glacier du Hübschhorn.

Plusieurs bastions morainiques, arqués du sud-est au nord figurent sur l'Atlas géologique au 25'000. Sur le terrain, deux bastions principaux ont été identifiés (fig. 4.3 F, fig. 4.6 et fig. 4.7). Ces deux bastions sont probablement dus à la confluence entre le Chaltwassergletscher et le Homattugletscher au pied du Hübschhorn (fig. 4.8). Ils formaient ainsi la moraine médiane entre ces deux glaciers. Ces bastions sont constitués de blocs de tailles variables qui peuvent atteindre plusieurs mètres cubes comme par exemple au sommet des crêtes (fig. 4.6). Les parties à l'intérieur des moraines sont relativement stables ce qui permet à la végétation de s'installer. A l'extérieur des cordons, souvent très raides, la végétation est rarement présente.

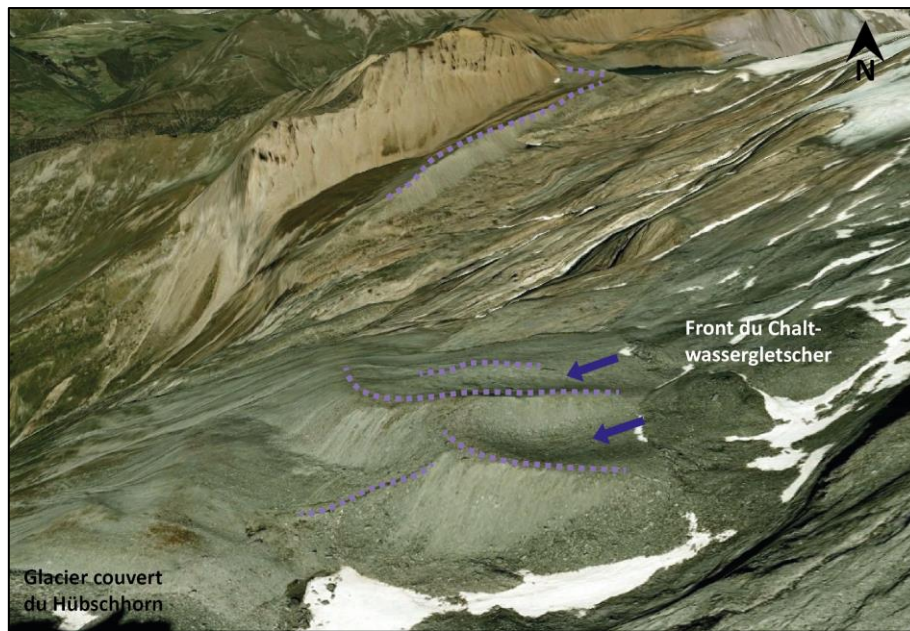


Fig. 4.7 : Système morainique du front du Chaltwassergletscher. Les flèches indiquent les dépressions à l'arrière des cordons morainiques du front du Chaltwassergletscher | Fond de figure : © Google Earth (2009)

La surface du terrain est devenue légèrement creusée voire plate côté amont des cordons morainiques formant ainsi des replats. En 1982, la langue du Homattugletscher se situait encore à 2600 m d'altitude (fig. 4.8).

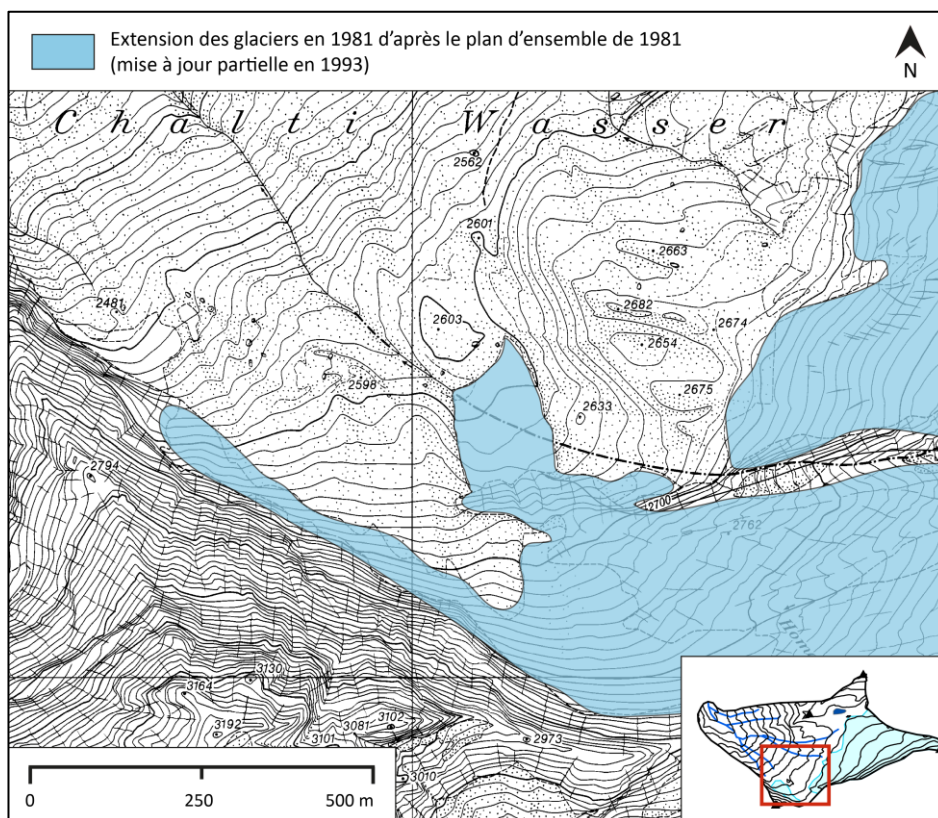


Fig. 4.8 : Homattugletscher et Chaltwassergletscher en 1983 | Fond de carte : Etat du Valais

4.1.1.3 Marge proglaciaire

La marge proglaciaire caractérise la zone entre le front du glacier et les moraines du PAG. Elle est principalement influencée par les eaux de fonte du glacier.

Les processus fluvio-glaciaires se caractérisent par des dépôts de sédiments glaciaires qui sont remobilisés par le cours d'eau. Ce dernier est alimenté par les eaux de fonte du glacier. Ces processus ont lieu dans des zones appelées des épandages fluvio-glaciaires ou des sandurs. Les cours d'eau qui traversent ces épandages sont caractérisés par des variations importantes du débit pouvant ainsi remobiliser les dépôts d'origine glaciaire.

Le bras nord du glacier a permis la formation d'un lac de marge proglaciaire à 2756 m d'altitude (fig. 4.9). Ce type de formation glacio-lacustre s'est formé par accumulation de matériel morainique qui a fini par former un barrage. Le lac est alimenté par les eaux de fonte du glacier. Il se situe entre le Chaltwasserpass, la Mäderlücke et la moraine latérale gauche de la langue nord du glacier. Les eaux de ce lac ne font pas partie du système hydrographique des Chalti Wasser. Un deuxième petit lac de barrage se forme à la fin de l'été grâce au cordon morainique du Chaltwassertäli. Il se situe à une altitude de 2648 m d'altitude. Un agrandissement de ce lac par une augmentation des eaux de fonte, pourrait le relier au système hydrographique des Chalti Wasser.

Dans le cas du site des Chalti Wasser, les épandages fluvio-glaciaires sont de taille très réduite. Alors qu'au début de l'été, aucun épandage fluvio-glaciaire ne peut être identifié, à la fin de l'été, avec l'augmentation des eaux de fonte, un micro-sandur a été identifié. Il se situe directement en aval de la partie couverte du Chaltwassergletscher. Il se trouve entre les cordons morainiques de la figure 4.7 et le front du Chaltwassergletscher (fig. 4.9). Le courant relativement réduit des eaux permet le dépôt d'argiles mais il ne permet pas de remobiliser du matériel. L'absence d'autres épandages fluvio-glaciaires est expliquée par la pente relativement élevée au front du glacier. Des épandages fluvio-glaciaires, également appelé plaine d'épandage fluvio-glaciaire, occupent des sites à pente faible en aval du glacier.



Fig. 4.9 : Lac de marge proglaciaire (gauche) et mini-épandage fluvio-glaciaire (droite)

4.1.1.4 Formes d'érosion glaciaire

Les glaciers ont fortement marqué la morphologie du bassin versant des Chalti Wasser. Des traces de l'érosion glaciaire sont présentes.

La partie centrale du versant étudié n'est plus occupée par la glace. Elle est caractérisée par une surface d'environ 0.85 km² de roches moutonnées (fig. 4.3, E). L'arrachement de matériel par le glacier en amont puis son transport vers l'aval, agit comme du papier de verre sur le substratum creusant ainsi des stries. Celles-ci sont parallèles à la direction de la glace. Ces roches moutonnées sont caractérisées par des gorges dans la ligne de pente du versant ainsi que par des failles transversales.

4.1.2 Morphologie périglaciaire

Le domaine périglaciaire est caractérisé par des zones dépourvues de glace mais avec des conditions climatiques froides. Des cycles de gel et dégel (gel saisonnier) ou de pergélisol (gel permanent) affectent le sol dans ce domaine. Le pergélisol se définit par une température en dessous de 0°C durant au moins un an et non pas par le contenu en glace du sol (Noetzli et Gruber, 2005). Sur le site des Chalti Wasser les formes périglaciaires sont relativement rares puisque le Chaltwassergletscher et sa marge proglaciaire occupent une grande partie du terrain.

4.1.2.1 Glaciers rocheux

Deux glaciers rocheux fossiles de taille très modeste se situent en aval du glacier couvert, entre 2300 m et 2450 m d'altitude, au pied de la crête nord-ouest du Hübschhorn (fig. 4.4). Ils sont identifiables par leur forme bombée sur le terrain. Cette formation est due à des déformations du terrain avec un apport de matériel depuis l'amont. La fonte de la glace interstitielle et l'arrêt de l'apport en matériel provoquent un arrêt du mouvement et une fossilisation de la forme. Ces deux bourrelets sont caractérisés par de la végétation pionnière herbacée.

4.1.2.2 Pergélisol de parois

La glace en profondeur n'est pas l'agent principal qui caractérise les formes visibles sur le site des Chalti Wasser. Cependant, les parois rocheuses ci-présentes peuvent contenir de la glace dans les fissures. La face nord-est du Hübschhorn, la face nord du Monte Léone ainsi que la crête les reliant sont affectées par la dégradation du pergélisol contenu dans les fissures du rocher. Des chutes de blocs peuvent être observées durant l'été ainsi que du ravinement sortant des fissures de la paroi (fig. 4.10). Les blocs éboulés recouvrent le glacier au pied du Hübschhorn. Les blocs tombés entre le Breithornpass et le Monte Léone se font transporter sur le front du Chaltwassergletscher.



Fig. 4.10 : Niche d'arrachement de l'éboulement du Hübschhorn (rouge) et ravinement sur la paroi en août 2012 (flèches bleues)

La présence de pergélisol dans d'autres parties du site d'étude n'a pas pu être prouvée, mais il est probablement totalement absent. Les profils géoélectriques démontrent un corps gelé à une profondeur de 20 m dans le secteur du pied du Chaltwassergletscher. Ce sujet sera traité dans le chapitre 4.2.1.

4.1.3 Morphologie fluviale

Les cours d'eau font partie des vecteurs majeurs en ce qui concerne l'évolution géomorphologique d'un paysage. L'érosion et la sédimentation sont les processus majeurs d'un bassin versant torrentiel.

4.1.3.1 Formes d'érosion fluviale du système torrentiel

Un système de ravines bien développé érode le versant des Chalti Wasser. Elles prennent naissance au pied des glaciers et se transforment ensuite en torrents (fig. 4.11). Dans la partie centrale du versant, les eaux de fonte du glacier suivent les failles et les gorges des affleurements rocheux. Elles sont reliées à la partie inférieure du terrain par des cascades. D'autres ravines prennent naissance au front de la langue sud-ouest du Chaltwassergletscher. A partir de 2500 m, elles se rejoignent dans des chenaux permanents. Elles érodent les accumulations sédimentaires et les éboulis et

transportent ce matériel vers l'aval. En effet, ces torrents ont une forte capacité érosive. Les bords des torrents sont caractérisés par une érosion latérale importante. Certaines ravines remontent par érosion régressive.

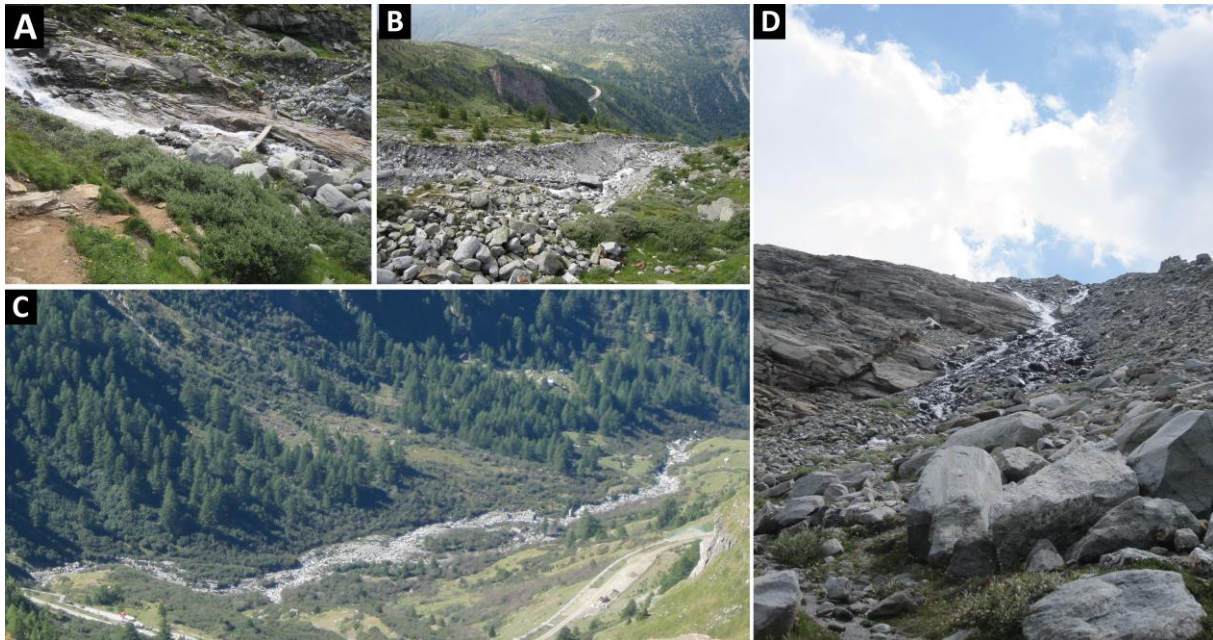


Fig. 4.11 : A : Pont permettant de franchir le torrent de la ravine du Hübschhorn | B: Suite du torrent de la photo A avec les rebords d'érosion des deux côtés | C : Dépôts dans la Taferna | D : Torrent au front du Chaltwassergletscher

4.1.3.2 Zones de déclenchement des laves torrentielles

Les laves torrentielles peuvent être alimentées par deux sources différentes propres au terrain :

- les stocks glaciaires dans le secteur sud du terrain : le déclenchement de laves torrentielles dans les secteurs affectés par des moraines entraîne des quantités mobilisées importantes
- les stocks gravitaires au pied du Mäderhorn : les schistes micacés du Mäderhorn (Kalkglimmerschiefer d'après Jemelin et al., 1993) sont soumis à une érosion importante. Ce matériel est ensuite mobilisé par l'eau et s'écoule sous forme de lave torrentielle.

La niche d'arrachement de la ravine principale, appelée ravine du Hübschhorn par la suite, se situe à une altitude de 2560 m au front du glacier couvert du Hübschhorn. Elle s'oriente de sud-est en nord-ouest. Sur une distance de 320 m, un canal de 50 m de large et 8 m de profondeur a été creusé. Cette ravine est caractérisée par un rebord d'érosion important des deux côtés (figure 4.12). Une partie du matériel est directement déposé à l'aval, au pied des premières parois rocheuses que le torrent traverse à une altitude de 2400 m. L'origine et les propriétés morphologiques de cette ravine seront abordées de manière plus détaillée dans les chapitres 5.3.2 et 6.1.



Fig. 4.12 : A : front du glacier couvert du Hubschhorn et niche d'arrachement en rouge | B : Niche d'arrachement de la ravine du Hubschhorn | C : Vue depuis le sommet de la niche | D : Rebord d'érosion en rive gauche

4.1.3.3 Dépôts fluviatiles

Les dépôts fluviatiles se forment lorsque la capacité de transport d'un cours d'eau diminue. Le site des Chalti Wasser est caractérisé par diverses ruptures de pentes et des escarpements rocheux que les ravines traversent. Une perte de vitesse provoque un dépôt de matériel au pied de ces escarpements. De grandes quantités de matériel sédimentaire caractérisent les bords des rigoles torrentielles. Ces stocks intermédiaires ou temporaires peuvent être remobilisés lors d'un futur évènement avec un débit important.

En aval, au lieu-dit *Breits Loub*, les dépôts sont importants à cause de la diminution de la pente du lit de la rivière (fig. 4.11, B). Même s'il ne s'agit pas d'un cône de déjection, une partie de la charge sédimentaire s'y dépose. Lors d'un évènement torrentiel extraordinaire, une grande partie de la charge solide est transportée plus en aval que lors d'un évènement habituel.

4.1.4 Morphologie gravitaire

Les processus gravitaires affectent trois endroits sur le site d'étude : la face nord-est du Hübschhorn (fig. 4.10), les versants sud-est, sud-ouest (fig. 4.13) et ouest du Mäderhorn ainsi que la crête du Breithornpass.



Fig. 4.13 : Les processus gravitaires affectant le site étudié : éboulis du versant sud-ouest du Mäderhorn (gauche) et versant sud-est du Mäderhorn (droite)

4.1.4.1 Eboulements

La face nord-est du Hübschhorn a une pente supérieure à 50° dans la partie supérieure et entre 40° et 50° dans la partie inférieure. Celle-ci est caractérisée par des gneiss feldspathiques de la nappe du Monte Léone (Jemelin et al., 1993). Cette face est régulièrement affectée par des chutes de blocs durant l'été. Un éboulement et sa niche d'arrachement sont bien visibles sur ladite face (fig. 4.10). La crête du Breithornpass a les mêmes caractéristiques géologiques que le Hübschhorn, elle est également régulièrement affectée par des chutes de blocs.

4.1.4.2 Eboulis

Le versant sud-est du Mäderhorn dans le Chaltwassertäli (fig. 4.13 droite) et le versant sud-ouest vers le lieu-dit *Tschyfe* (fig. 4.13 gauche) et la face ouest du Mäderhorn sont caractérisés par des voiles d'éboulis. Du ravinement superficiel a lieu sur ces voiles d'éboulis. Sous l'effet de la gravité et du ruissellement de l'eau, les débris rocheux non consolidés se déplacent vers l'aval. Les formes de solifluxion sont caractéristiques des déplacements de matériel sur un versant d'éboulis. En conséquence à l'infiltration de l'eau, les couches superficielles du sol se déplacent vers l'aval sous forme de reptation.

Les voiles d'éboulis à matrice fine sur le versant sud-est du Mäderhorn dans le Chaltwassertäli sont relativement stables. Certains voiles sont d'ailleurs végétalisés dans la partie aval. L'éboulis au sud-ouest du Mäderhorn est, quant à lui, complètement végétalisé sur sa rive droite, et dans la partie inférieure. Une bande de végétation s'élève jusqu'au sommet de l'éboulis. Deux ravines le drainent en rive gauche.

4.1.5 Constructions anthropiques

La formation anthropique la plus importante est la galerie protégeant la route du Simplon sur une longueur de 1.7 km dans la partie inférieure du terrain d'étude (fig. 4.14). Elle permet l'ouverture de la route quasiment toute l'année en canalisant les torrents dans différents canaux de béton. L'eau se jette ensuite sous forme de cascade depuis le toit de la galerie routière vers le lieu-dit *Breits Loub*. Une partie de l'eau de la partie Sud du terrain est canalisée à partir de 2180 m d'altitude et longe le versant sous la forme d'un bisse (fig. 4.14). Cet écoulement sort de la zone étudiée dans le cadre de ce travail.



Fig. 4.14 : Galerie protégeant la route du col (gauche) et chemin longeant le bisse en amont du col (droite)

4.2 Caractérisation du sous-sol par la géophysique

Les observations géomorphologiques ont été complétées à l'aide de deux profils géoélectriques et de onze capteurs de température, fournissant une information sur le régime thermique de la surface du sol (fig. 4.15). Le premier profil géoélectrique mesure 600 m de long et se situe au pied du Chaltwassergletscher. Le deuxième profil mesure 430 m et longe le versant des Chalti Wasser du nord-est au sud-ouest se terminant à la ravine du Hübschhorn. Les capteurs sont repartis sur le glacier couvert du Hübschhorn et le front couvert du Chaltwassergletscher.

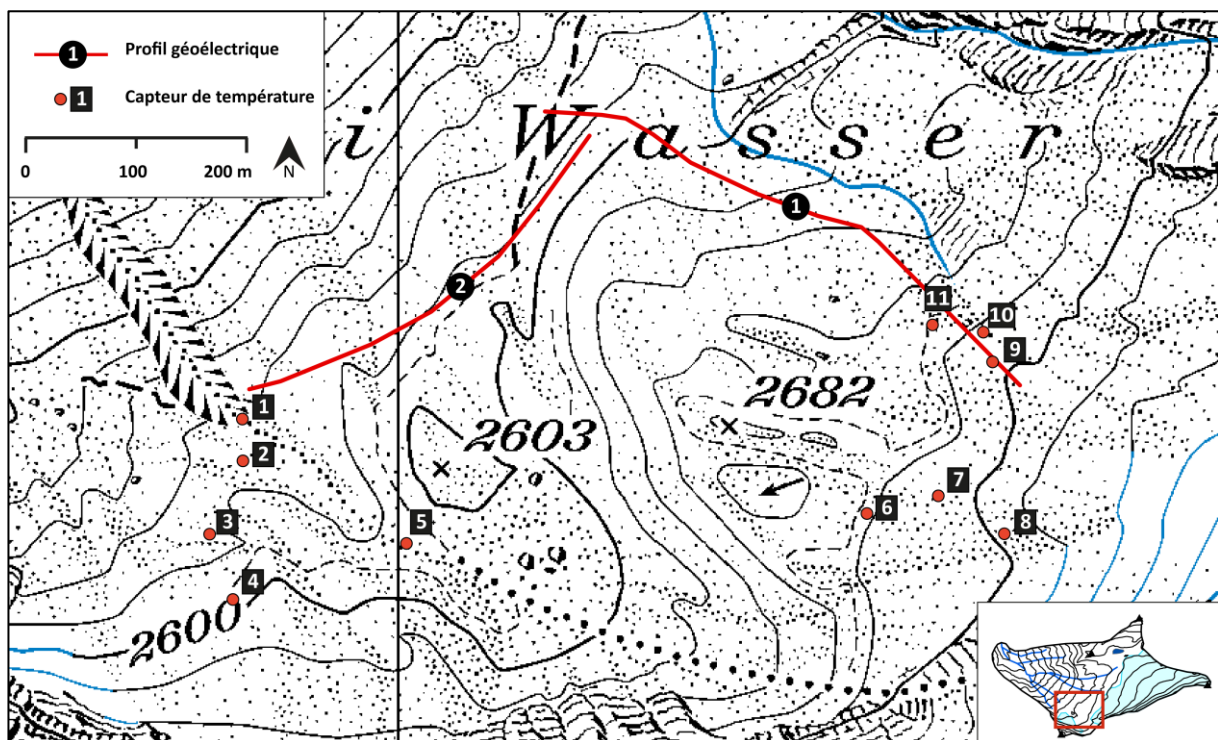


Fig. 4.15 : Emplacement des capteurs de température et des profils ERT | Fond de carte : © Swisstopo

4.2.1 Mesure de la résistivité électrique

4.2.1.1 Profil 1

Le profil 1 (fig. 4.16, 4.17 et 4.18 A et B), d'orientation SE à NW commence à une altitude de 2700 m en amont d'un bourrelet de gros blocs sur le front couvert du Chaltwassergletscher et se termine à 2560 m d'altitude. Pour des raisons techniques, ce profil est divisé en deux figures (fig. 4.16 et fig 4.17).

Deux secteurs à pente raide se situent à 60 m et à 160 m. Le début du profil se situe dans des blocs grossiers pouvant atteindre plusieurs m³. Le tronçon entre 170 m et 600 m se situe dans du matériel morainique à matrice plus fine, la pente est régulière et moins raide.

Les 120 premiers mètres du profil 1 sont caractérisés par un corps de glace massive profond de 2 m à 5 m dont les résistivités dépassant 2500 kΩm. D'après Hauck et Kneisel (2008), Lambiel (2006), Lugon et al., (2004), et Scappozza (2012), des valeurs supérieures à 2500 kΩm correspondent à des corps de glace massive ou des plaques de glace. En effet, cette partie du profil se situe directement sur le front couvert du Chaltwassergletscher. La rupture nette entre les deux corps de différentes résistivités (glace massive en amont et résistivités faibles en aval) correspond à la limite de ce front avec le matériel morainique.

En direction du nord-ouest du profil, à partir de l'altitude 2670 m, on observe une couche d'une quinzaine de mètres d'épaisseur avec des résistivités inférieures à 10 kΩm, correspondant vraisemblablement à de la moraine non gelée. D'après Hauck et Kneisel (2008), Lambiel (2006), Lugon et al., (2004), et Scappozza (2012), ces valeurs peuvent correspondre à un mélange de glace et de sédiments sous-saturés en glace. Le type de roche joue également un rôle. Les gneiss peuvent, par exemple, avoir une résistivité électrique allant jusqu'à 10 kΩm tandis que les graviers ont une résistivité électrique inférieure à 5 kΩm et les argiles inférieure à 1 kΩm (Hauck et Kneisel, 2008). D'après Hauck et al., (2011), des résistivités comprises entre 1 kΩm et 7 kΩm représentent des matériaux meubles tels que des dépôts morainiques. Les matériaux meubles non-gelés sont caractérisés par des valeurs de résistivité comprises entre 1 kΩm et 5 kΩm.

A 15 m de profondeur, les résistivités sont comprises entre 15 et 50 kΩm pour un corps dont l'extension en profondeur n'est pas délimitable d'après ces profils. Ces valeurs indiquent la possible présence de sédiments gelés en profondeur. D'après Delaloye (2004), des résistivités de 20 kΩm à 50 kΩm sont caractéristiques lors de pergélisol (semi-) tempéré. Ce corps sédimentaire correspond à la forme d'aspect bombé au pied du Chaltwassergletscher (fig. 4.7). La première hypothèse est privilégiée en raison de l'histoire glaciaire du site. L'origine du corps de sédiments gelés à une profondeur d'environ 15 m soulève deux hypothèses possibles :

- un glacier rocheux occupait cette partie du versant avant le PAG et il aurait été enterré par le Chaltwassergletscher. Les matériaux le recouvrant seraient donc dus au transport de matériel par la glace et par le dépôt sous-glaciaire contenant encore de la glace
- ce corps correspond à une couche du sol plus résistante de par ses caractéristiques géologiques

Avec des résistivités comprises entre 2 et 10 kΩm, la partie inférieure du profil 1 confirme l'absence de sédiments gelés. Ces valeurs sont typiques pour des éboulis et des moraines (Hauck et Kneisel, 2008 ; Scappozza, 2012).

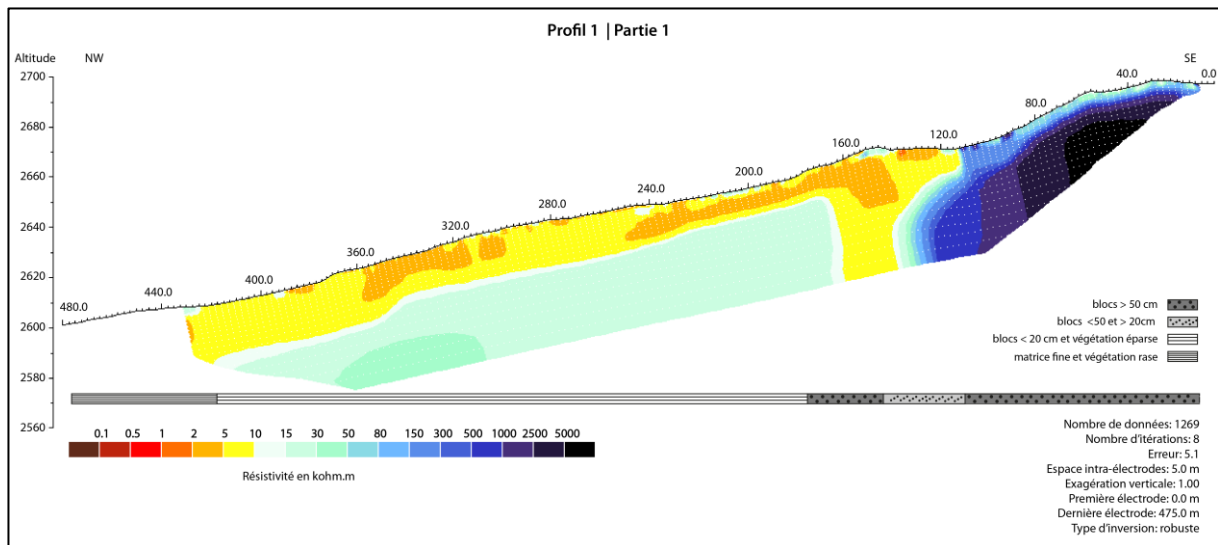


Fig. 4.16 : Profil 1 | Partie 1

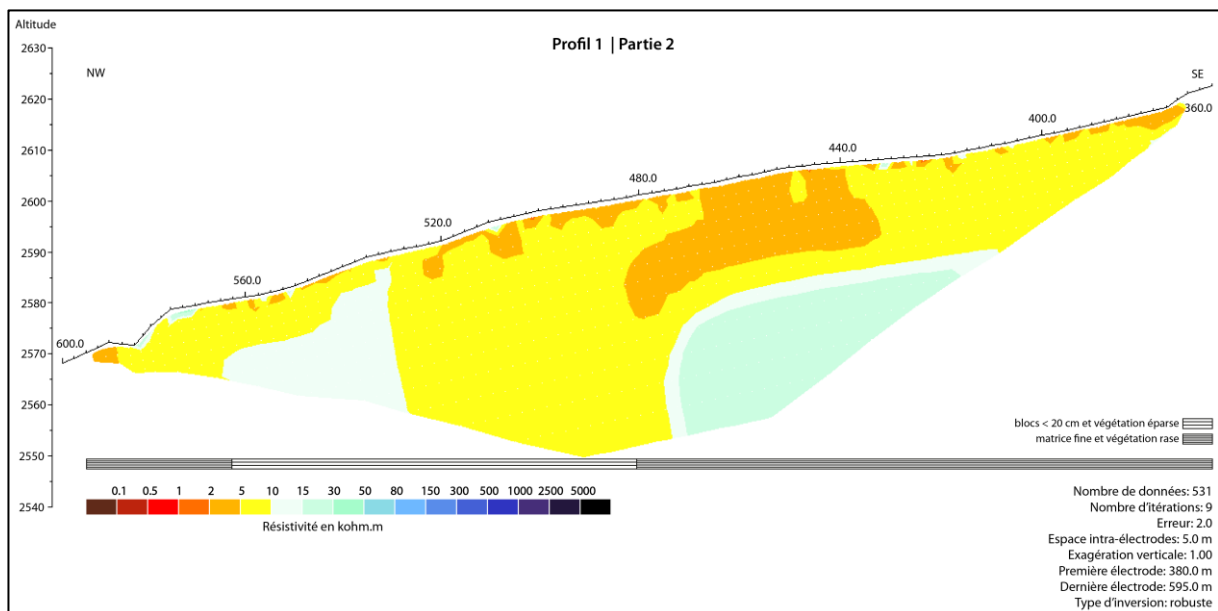


Fig. 4.17 : Profil 1 | Partie 2



Fig. 4.18 : A partie supérieure du profil 1 (SE) | B : Partie inférieure du profil 1 (NW) | C : Partie nord-est du profil 2 (NE) | D : Partie sud-ouest du profil 2 (SO) (avec la niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn)

4.2.1.2 Profil 2

Le deuxième profil (fig. 4.18 C et D et fig. 4.19) longe le versant du nord-est au sud-ouest sur une altitude plus ou moins régulière. Il débute à 5m du rebord de la ravine du Hübschhorn à 2560 m d'altitude. Ce profil traverse plusieurs ravines sèches au moment des mesures.

Avec des résistivités inférieures à 10 kΩm, ce profil horizontal SW - NE confirme donc l'absence de sédiment gelé dans le secteur de départ des laves torrentielles à une altitude de 2560 m (ravine du Hübschhorn). Dans ce profil, les résistivités atteignent 10 kΩm seulement vers 220 m et vers 280 m. Néanmoins, ces résistivités légèrement plus élevées ne sont pas à associer à des sédiments gelés. Les chenaux des ravines, quasiment secs au moment des mesures, se distinguent sur le profil par des résistivités plus faibles ceci est dû à la présence de l'eau qui a un fort pouvoir conducteur.

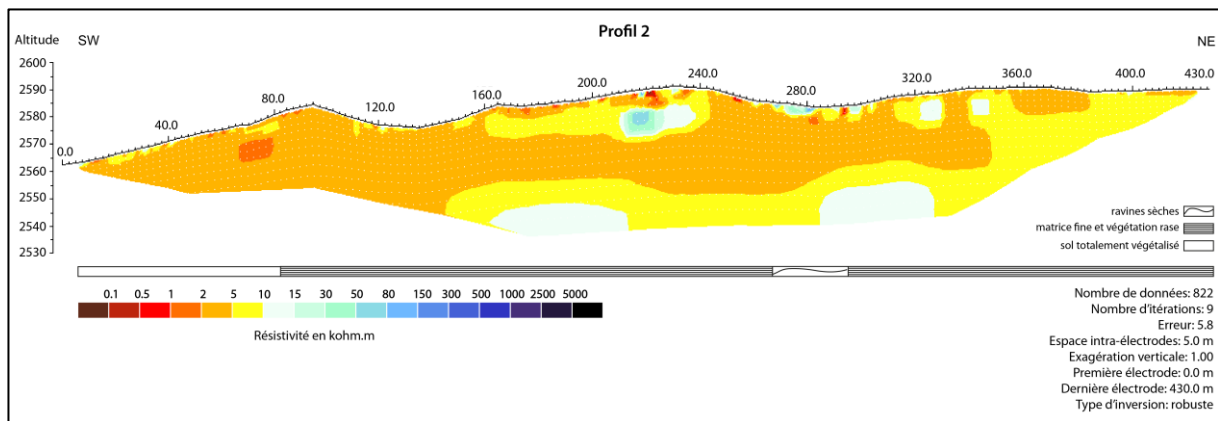


Fig. 4.19 : Profil 2

4.2.2 Température du sous-sol

4.2.2.1 Phases de comportement

Des capteurs de température ont été placés à la surface du sol afin d'obtenir des indices sur le comportement thermique du sous-sol. Le comportement d'un capteur de température sur un terrain suit d'après Delaloye (2004) cinq phases : « *les conditions estivales, le gel automnal, le gel hivernal précoce intense, l'équilibre thermique hivernal et la fonte des neiges* ». Dans le cas de ce mémoire les enregistrements n'ont été faits que durant les phases 1 et 2 des cinq phases de Delaloye (2004) (fig. 4.20).

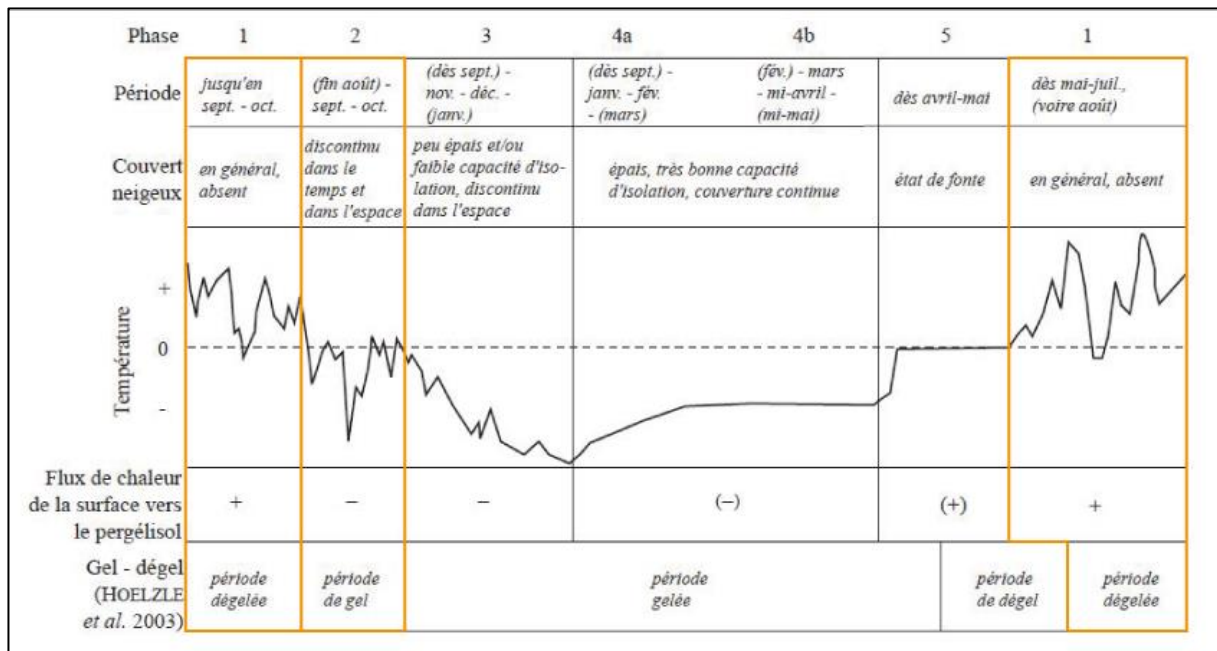


Fig. 4.20 : Phases de comportement thermique annuel de la surface du sol avec la possible présence de pergélisol, courbe fictive (tiré de Delaloye, 2004, modifié)

La phase 1, marquée par les conditions estivales, correspond à la « période durant laquelle se produit un apport important de chaleur dans le sol » (Delaloye 2004). Le début de cette phase est directement lié à la fonte de la neige. La température du sol est normalement positive pour cette période, mais des chutes de neige ou du gel peuvent toutefois être possibles (Delaloye 2004). Le début de cette phase ne peut pas être déterminé dans ce travail. En effet, toute la neige avait déjà fondu au moment de l'installation des capteurs.

La phase 2, marquée par le gel automnal, est caractérisée par le premier refroidissement du sol. A fin août et début septembre, l'air plus froid influence négativement les températures avant l'arrivée de la neige permanente de l'hiver. L'exposition au rayonnement solaire joue également un rôle puisqu'à la fin de l'été, le soleil rayonne moins longtemps sur les zones à l'abri d'une pente rocheuse exposée au nord comme le Hübschhorn. Le terrain commence à geler durant cette phase, qui marque la fin de la période étudiée dans le cadre de ce mémoire, à savoir, début septembre.

Selon Delaloye (2004), les conditions météorologiques, l'intensité du rayonnement solaire, la profondeur d'enfouissement du capteur et la composition du sol sont les principaux facteurs qui influencent le régime de température de la surface du sol.

4.2.2.2 Température de la surface du sol

En général, la température de l'air influence fortement la température du sous-sol (fig. 4.21). Les variations des deux courbes de température sont parallèles. C'est à l'échelle micro que les facteurs d'influence décrits ci-dessus jouent un rôle.

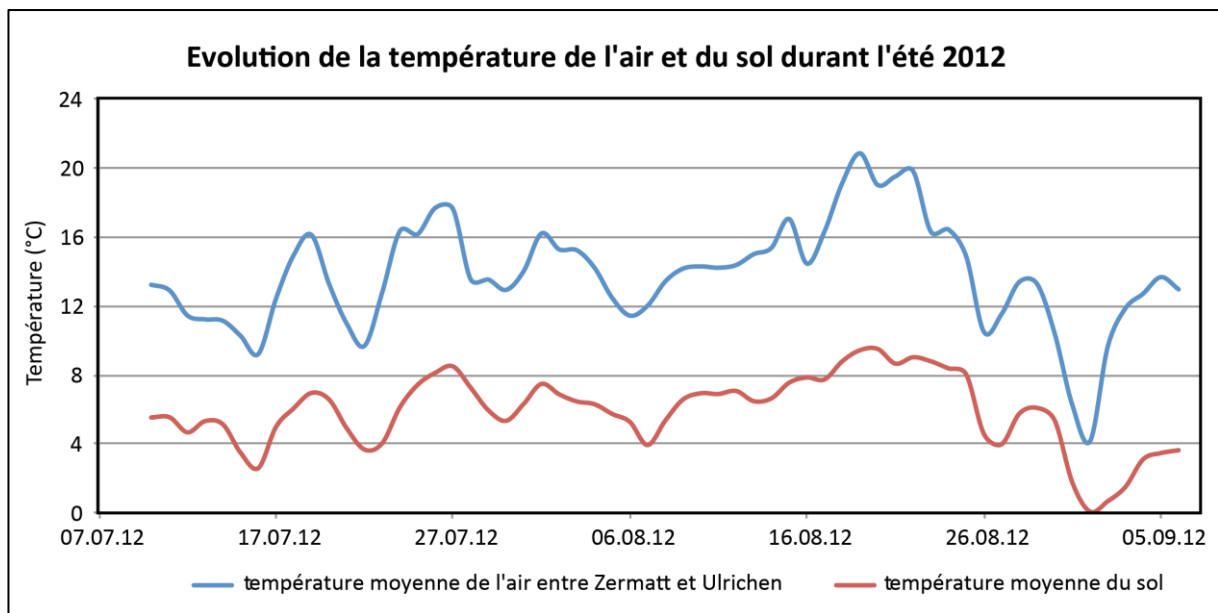


Fig. 4.21 : Température de l'air et température moyenne de la surface du sol durant l'été 2012 sur le site des Chalti Wasser

Les onze capteurs de température (tab. 4.2, fig 4.15 et fig. 4.22) montrent le même régime de température durant les deux périodes en été et au début de l'automne (périodes 1 et 2 d'après Delaloye, 2004), avec des écarts minimes selon les caractéristiques topographiques et les caractéristiques du sous-sol. Les températures sont légèrement plus basses dans la zone B que dans la zone A.

Zone A

Les capteurs de la zone A se situent sur le glacier couvert au pied du Hübschhorn entre 2560 m et 2600 m d'altitude. Tous les capteurs montrent une augmentation de la température qui commence aux alentours du 8 août et qui atteint un maximum entre le 20 et le 25 août (fig. 4.22). Ce pic coïncide avec le pic de température à la fin de la courte phase caniculaire en été 2012 (Météosuisse, 2012b). Le sol n'a pas pu se refroidir durant les nuits et il s'est réchauffé de plus en plus jusqu'au 25 août. A cette date, l'arrivée d'air froid (Météosuisse, 2012b et c) a provoqué la baisse des températures atteignant les 0°C à la fin du mois d'août.

- Les données du capteur 2 n'ont pas pu être prises en compte, puisqu'il a été retrouvé en surface le 23 août. Il a donc été directement exposé au rayonnement solaire et ses résultats sont erronés jusqu'au 23 août.
- Le capteur 3 montre les températures les plus régulières et les plus basses le long de la période de mesure avec une température constante entre 5°C et 3°C à l'exception du pic entre le 23 et 24 août, où les mesures atteignent 7.5°C degrés.

- Les températures du capteur 4 y sont légèrement plus élevées. Elles sont comparables à celles du capteur 2 durant le début des mesures.
- Le capteur 1, situé au sommet de la niche d'arrachement, est caractérisé par des températures légèrement plus élevées que les capteurs 3 et 4.
- Les températures enregistrées du capteur 5 sont les plus élevées pour le secteur du glacier couvert du pied du Hübschhorn. L'absence de glace à cet endroit est ainsi très probable.

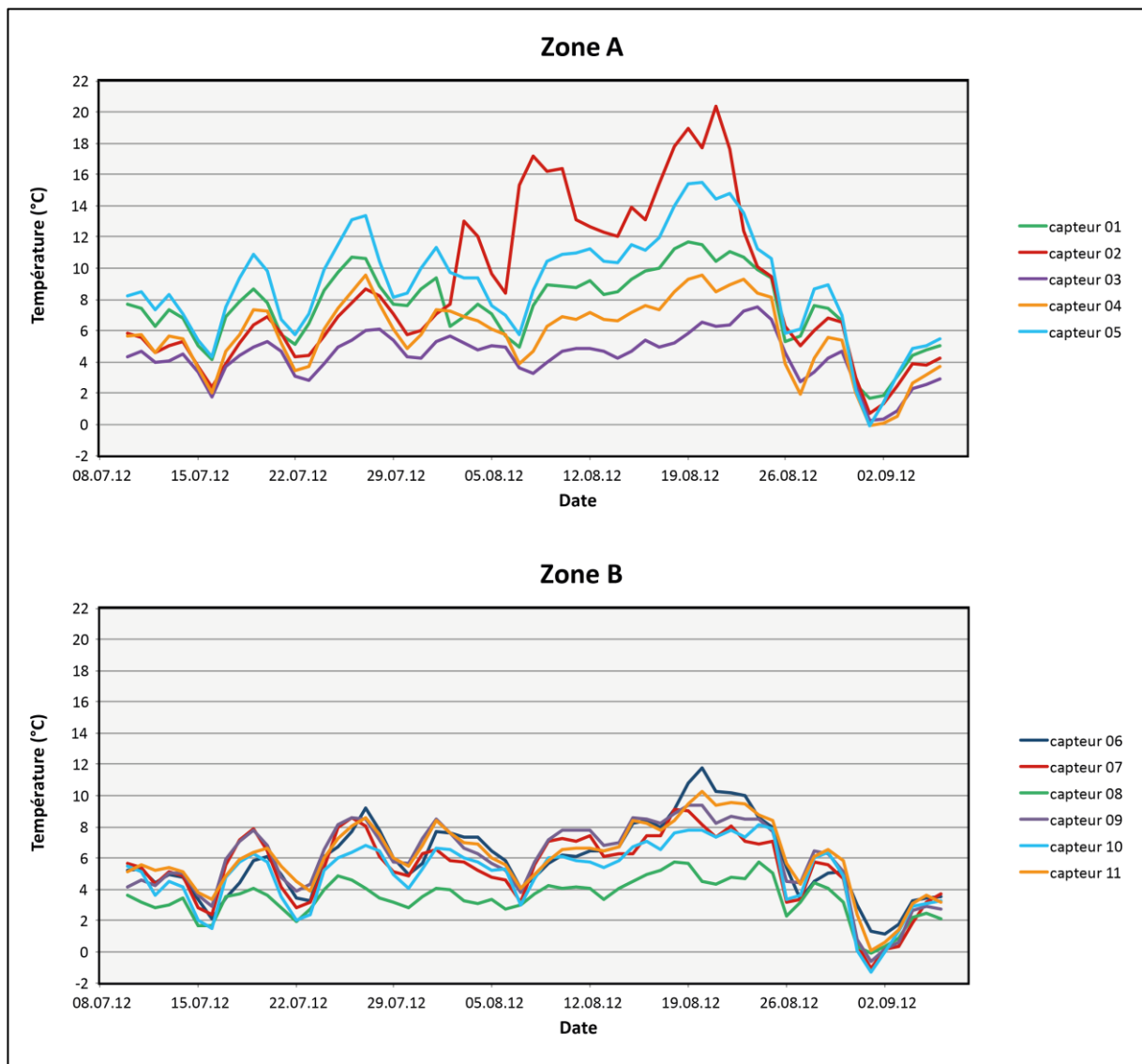


Fig. 4.22 : Température de la surface du sol des onze capteurs. Zone A (en haut) et zone B (en bas)

L'extension de la glace contenue dans le glacier couvert du Hübschhorn ne peut pas être déterminée uniquement à l'aide de cinq capteurs de température. L'absence de glace dans les bords du glacier paraît être une hypothèse tout à fait plausible. Ces données seront confrontées à l'étude des déplacements dans le chapitre 6.1.

L'emplacement de chaque capteur est résumé dans le tableau 4.2. Les photos de la figure 4.23 montrent les caractéristiques locales du sol à l'emplacement de chaque capteur.

Tab. 4.2 : Emplacement des capteurs de température. Tous les capteurs sont soit enfoncés d'une dizaine de centimètres dans du sol meuble recouvert par des pierres ou pendus sous des gros blocs à une ficelle de 0.5 m à 1 m selon le site.

Zone	N°	Emplacement
Zone A	1	Il se situe au sommet de la niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn. Le capteur est coincé sous un bloc dans des sédiments plus fins.
	2	Il est situé dans la dépression derrière le bourrelet frontal du glacier couvert du Hübschhorn. Le capteur est pendu sous des gros blocs. Il a été retrouvé en surface après huit semaines de mesures.
	3	Il est situé sur le front raide du bourrelet central du glacier couvert du Hübschhorn. Il est posé dans une petite dépression et il est enfoncé dans des sédiments meubles à matrice fine. C'est le capteur qui est le plus proche de la face nord-est du Hübschhorn et à l'ombre de cette dernière durant une grande partie des journées.
	4	Il se situe également directement au pied du Hübschhorn, une dizaine de mètres plus haut que le capteur 3. Il est posé directement sous un gros bloc et non dans de la matrice fine.
	5	Ce capteur se situe dans la dépression latérale droite du glacier couvert et en dehors de la zone affectée par des grands déplacements (voir chapitre 5.4).
Zone B	6	Il est situé sur le premier grand bourrelet en aval du glacier couvert. Il est encastré dans des gros blocs sur le bourrelet frontal.
	7	Il est situé sous un gros bloc dans des sédiments plus fins dans une partie de terrain très raide et très instable. Le point DGPS de ce capteur n'a plus été retrouvé (mouvements élevés) à la fin de l'été.
	8	Ce capteur est celui qui est placé à la plus haute altitude et le plus proche du glacier nu. Il est posé dans du sol fin.
	9	Il est situé dans une dépression derrière un grand bourrelet. Le capteur est posé sous de gros blocs.
	10	Il est situé dans la partie très raide de l'avant dernier bourrelet. Le capteur est posé sous un gros bloc dans des blocs grossiers.
	11	Il est situé à l'arrière du bourrelet frontal, pendu sous des gros blocs.

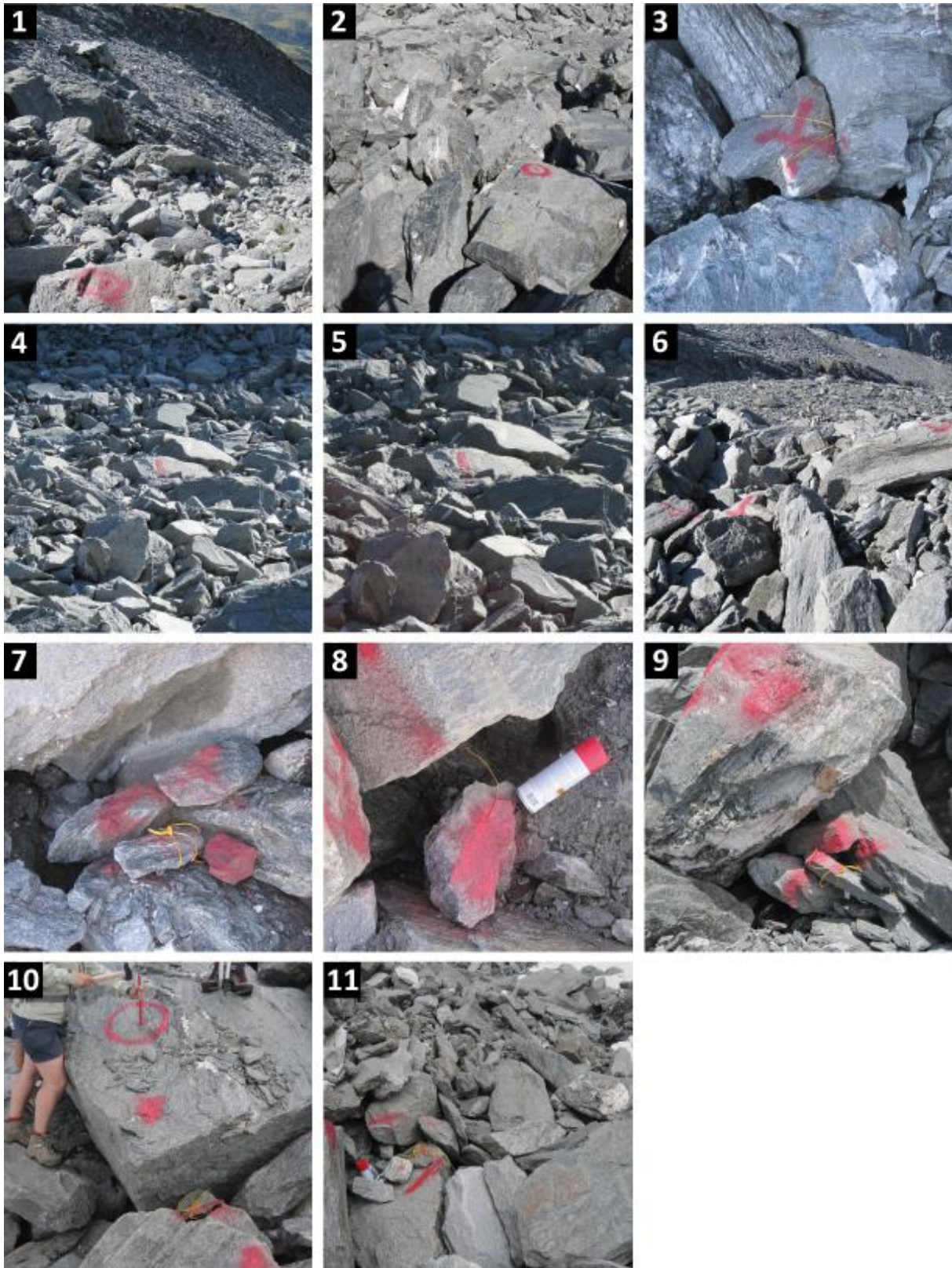


Fig. 4.23 : Emplacement des capteurs de température. Le numéro de la photo correspond au numéro du capteur du tableau 4.2.

Zone B

Les capteurs de température de la zone B se situent sur le front couvert du Chaltwassergletscher environ 200 m plus haut que ceux de la zone A. Ils présentent dans leur ensemble des températures légèrement plus basses. L'évolution de l'augmentation de la température jusqu'au 23 août et la baisse des températures jusqu'au 1^{er} septembre (températures négatives) suit la même courbe que les capteurs du glacier couvert du Hübschhorn (fig. 4.22). Du début des mesures jusqu'au 18 août, l'évolution des températures est homogène entre les capteurs, elle est suivie d'un réchauffement du sol plus ou moins marqué selon les capteurs. La courbe devient de nouveau homogène à partir du 26 août.

- Le capteur 8 est le seul qui ne suit pas cette évolution. Il montre des températures régulières et plus basses durant tout l'été. Ce n'est que le 12 août que la courbe montre un réchauffement du sol. Ce réchauffement reste peu marqué par la suite.
- Les capteurs 6 et 11 ont enregistré les températures les plus élevées dans ce secteur, dépassant 10°C le 22 août.
- Les capteurs 7, 9 et 10 suivent la même courbe que les deux derniers mais avec un pic de température moins marqué à la fin du mois août.

Ces températures permettent d'identifier des secteurs caractérisés par des corps de glace massive proche de la surface. La glace se situe proche de la surface (entre 50 cm et 100 cm) d'après les observations effectuées sur le terrain proche du capteur 8. Suite au retrait du glacier, il est possible que la glace soit absente dans le bourrelet frontal, proche des capteurs 6 et 11. Ces données seront confrontées aux données d'interférométrie radar satellitaire dans le chapitre 6.1.

4.2.2.3 Influence de la température estivale sur la surface du sol

D'après Delaloye (2004), les « *températures moyennes journalières [du sol proche de la surface] relevées lors des journées chaudes de l'été* » sont comprises entre +6°C et +15°C entre 2300 m et 2800 m d'altitude. Alors que le même auteur relève que des températures basses dans la première couche du sol ne peuvent pas être utilisées comme indice de la présence de pergélisol. Cependant, Delaloye (2004), précise qu' « *une température du sol en permanence froide durant l'été peut être l'indice de la présence possible de glace (massive) à très faible profondeur (environ 1 m)* ». Des mesures prises dans le vallon de Réchy (VS) confirment la présence de glace massive (Delaloye et al., 2003) proche de la surface avec une température estivale maximale de 1.3°C (Delaloye, 2004).

Dans le cas des Chalti Wasser (fig. 4.24), la quasi-totalité des capteurs de la zone A ont une température moyenne estivale⁶ supérieure à 6°C. En effet, les capteurs 1, 2⁷ et 5 se situent

⁶ La température moyenne estivale est calculée sur la base des données du 9 juillet au 7 septembre 2012.

clairement dans les températures citées par Delaloye (2004). Les capteurs 3 et 4 indiquent une température légèrement plus froide. Concernant la zone B, les capteurs 6, 9 et 11 atteignent une moyenne proche de 6°C. Les capteurs 7 et 10 se situent aux alentours de 5°C alors que le capteur 8 est nettement plus froid que les autres, avec une moyenne de 3.46°C sur la période de mesure. Ceci est néanmoins plus élevé que la valeur proposée par l'étude de cas de Delaloye (2004).

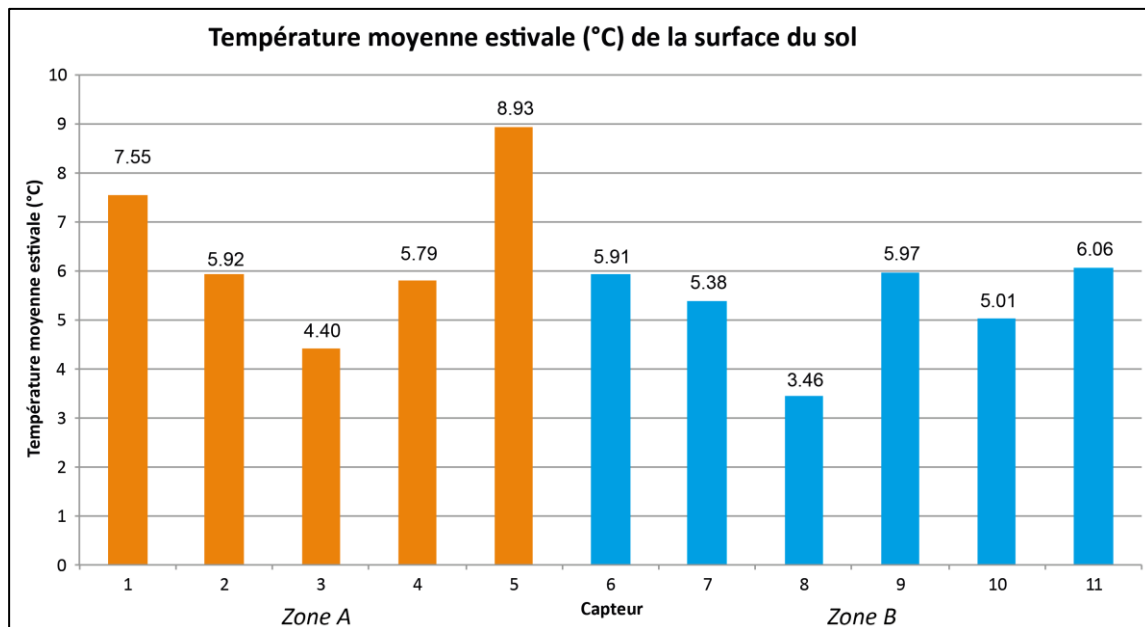


Fig. 4.24 : Moyenne de la température estivale de la surface du sol par capteur entre le 9 juillet 2012 et le 7 sept. 2012

En prenant en compte les caractéristiques locales de la surface de l'emplacement de chaque capteur (fig. 4.23 et tab. 4.2) et les températures mesurées, deux voire trois catégories de différents sous-sols peuvent être déterminés :

- I) Sol affecté par de la glace à faible profondeur, impliquant une répercussion sur le régime de température du sol : capteur 3 et 4 de la zone A et capteur 8 de la zone B.
- II) Sol potentiellement affecté par une couche de glace à plus grande profondeur ou par une couche de glace moins massive : capteurs 7 et 10 de la zone B.
- III) Sol sans glace proche de la surface du sol : capteurs 1, 2 et 5 de la zone A et peut-être 6, 9 et 11 de la zone B.

Les capteurs se situant sur de la glace (I) révèlent des températures plus froides que les capteurs au bord des anciens glaciers couverts (III) où la glace en profondeur a déjà complètement fondu. La couche de blocs augmentant de l'amont vers l'aval sur le pied du Chaltwassergletscher, les températures enregistrées augmentent également. En effet, moins la présence de glace est proche de la surface, moins la température de la surface du sol sera froide.

⁷ Pour le capteur 2, les valeurs de la période durant laquelle il était hors du sol ont été exclues du calcul de la moyenne.

4.3 Synthèse du morphosystème des Chalti Wasser

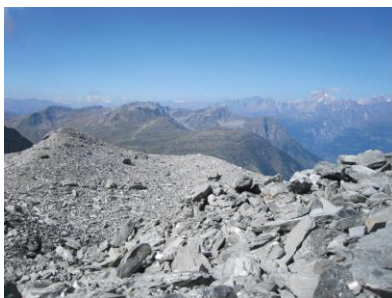
Ce chapitre a permis d'obtenir une bonne vue d'ensemble des structures du site d'étude des Chalti Wasser. L'identification de son histoire géomorphologique, des processus actifs et de la distribution de la glace dans le sous-sol permettra d'étudier la dynamique sédimentaire de ce bassin versant torrentiel.

Les différentes périodes de glaciations ont façonné le bassin versant étudié. Les traces glaciaires sont relativement réduites en aval du site, seuls deux cordons morainiques sont présents sur la rive droite. En revanche, la partie amont est caractérisée par des constructions morainiques provenant des différents stades des glaciers Chaltwasser, Homattu et Alpjer et par des roches moutonnées que le retrait des glaciers a permis de dégager. Ces accumulations morainiques anciennes (végétalisées) ou récentes (non-végétalisés) sont soumises aux processus d'érosion actuels. La forte torrentialité présente sur le site d'étude dans un réseau de ravines bien développé permet la mise en mouvement de ces dépôts glaciaires lors d'un apport en eau suffisamment important. De ce fait, des dépôts fluviatiles importants sont observables au fond de la vallée de la Taferna.

Les mesures géophysiques et thermiques ont permis d'identifier deux secteurs principaux contenant de la glace dans leur sous-sol : le front du Chaltwassergletscher qui se termine sous forme de glacier couvert et le glacier couvert du Hübschhorn. Dans les autres parties du site, la glace ou le pergélisol sont très probablement absents.

Chapitre V

Etude de la dynamique sédimentaire du bassin versant torrentiel



Photos de couverture du chapitre 5 (de gauche à droite) :

Vue depuis le front couvert du Chaltwassergletscher sur le cordon morainique de la confluence entre le Homattugletscher et le Chaltwassergletscher | Vue depuis les accumulations morainiques en direction du front du Chaltwassergletscher | Bloc répertorié par le DGPS sur un cordon morainique

5.1 Activité hydrogéomorphologique

5.1.1 Distinction des bassins versants

Le bassin versant des Chalti Wasser a été modélisé à l'aide du module *Spatial Analyst* du logiciel *ArcMap*. Afin de prendre en compte les microvariations de la topographie, des ajustements manuels ont été nécessaires. Cette modélisation ajustée a permis de diviser le bassin versant en quatre sous-bassins (fig. 5.1). Deux de ces quatre sous-bassins se situent à l'ouest du Mäderhorn, alors que les deux autres se trouvent entre le Mäderhorn et le Hübschhorn. Les eaux des différents bassins versants traversent la galerie routière vers 1960 m d'altitude et rejoignent la Taferna, entre 1800 m et 1600 m d'altitude.

Une délimitation plus segmentée des bassins versants n'a pas été jugée nécessaire pour ce travail. Les zones d'alimentation sédimentaire étant fortement reliées entre elles, une distinction plus fine des bassins versants aurait conduit à séparer des secteurs qui sont pourtant connectés entre eux.

L'affluent à l'ouest de la Taferna n'a pas été pris en compte dans cette étude. Il prend naissance dans le Hobschusee à 2017 m d'altitude sur le col et ne fait pas partie du bassin versant étudié.

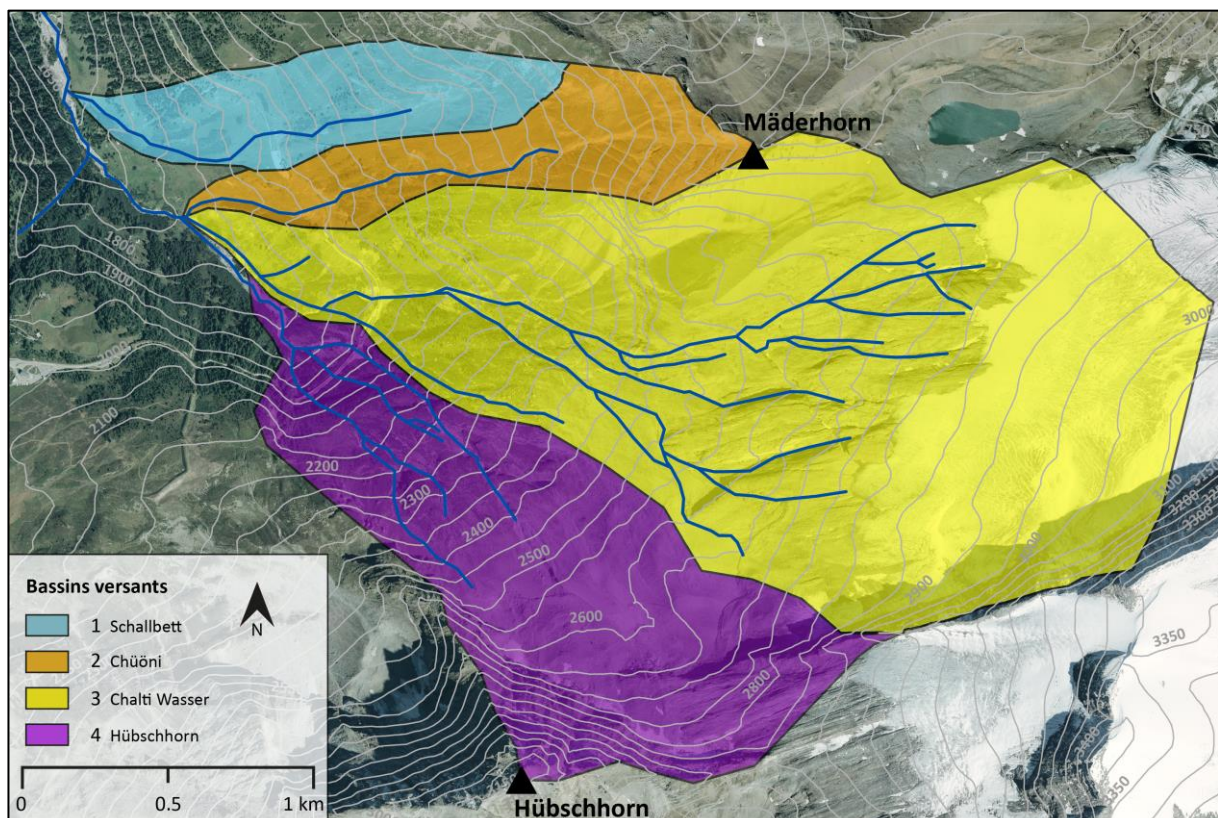


Fig. 5.1 : Bassins versants contribuant à la Taferna | Fond de carte : © Swisstopo

Le bassin versant 1, le bassin de Schallbett, couvre une surface de 0.55 km² au nord du Mäderhorn. Le torrent prend naissance à 2200 m d'altitude et coule en direction du lieu-dit *Schallbett*. Son tracé

est légèrement modifié par une digue sur la rive gauche à 2020 m d'altitude (fig. 4.4). Elle le dévie sur la droite afin de protéger des bâtiments de Schallbett. Les eaux suivent ensuite le flanc extérieur de la moraine du stade d'Egga avant de rejoindre la Taferna à 1670 m d'altitude. Ce torrent est végétalisé sur toute sa longueur et seules quelques petites niches d'arrachement peuvent contribuer au transport sédimentaire.

Le bassin versant 2, le bassin de Chüöni, récolte les eaux du versant ouest du Mäderhorn. Il couvre une surface d'une taille de 0.51 km² entre 1780 m et 2800 m d'altitude. Sa partie supérieure se situe dans du substratum rocheux et des éboulis. A partir du point 2391 m dans le Mädertäli, le tracé du torrent est caractérisé par une forte érosion. En bas de la route, il suit le flanc extérieur de la moraine du stade d'Egga plus récente (voir chapitre 4.1.1.2) et rejoint la Taferna à *Tschyfe*, à 1780 m d'altitude.

Les bassins versants 3 et 4, le bassin des Chalti Wasser et le bassin du Hübschhorn, drainent la zone des Chalti Wasser située entre le Mäderhorn et le Hübschhorn à l'exception de la partie sommitale du Chaltwassergletscher, dont les eaux alimentent le bassin versant d'Aurona.

Le bassin versant 3, d'une superficie de 3.91 km², est le plus grand bassin versant des quatre et concentre les eaux de fonte du Chaltwassergletscher. Il recouvre quasiment toute la partie sommitale du site d'étude, caractérisée par une multitude de chenaux traversant les roches moutonnées et se jetant sous forme de cascade dans les torrents en aval. Au lieu-dit *Tschyfe* (altitude 2200 m), ces eaux se concentrent en un seul chenal qui traverse la galerie avant de se jeter dans la Taferna à 1840 m d'altitude.

Le bassin versant 4 d'une surface de 1.56 km², récolte les eaux de l'extrémité sud-ouest du Chaltwassergletscher et les eaux du glacier couvert du Hübschhorn. Ces eaux traversent une zone de cascades situées entre 2350 m et 2500 m d'altitude avant de rejoindre, en contrebas, la Taferna au point 1869 m. Pour ce bassin versant, la modélisation sur *ArcMap* a suggéré une division en deux sous-bassins distincts: un premier concentrant les eaux du glacier couvert du pied du Hübschhorn et un deuxième, plus au nord, comprenant les ravines traversant les accumulations morainiques. Néanmoins, cette proposition de modélisation n'a pas été retenue car par cette division, la ravine et le glacier couvert du Hübschhorn n'aurait pas contribué au même bassin versant.

5.1.2 Morphométrie

Afin de mieux caractériser les quatre bassins versants et d'identifier les secteurs potentiels de déclenchement de laves torrentielles sur le site, les paramètres hydromorphologiques tels que l'indice d'érodabilité, le coefficient de Gravelius et l'hypsométrie de chaque bassin versant ont été calculés.

5.1.2.1 Indice d'érodabilité

L'indice d'érodabilité (I_{eros}) représente le rapport entre la surface en trois dimensions du bassin versant et la surface projetée du même bassin en deux dimensions. Il s'agit de calculer, à partir des pentes, la surface développée (A_{dev}) du bassin versant et de la rapporter à la surface topographique réelle (A_{topo}). Cet indice représente la capacité du bassin versant à éroder du matériel.

$$I_{eros} = \frac{A_{dev}}{A_{topo}}$$

Bardou (2002) a défini le seuil de « dangerosité » d'un bassin versant à 1.1614. D'après le même auteur :

Si $I_{eros} > 1.1614$: la dangerosité est élevée et des laves torrentielles peuvent avoir lieu

Si $I_{eros} < 1.1614$: la dangerosité est faible et des laves torrentielles sont peu probables

D'après le tableau 5.1, le bassin versant des Chalti Wasser comporte un coefficient juste au-dessous de ce seuil. Les trois autres bassins versants se situent à la limite du seuil de dangerosité fixé par Bardou (2002). Ils peuvent donc tous être affectés par des laves torrentielles. En particulier, le bassin versant de Chüöni qui est caractérisé par le coefficient d'érosion le plus élevé.

Tab. 5.1 : Indices hydrogéomorphologiques

Sous-bassin	Superficie [km ²]	Coeff. d'érosion	Coeff. de Gravelius
1 – Schallbett	0.55	1.17	1.43
2 – Chüöni	0.51	1.20	1.73
3 – Chalti Wasser	3.71	1.12	1.31
4 - Hübschhorn	1.56	1.16	1.39

5.1.2.2 Coefficient de Gravelius

Le coefficient de Gravelius (K), proposé en 1914 par Gravelius (Bendjoudi et Hubert, 2002), permet de mesurer la compacité d'un bassin versant. Il dépend du rapport entre le périmètre du bassin versant (P) et la racine carrée de l'aire du bassin versant (A).

$$K = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Les bassins versants 1 et 2 sont caractérisés par un seul chenal sans affluent latéral, le coefficient de Gravelius n'est donc pas aussi significatif que pour un bassin versant à plusieurs confluent.

Un coefficient de Gravelius proche de 1 est caractéristique d'un bassin versant de forme arrondie. Le coefficient est supérieur à 1 lorsque le bassin versant est de forme allongée. D'après Bardou (2002), « *plus un bassin est allongé, plus le débit de pointe est faible [...]* » et « *plus un bassin est arrondi, plus le débit de pointe est élevé [...]* ».

Bardou (2002) a démontré que les bassins versants de dangerosité élevée sont caractérisés par un coefficient de Gravelius élevé, même si aucun seuil de dangerosité n'a été défini. La réponse hydrologique d'un bassin versant est faible pour les bassins versants à faible coefficient de Gravelius (proche de 1) et elle est élevée pour les bassins versants à coefficient élevé. D'après le même auteur cette tendance est inversée pour les bassins versants d'une surface supérieure à 10 km². D'après le tableau 5.1, ce coefficient est supérieur à 1 pour les quatre sous-bassins versants. Ceci implique un temps de réponse court lors d'un événement de pluie extrême. Le bassin versant 3 se distingue avec le coefficient K le plus proche de 1 et le bassin versant 2 est caractérisé par un temps de réponse très court pour un coefficient K de 1.73.

5.1.2.3 Courbes hypsométriques

Les courbes hypsométriques représentent la distribution des altitudes d'un bassin versant par rapport à sa surface. D'après Bardou (2002), une courbe sigmoïdale équilibrée et à faible pente est caractéristique des bassins versants de transport par charriage. Dans le cas opposé, un sigmoïde moins prononcé avec une pente de courbe plus importante favorise le transport par lave torrentielle.

Les courbes de la figure 5.2 reflètent des bassins versants favorables au déclenchement de laves torrentielles. En particulier les sigmoïdes pour les bassins versants Chüöni et du Hübschhorn ont une pente importante, et donc une distribution des altitudes plus hétérogène. Les bassins versants des Chalti Wasser et de Schallbett se distinguent légèrement des deux précédents.

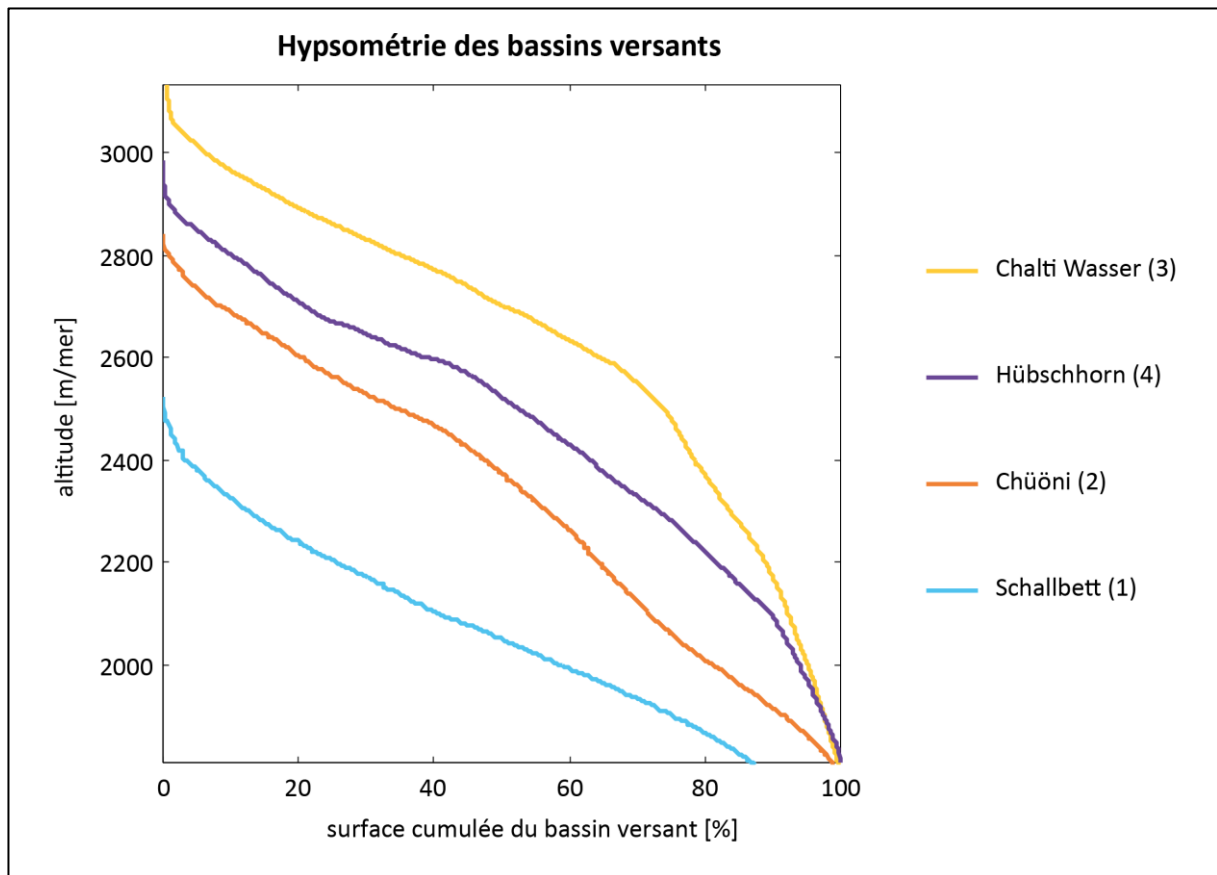


Fig. 5.2 : Courbes hypsométriques des bassins versants étudiés

En référence à ces caractéristiques hydro-géomorphologiques, le bassin versant de Chüöni se distingue nettement des autres avec une torrentialité élevée (coefficient d'érosion et coefficient de Gravelius élevé, courbe hypsométrique à pente importante). Il est suivi par les bassins versants de Schallbett et du Hübschhorn. En ne considérant que ses caractéristiques topographiques, le bassin versant des Chalti Wasser est d'avantage caractéristique d'un bassin versant à charriage donc potentiellement moins favorable à des évènements torrentiels.

5.2 Cartographie du système torrentiel selon la méthode Theler

5.2.1 Introduction

La méthode Theler a été appliquée sur le site des Chalti Wasser dans le but de cartographier les processus actifs et le stockage sédimentaire existant en fonction des matériaux disponibles pour le déclenchement de laves torrentielles.

D'après Theler (2010), l'objectif principal de la méthode est d'étudier les transferts de sédiments « dans de petits bassins versants d'une superficie inférieure au km^2 ». Les bassins versants 1 (Schallbett) et 2 (Chüöni) satisfont à ce critère avec des tailles de 0.55 km^2 et 0.51 km^2 . Les bassins versants 3 (Chalti Wasser) et 4 (Hübschhorn) sont plus grands (3.71 km^2 respectivement 1.56 km^2). Toutefois, Ecotec Environnement (2012) a également démontré qu'il est aussi possible d'appliquer cette méthode à des bassins versants de taille plus grande tout en gardant les mêmes critères d'application de la méthode. La méthode a donc été appliquée aux quatre bassins versants.

5.2.2 Données de base sur la géomorphologie dynamique du système torrentiel (matrice 1 et 2)

Seules les zones contribuant activement à la dynamique sédimentaire du bassin versant ont été cartographiées (fig. 5.3). En raison de la structure de leur sol et des chenaux torrentiels auxquels elles sont connectées, ces zones sont caractérisées par un apport sédimentaire important. Comme les roches moutonnées ne permettent pas l'apport de matériel sédimentaire, la partie supérieure du bassin versant des Chalti Wasser ne figure pas dans la matrice. Les pentes entre les chenaux de la partie végétalisée du versant ne sont pas non plus prises en compte. En effet, elles n'influencent pas la quantité de sédiments dans les chenaux car elles se situent en dehors des zones d'influence des rigoles torrentielles connectées et ne peuvent ainsi pas alimenter le système torrentiel en sédiments.

Le rapport entre la superficie des bassins versants qui contribuent à la dynamique sédimentaire et la superficie totale des bassins versants est relativement faible. Seuls 5 % de la surface du bassin versant de Schallbett sont cartographiés à l'aide de la méthode Theler. Pour le bassin versant de Chüöni, 20 % contribuent à la dynamique sédimentaire. Pour le bassin versant des Chalti Wasser seulement 10 % de la surface contribuent à la dynamique sédimentaire. Le bassin versant du Hübschhorn a le rapport le plus élevé avec 30 % de la surface favorisant la dynamique sédimentaire.

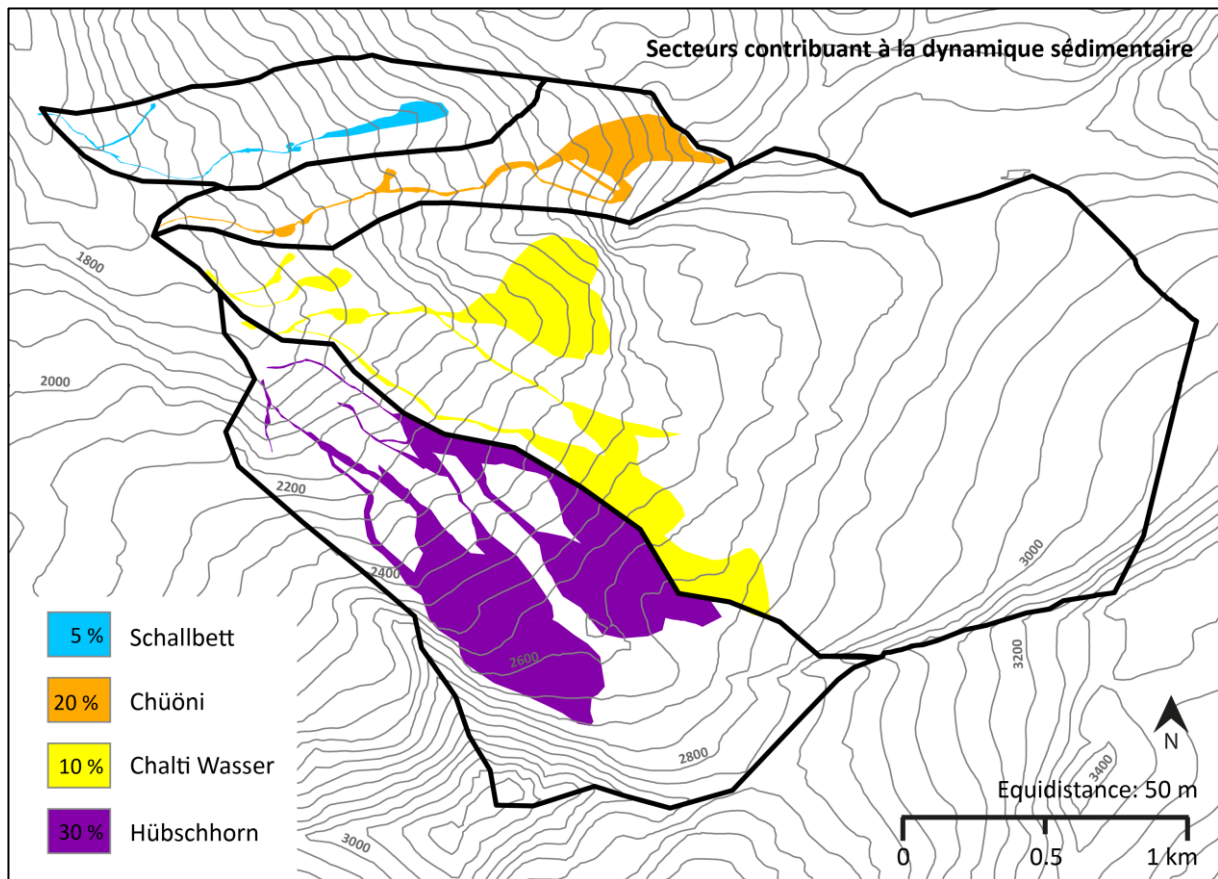


Fig. 5.3 : Parties des bassins versants contribuant à la dynamique sédimentaire

La pente et la végétation sont mises en évidence dans la première carte (fig. 5.4) afin de déterminer l'intensité du ou des processus agissant sur le stock sédimentaire. Trois classes d'intensité (élevée, latente, inactive ou fossile) des processus affectant le bassin versant sont représentées à l'aide d'une matrice 3 x 3.

Les pentes étudiées ont été extraites d'un MNT à une résolution de 2 m sur 2 m alors que la végétation a été cartographiée manuellement selon trois catégories:

- < 30 % : pierriers, constructions morainiques, glaciers couverts
- 30 % – 70 % : accumulations morainiques stabilisées entre 2300 m et 2500 m en présence de végétation herbacée et pentes entre les chenaux torrentiels
- > 70 % : partie inférieure du site d'étude en dessous de 2300 m sans prendre en compte les chenaux torrentiels

La matrice 1 met en évidence la forte intensité des processus agissant sur le stock sédimentaire. Cette intensité est élevée pour des secteurs raides et peu végétalisés alors qu'elle est faible pour des secteurs peu pentus recouverts de végétation. Ci-dessous les secteurs à intensité élevée (du nord au sud) :

- le sommet du bassin versant de Schallbett
- le versant ouest du Mäderhorn et le chenal connecté à la rigole du Mädertäli
- l'éboulis du versant sud-ouest du Mäderhorn
- certaines parties du glacier couvert du Hübschhorn
- certaines parties des accumulations morainiques au front du Chaltwassergletscher à une altitude de 2600 m
- le rebord d'érosion de la ravine du Hübschhorn et la niche d'arrachement au sommet de cette ravine
- certaines accumulations morainiques comprises entre 2400 m et 2500 m d'altitude
- le lit des chenaux et ravines aux endroits de rupture de pente

Cette carte ne prend pas en compte les caractéristiques topographiques du terrain. Tous les secteurs classés dans la catégorie « élevé » ne sont pas forcément « dangereux ». Il est nécessaire de prendre en compte la connexion de chaque secteur aux chenaux torrentiels. Pour ceci, la deuxième carte reprend l'information de la première sur *l'intensité du ou des processus agissant sur le stock sédimentaire* et la combine avec la connexion du stock sédimentaire au chenal principal (fig. 5.5). La connexion du stock sédimentaire est classifiée en trois catégories : connexion élevée, connexion partielle ou connexion potentielle.

La connexion de chaque secteur aux chenaux a été identifiée directement sur le terrain et elle a été vérifiée à l'aide des orthophotos. Si les sites sont connectés directement au chenal torrentiel alors ils sont classés dans la catégorie « connexion élevée ». Les sites connectés par l'intermédiaire d'un autre site, lui-même connecté, et les sites qui sont uniquement connectés lors d'un apport d'eau élevé sont classés dans la catégorie « connexion potentielle voire partielle ».

L'approvisionnement en sédiments du stock sédimentaire (fig. 5.5) se répartie en quatre classes : approvisionnement important, moyen, faible ou nul.

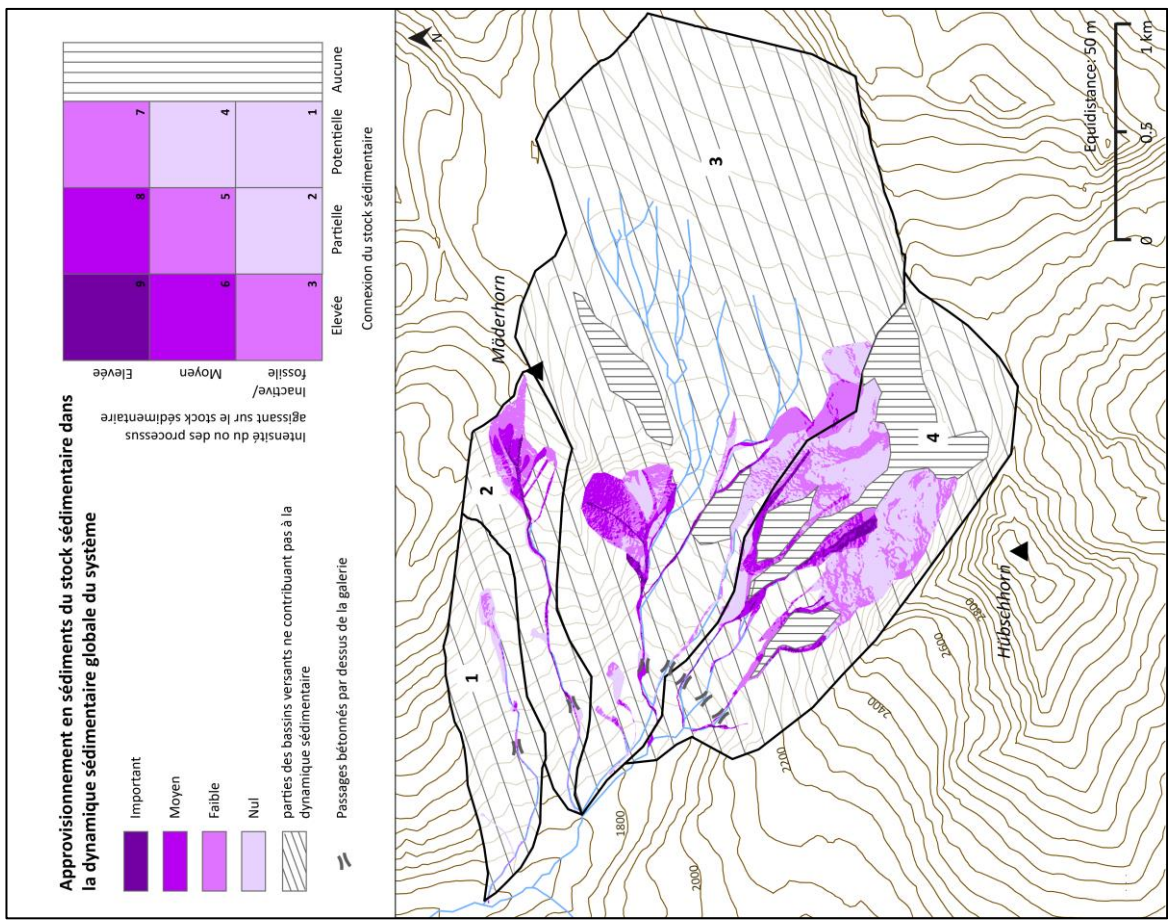


Fig. 5.4 : Intensité du ou des processus agissant sur le stock sédimentaire (matrice 1)

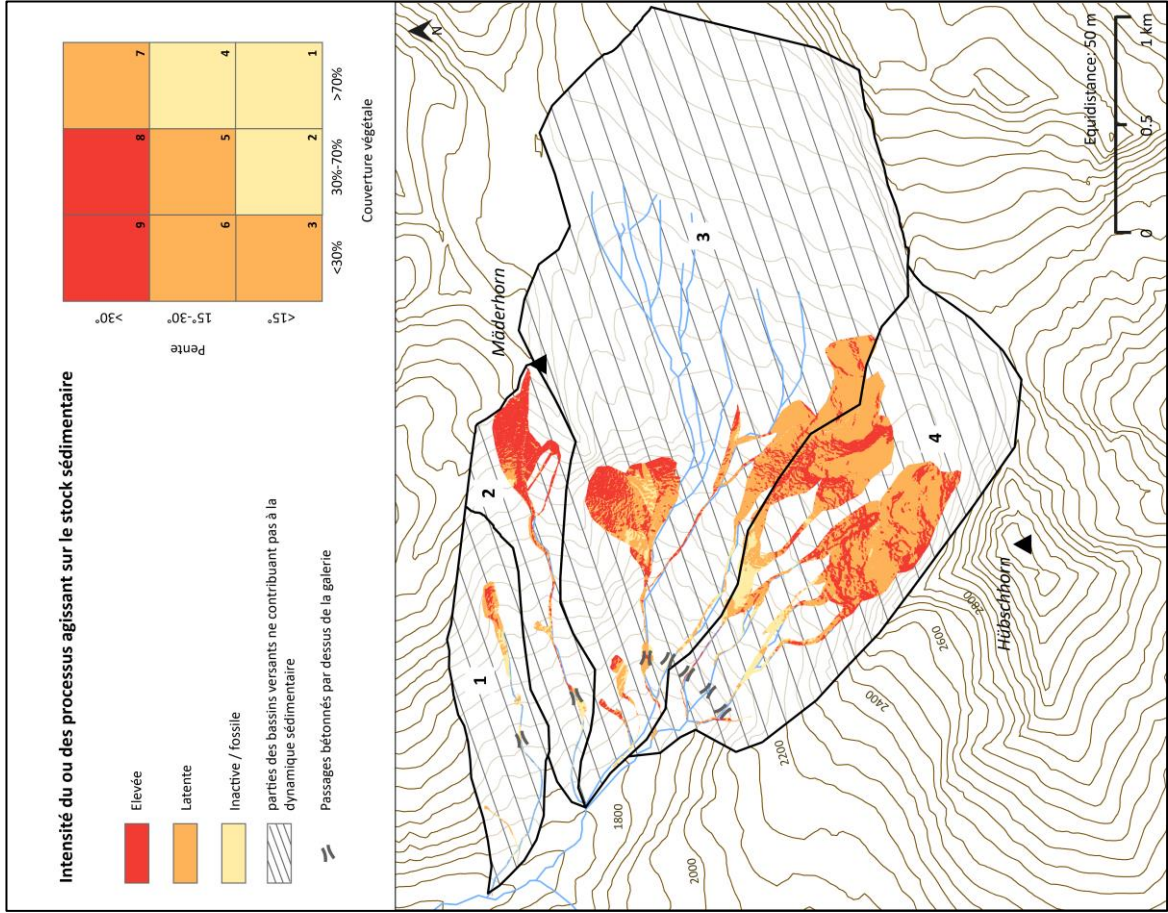


Fig. 5.5 : Approvisionnement en sédiments (matrice 2)

La figure 5.5 met en évidence les secteurs pour lesquels l'intensité des processus agissant sur le stock sédimentaire est élevée. Quatre zones sont principalement affectées par un apport important de sédiments : le versant ouest du Mäderhorn, l'éboulis du versant sud-ouest du Mäderhorn, les chenaux principaux des Chalti Wasser et la ravine du Hübschhorn. Le front du Chaltwassergletscher est classé comme zone d'approvisionnement faible en raison de sa connexion potentielle. En effet, les moraines en aval provoquent un effet de barrage et le glacier se termine sur un replat au-dessus de celles-ci (voir fig. 4.7) rendant ainsi la connexion plus difficile avec les chenaux. Le glacier couvert du Hübschhorn ainsi que le secteur entre les chenaux sur le site des Chalti Wasser ne sont pas non plus directement connectés aux chenaux principaux. Ils pourraient néanmoins l'être lors d'un évènement exceptionnel. Le bassin versant de Schallbett est également caractérisé par un approvisionnement en sédiments moyen à faible.

5.2.3 Carte de la dynamique sédimentaire du bassin versant

La carte finale de la dynamique sédimentaire du bassin versant (fig. 5.6) se base sur la matrice 2 combinée avec le type de stock sédimentaire qui détermine la couleur de l'approvisionnement en sédiments. Trois types de stocks affectent le terrain d'étude :

- Stock fluviatile : ce stock se concentre sur les parties en aval des torrents et des replats intermédiaires où des dépôts ont été identifiés dans le lit de la rivière.
- Stock gravitaire : les stocks gravitaires caractérisent les versants sud-ouest et sud-est du Mäderhorn. Ces versants sont dominés par des éboulis en partie végétalisés. Les bassins versants à l'ouest du Mäderhorn (Schallbett et Chüöni) sont également alimentés par des stocks gravitaires.
- Stock glaciaire : toute la partie supérieure du site des Chalti Wasser, comprise entre une altitude de 2550 m et 2700 m, est caractérisée par des cordons et d'accumulations morainiques. L'éboulement du Hübschhorn, contribuant à la couverture du glacier, figure également dans ce type de stock.

En raison de la faible présence de névés permanents durant l'été et en l'absence d'informations sur les évènements d'avalanches qui contribueraient à l'activité torrentielle du bassin versant, le stock nival a été négligé.

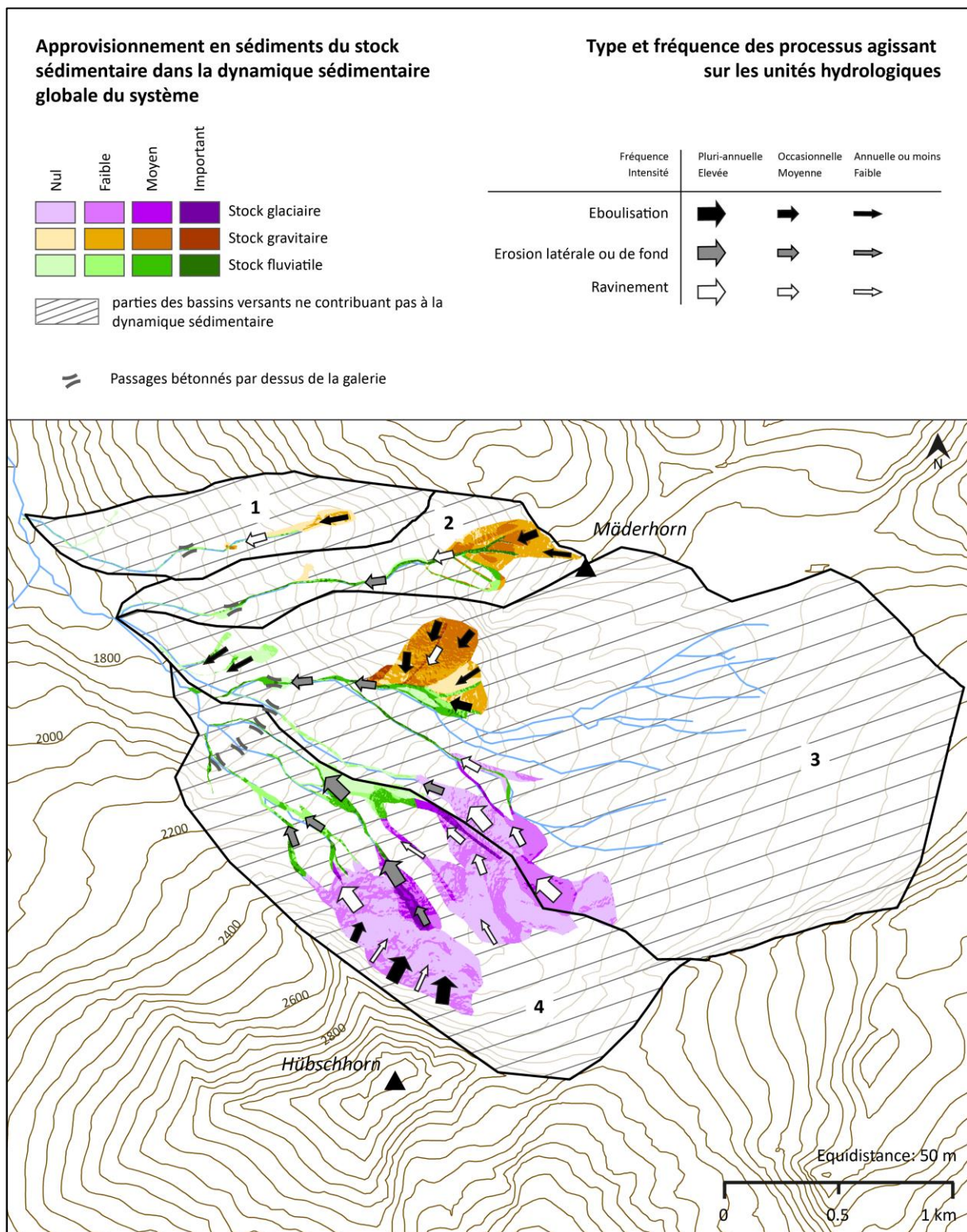


Fig. 5.6 : Carte de la dynamique sédimentaire du bassin versant

Le site peut donc être réparti en différentes zones en fonction de l'importance du stock sédimentaire et de la contribution de chaque zone au système torrentiel :

- Les versants sud-ouest et ouest du Mäderhorn sont caractérisés par des processus de type gravitaire et affectés par un approvisionnement en sédiments relativement élevé (moyen à important).
- La partie inférieure du Chaltwassergletscher et le pied du Hübschhorn sont caractérisés par des dépôts morainiques. L'approvisionnement en sédiments à partir de ces secteurs se fait par des systèmes de ravines bien développés. L'approvisionnement est important dans la ravine du Hübschhorn alors qu'il est moyen à faible sur les accumulations morainiques indirectement connectées aux chenaux existants.
- Les parties plus basses, à partir de 2350 m d'altitude, sont caractérisées par des stocks fluviaux qui proviennent de dépôts temporaires d'anciens événements. Au pied de l'éboulis de Tschyfe ainsi qu'à une altitude de 2260 m, des dépôts importants se concentrent dans le lit du chenal. Ces dépôts pourraient être remobilisés lors d'un futur événement.

5.2.4 Synthèse

Les secteurs caractérisés par d'importants processus contribuant à la dynamique sédimentaire du bassin versant se situent sur les accumulations morainiques. La combinaison d'un apport en eau (représenté comme ravinement sur la figure 5.6) et de matériel d'accumulation glaciaire constitue un approvisionnement en sédiments important au système torrentiel.

Les bassins versants de Schallbett, de Chüöni ainsi que le versant sud-ouest du Mäderhorn sont caractérisés par un stock sédimentaire moins important et donc un approvisionnement en sédiments moins conséquent. La connexion des stocks étant plus élevée que celle des stocks morainiques au front du Chaltwassergletscher, ces zones contribuent directement à l'activité torrentielle.

5.3 Quantification des volumes sédimentaires

5.3.1 Estimation du volume sédimentaire par la méthode Gertsch

5.3.1.1 Introduction

Le volume sédimentaire mobilisable a été estimé pour les quatre bassins versants. D'après Ecotec Environnement (2012), « l'estimation des volumes sédimentaires ne fait sens que pour les systèmes torrentiels caractérisés par une activité importante » et d'après Gertsch (2009), le tronçon supérieur de la ravine doit au moins figurer en tant que ravine sèche sur la carte nationale au 1 :25'000. Toutefois, des laves torrentielles peuvent se déclencher en amont des chenaux existants ou remonter par érosion régressive. Des tronçons en amont des tronçons figurant sur la carte nationale au 1 :25'000 ont donc été pris en compte.

La charge sédimentaire potentielle à l'exutoire a été modélisée pour deux types d'évènements :

- I) Un évènement extrême mobilisant tout le matériel sédimentaire non consolidé des pentes adjacentes.
- II) Un évènement de petite taille non-influencé par les apports sédimentaires des pentes adjacentes et dépendant uniquement des caractéristiques physiques des chenaux.

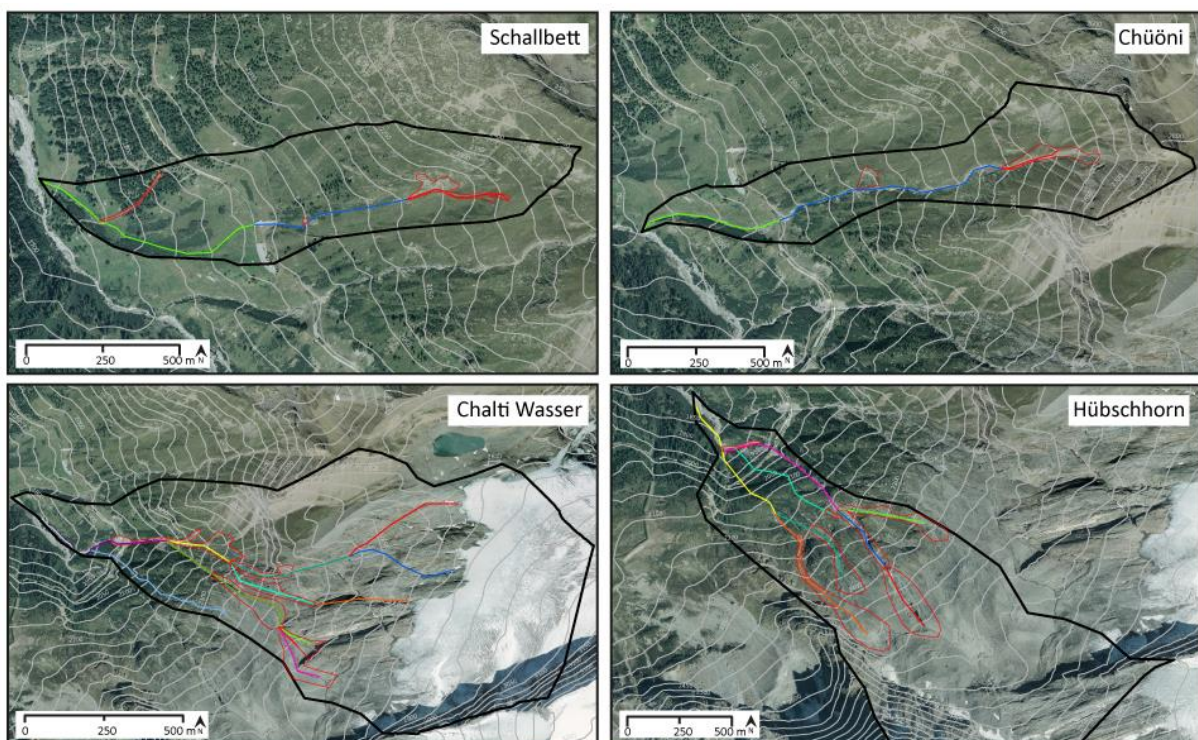


Fig. 5.7 : Tronçons délimités d'après Gertsch et apports des pentes adjacentes (en rouge) | Fond de carte : © Swisstopo

Les différents tronçons ont été délimités d'après les caractéristiques de la pente et de la végétation (voir chapitre 2.2.3). Il en résulte trois tronçons pour le bassin versant de Schallbett, trois tronçons

pour le bassin versant de Chüöni, douze tronçons pour le bassin versant des Chalti Wasser et huit tronçons pour le bassin versant du Hübschhorn (fig 5.7).

La nature du substratum détermine le paramètre inséré pour la disponibilité en matériel meuble, à savoir illimité, limité, substratum rocheux ou constructions de barrage. Ce paramètre se base sur le modèle Vecteur 25 de Swisstopo des surfaces primaires (fig. 5.8), les orthophotos ainsi que sur les observations effectuées sur le terrain. Une grande partie des Chalti Wasser se situe dans des zones de pierriers (d'après le modèle Vecteur 25) avec du matériel limité ou illimité à disposition. Dès que le terrain est recouvert par de la végétation, le matériel à disposition a été classé comme limité. La catégorie « substratum rocheux » a été attribuée aux tronçons traversant du rocher. La catégorie « constructions de barrages » n'a pas été utilisée vu la faible importance du passage sur la galerie.

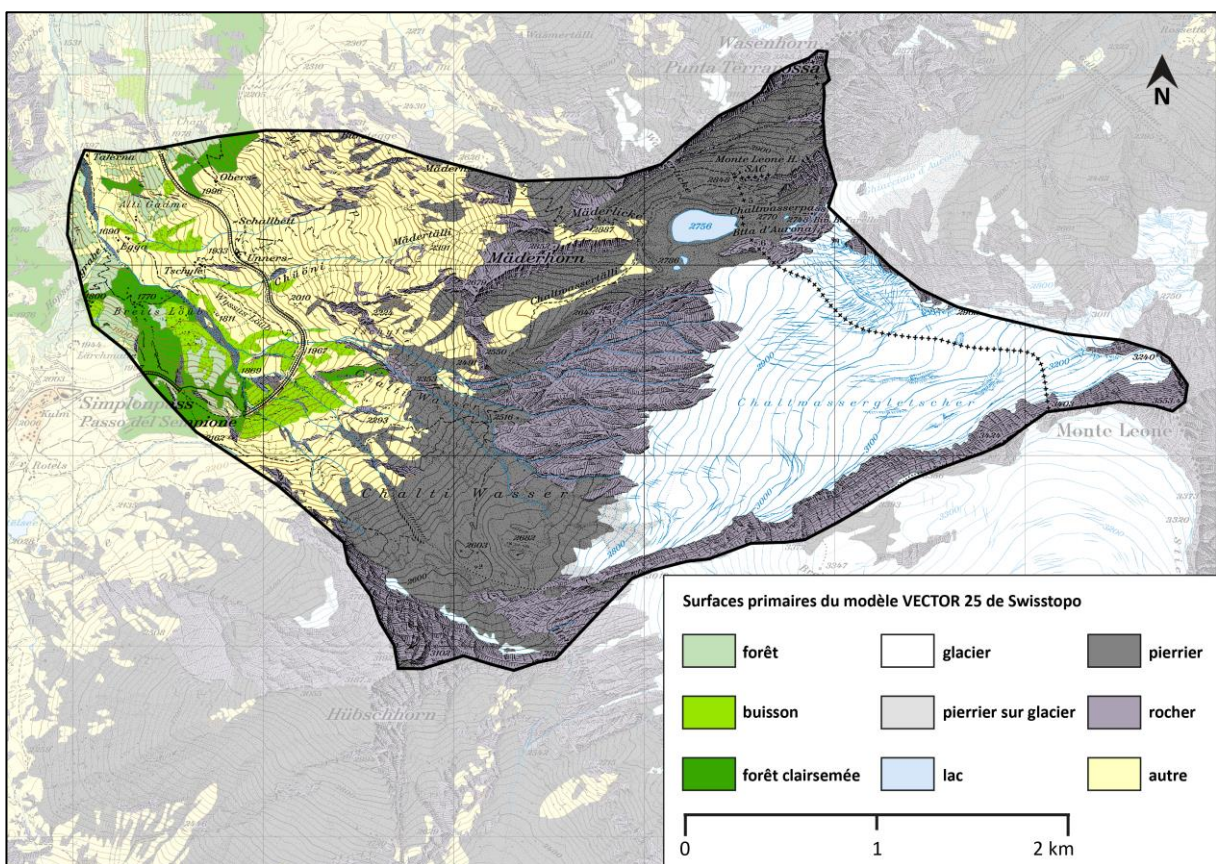


Fig. 5.8 : Surfaces primaires © Swisstopo

5.3.1.2 Volumes estimés

Le volume sédimentaire des deux bassins versants à l'ouest du Mäderhorn (Schallbett n°1 et Chüöni n°2) est largement inférieur à celui des bassins versants du Mäderhorn (n°3) et du Hübschhorn (n°4) (tab. 5.2, Annexes : tab. 9.1-9.4 et fig. 9.1). Ces deux bassins versants se situent sur un versant végétalisé d'une faible disponibilité en sédiments meubles vu qu'aucune construction morainique récente ne pourrait alimenter les chenaux torrentiels depuis l'amont.

Tab. 5.2 : Charge sédimentaire mobilisable obtenue par la méthode Gertsch (2009) par bassin versant. Le coefficient d'érosion et le coefficient de Gravelius sont ajoutés à titre informatif.

BV	I) évènement extraordinaire	II) évènement normal	Aire [km ²]	I _{eros}	K
1	4'000	2'500	0.55	1.17	1.43
2	6'500	3'000	0.51	1.20	1.73
3	69'400	39'900	3.71	1.12	1.31
4	155'000	135'200	1.56	1.16	1.39

- Le volume mobilisable du bassin versant de Schallbett est de 4'000 m³ pour un évènement extrême et de 2'500 m³ pour un petit évènement. Les zones contribuant à la dynamique sédimentaire ont été délimitées d'après les traces d'une niche d'arrachement qui prouve d'un déclenchement antérieur d'une lave torrentielle. Cette niche est complètement revégétalisée. Le chenal est relativement régulier et peu d'apports sédimentaires sont possibles depuis les flancs. De par leur pente, chacun des trois tronçons est marqué par l'érosion. Les zones de dépôt se situent en contrebas, hors de la zone d'étude.
- Le bassin versant de Chüöni ressemble fortement au bassin versant 1 mais avec des volumes mobilisables légèrement plus élevés (6'500 m³ pour un évènement extrême et 3'000 m³ pour un petit évènement). Le tronçon supérieur se situe dans un éboulis sur la face ouest du Mäderhorn. Les apports sédimentaires ont été déterminés comme limités au vu de la taille restreinte de l'éboulis et de l'absence d'accumulation morainique dans la partie supérieure.
- Les tronçons de la partie supérieure du bassin versant des Chalti Wasser se situent sur du substratum. C'est à partir de 2500 m d'altitude que les stocks sédimentaires deviennent importants. Le modèle propose des volumes mobilisables sans limite supérieure pour la plupart des tronçons étudiés. Le volume total a été estimé à 69'400 m³ lors d'un évènement extrême et 39'900 m³ lors d'un évènement de plus petite ampleur. Le processus de dépôt n'y figure pas, ce qui indique que la plupart du matériel transporté serait déposé plus loin que l'exutoire défini à 1830 m d'altitude.
- Le bassin versant du Hübschhorn, dont un des trois tronçons supérieurs prend naissance dans la ravine du Hübschhorn, a un volume potentiellement mobilisable qui est très élevé et qui est estimé de 155'000 m³ pour un évènement extrême. Un volume de 135'000 m³ représenterait un évènement de plus petite taille. Cette ravine a déjà évacué des quantités importantes de matériaux sédimentaires qui seront quantifiés dans le chapitre 5.3.2. Les tronçons inférieurs se situent dans du substratum rocheux avec un apport très limité de matériel meuble.

5.3.2 Analyse du stock sédimentaire par la photogrammétrie

L'analyse du site d'étude à l'aide d'anciennes photographies permet d'identifier les changements de la topographie entre 1967 et 2005. Les documents numériques suivants ont été créés et seront utilisés dans le cadre de ce travail :

- un modèle numérique de terrain de 1967 et un de 2005 d'une résolution de 2 m sur 2 m
- un relief ombragé des deux MNT
- un modèle montrant les différences d'altitudes entre 1967 et 2005 à l'aide de la fonction *Minus* dans *ArcMap*
- des photos aériennes orthorectifiées sur la base des MNT créés

5.3.2.1 Création d'un MNT

La création d'un MNT à partir de photos aériennes nécessite des points de référence répertoriés sur le terrain à l'aide d'un DGPS. 45 points de référence ont été saisis pour réaliser ce modèle (fig. 5.10). Les points répertoriés sur le terrain doivent être visibles sur les photos aériennes de 1967 et de 2005. De ce fait, des toits d'anciens bâtiments ou de chalets, des terrasses bétonnées voire des blocs isolés d'une surface d'au moins de 2m² s'y prêtent particulièrement bien (fig. 5.9). La précision de ces points a été évaluée dans la *Leica Photogrammetry Suite* du logiciel *ERDAS* et seuls les points les plus précis ont été retenus. Les imprécisions relevées peuvent être dues à :

- la difficulté d'identifier un point sur la photo aérienne à cause de zones ombragées ou recouvertes de neige
- la modification d'une construction entre 1967 et 2005 (ajout d'un étage, agrandissement de la terrasse, etc.) non identifiée sur le terrain. L'altitude mesurée ne correspond ainsi pas à l'altitude de l'objet répertorié sur les photos de 1967 et de 2005
- une imprécision de mesure

Il a été plus facile de répertorier des points de référence pour les photos aériennes de 2005 que pour celles de 1967. En effet, plus la photo est récente, plus la probabilité est grande de retrouver les points de référence sur la photo.



Fig. 5.9 : Saisie de points pour la photogrammétrie : Toit d'un ancien chalet (gauche) | Angle d'une terrasse (milieu) | Bloc isolé (droite)

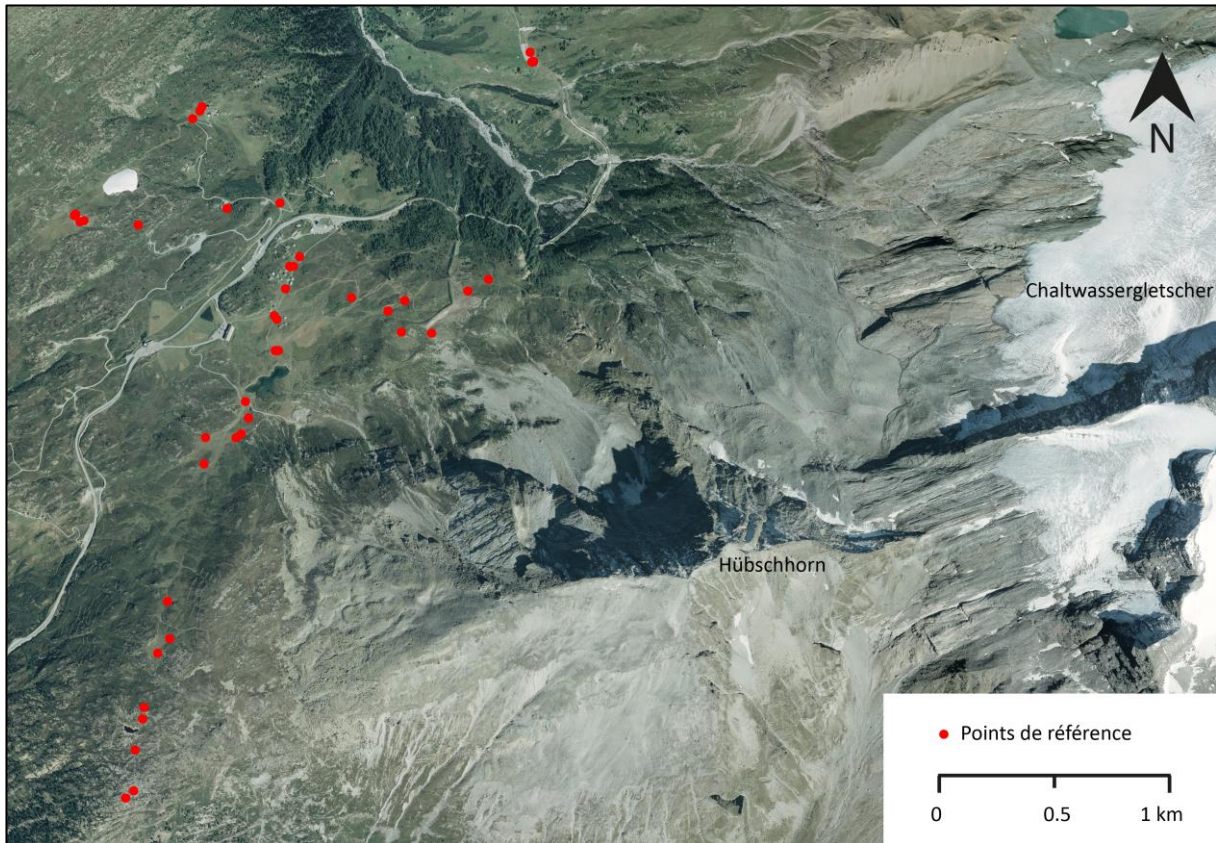


Fig. 5.10 : Répartition des points de référence pour la photogrammétrie saisis par le DGPS | Fond de carte : © Swisstopo

Pour les trois photos aériennes de 2005, 15 des 45 points (tab. 5.3 ; fig. 5.11) ont finalement été retenus pour calculer 25 points de contrôle automatique (tie points). La qualité du MNT de 2005 est satisfaisante avec une précision théorique⁸ de 0.77 m.

Pour les deux photos aériennes de 1967, dix points seulement sont visibles sur les photos dont deux ont été retenus, les huit autres n'étant pas assez précis. Neuf points ont été saisis manuellement d'après le MNT 2005 créé auparavant. Des neuf points uniquement trois ont été retenus dans le calcul final (tab. 5.3 et fig 5.12). La saisie manuelle de points supplémentaires a permis, malgré le peu de points à disposition, d'obtenir un MNT à partir des photos aériennes de 1967. En raison de ce manque du nombre de points de contrôle pour les photos aériennes de 1967, la qualité du MNT extrait à partir de ces dernières n'était pas satisfaisante. D'une précision théorique de 1.17 m, cette erreur est en grande partie due à un manque de précision sur l'axe z (vertical). En effet, la coordonnée z des points est surestimée, dû une précision moyenne de 1.14 m. Cette surestimation atteint 6 m à 8 m par endroits sur le terrain.

⁸ Il s'agit d'une précision théorique puisque le stéréomatching et l'interpolation ne sont pas pris en compte par ce calcul d'erreur. Cette précision théorique est obtenue en faisant la moyenne de la précision par axe, multipliée par 1.97, valeur correspondant à l'intervalle de confiance de 5% d'après la table du T de Student.

Tab. 5.3 : Résumé des paramètres utilisés pour la création des deux MNT

	2005	1967
Nombre de photos	3	2
Points du DGPS utilisés	15	2
Tie points	25	25
Points ajoutés manuellement	0	9 (3)
Résolution du MNT	2 m x 2 m	2 m x 2 m
RMSE	0.6542 px	1.1936 px
Précision X	0.17 m	0.33 m
Précision Y	0.39 m	0.62 m
Précision Z	0.59 m	1.14 m
Précision théorique du MNT	0.77 m	1.17 m

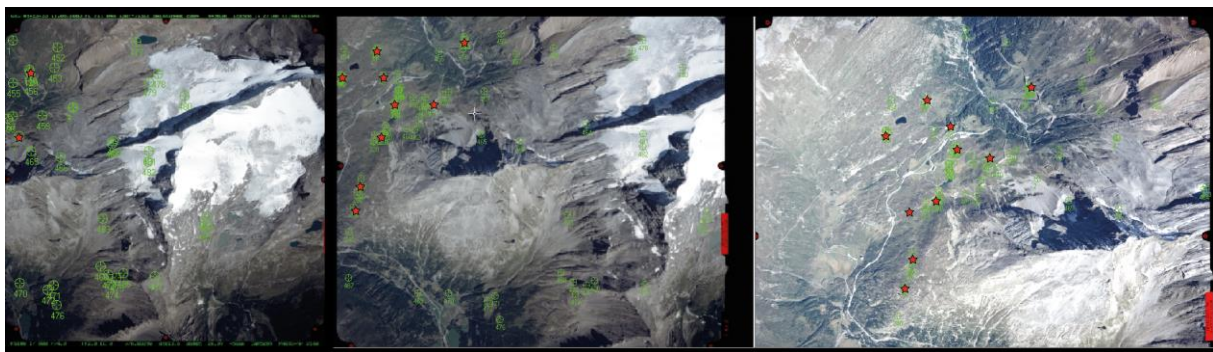


Fig. 5.11 : Les trois photos aériennes à disposition pour 2005 (© Swisstopo). Les étoiles représentent les emplacements des points DGPS retenus pour le MNT. Une étoile peut représenter plusieurs points.

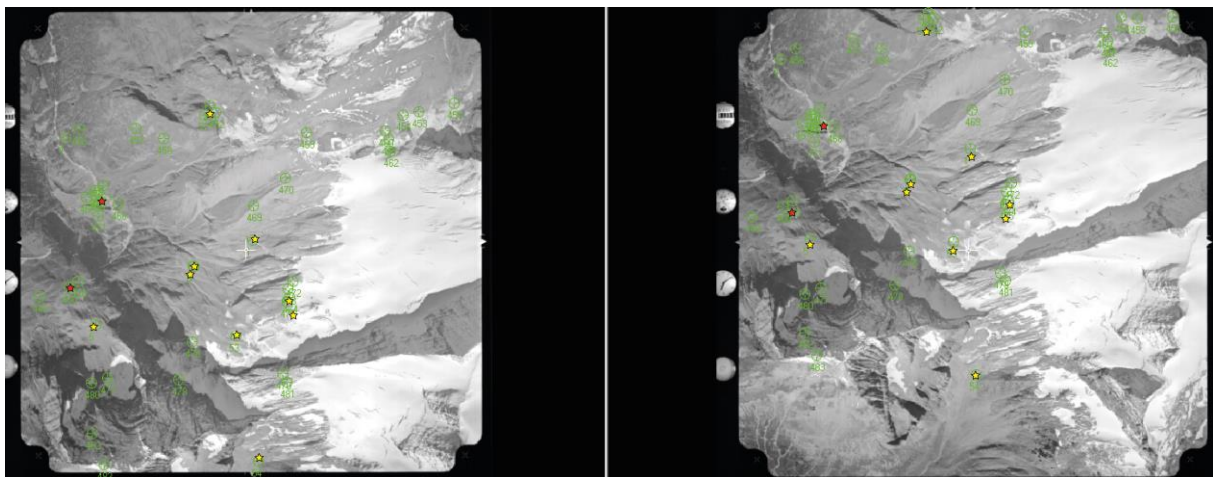


Fig. 5.12 : les deux photos aériennes à disposition pour 1967 (© Swisstopo). En rouge les points de référence retenus pour la création du MNT et en jaune les points de référence saisis manuellement d'après le MNT de 2005 dont uniquement deux ont été retenus. Une étoile peut représenter plusieurs points DGPS.

5.3.2.2 Evolution morphologique du paysage entre 1967 et 2005

La création d'un relief ombragé à partir des deux MNT et des photos aériennes orthorectifiées permet d'identifier le système torrentiel en 1967 et en 2005 (fig. 5.13, a). En 1967, il est déjà bien développé et les chenaux principaux correspondent aux chenaux actifs en 2005. Le glacier couvert au pied du Hübschhorn est reconnaissable grâce à une zone bombée et marquée par des bourrelets en 2005 (fig. 5.13, b). La niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn (fig. 5.13, c) n'existait pas encore en 1967 et le glacier couvert n'est pas encore connecté au système torrentiel. En 1967, le front du Chaltwassergletscher (fig. 5.13, d) semble plus lisse alors qu'en 2005 des bourrelets peuvent être identifiés. Ceci est un indicateur supposant l'absence de blocs en surface à ce moment-là. Le reste de la surface du glacier est moins lisse en 1967 (fig. 5.13, e). Néanmoins, cela est dû à des imprécisions du modèle numérique.

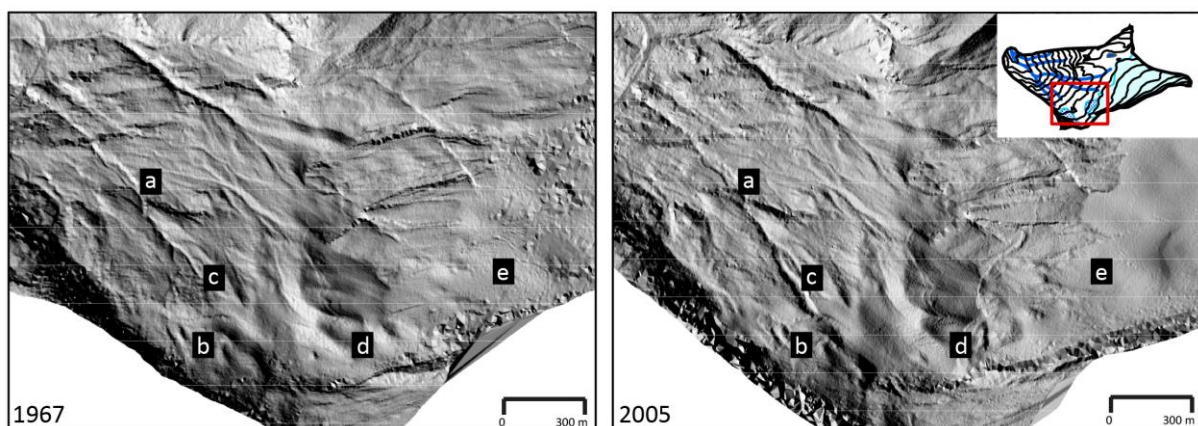


Fig. 5.13 : relief ombragé d'après le MNT de 1967 (gauche) et 2005 (droite)

La soustraction du MNT de 2005 de celui de 1967 et l'analyse des photos aériennes orthorectifiées permettent d'identifier et de quantifier les changements de la topographie entre ces deux dates (fig. 5.14). Une imprécision de deux à huit mètres existe à certains endroits, celle-ci est due à l'erreur du MNT de 1967. Etant donné que les chiffres exacts sont biaisés par cette erreur, les différents secteurs sont donc comparés en fonction de l'importance de la différence d'altitude entre les deux dates et le volume ne peut pas être quantifié de manière fiable.

Sur la figure 5.14, le changement d'altitude est représenté par des zones de couleur. En bleu, les secteurs affectés par un gain d'altitude et en brun, les secteurs affectés par une perte d'altitude. Les secteurs sans couleurs sont ceux qui n'ont pas subi de changement d'altitude important entre 1967 et 2005.

1. Glacier couvert du Hübschhorn :

Une perte de masse plus faible que celle du Chaltwassergletscher est visible au centre du glacier couvert (fig. 5.14, 1). Protégé par l'ombre du Hübschhorn, le glacier est moins exposé au rayonnement solaire et la fusion estivale de la glace est moins rapide. La perte de volume est ainsi moins importante que sur le Chaltwassergletscher.

A l'intérieur de l'accumulation sédimentaire, la perte de volume depuis 1967 est plus importante dans les bords qu'au centre du glacier couvert. Le maintien du volume à une altitude de 2600 m est probablement dû à l'alimentation du glacier couvert par des blocs éboulés de la face nord-est du Hübsschhorn, ceux-ci compensent ainsi la fonte de glace dans le sous-sol.

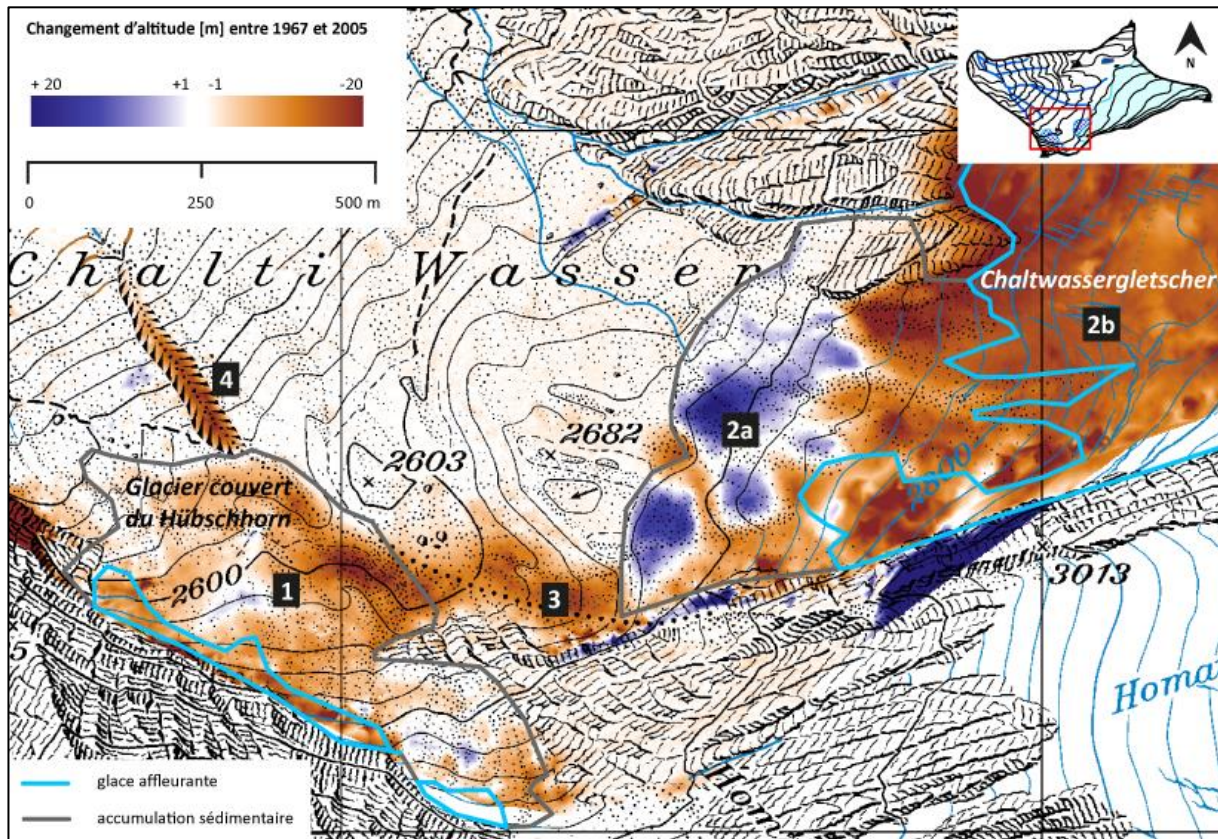


Fig. 5.14 : Changement d'altitude obtenu par la soustraction du MNT de 2005 de celui de 1967 | Fond de carte : © Swisstopo

2. Chaltwassergletscher

La fonte de la glace durant les 40 dernières années a pour conséquence une perte de masse importante du glacier (fig 5.14, 2b ; fig. 5.15, d). L'étendue du Chaltwassergletscher en 1967 n'est pas facilement identifiable car la couverture neigeuse présente sur la photo aérienne empêche une délimitation précise. Contrairement à la partie supérieure du glacier, le front du Chaltwassergletscher subit localement un gain d'altitude (fig. 5.14, 2a). Cela est dû à une forte accumulation sédimentaire recouvrant le pied du glacier (fig. 5.15, a, b et e). De plus, en 1967, le bedrock affleure (fig. 5.15, c, gauche) à plusieurs endroits alors que ceux-ci sont recouverts par des blocs en 2005 (fig. 5.15, c, milieu). Plus en amont une partie du bedrock apparaît en 2005 (fig. 5.15, d, milieu). De même, le secteur du front nord du Chaltwassergletscher (fig. 5.15, e) est recouvert de blocs sur une surface d'environ 0.04 km^2 en 2005 alors qu'en 1967, le substratum affleurerait. De manière générale le glacier pousse donc, en avançant, la charge sédimentaire plus loin jusqu'à recouvrir de nouvelles zones (fig. 5.15, e).

Un avancement important de l'accumulation sédimentaire peut donc être observé, contribuant à l'augmentation de la charge sédimentaire recouvrant le front du glacier. Seule une langue au front du glacier (fig 5.15, f) a subi une perte de volume. Cette fonte de glace sous les blocs provoque un affaissement du front du glacier.

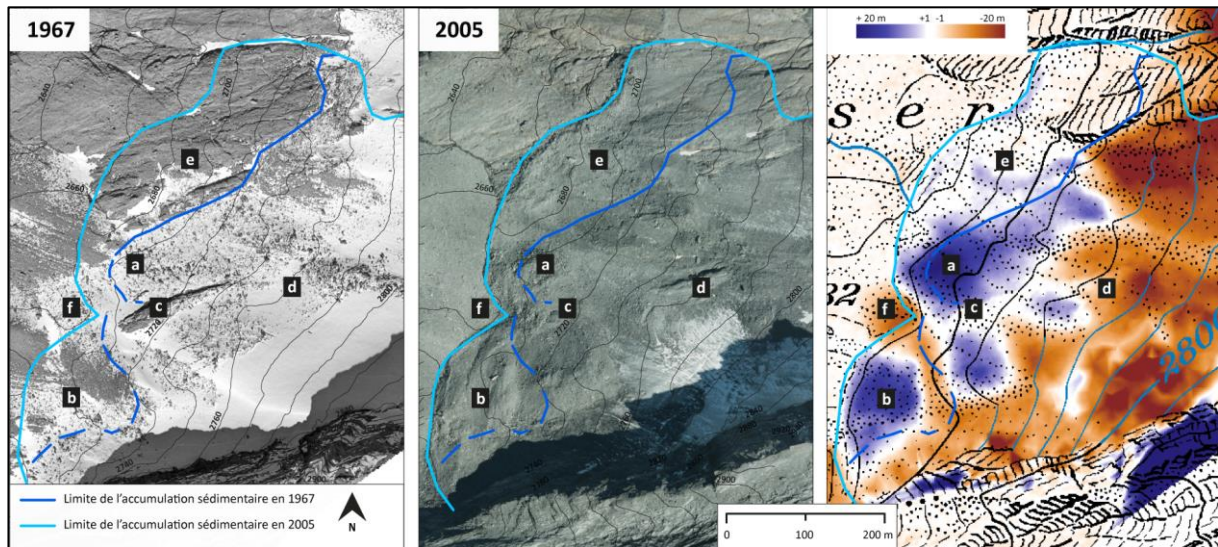


Fig. 5.15 : Front du Chaltwassergletscher en 1967 (gauche) et 2005 (milieu) et le changement d'altitude entre les deux dates (droit) | Fond de carte : © Swisstopo

3. Accumulations morainiques

Les accumulations morainiques entre le Chaltwassergletscher et le glacier couvert du Hübschhorn (fig. 5.14, 3) sont affectées par une perte d'altitude importante. Il s'agit de dépôts des deux glaciers en amont : le Homattugletscher au Sud et le Chaltwassergletscher au Nord-Est. En 1967, ces deux glaciers étaient en retrait et libéraient beaucoup de matériel morainique. Comme présenté au chapitre 4.1.1.2, le Homattugletscher descendait encore jusqu'à 2610 m d'altitude en 1983. De la glace morte pourrait être contenue dans le sous-sol à cet endroit-là et la fonte de cette dernière provoquerait ainsi un affaissement du site.

4. Ravine du Hübschhorn

Certaines ravines en aval sont également caractérisées par une érosion latérale et du fond. La perte d'altitude reste relativement faible exceptée pour la ravine du Hübschhorn (fig. 5.14, 4). La niche d'arrachement de cette ravine n'existait pas encore en 1967. Par contre, un chenal torrentiel en aval existait déjà. Il n'atteint cependant pas le glacier couvert. En 2005, le chenal de 1967 est toujours visible mais semble peu actif (fig. 5.16, gauche).

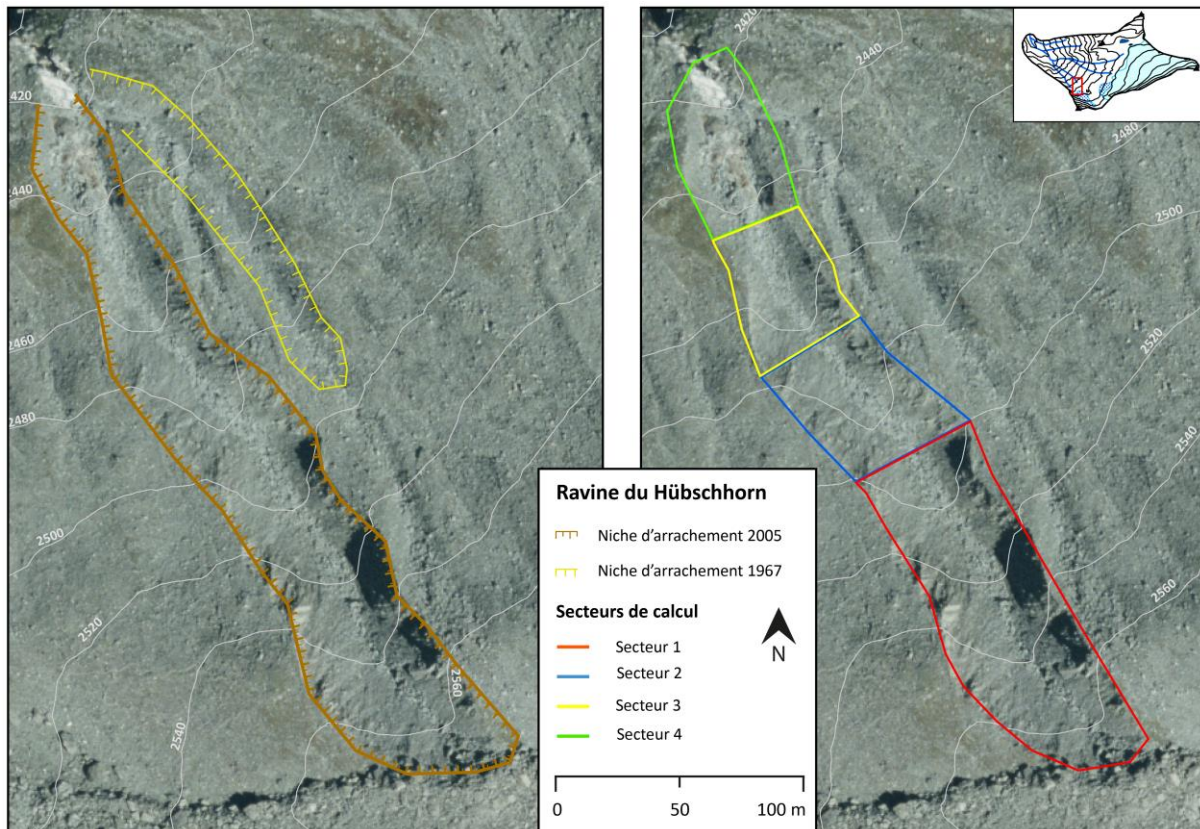


Fig. 5.16 : Niche d'arrachement en 1967 et 2005 (gauche) et les quatre secteurs de calcul de la ravine (droite) | Fond de carte : orthophoto 2004 © Swisstopo

Cette ravine a été créée lors d'un grand évènement torrentiel relativement récent. Il n'est pas établi si celle-ci est le résultat d'un seul évènement ou de plusieurs. Néanmoins, l'évènement ayant probablement largement contribué à sa création est la crue torrentielle de septembre 1993. La comparaison des deux MNT de 1967 et de 2005 aurait dû permettre de quantifier le volume érodé dans cette ravine. Néanmoins, le MNT de 1967 fournit des valeurs de la cordonnée z trop élevées par rapport à la réalité pour le site de la ravine avant son existence. Le volume calculé du matériel érodé est de **112'000 m³**.

Afin d'ajuster ce volume calculé sur la base du MNT de 2005, MNT plus précis, la ravine a été mesurée en se basant sur un profil transversal triangulaire (fig. 5.17). Pour ce faire, la ravine a été divisée en quatre secteurs (figure 5.16, droite) de largeur homogène. Pour chaque secteur, la largeur moyenne du secteur (d), la longueur du secteur (l), l'altitude du point le plus profond (z_0) ainsi que l'altitude des deux points sur les bords de la ravine (z_1 et z_2) ont été extrait du logiciel ArcMap. Ceci a permis de calculer la profondeur de la ravine (h).

$$h = \text{profondeur de la ravine [m]} = \frac{z_1 + z_2}{2} - z_0$$

Avec :

$$z_1 = \text{altitude du bord en rive gauche d'après le MNT de 2005 [m]}$$

$z_2 =$ altitude du bord en rive droite d'après le MNT de 2005 [m]

$z_0 =$ altitude du lit de la ravine d'après le MNT de 2005 [m]

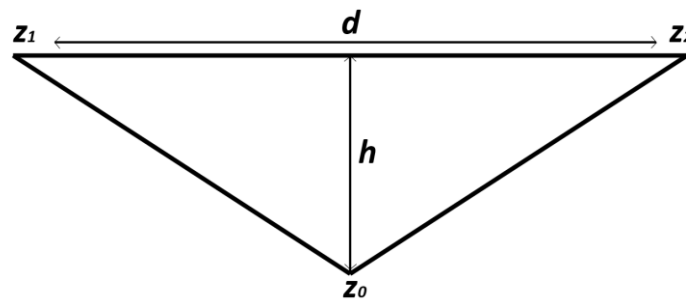


Fig. 5.17 : Coupe schématique en travers de la ravine du Hübschhorn servant de base du calcul

Le volume (V_n) de chaque secteur n est donné par :

$$V_n = \left(\frac{d_n \cdot h_n}{2} \right) \cdot l_n$$

Avec :

$d =$ largeur moyenne du secteur

$l =$ longueur du secteur

$n =$ secteur 1, 2, 3 ou 4

Le volume total érodé (V_t) est la somme des volumes de tous les secteurs.

$$V_t = V_1 + V_2 + V_3 + V_4$$

Ce volume (V_t) s'élève à environ **66'500 m³** (tab 5.4). Cette valeur équivaut environ à la moitié du volume calculé d'après la comparaison des deux MNT de 1967 et 2005.

Tab. 5.4 : Volume érodé calculé d'après le MNT de 1967 et d'après le MNT de 2005

Secteur	Superficie [m ³]	Incision d'après le MNT 2005 [m]	Volume érodé [m ³]	Volume d'après la comparaison des MNT 1967 et 2005 [m ³]
1	6830	11	37'565	
2	2685	14	18'795	
3	2176	7	7'616	
4	2477	2	2'477	
Total volume érodé			66'453	112'000

Cette imprécision de la topographie (due à l'erreur systématique) est visible sur la figure 5.18. Il faut noter que le MNT de 1967 a également des imprécisions dans la partie aval de la ravine. En effet, la

présence de dépôts pourrait être une des raisons aboutissant à des altitudes plus élevées en aval en 2005 qu'en 1967. Néanmoins, d'après les observations effectuées sur le terrain, ceci n'est pas le cas.

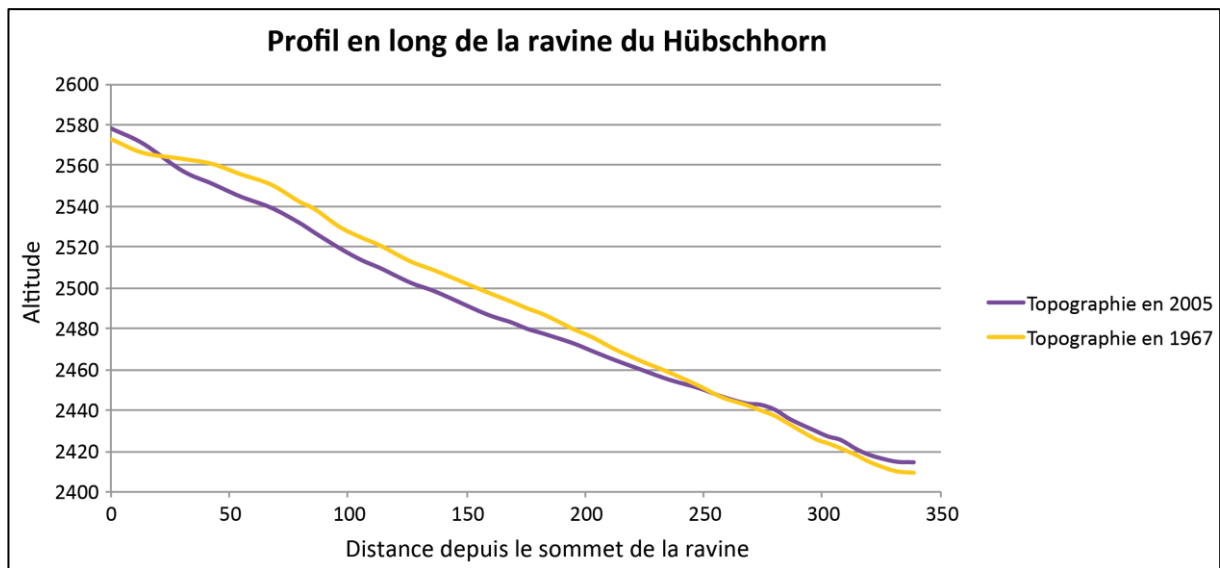


Fig. 5.18 : Comparaison du profil en long de la ravine du Hübschhorn entre 1967 et 2005

5.4 Etude des déplacements

5.4.1 Identification des déplacements à l'aide d'interférogrammes

Delaloye et al. (2008) ont réalisé un inventaire des mouvements du Haut Valais obtenus par interférométrie radar satellitaire. Le glacier couvert du pied du Hübshorn y figure (fig. 5.19) avec des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques centimètres par jour. Selon cet inventaire, « *des chenaux de laves torrentielles sont issus des zones en mouvement* ».

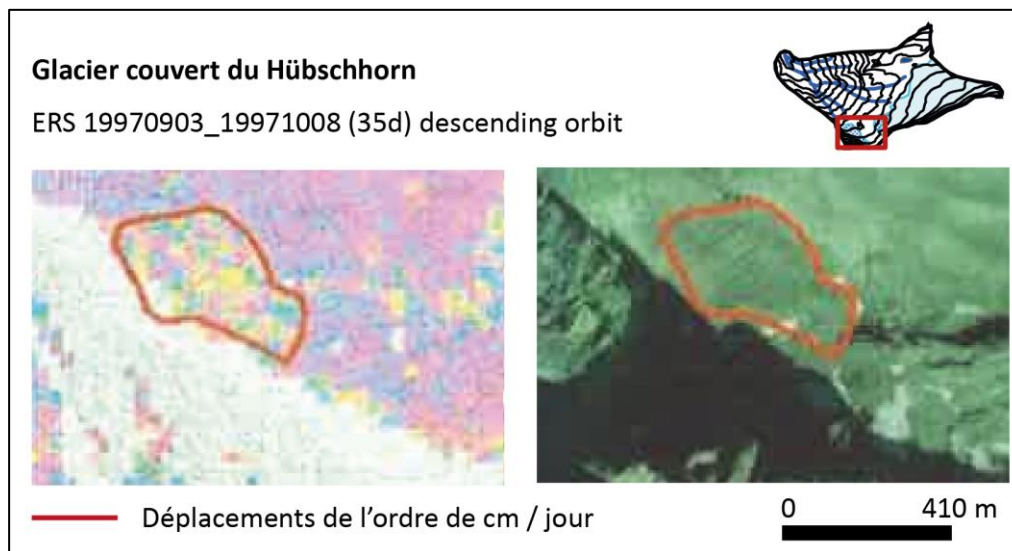


Fig. 5.19 : Extrait de l'inventaire sur les mouvements du Haut Valais avec le glacier couvert du Hübshorn (tiré de Delaloye et al., 2008)

Les changements de la topographie ont été étudiés au front du Chaltwassergletscher et sur le glacier couvert. Des interférogrammes de l'été 2012 permettent d'identifier les secteurs affectés par d'importants déplacements et de les comparer aux mesures DGPS. De plus, l'analyse des interférogrammes depuis 1997 a permis d'identifier les changements morphologiques de la topographie du site d'étude.

L'identification des changements de la topographie passe par la délimitation de zones représentées sous forme de pixels décorrélés. Cette décorrélation peut avoir plusieurs raisons (Barboux et al., 2013) :

- du bruit
- des effets de la topographie (peu de lumière, ombrages, pentes très raides)
- des déplacements très élevés
- des surfaces topographiques accidentées
- de la neige mouillée

Il s'agit donc tout d'abord d'identifier l'origine de la décorrélation des pixels, avant de pouvoir identifier les secteurs caractérisés par de véritables changements de la topographie. L'identification d'un changement dépend du laps de temps entre les prises de vue. Des signaux décorrés représentent des sites pour lesquels il n'est pas possible de quantifier le mouvement. Cette impossibilité résulte d'une variation de la topographie supérieure à la demi-longueur d'onde du radar. Les roches moutonnées (bedrock) du front du Chaltwassergletscher sont représentées par des pixels corrélés qui attestent de l'absence de déplacements. Ceci n'est pas le cas sur Chaltwassergletscher qui est représenté avec des signaux très décorrés résultant soit d'une instabilité de la topographie soit de l'un des facteurs mentionnés ci-dessus.

5.4.1.1 Evolution du morphosystème des Chalti Wasser depuis 1997

L'analyse d'un interférogramme ERS de 1997 (fig. 5.20) et d'un interférogramme Terrasar-X de l'été 2012 permettent d'identifier les mouvements dans le secteur du glacier couvert du Hübschhorn et du Chaltwassergletscher.

En 1997, l'interférogramme ERS fait apparaître des pixels décorrés dans trois secteurs, à savoir sur le glacier couvert du Hübschhorn, au front du Chaltwassergletscher et dans la dépression se situant entre les deux. Ils ont été délimités en fonction des signaux décorrés de 1997 puis reportés sur l'interférogramme de 2012. Les connaissances acquises par la photogrammétrie (voir chapitre 5.4.3) et l'étude géomorphologique du site confirment que, la décorrélation des pixels dans ces trois secteurs est effectivement due à des changements de la topographie entre 1997 et 2012. Les secteurs identifiés sur ces deux interférogrammes correspondent aux endroits potentiellement englacés en profondeur, à savoir le glacier couvert du Hübschhorn, le Chaltwassergletscher ainsi que la glace morte entre les deux glaciers.

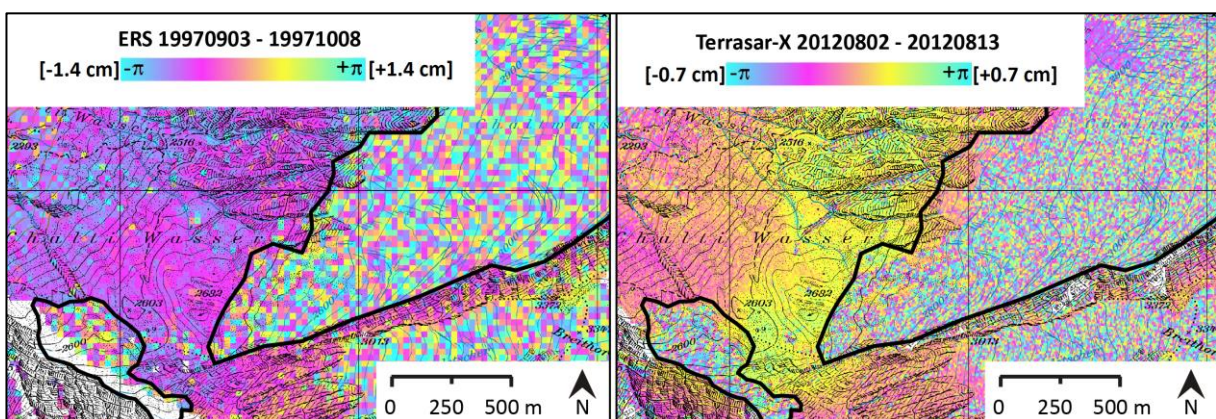


Fig. 5.20 : Evolution des secteurs à signaux décorrés de 1997 (ERS) et 2012 (Terrasar-X). Le trait noir délimite les signaux décorrés en 1997 | Interférogrammes © ERS SAR data courtesy et © DLR. | Fond de carte © Swisstopo

Un recul de la limite des secteurs affectés par des changements de la topographie peut être constaté entre 1997 et 2012. En effet, les bords des délimitations des mouvements du sol en 1997 sont

caractérisés par des pixels plus corrélés sur l'interférogramme de 2012. Des mouvements supérieurs à la demi-longueur d'onde caractérisent donc les deux glaciers couverts dans leur centre alors que les bords des glaciers sont caractérisés par des mouvements de l'ordre d'un centimètre en 11 jours pour 2012.

5.4.1.2 Evolution récente des zones en mouvement

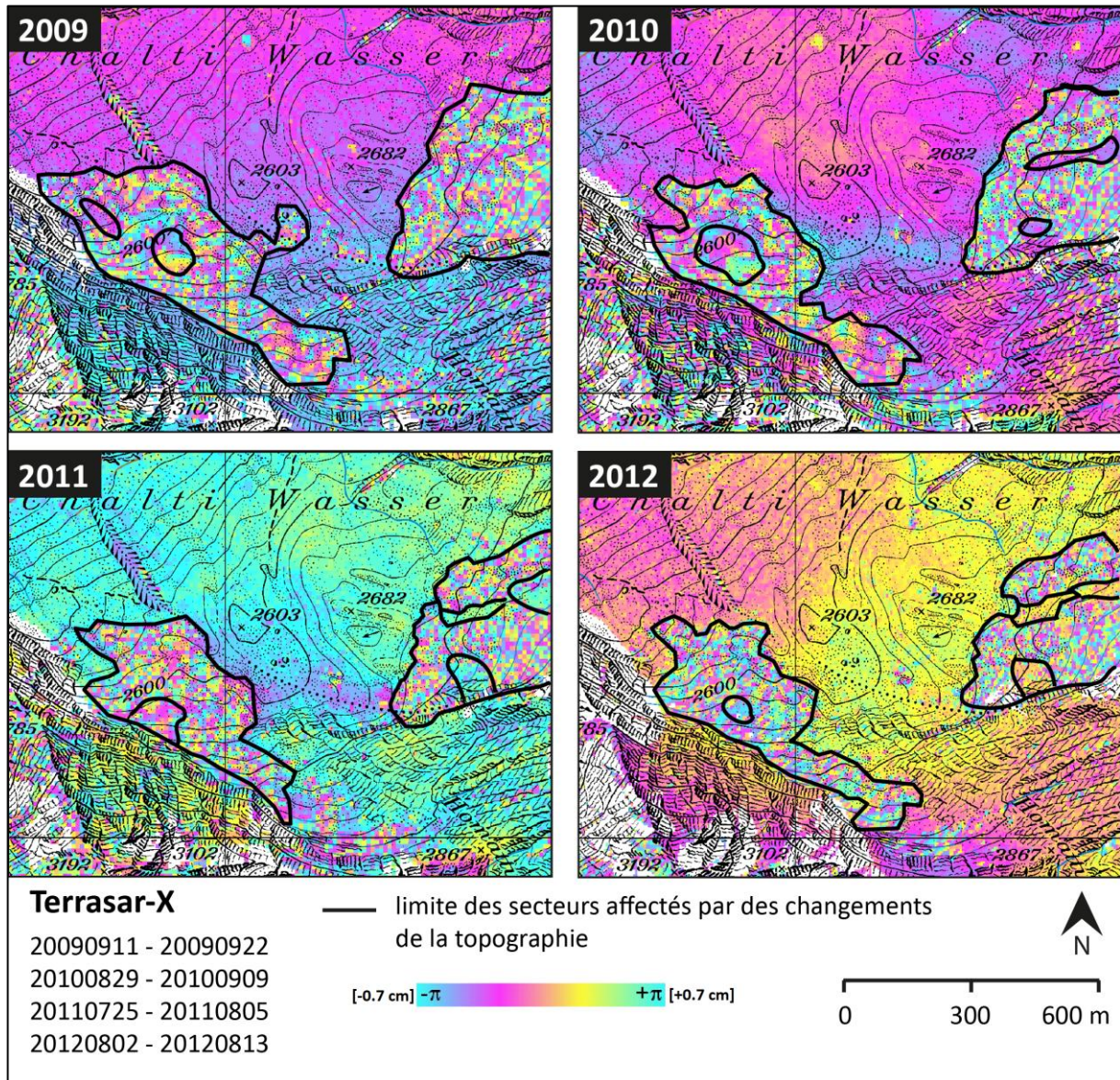


Fig. 5.21 : délimitation des secteurs soumis à des changements de la topographie en 2009, 2010, 2011 et 2012 | Interférogrammes © DLR | Fond de carte © Swisstopo

L'évolution des secteurs affectés par des changements de la topographie d'après les interférogrammes a été documentée entre 2009 et 2012 (fig 5.21). La superposition de ces délimitations montre que les mouvements évoluent moins rapidement au front du Chaltwassergletscher durant ces quatre étés (fig. 5.22). A partir de 2011, une zone à faible vitesse (env. 1 cm en 11 jours) se distingue au centre du glacier couvert du pied du Chaltwassergletscher.

L'hypothèse qui était que cette zone corresponde aux accumulations sédimentaires sur le bedrock qui affleurerait en 1967 est confirmée par la consultation des photos aériennes (voir fig. 5.15).

Pour le cas du glacier couvert du Hübschhorn, certains secteurs à l'Ouest et à l'Est ont été marqués par des changements de la topographie en 2009 (fig. 5.21 et 5.22). Les années suivantes, les secteurs affectés par des changements de la topographie se sont réduits.

La délimitation de ces vitesses démontre un changement morphologique sur les deux accumulations sédimentaires. En effet, pour le glacier couvert du Hübschhorn, les zones au bord du glacier ont été stabilisées. En superposant la limite des déplacements de 2012 des interférogrammes à l'orthophoto, il est effectivement visible que le bord de la grosse accumulation sédimentaire n'est plus affecté par des changements de la topographie (fig. 5.22). L'hypothèse de l'absence de glace dans les zones entre le trait pointillé et le trait noir semble s'affirmer.

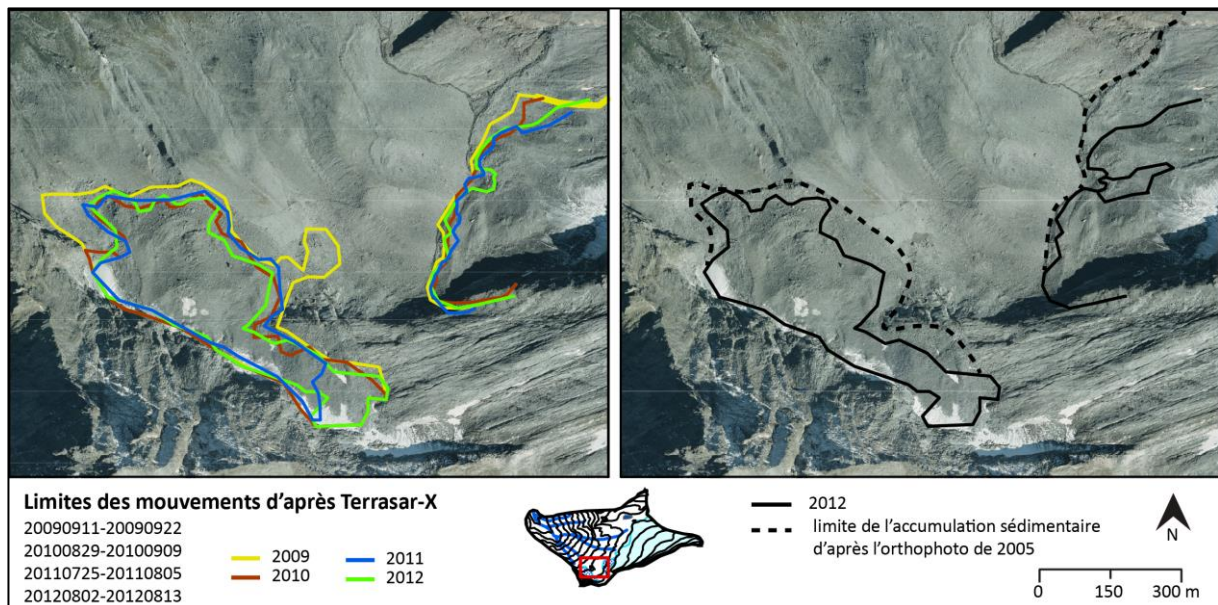


Fig. 5.22 : Evolution de l'extension des déplacements (gauche) et secteur affecté par des changements de la topographie en 2012 par rapport à l'accumulation sédimentaire sur l'orthophoto (© Swisstopo)

5.4.1.3 Vitesses de déplacement

Les vitesses de déplacement de l'été 2012 ont été analysées à l'aide de deux séries d'images du radar Terrasar-X du 22 juillet au 2 août et du 2 août au 13 août 2012. Deux classes de vitesses de déplacement ont été identifiées durant ces deux périodes de onze jours (fig. 5.23).

La première classe représente les secteurs avec une surface de pixels décorrélés. Dans ce secteur les déplacements ne sont pas quantifiables mais ils sont certainement supérieurs à la demi-longueur d'onde (> 1.4 cm). La deuxième classe a été identifiée à l'intérieur de ces accumulations sédimentaires. A ces endroits, les pixels semblent corrélés résultant de déplacements inférieurs à la

demi-longueur d'onde. Sur le Chaltwassergletscher la zone a correspond aux blocs se situant directement sur le substratum (voir figure 5.15). Il est donc probable qu'il s'agisse de vitesses inférieures à la demi-longueur d'onde, de l'ordre d'un centimètre en 11 jours. Pour les autres zones aucune hypothèse ne peut être émise.

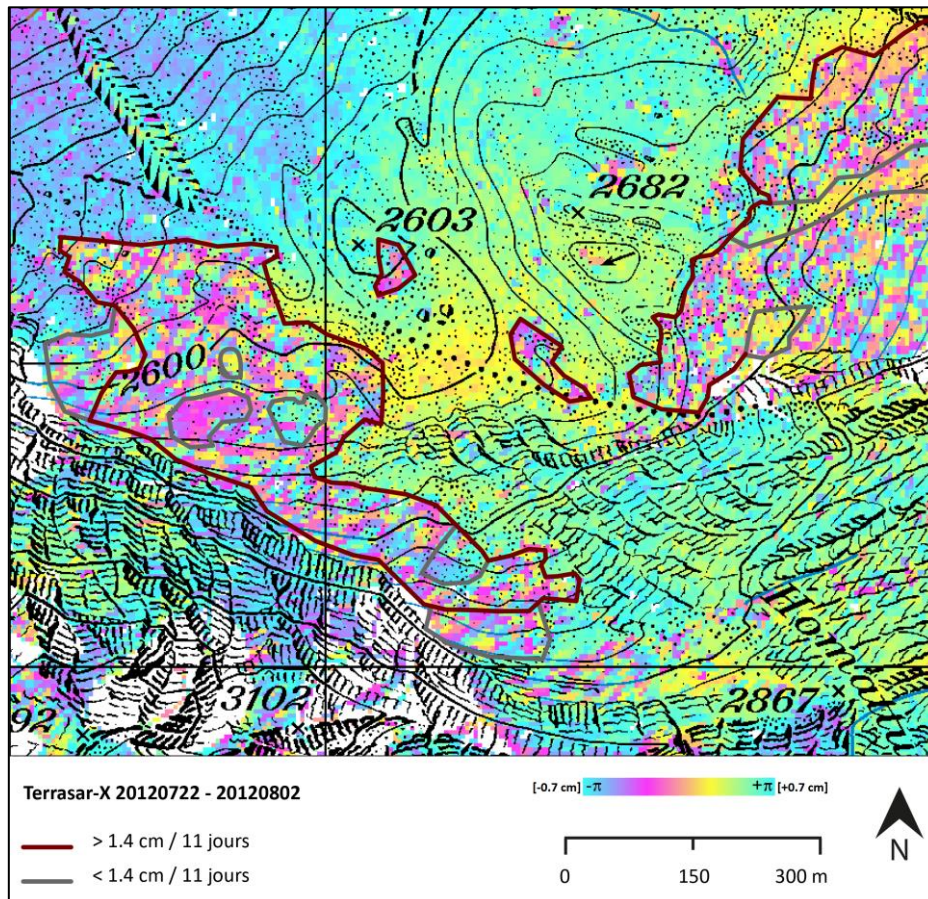


Fig. 5.23 : Vitesses de déplacements sur le glacier couvert du Hübshorn et sur le front du Chaltwassergletscher | Interférograme © DLR | Fond de carte © Swisstopo

5.4.2 Etude des déplacements à l'aide du GPS différentiel

5.4.2.1 Introduction

Le réseau de blocs mesurés par le DGPS comprend trois zones ayant chacune des caractéristiques topographiques différentes (fig. 5.24). La zone A compte 16 points de mesure répartis sur le glacier couvert du Hübschhorn. Quelques points se situent sur le bourrelet frontal qui surplombe la ravine du Hübschhorn à une altitude de 2560 m. La zone B compte 36 points de mesure placés sur le front couvert du Chaltwassergletscher. Les 29 points de la zone C sont, quant à eux, répartis sur les accumulations morainiques qui recouvrent le versant entre 2600 m et 2450 m d'altitude.

Pour des raisons de sécurité, aucun point de mesure n'a été installé directement dans la ravine et à proximité de la paroi du Hübschhorn. En effet, les blocs surplombant la ravine ainsi que les chutes de pierres permanentes de la paroi nord du Hübschhorn n'ont pas rendu possible des mesures à ces endroits-là.

Trois campagnes de mesure ont eu lieu durant l'été 2012 dans ces trois zones (fig. 5.24 et tab. 5.5) dont les dates d'installation et de récolte diffèrent. Les blocs de la zone A et B ont été installés en même temps tandis que la zone C a été installée cinq semaines plus tard. Aucun déplacement supérieur à 5 cm n'a été mesuré pour cette dernière zone.

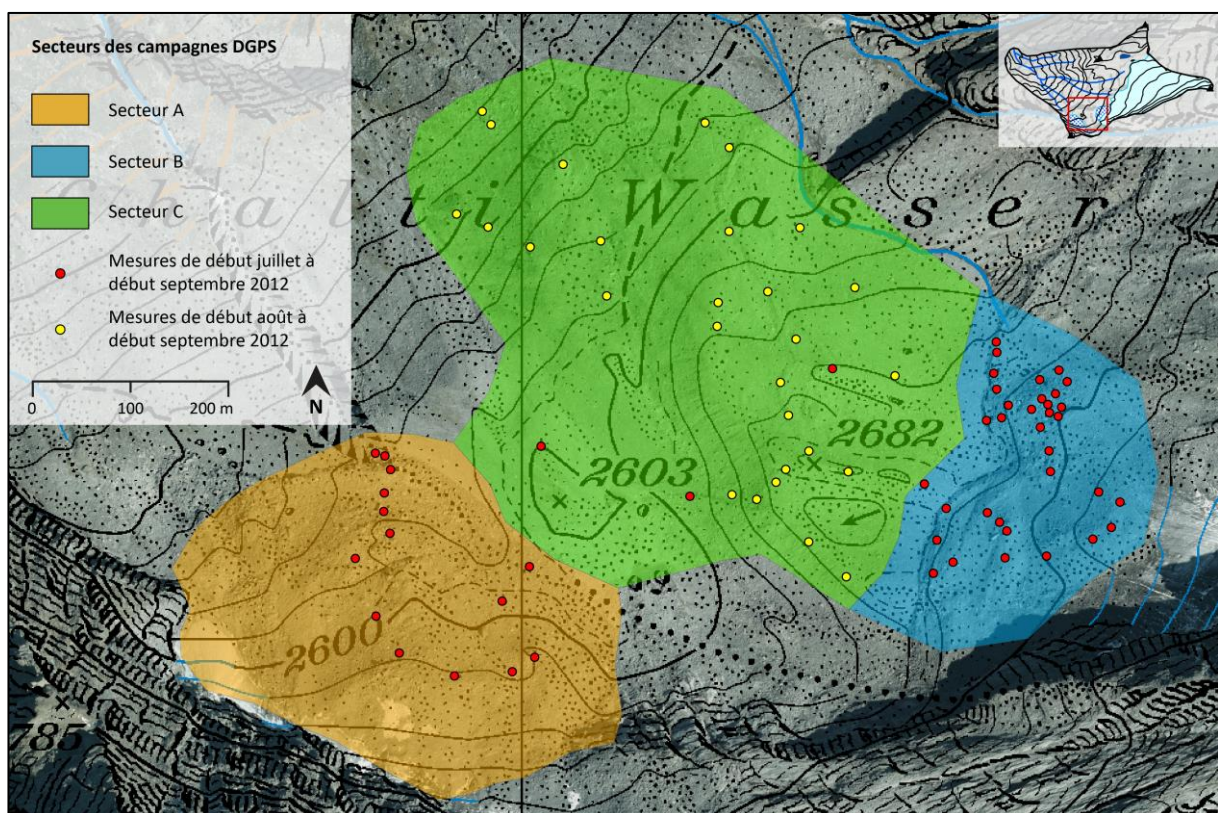


Fig. 5.24 : Réseau de blocs mesurés par le DGPS | Fond de carte : © Swisstopo

Tab. 5.5 : Dates de saisie des blocs mesurés dans les trois zones durant l'été 2012. La couleur correspond à la couleur des secteurs sur la figure 5.4

Zone	Nb. de points	Installation	Saisie	Saisie finale
Zone A	16	8 juillet	23 août	7 septembre
Zone B	36	9 juillet	24 août	8 septembre
Zone C	29	12 août		8 septembre

Trois types de cartes illustrent les déplacements enregistrés à l'aide du DGPS sur le glacier couvert du Hübsschhorn (zone A) et sur le front couvert du Chaltwassergletscher (zone B) :

- une carte des zones A et B représentant les mouvements horizontaux par des flèches proportionnelles et le mouvement vertical par la couleur de la flèche
- une carte mettant en évidence le changement d'altitude (composante verticale du déplacement total) non expliqué par le déplacement horizontal mesuré
- deux cartes comparant la vitesse annuelle horizontale et la vitesse annuelle verticale de la période 1 à celle de la période 2

5.4.2.2 *Mouvement horizontal*

Les mouvements horizontaux ont été regroupés en quatre classes qui prennent en compte des déplacements supérieurs à 5 cm. Une classification non linéaire a été choisie avec des seuils de 10 cm, 25 cm, 50 cm et plus de 50 cm. Les mouvements inférieurs à 5 cm sont représentés par un rond noir sur toutes les cartes.

Dans la zone A (fig 5.25), les déplacements sont compris entre 6 cm et 50 cm. Ils sont plus élevés au centre du glacier couvert du Hübsschhorn que sur les bords. Les blocs sur les bourrelets centraux (fig. 5.26, C) se sont déplacés jusqu'à 50 cm alors que, dans les bords (fig. 5.26, A et B), des déplacements inférieurs à 10 cm ont été enregistrés. Le sommet de la niche d'arrachement de la ravine du Hübsschhorn est restée stable (fig. 5.26, D et E).

Dans la zone B (fig. 5.25), sur le front couvert du Chaltwassergletscher, les mouvements sont plus importants et des valeurs supérieures à 50 cm ont pu être observées. Ces déplacements ont été maximaux dans les secteurs visibles sur les photos I et L (fig 5.26) au niveau des bourrelets vers 2700 m d'altitude. Les bourrelets frontaux (fig. 5.26, F, G, H et K), vers 2680 m d'altitude, sont caractérisés par des mouvements qui ne dépassent guère les 10 cm durant la période de mesure.

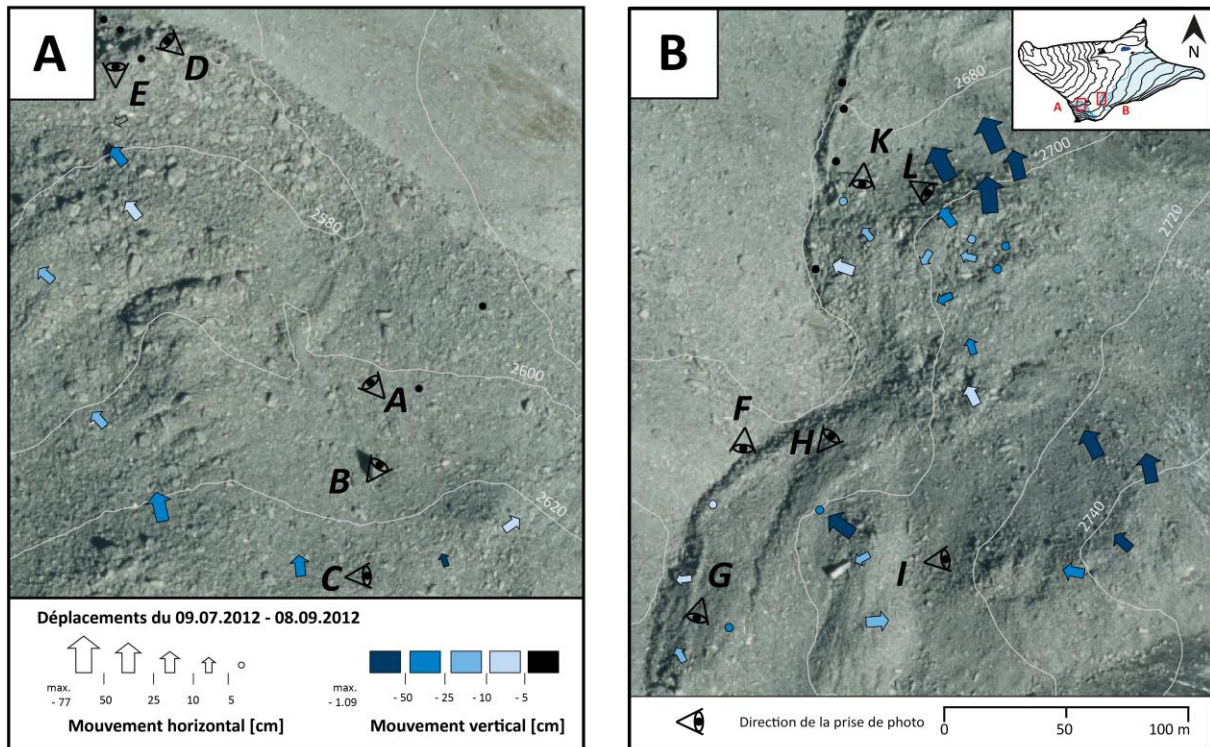


Fig. 5.25 : Déplacement horizontal (taille de la flèche) et déplacement vertical (couleur) dans la zone A (gauche) et B (droite) | Fond de carte : © Swisstopo

5.4.2.3 Mouvement vertical

Le mouvement vertical a été classé selon les mêmes seuils que le mouvement horizontal. Le bleu foncé représente des blocs caractérisés par un mouvement vertical important et le bleu clair les blocs caractérisés par un faible mouvement vertical. En général, le glacier couvert du Hübshorn est affecté par des mouvements verticaux moins importants que la zone sur le front du Chaltwassergletscher (fig. 5.25). Seul le bloc visible sur la photo C (fig. 5.26) montre un mouvement vertical supérieur à 50 cm. Les valeurs des autres blocs sont comprises entre 10 cm et 50 cm. Les blocs aux abords de la ravine du Hübshorn n'ont pas subi de mouvements verticaux.

Sur le front du Chaltwassergletscher, le mouvement vertical est particulièrement important à deux endroits. En effet, les points entre 2720 m et 2740 m d'altitude du front du Chaltwassergletscher (fig. 5.26 I) ont perdu 50 cm d'altitude et plus. Il en va de même pour le bourrelet visible sur la photo L (fig. 5.26) à une altitude de 2700 m avec une perte maximale de 1.09 m durant la période de mesure. Les blocs situés en périphérie de la grosse accumulation sédimentaire sont affectés par un enfoncement moins important, avec des valeurs comprises entre 10 cm et 25 cm (fig. 5.26, F, G, H et K).

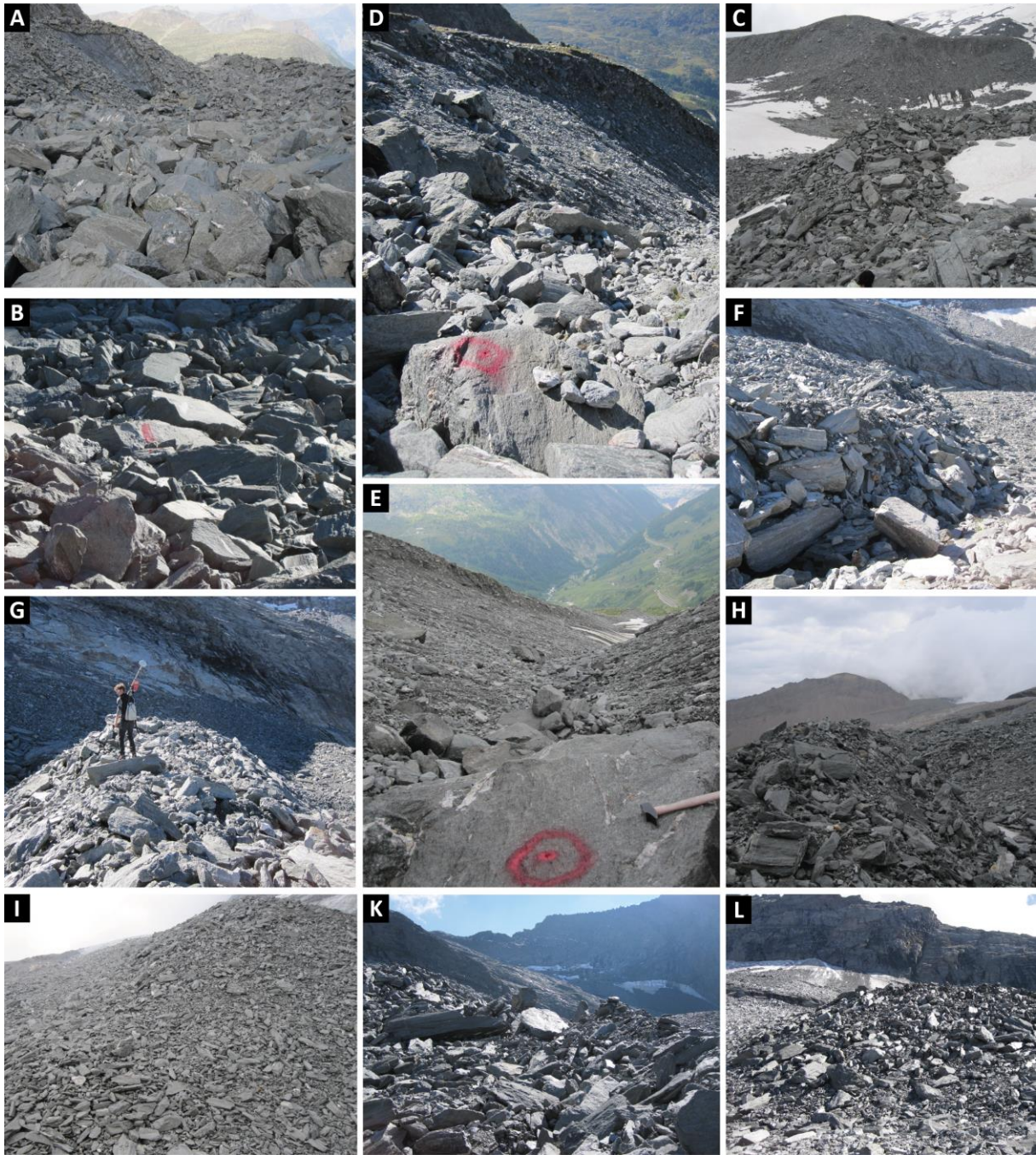


Fig. 5.26 : Photos correspondant aux points de vue de la figure 5.25

5.4.2.4 *Changement d'altitude non expliqué par le déplacement horizontal*

Le déplacement vertical théorique ($Dz_{théorique}$) peut être obtenu à l'aide du déplacement horizontal mesuré ($Dxy_{réel}$) et la pente topographique (α_T) extraite du MNT. En comparant le déplacement vertical réellement mesuré ($Dz_{réel}$) au déplacement vertical théorique ($Dz_{théorique}$), le type de mouvement affectant le bloc mesuré peut être identifié.

$$Dz_{réel} = \text{calculé d'après les mesures}$$

$$Dz_{théorique} = Dxy_{réel} \cdot \tan(\alpha_T)$$

Il s'agit d'une perte d'altitude si le $Dz_{réel}$ est plus important que le $Dz_{théorique}$. Dans le cas contraire, si $Dz_{réel}$ est moins important que $Dz_{théorique}$ il s'agit d'un gain d'altitude relatif par rapport à la trajectoire théorique du déplacement.

Si l'origine d'un tel changement d'altitude ne peut être expliqué par la composante horizontale du déplacement alors deux hypothèses peuvent être évoquées :

- une perte d'altitude peut être due à un affaissement du sous-sol résultant de la fonte de glace dans le sous-sol
- un gain d'altitude, au front des bourrelets, peut être dû à un transfert de masse : le glacier couvert pousse le matériel meuble vers le bas et surélève le front. Ces blocs s'entassent et des mouvements à pente moins importante que la pente topographique peuvent avoir lieu.

D'après la figure 5.27, le mouvement vertical avec un déplacement significatif (> 5 cm) pour tous les points est plus important que la différence d'altitude liée à un déplacement horizontal sur la topographie.

Au front du Chaltwassergletscher, la perte d'altitude non expliquée par la composante horizontale est moins importante aux bords de l'accumulation sédimentaire (fig 5.27, a) qu'au centre. La plupart des points à l'intérieur des deux grandes accumulations sédimentaires sont caractérisés par une perte d'altitude importante avec des valeurs comprises entre -50 cm et -97 cm pour les secteurs b et c de la zone B (fig. 5.27).

Pour le glacier couvert du Hübshhorn, la perte d'altitude est importante pour le bloc se situant dans une partie relativement raide au front du glacier (fig 5.27, d) et pour un bloc sur un bourrelet en amont (fig. 5.27, e) avec des valeurs de -30 cm pour le bloc d et -62 cm pour le bloc e, bloc avec un déplacement vertical très important (fig. 5.26, C).

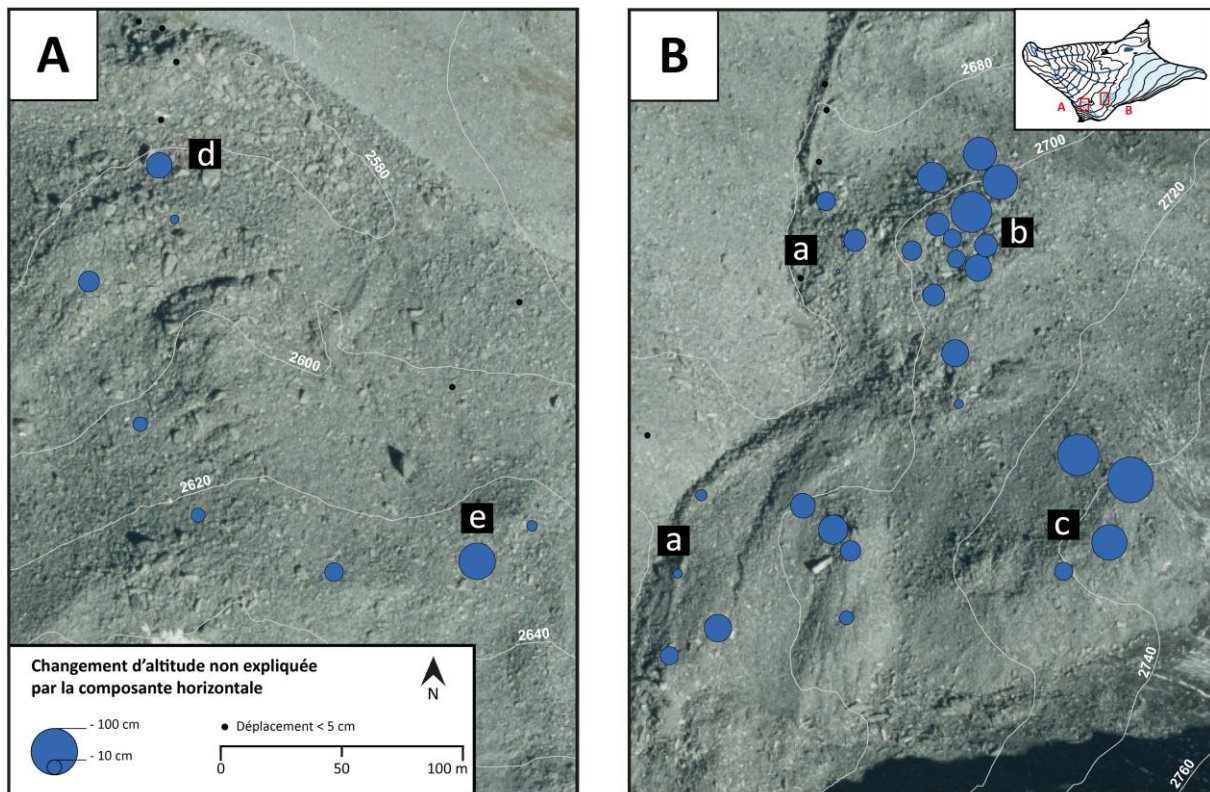


Fig. 5.27 : Changement d'altitude non expliquée par la composante horizontale | Fond de carte : © Swisstopo

5.4.2.5 Vitesses annuelles des déplacements

Sur la base des déplacements estivaux, des vitesses annuelles **horizontales** maximales de 5 m et verticales de -6 m voire -7 m ont été mesurées dans les secteurs de la zone B visibles sur les photos I et L de la figure 5.26. Cependant, les blocs répertoriés en périphérie des grandes accumulations sédimentaires se déplacent à une vitesse horizontale allant jusqu'à 1 m par an pour le mouvement horizontal et comprise entre -2 m et -4 m pour le mouvement vertical.

Lambiel et Delaloye (2004) ont calculé sur divers glaciers rocheux des vitesses horizontales entre 1 cm et 140 cm par an. Bosson (en prép.) a mesuré des déplacements estivaux (début juillet à fin septembre) sur deux glaciers couverts, l'un dans le val d'Arolla (Tsarmine) et l'autre aux Diablerets. D'après ses mesures, les déplacements estivaux obtenus sont du même ordre de grandeur (tab 5.6) que ceux mesurés sur le site des Chalti Wasser. Sur le front du Chaltwassergletscher et sur le glacier couvert du Hübschhorn, le mouvement vertical est plus important que pour le glacier couvert de Tsarmine ou celui des Diablerets. De par son altitude et la quantité de glace maintenue sous les blocs, le comportement des glaciers des Chalti Wasser ressemble plus à celui de Tsarmine où un glacier couvert surplombe un versant raide.

Tab. 5.6 : Comparaison du déplacement vertical estival 2012 des Chalti Wasser au déplacement vertical estival 2012 du glacier couvert de Tsarmine et des Diablerets (Bosson, en prép.)

	Tsarmine		Dialberets		Chalti Wasser	
	moy	max	moy	max	moy	max
Mouvement horizontal [m]	0.12	0.67	0.07	0.36	0.14	0.77
Mouvement vertical [m]	-0.18	-0.86	-0.09	-0.45	-0.25	-1.09

La figure 5.28 illustre les différences de vitesses **horizontales** annuelles pour la deuxième période de mesure par rapport à la première. La vitesse annuelle des déplacements horizontaux est quasiment nulle durant la deuxième période (-100 %) dans la zone A. Seul le bloc à l'extrémité est sur le bourrelet s'est déplacé de manière importante. Dans la zone B, certains points ont bougé de manière plus importante durant cette deuxième période. Leur nombre est néanmoins faible (5). Un bloc se situe en périphérie de la grande accumulation sédimentaire alors que quatre autres se situent plus en amont sur le glacier.

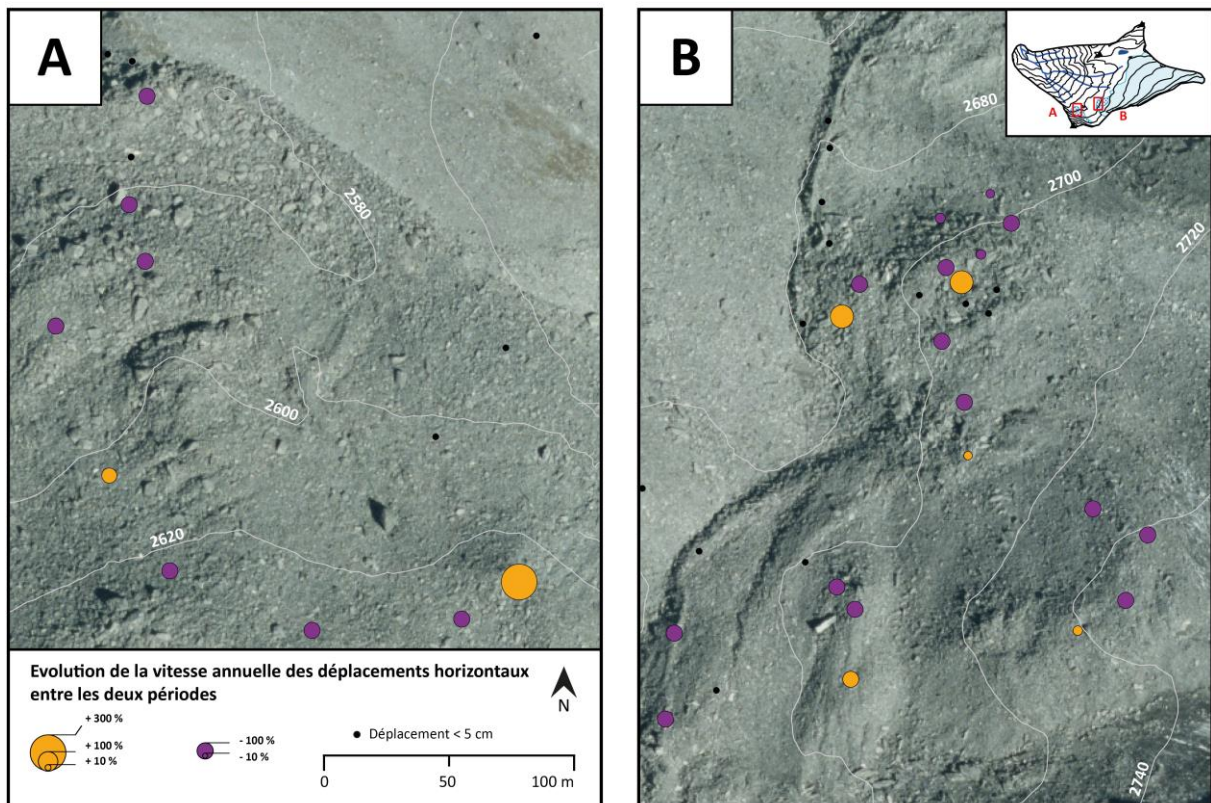


Fig. 5.28 : Evolution de la vitesse annuelle des déplacements horizontaux entre les deux périodes de mesures | Fond de carte : © Swisstopo

La figure 5.29 illustre les vitesses **verticales** annuelles de la deuxième période par rapport à la première période. Dans la zone A, le déplacement vertical a été nul durant la deuxième période de mesure (-100 %). Dans la zone B, le déplacement vertical a été important dans le secteur Nord durant la deuxième période de mesure pour certains blocs de la partie frontale de la couverture du Chaltwassergletscher. Leur vitesse annuelle a augmenté de 19 % à 144 %.

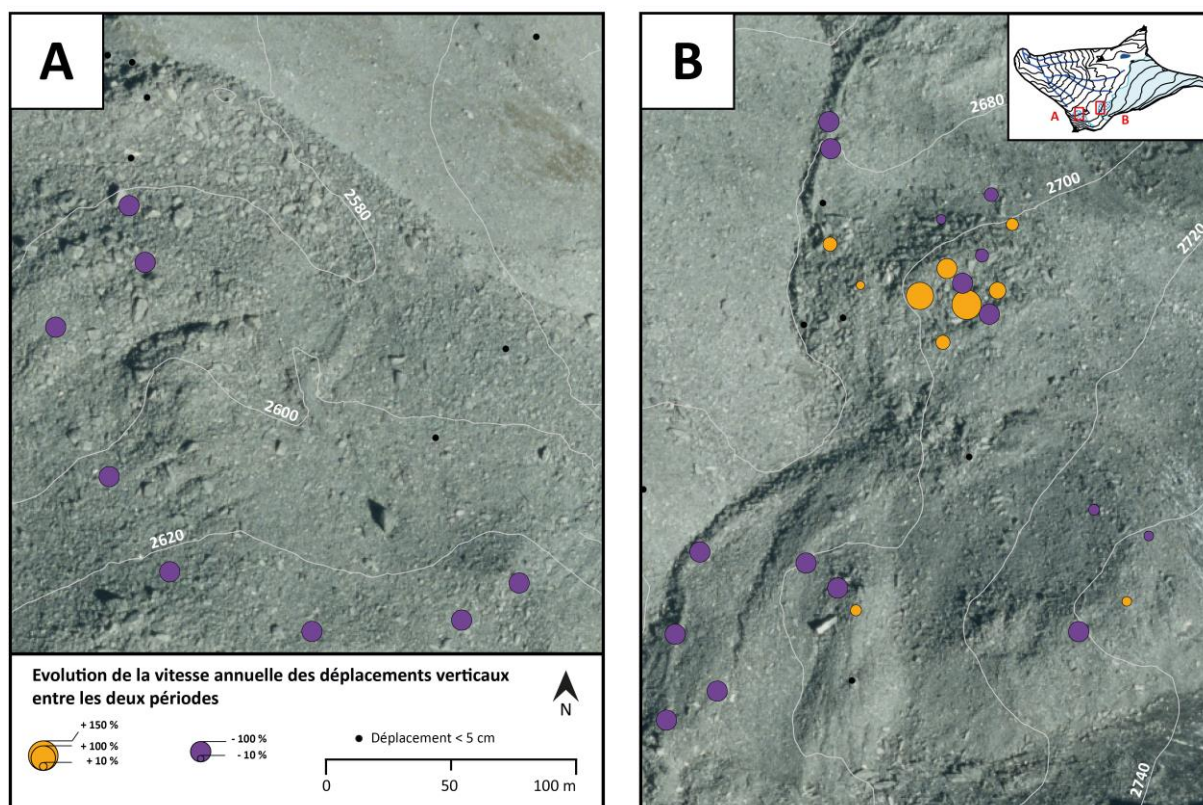


Fig. 5.29 : Evolution de la vitesse annuelle des déplacements verticaux entre les deux périodes de mesures | Fond de carte : © Swisstopo

Une grande partie des déplacements peut directement être liée aux conditions climatiques de l'été 2012 qui a été particulièrement pluvieux et froid au début puis plus chaud par la suite. Pour cette raison, les déplacements du site des Chalti Wasser ont été comparés aux données climatiques de l'air et du sol pour les deux périodes (tab 5.7). L'augmentation de la température de l'air et de la surface du sol provoque des répercussions sur la vitesse annuelle du mouvement vertical. Le mouvement horizontal n'est que très faiblement influencé par cette augmentation de température, alors que le mouvement vertical en dépend fortement.

D'après MétéoSuisse (2012a), le mois de juillet a uniquement été estival au Sud des Alpes. Avant le 21 juillet, plusieurs irrptions d'air polaire ont dominé la Suisse. Une situation anticyclonique s'est installée à partir du 23 juillet, accompagnée d'une courte phase de canicule aux alentours du 26 juillet. Durant ce mois, d'importantes précipitations et des orages violents ont eu lieu surtout au nord du Tessin.

En août, après un début de mois encore frais, une canicule moins forte qu'en 2003 a eu lieu jusqu'au 20 août. Cela correspond à la fin de la première période de mesure. Le mois d'août 2012 fait partie des cinq mois les plus chauds depuis 1864. Un record des températures pour un mois d'août a été mesuré à différents postes d'altitude (MétéoSuisse, 2012b). A la fin du mois, les températures ont

chuté amenant de la neige sur différents cols alpins entre le 29 et le 30 août. Le début du mois de septembre était également plutôt frais (MétéoSuisse, 2012c).

Ces conditions météorologiques expliquent particulièrement la diminution de la vitesse annuelle des déplacements verticaux ou l'absence complète de mouvements durant la deuxième période de mesure qui débute fin août. Cependant, cette absence de mouvements (-100 %) dans la zone A entre fin août et début septembre n'est pas seulement liée aux conditions climatiques mais également à l'emplacement du site. En effet, la zone A se situe directement au pied de la face nord-est du Hübschhorn. Le rayonnement solaire est relativement restreint à partir de la fin du mois d'août, ce qui peut contribuer à stabiliser les mouvements liés à la fonte de glace sur ce site.

La contribution du déplacement vertical au déplacement total reste continue entre les deux périodes de mesure. Environ deux tiers (62 % durant la période 1 et 64 % durant la période 2) du mouvement total sont dus au mouvement vertical des blocs (tab. 5.7). Un déplacement horizontal d'un bloc sur un terrain pentu est toujours accompagné d'un déplacement vertical. Ce déplacement vertical dépend de la pente et découle donc de la composante horizontale du déplacement et de la pente topographique. Dans le cas du site des Chalti Wasser, le déplacement vertical est plus important que le déplacement horizontal et contribue donc d'une manière plus importante au mouvement total des blocs. Même si le rapport entre les deux périodes ne change guère, les déplacements absolus moyens journaliers ont passablement diminué durant la deuxième période.

Tab. 5.7 : part du déplacement vertical en lien avec la température de l'air et de la surface du sol

Période	T _{air}	T _{surf}	D _{xy}	D _z	D _{tot}	% D _{xy}	% D _z
1	15	6	14	-23	28	36	64
2	11	4	4	-4	8	38	62

Avec :

T_{air} = température moyenne de l'air (moyenne sur les stations de Zermatt et d'Ulrichen) [°C]

T_{surf} = température moyenne de la surface du sol (d'après les mesures sur le terrain) [°C]

D_{xy} = moyenne des déplacements horizontaux [cm]

D_z = moyenne des déplacements verticaux [cm]

D_{tot} = moyenne des normes des déplacements [cm]

% D_{xy} = part du déplacement horizontal dans le déplacement total = $\frac{D_{xy}^2}{D_{tot}^2} \cdot 100$

% D_z = part du déplacement vertical dans le déplacement total = $\frac{D_z^2}{D_{tot}^2} \cdot 100$

Chapitre VI

Discussion



Photos de couverture du chapitre 6 (de gauche à droite) :

Bouquetins dans le secteur 4 | Front du Chaltwassergletscher à 2680 m d'altitude | Vue sur la partie inférieure des torrents de Schallbett et de Chüöni rejoignant la Taferna

6.1 Synthèse géomorphologique générale de la dynamique du bassin versant torrentiel

Les résultats des mesures géophysiques, thermiques et de déplacements ont été confrontés à la dynamique du système torrentiel étudiée à travers la photogrammétrie, la méthode Theler et la méthode Gertsch. Le site a été étudié en fonction des processus actifs et de la disposition du matériel mobilisable. Les principaux secteurs influencés par le changement climatique ont été identifiés. Finalement, l'évaluation des différentes méthodes appliquées a permis de mettre en évidence les enjeux influençant la pertinence des résultats.

Le terrain d'étude est caractérisé par un système torrentiel reliant la partie supérieure, occupée par le Chaltwassergletscher, à la partie inférieure du versant, la vallée de la Taferna. L'important système de ravines est marqué par des événements torrentiels antérieurs ayant transporté des quantités importantes de matériel sédimentaire. L'activité torrentielle relativement élevée dépend des apports en eau, soit par la fonte de glace soit par des précipitations importantes. De plus, un glacier couvert se situe directement en amont des pentes raides. Il est rattaché au système torrentiel par la ravine du Hübschhorn.

De par la diversité des formes géomorphologiques et des processus actifs contribuant à la dynamique sédimentaire du bassin versant, le site a été divisé en neuf secteurs. Cette division a été faite en fonction du potentiel d'approvisionnement en sédiments et d'après les caractéristiques géomorphologiques et géodynamiques de chaque secteur (fig. 6.1).

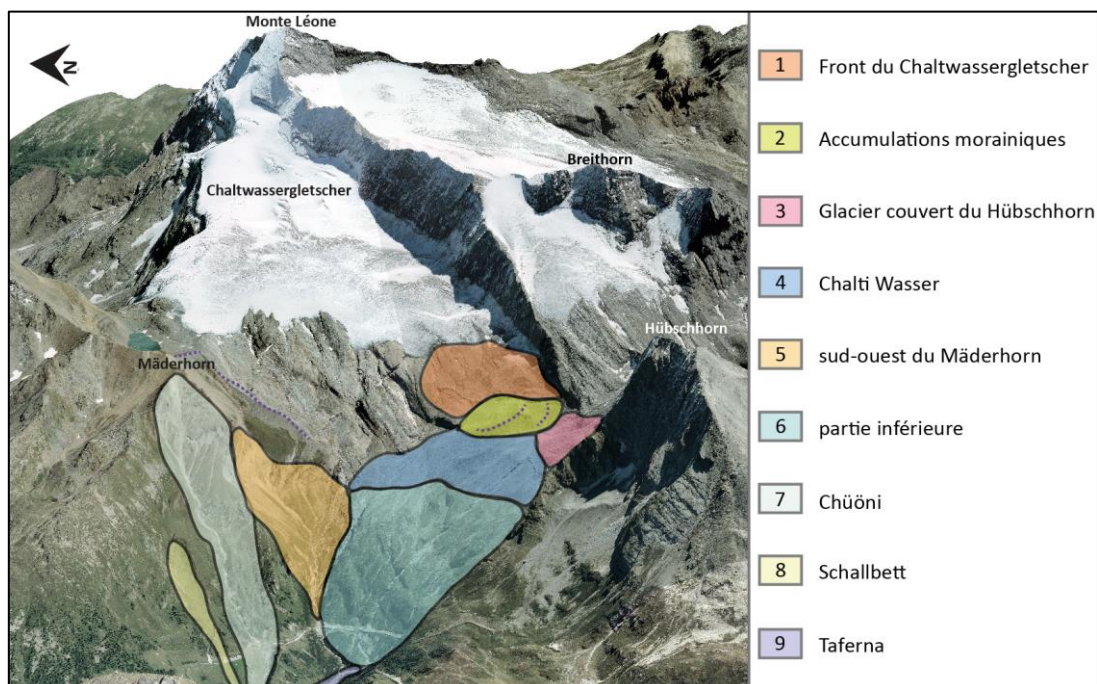


Fig. 6.1 : Secteurs d'analyse d'après les caractéristiques morphodynamiques du site d'étude | Fond de carte © Swisstopo

Front des glaciers actuels (secteurs 1, 2 et 3)

Ces secteurs se situent directement en amont des pentes raides qui alimentent les chenaux torrentiels. Ils contiennent des quantités importantes de matériel mobilisable. La combinaison des données géoélectriques et thermiques ainsi que l'étude des changements de la topographie par la photogrammétrie, le DGPS et les interférogrammes (fig. 6.2) a permis de déterminer l'extension probable de la glace dans le sous-sol dans le secteur du glacier couvert du Hübshhorn et au front du Chaltwassergletscher.

La limite, marquée en noir (fig. 6.2), correspond à l'accumulation sédimentaire au pied du Hübshhorn et sur le front du Chaltwassergletscher. Elle a été déterminée d'après l'orthophoto de 2004. La limite en pointillé correspond à la limite des secteurs affectés par des changements de la topographie d'après l'interférogramme Terrasar-X 20120802-20120813 et donc aux emplacements potentiels de glace en profondeur. A l'intérieur de cette zone, la température de la surface du sol mesurée est relativement basse (< 6 °C) entre début juillet et début septembre 2012. D'après Delaloye (2004), lors de journées chaudes et estivales, des températures entre 6°C et 15°C peuvent être mesurées à la surface d'un sol sans glace en profondeur entre 2300 m et 2800 m d'altitude. D'après le même auteur, les températures seront plus basses (<6°C) à la surface d'un sol comprenant de la glace en profondeur. Bosson (en prép.) relève des températures estivales entre début juillet et début août inférieures à 7°C pour la partie centrale du glacier couvert de Tsarmine (versant ouest à 2800 m) alors que des températures supérieures à 8°C ont été mesurées dans la marge proglaciaire de ce glacier. La présence de glace au centre de l'accumulation sédimentaire est ainsi très probable. Dans les bords, la glace est probablement absente. En effet, les températures moyennes estivales de la surface du sol pour l'été 2012 sont de 7.5°C pour le sommet de la niche d'arrachement de la ravine du Hübshhorn et de 8.9°C pour l'extrémité est de l'accumulation sédimentaire au pied du Hübshhorn. Ce constat est également valable pour le front du Chaltwassergletscher, où seul un capteur dépasse 6°C sur le bourrelet frontal. Les autres capteurs sont donc potentiellement sur de la glace en profondeur.

L'étude des déplacements a permis de confirmer certains constats concernant la température de la surface du sol et de la glace en profondeur. Les zones aux abords des grandes accumulations sédimentaires sont caractérisées par un déplacement peu important. Les mouvements verticaux mesurés par DGPS sont inférieurs à 10 cm sur le bourrelet frontal du Chaltwassergletscher. De plus, les valeurs de résistivité électrique figurant sur le profil géoélectrique (voir chapitre 4.2.1) attestent de l'absence de glace au front du glacier couvert du Hübshhorn jusqu'à 5 m de la ravine. La probable extension de la glace, obtenue par combinaison de ces différents résultats, est résumée dans la figure 6.3.

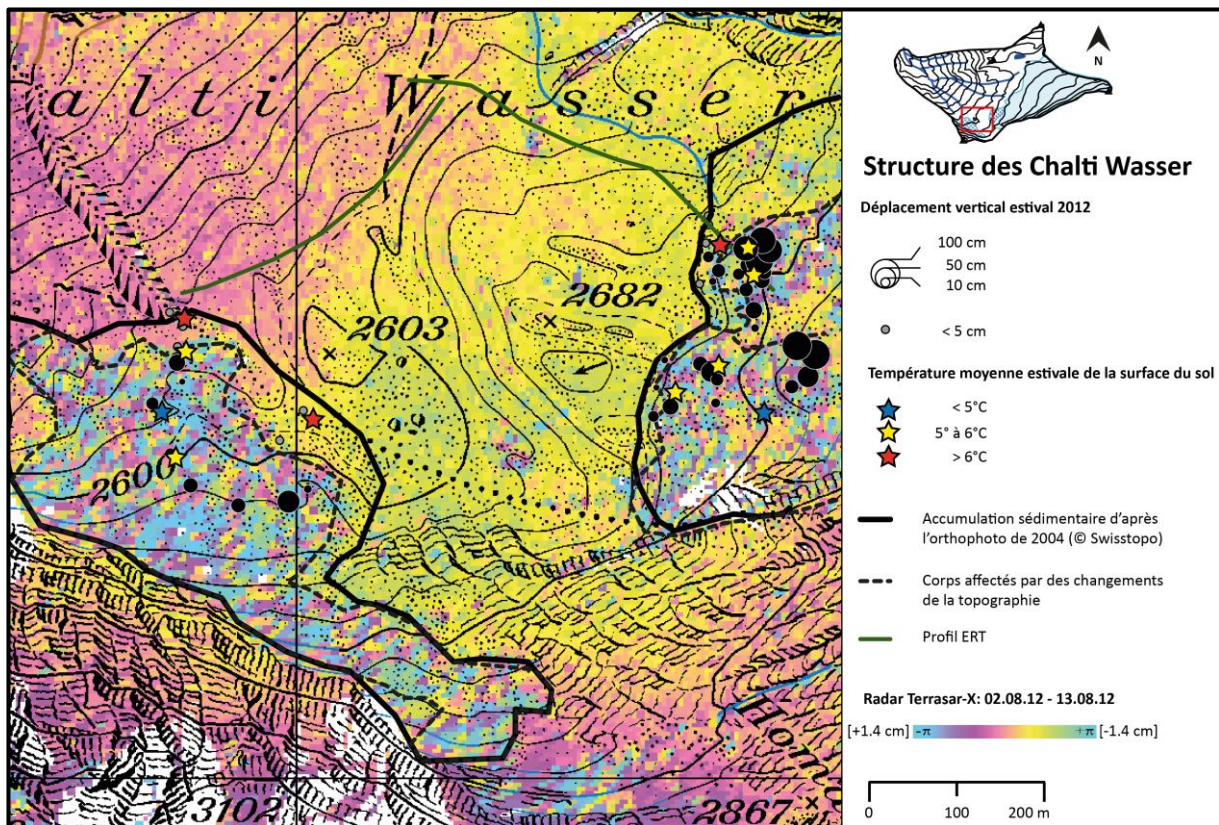


Fig. 6.2 : Carte représentant la combinaison des investigations géophysiques, thermiques et de l'étude des déplacements | Fond de carte © Swisstopo

Le **secteur 1** correspond à la partie couverte du Chaltwassergletscher dont le front se termine à 2750 m d'altitude (fig. 6.3, 1 et 6.5,1). Des résistivités dépassant 2500 kΩm confirment la présence d'un corps de glace massive dans le sous-sol jusqu'à 2680 m d'altitude (fig. 4.17). Le capteur, représenté en bleu, a mesuré des températures très faibles (3°C) à 2720 m d'altitude. Les capteurs sur le bourrelet frontal ont mesurés des températures de la surface du sol plus élevées. Cela signifie donc que le corps de glace est moins important ou plus en profondeur au front du glacier.

Le front de ce glacier est recouvert de débris d'une hauteur variant entre de 2 m et 5 m. Des déplacements horizontaux et verticaux importants y ont été enregistrés entre début juillet et début septembre 2012 (fig. 6.5, 1). Ce front est divisé en deux langues séparées par du bedrock couvert de blocs (fig. 5.15). Une barre de bedrock orientée est-ouest était apparente à 2700 m d'altitude en 1967 et affleure actuellement à 2750 m d'altitude. De plus, une grande zone de bedrock visible en 1967 est actuellement complètement couverte par des blocs au nord de la langue du glacier (fig. 5.15, e). Même si la perte de volume du glacier entre 1967 et 2005 a globalement pu être démontrée, le front profite localement d'un gain de volume depuis les 50 dernières années. Ce gain de volume provient de l'augmentation et de l'avancement de la couverture sédimentaire sur le front du glacier ainsi que par un mouvement de poussée depuis l'amont. Le mouvement vertical est d'ailleurs moins important sur les bourrelets frontaux qu'au centre des accumulations sédimentaires où un affaissement a été observé.

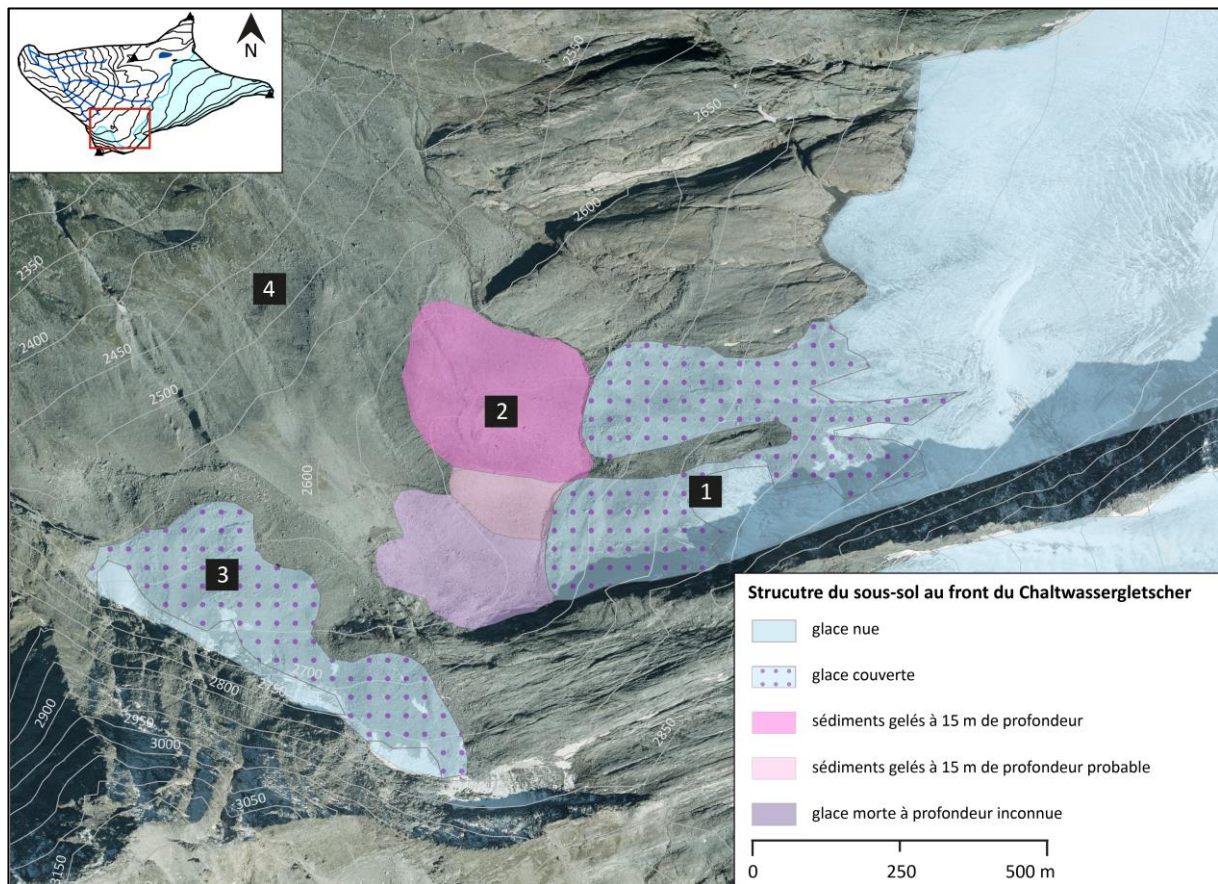


Fig. 6.3 : Extension de la glace dans le secteur des Chalti Wasser | Fond de carte : © Swisstopo

Le **secteur 2** correspond à une importante accumulation sédimentaire présente sur le front du Chaltwassergletscher. Elle contiendrait, d'après les mesures géoélectriques, un niveau continu, épais et homogène de sédiments gelés présents sous une couche de débris non gelés d'une quinzaine de mètres d'épaisseur. L'extension exacte de ce corps en profondeur n'a pas pu être délimitée en raison du nombre limité de profils de tomographie électrique. Il est supposé que l'entier de la forme bombée sur le front du Chaltwassergletscher ait les mêmes caractéristiques que ce corps plus résistant en profondeur (fig. 4.7). Ce corps gelé en profondeur est visible par sa forme bombée et par la présence de plusieurs bourrelets sur son front ressemblant à des moraines provenant de la confluence entre le Chaltwassergletscher et le Homattugletscher. Il pourrait également s'agir d'un glacier rocheux avec des origines qui remonteraient d'avant le PAG. Ce glacier rocheux aurait été recouvert par le Chaltwassergletscher déposant une épaisse couche de moraine lors du PAG. Etant donné que la période de mesure des déplacements par le DGPS a été très courte, aucun indice sur les mouvements de ce secteur n'a pu être élaboré de manière fiable. D'après les interférogrammes, ce corps semble stable. La glace s'étant retirée de ce secteur depuis 1925, de la végétation pionnière s'y est installée, principalement sur le flanc interne des cordons (fig. 6.4, droite). L'extérieur est caractérisé par une pente raide et parfois des gros blocs (fig. 6.4, gauche).



Fig. 6.4 : Blocs au sommet de l'accumulation morainique du front du Chaltwassergletscher (gauche) et végétation pionnière dans la dépression derrière cette moraine (droite)

Une certaine incertitude existe quant à la forme d'accumulation glaciaire entre les secteurs 2 et 3. La présence de déplacements détectés par InSAR ainsi qu'un affaissement important entre 1967 et 2005 (fig. 5.14) permettent de supposer la présence de glace morte enterrée provenant de la confluence du Chaltwassergletscher et du Homattugletscher.

Le **secteur 3** comprend une importante accumulation sédimentaire chaotique au pied de la face nord-est du Hübschhorn. Il s'agit d'un glacier couvert alimenté par des éboulements de ladite face. Ce glacier couvert surplombe la ravine du Hübschhorn (fig. 6.5, 3). Le lien entre un grand éboulement depuis la face nord-est du Hübschhorn et le déclenchement de la lave torrentielle de 1993 n'a pas pu être approfondi. Il est toutefois possible que cet éboulement ait joué un rôle dans la formation de la ravine du Hübschhorn en 1993. Durant l'été 2012, des chutes de blocs permanentes ont été observées ainsi que du ravinement dans les fissures du Hübschhorn. Ces chutes sont la preuve que le pergélisol de paroi se dégrade (Noetzli et Gruber, 2005 ; Ravel et Deline, 2006 et 2008) et des éboulements pourraient avoir lieu dans le futur.

D'importants déplacements au centre de cette accumulation sédimentaire sont remarquables. Ils sont plus faibles dans les bords. La limite de l'extension de la glace dans le glacier couvert du Hübschhorn est visible sur le terrain. Un dénivelé important ainsi qu'un affleurement de la glace confirme ce constat (fig. 4.3, B). Un affaissement de l'accumulation sédimentaire en bordure du glacier est bien visible. Ces observations ont été confirmées par l'étude des déplacements et par les capteurs de température. En effet, la quasi absence de mouvements dans les bords ainsi que des températures plus élevées aux bords qu'au centre de l'accumulation sédimentaire permettent soit d'exclure la présence de glace en périphérie (fig. 6.3) soit d'en conclure qu'elle se situe bien plus en profondeur. Ces données sont confirmées par les observations de terrain réalisées en 2012. Du ruissellement a été vu et entendu au centre de l'accumulation sédimentaire à quelques mètres sous les gros blocs. Dans les bords, aucun ruissellement dans le sous-sol n'a pu être identifié.

D'après la méthode Theler il s'agit d'une zone fortement soumise aux processus affectant le stock sédimentaire. En cas d'évènements torrentiels dans ce secteur, le volume mobilisable, estimé par la méthode Gertsch, est élevé. Il dépasse les 100'000 m³. D'après le calcul au chapitre 5.3.2.2, la ravine du Hübschhorn a déjà évacué environ 60'000 m³ de matériel lors d'évènements passés. Ce glacier couvert situé en amont d'un versant raide drainé par des chenaux torrentiels, constitue donc un danger potentiel. Les quatre blocs sur le bourrelet surplombant la ravine du Hübschhorn ont été stables durant 2012. Toutefois, la niche d'arrachement est instable en raison de la présence de gros blocs surplombant le sommet de la ravine. Durant l'été 2012, des signes d'activité ont été visibles en arrière du bourrelet frontal de la niche. Cette activité atteste d'un dynamisme certain dans cette zone.

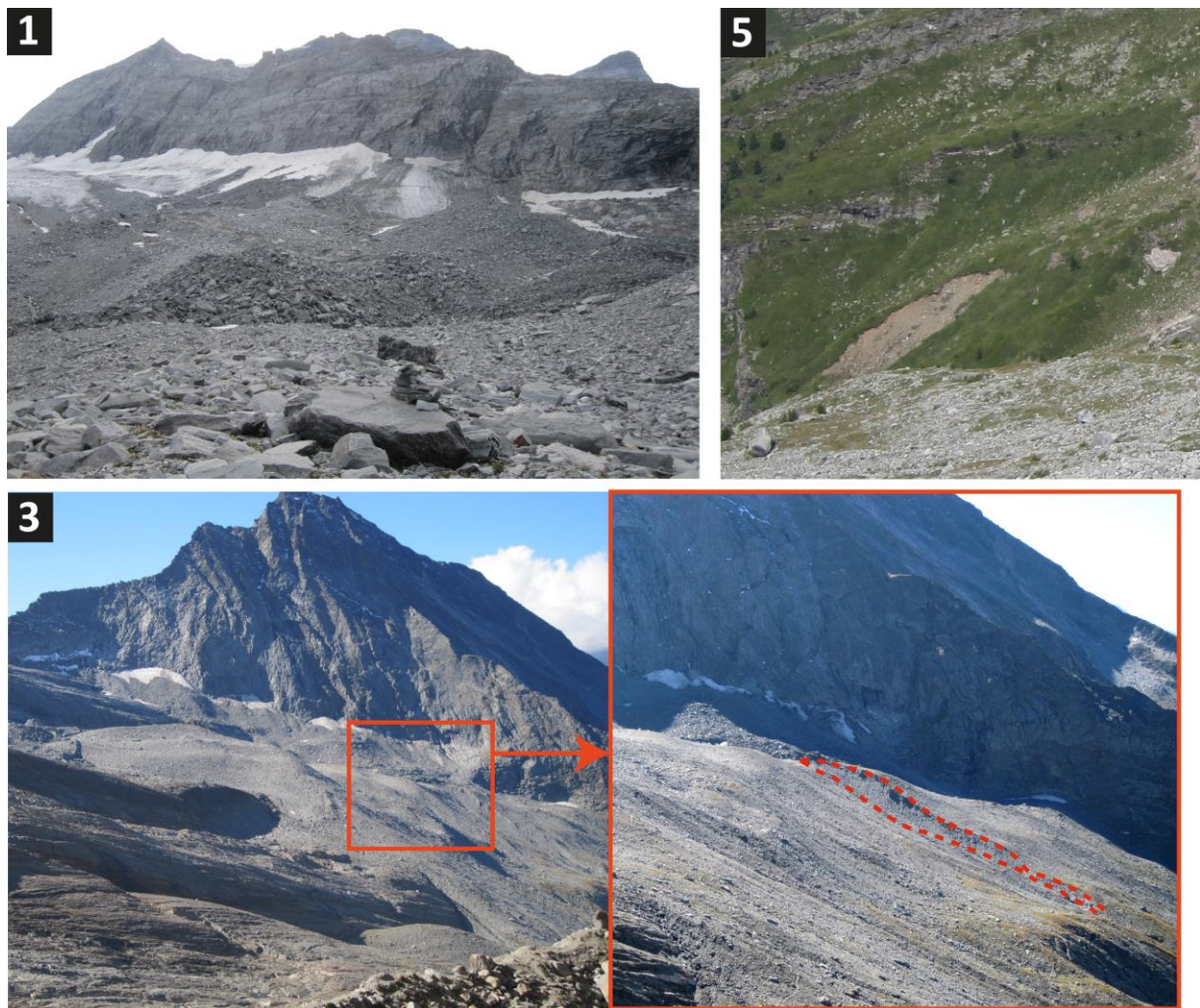


Fig. 6.5 : Photos des secteurs, le numéro de chaque photo correspond au secteur identifié sur la figure 6.1. En rouge la niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn

Partie inférieure du site des Chalti Wasser (secteurs 4, 5 et 6)

Le **secteur 4**, englacé au PAG mais déjà complètement libre de glace en 1920, est le lieu de déclenchement présumé des laves torrentielles. Il ne semble pas contenir de sédiments gelés, du moins dans les secteurs prospectés jusqu'à une altitude de 2560 m. D'après les interférogrammes,

cette zone n'est pas affectée par des changements réguliers de la topographie. Les mesures par le DGPS n'ont pas eu lieu sur une période suffisamment longue pour permettre d'identifier des mouvements. Au moment des observations sur le terrain en été 2012, le secteur était traversé par plusieurs ravines sèches. La végétation à cet endroit est basse et éparse, développée en coussinet. Elle est plus dense sur des pentes moins raides (fig. 6.6).

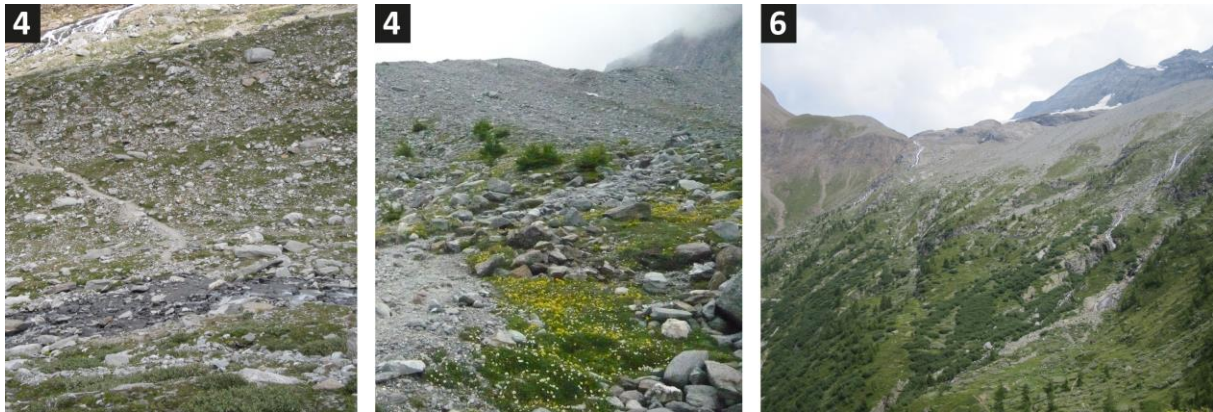


Fig. 6.6 : Végétation pionnière dans le secteur 4 et vue sur le secteur 6

Les eaux de fonte du Chaltwassergletscher franchissent la rupture de pente au pied du Mäderhorn sous forme de cascades dans le **secteur 5**. Un éboulis d'une pente comprise entre 25° et 40° se situe au-dessus du torrent sur le versant sud-ouest du Mäderhorn et constitue la source principale d'approvisionnement en sédiments du bassin versant des Chalti Wasser. Plus en aval, des niches d'arrachement locales (fig. 6.5, 5) contribuent à la charge sédimentaire transportable par le torrent. Etant donné qu'aucune grande accumulation morainique ne se situe directement en amont du torrent et la moraine du PAG dans le Chaltwassertäli n'est pas connectée, le transfert sédimentaire est donc limité. Le volume sédimentaire mobilisable lors d'un événement torrentiel a été estimé à environ 60'000 m³ par la méthode Gertsch. Ce volume est nettement moins important que pour le bassin versant du Hübschhorn. Le débit de ce torrent est le plus élevé des torrents étudiés en été. Il concentre les eaux d'une grande partie du Chaltwassergletscher. Son lit, marqué par une profonde érosion, atteste d'un transport de sédiments.

Le **secteur 6** correspond à la partie inférieure du versant étudié (fig. 6.5, 6). Cette partie du terrain est caractérisée par de la végétation buissonnante dans la partie supérieure et des mélèzes et des arolles éparsees en aval. Les torrents sont très érosifs à cet endroit. Le creusement du lit dû à l'érosion peut être de plusieurs dizaines de mètres de profondeur et de largeur. Ils sont canalisés au niveau de la route du col en passant sur la galerie routière. Début août 2012, la moitié de ces passages était à sec ou seule une infime quantité d'eau s'écoulait (fig. 6.7), renforçant l'hypothèse que certains torrents contiennent de l'eau uniquement en cas de fortes précipitations.

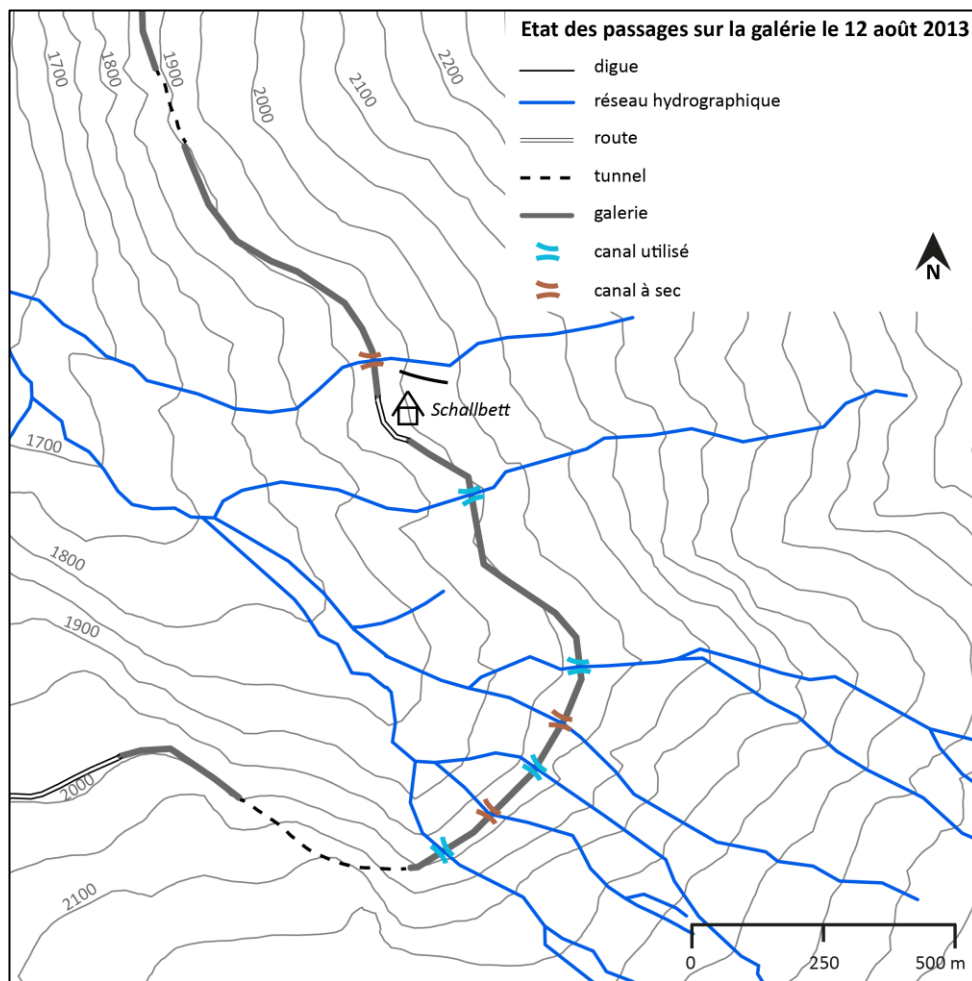


Fig. 6.7 : Etat des chenaux torrentiels le 12 août 2012

Bassins versants à l'ouest du Mäderhorn

Le **secteur 7** correspond au bassin versant torrentiel de Chüöni prenant naissance dans le cirque sommital du Mäderhorn. De par ses propriétés morphohydrologiques (indice d'érodabilité et indice de Gravelius élevé, voir tableau 5.1) il s'agit du bassin versant le plus typique du transport de matériel sous forme de lave torrentielle. Le volume sédimentaire mobilisable de ce torrent a été estimé à 6'500 m³. Aucun stock d'accumulation morainique ne se situe en amont. Le chenal est caractérisé par une forte incision et par des dépôts fluviatiles. Au début de l'été, des dépôts d'avalanches sont encore présents. Ceci est la preuve qu'une activité nivale est également importante dans ce torrent. Aucun évènement torrentiel n'a été documenté pour ce torrent. Ceci est probablement dû au fait qu'aucun bâtiment n'est directement menacé, contrairement au torrent de Schallbett.

Le **secteur 8** correspond au bassin versant de Schallbett. Ce bassin versant, certes moins typique d'un torrent alpin, est le plus végétalisé. Il se situe à plus basse altitude que les trois autres bassins versants. Il a été affecté par des laves torrentielles en 1993, d'où la présence d'une digue à 2000 m d'altitude afin de protéger les bâtiments en contrebas. Le volume mobilisable pour un évènement est relativement réduit avec 4'000 m³ si l'on inclut l'apport des pentes adjacentes. De plus, aucun grand

stock sédimentaire d'origine glaciaire n'est présent en amont. Depuis les laves torrentielles de 1993 la végétation s'est bien développée sur l'entier de la zone de départ.

Dépôts dans la Taferna

Le secteur 9 englobe la zone de dépôts en aval de la route du col. La pente s'affaiblissant, la capacité de transport de la rivière diminue et des sédiments sont déposés. La largeur du lit de la rivière est d'environ 50 m. D'après Rickenmann (1997), « *des dépôts sont possibles pour des pentes inférieures à environ 20 %* » et « *on peut escompter le dépôt d'un volume de lave torrentielle dès lors que la pente du lit diminue de moitié et/ou que la largeur du chenal double* ». Or, le chenal de la Taferna a, à cet endroit, une pente comprise entre 20 % et 30 % d'après le MNT. Une grande partie du matériel sédimentaire est transporté plus loin. Cela a été le cas en 1993 où un mélange d'eau et de débris a envahi la ville de Brigue (Röthlisberger, 1998) provoquant des inondations importantes. Pour cette raison, les tronçons inférieurs des quatre bassins versants (à la confluence des différents tronçons dans la Taferna) sont classés dans le processus d'érosion ou de transit et non dans le processus de dépôt dans le tableau des résultats de la méthode Gertsch (voir annexes 9.1).

6.2 Le bassin versant des Chalti Wasser – un des bassins versants torrentiels de l'arc alpin

Le bassin versant torrentiel des Chalti Wasser est semblable à d'autres bassins versants de l'arc alpin qui sont affectés par des laves torrentielles et qui ont menacé, à plusieurs reprises ces dernières années, les voies de communication et les habitations.

- A la Fouly, le 10 juillet 1990, une partie de la moraine frontale du glacier du Dolent s'est effondrée et a créé une lave torrentielle emportant 30'000 m³ de matériel (Lugon et Monbaron, 1998). Cette lave torrentielle a emprunté le chenal du torrent évacuant les eaux du glacier du Dolent. Lugon et Monbaron (1998) relèvent que les précipitations étaient très faibles les jours précédents l'évènement et qu'aucun orage n'avait été signalé. D'après les mêmes auteurs, un « *changement inexplicable des paramètres hydrogéologiques caractérisant le dépôt morainique* » serait probablement à l'origine du déclenchement. La fonte des neiges aurait favorisé le déclenchement de la lave torrentielle. L'influence ou non du pergélisol n'a pas pu être confirmée. La profondeur maximale de la ravine créée par cette lave torrentielle est de 15 m.
- La lave torrentielle du Durnand du 25 juillet 2006 a eu lieu après une période où l'isotherme du 0°C se situait à 4200 m durant une grande partie du mois de juillet (Ravanel, 2009). La forte chaleur serait la cause de la fusion de la glace recouverte par l'éboulis des Liapeys de Grône et qui aurait provoqué une coulée initiale les journées précédant l'évènement. L'écoulement de l'eau sur le glacier couvert a provoqué une saturation de la couche de débris le recouvrant. Le 25 juillet, un orage local a finalement déclenché la lave torrentielle « *dont l'ampleur est principalement due à l'érosion des berges et du lit* » (Crealp, 2013). 35'000 m³ de sédiments ont été transportés (Ravanel 2009).
- La commune de Guttannen est menacée sur les deux rives de la vallée (Haslital) par des laves torrentielles. En effet, sur la rive droite un glacier couvert (Homadgletscher) se situe directement en amont des pentes raides. Le torrent Rotlauibach a, durant l'été 2005, mobilisé une grande partie de la moraine frontale de ce glacier (Keusen, 2006) et a ainsi créé une niche d'arrachement et une ravine ressemblant fortement à la ravine du Hübschhorn (fig. 6.8).
Le torrent qui se situe sur la rive gauche du Haslital menace la route du col du Grimsel dans la même commune que le Rotlauibach. Ce passage fait l'objet de plusieurs études afin d'évaluer le niveau de risque pour la route du col concerné. Un éboulement a eu lieu en 2009 à une altitude de 2900 m depuis la face nord du Ritzlihorn dans le Spreitgraben. Durant les périodes de fortes précipitations, ce matériel a été emporté sous forme de lave torrentielle provoquant une érosion accentuée du lit de la rivière et des pentes adjacentes (FAN, 2010).

De source identique, de faibles précipitations continues, de 10 mm à 20 mm durant 24 h, intercalées d'averses de fortes intensités (entre 1 mm à 4 mm par heure) ont suffi à déclencher cette lave torrentielle. Il a également été relevé que d'autres facteurs ont été d'importance comme la présence de matériel sédimentaire en grande quantité et facilement mobilisable. La somme totale des dépôts a été estimée à 100'000 m³, ceux-ci se sont déversés dans l'Aar entre juillet et octobre 2009 (FAN, 2010). La moitié des dépôts provient de l'éboulement en amont et l'autre moitié est due à l'érosion dans les torrents. Ces évènements se sont répétés en juillet 2010. Ils ont été provoqués par la fonte de la neige et des orages. Un dépôt de l'ordre de 200'000 m³ (FAN, 2010) a été mesuré pour ces évènements.



Fig. 6.8 : niche d'arrachement du torrent de Rotlauri (gauche) et niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn (droite)
| Source © Google Earth (2009)

Le déclenchement de laves torrentielles nécessite donc un apport en eau qui peut provenir de plusieurs sources:

- un apport en eau subsurfacique dû à la fusion de la glace d'un glacier (couvert), à la fonte des neiges ou à la dégradation du pergélisol contenu dans une accumulation sédimentaire. Cette fusion nécessite des températures élevées durant plusieurs journées. Un plan de glissement se crée sous la première couche de blocs recouvrant le glacier couvert et permet ainsi la mise en mouvement du matériel. Ce procédé a été identifié pour la moraine du Dolent, pour le Rotlauribach ainsi que pour la lave torrentielle du Durnand.
- des précipitations importantes, permettant de mettre en mouvement des dépôts accumulés lors d'un éboulement par exemple. Ce procédé a été identifié dans le cas du Spreitgraben.

D'après Marty et al. (2007) et Zimmermann et al., (1997b), des pluies persistantes ou intenses ainsi que des orages locaux peuvent contribuer au déclenchement de laves torrentielles. C'est ce qui s'est passé en 1993 pour les Chalti Wasser (tab. 6.1). D'après Bader et Kunz (1998), « *les évènements météorologiques extrêmes sont déterminants* » en ce qui concerne le déclenchement de coulées

boueuses ou de laves torrentielles (fig. 6.9). Dans le cas du bassin versant de la Taferna, les crues et les évènements torrentiels passés sont liés à des périodes de précipitations importantes. En effet, les deux évènements de crues documentés de la Taferna correspondent aux épisodes de précipitations les plus importantes depuis 1961. Le 24 septembre 1993, une crue d'un temps de retour de 50 à 100 ans (Burkard et Jäggi, 2002) et transportant du matériel des différents affluents de la Saltina a menacé Brigue suite à une période de pluie importante. Ce même évènement a emporté un chalet situé à Schallbett (Arnold, comm. pers.). C'est également à cette date que la VAW (2012) parle d'une crue glaciaire avec lave torrentielle dans la Taferna. Il est donc possible que l'éboulement de la face nord-est du Hübschhorn ait contribué à la déstabilisation du glacier couvert et que les importantes précipitations de septembre 1993 aient permis la mise en mouvement d'une grande partie de matériel. Ils auraient ainsi créé la ravine du Hübschhorn.

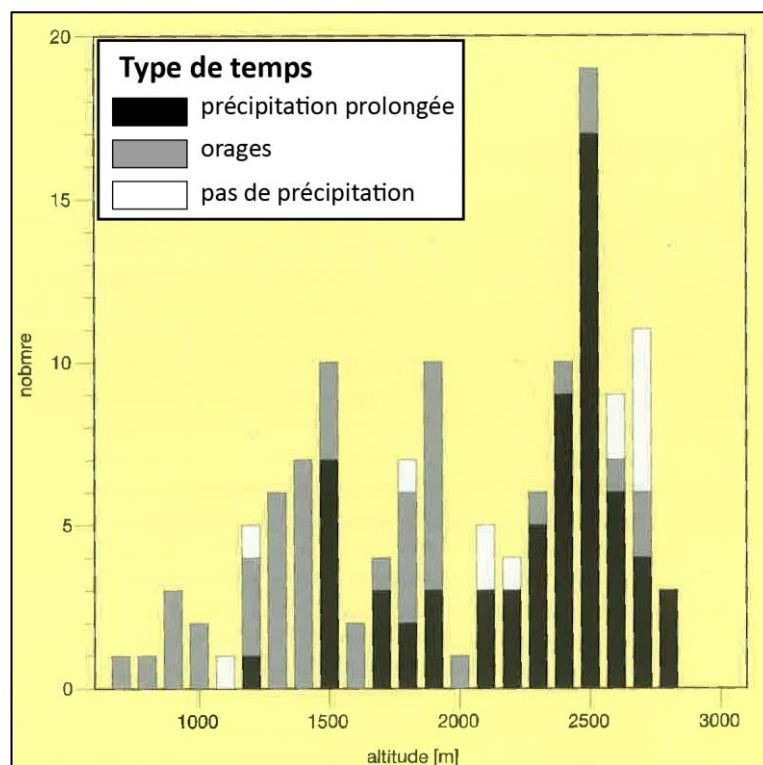


Fig. 6.9 : Evènements déterminant le déclenchement de laves torrentielles ou coulées boueuses (tiré de Bader et Kunz 1998, modifié)

L'automne 2000 a été marqué dans toute la Suisse par de nombreuses crues suites aux précipitations abondantes. Ces crues ont à nouveau marqué la région du Simplon et le bassin versant de la Taferna et Saltina. Les crues du 13, 14 et 15 octobre ont provoqué moins de dégâts qu'en 1993, ceci notamment grâce à la construction de la digue déviant le torrent de Schallbett. Le déclenchement ou non d'une lave torrentielle dans le secteur des Chalti Wasser n'est pas documenté.

A Simplon Village, 10 % des précipitations annuelles sont tombées le 24 septembre 1993, jour de la lave torrentielle. Des précipitations élevées pour les stations concernées par le régime du Sud des

Alpes avaient été relevées. En octobre 2000, 30 % des précipitations annuelles sont tombées en trois jours et ont provoqué une crue importante (tab. 6.1).

Tab. 6.1 : Statistiques des précipitations à Simplon Village en automne 1993 et 2000 durant les crues

Date	Septembre 1993		Octobre 2000		
	23	24	13	14	15
P_{jour} [mm]	110.2	182.2	246.5	248.2	108.1
Part_{jour} [%]	6.3	10.5	12.1	12.2	5.3
P_{évènement} [mm]	292.4		602.8		
Part_{évènement} [%]	16.8		29.6		
P_{annuel} [mm]	1743		2033		

Avec :

P_{jour} = précipitations journalières durant l'évènement

$\text{Part}_{\text{jour}}$ = précipitations journalières en pourcent des précipitations annuelles

$P_{\text{évènement}}$ = précipitations durant toute la période de crue

$\text{Part}_{\text{évènement}}$ = précipitations durant l'évènement en pourcent des précipitations annuelles

P_{annuel} = précipitations annuelles

6.3 Evolution de la dynamique sédimentaire sous l'influence du changement de la cryosphère

Le changement climatique est caractérisé par une augmentation de la température et une augmentation des pluies extrêmes (p.ex. Bader et Kunz, 1998 ; Rebetez, 2011). Il affecte plus fortement des sites dans la ceinture périglaciaire et glaciaire que des sites à plus basse altitude (p.ex. Bader et Kunz, 1998 ; Beniston, 2005). D'après Haeberli (1996), le recul des glaciers et la dégradation du pergélisol déstabilisent les versants, particulièrement au-dessus de la limite de la forêt. La profondeur de la couche active augmente et le déclenchement de coulées boueuses ou laves torrentielles est ainsi favorisé (Bader et Kunz, 1998).

Le recul des glaciers libère de plus en plus de matériel sédimentaire non consolidé à leur front. Ce matériel peut être emporté lors de crues ou d'intenses précipitations (p. ex. Bader et Kunz, 1998). De plus, la fonte des glaciers amène à court terme plus d'écoulement durant les mois d'été pouvant ainsi contribuer à la mobilisation du matériel. Contrairement à la glace nue, les glaciers couverts sont moins rapidement influencés par ce réchauffement. La fusion estivale de la glace couverte par des blocs avance à une vitesse plus lente que la fusion estivale de glaciers nus.

Pour le site des Chalti Wasser l'augmentation des températures estivales et l'augmentation des précipitations extrêmes ont trois impacts majeurs :

- avec le retrait de glace au front du Chaltwassergletscher, l'accumulation sédimentaire recouvrant le front actuel devrait s'affaïsser en raison de la perte de volume de glace dans le sous-sol. Un apport de blocs depuis la crête du Breithornpass compensera une partie de cet affaissement. En raison de l'effet de barrage par du matériel morainique plus ancien, des mises en mouvements importantes contribuant à l'activité torrentielle du bassin versant sont à exclure au front du Chaltwassergletscher.
- le glacier couvert du Hübschhorn est le secteur le plus sensible au réchauffement de la cryosphère. En effet, la présence de glace enterrée directement au-dessus de fortes pentes (secteur de la ravine du Hübschhorn) peut constituer un danger (fig. 6.10). Des mouvements continus sur le glacier couvert provoquent des glissements de roches sur la glace. Ces glissements ont été identifiés sur le terrain sous forme de plans de glissement avec des cavernes dans la glace. Du ruissellement entre la glace imperméable et les débris sédimentaires recouvrant le corps de glace massive a pu être observé durant l'été 2012. Ce ruissellement, dû à la fusion estivale de la glace, peut être accentuée par des précipitations. Une fusion estivale de la glace a contribué au déclenchement de la lave torrentielle du Durnand et pourrait également être le facteur déclencheur pour le glacier couvert du Hübschhorn. L'inventaire des glaciers dangereux (VAW, 2012) mentionne une crue glaciaire

qui a provoqué une lave torrentielle en 1993 au front du Chaltwassergletscher. Cet inventaire fait certainement référence au glacier couvert du pied du Hübschhorn et non au Chaltwassergletscher dans sa position actuelle.



Fig. 6.10 : Glacier couvert du Hübschhorn : le front surplombant la ravine (gauche) et la partie au pied du Hübschhorn (droite)

- la face nord-est du Hübschhorn est affectée par des chutes de blocs régulières durant l'été et un éboulement a eu lieu dans le passé. D'après Ravel et Deline (2009), les écroulements rocheux sont liés à la dégradation du pergélisol de paroi provoqué par le réchauffement climatique. La dégradation de la glace dans des fissures de rocher peut favoriser le déclenchement d'un écoulement (Gruber et al., 2004 ; Ravel et Deline, 2009). Cette dégradation est surtout importante durant les étés très chauds, comme en 2003. L'activité sismique et la décompression post-glaciaire jouent également un rôle d'après Ravel et Deline (2009). Durant l'été 2012, du ruissellement a été observé dans des fissures de la paroi Nord du Hübschhorn prouvant la modification des conditions thermiques de ladite paroi. Cette paroi est selon le modèle de la distribution du pergélisol de l'OFEV effectivement affectée par le pergélisol (fig. 6.11). Des éboulements ne sont donc pas à négliger car ils pourraient contribuer à déstabiliser le glacier couvert du pied du Hübschhorn.

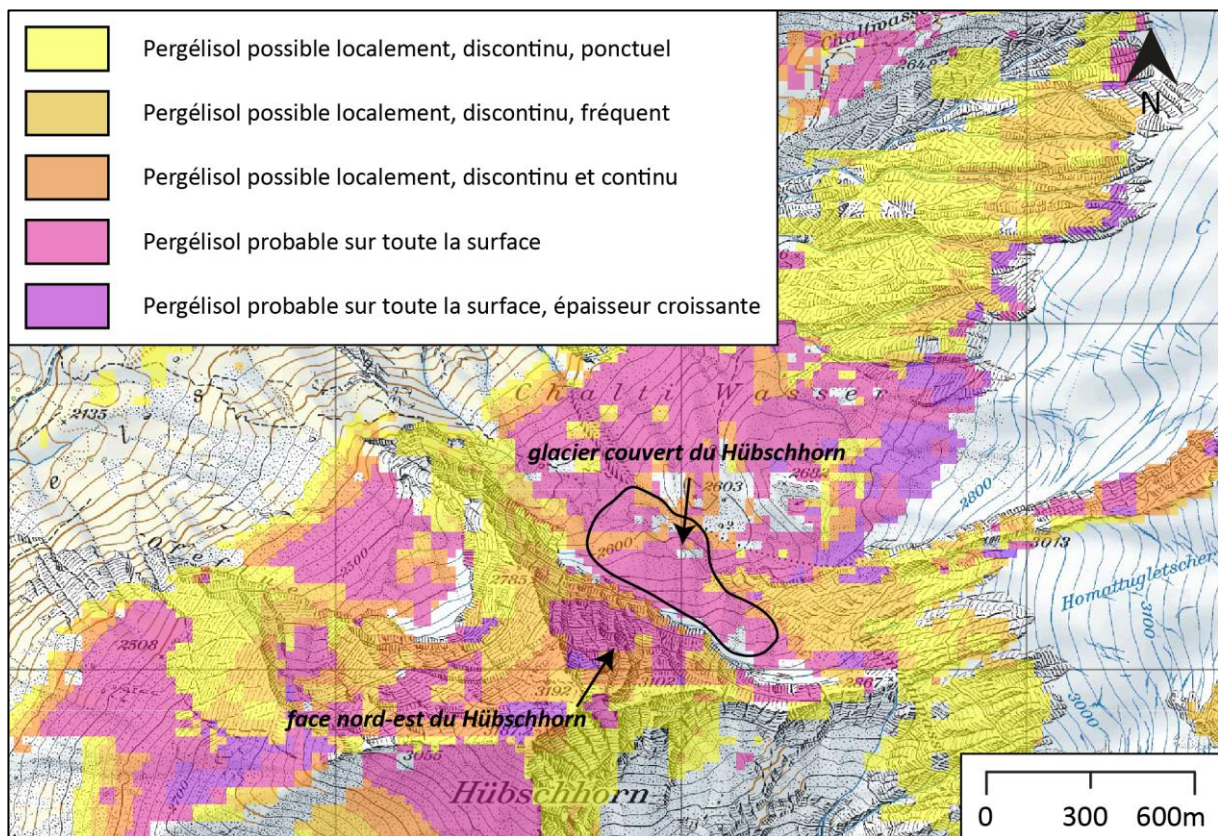


Fig. 6.11 : extrait de la carte indicative du pergélisol | Source : OFEV, 2007

Etant donné la probable absence de glace dans une grande partie du secteur 4, il ne faut pas s'attendre à une augmentation de l'activité torrentielle liée à la modification de la nature du sous-sol dans ce secteur. Néanmoins en raison des importants volumes sédimentaires et de la forte déclivité du secteur, le déclenchement de grosses laves torrentielles lors d'orages, comme ce fut le cas en 1993, est possible à l'avenir. Dans une perspective d'augmentation des pluies extrêmes (Beniston et al., 2007 ; Marty et al., 2007) il faudrait prendre en considération ce risque et rester attentif à l'évolution de ce site.

Le lac du Chaltwasserpass ainsi que le lac de marge proglaciaire de taille très réduite dans le Chaltwassertäli ne constituent pas un risque à l'heure actuelle. En cas d'augmentation de leur taille, ces derniers devraient néanmoins être surveillés.

6.4 Evaluation des méthodes

6.4.1 Méthode Theler

La cartographie dynamique des bassins versants torrentiels selon la méthode Theler se base sur la légende pour la cartographie géomorphologique développée par l'IGUL. Cette méthode permet de cartographier les processus actifs dans un bassin versant torrentiel et de mettre en évidence les secteurs participant à la dynamique sédimentaire sans donner d'indications sur les volumes mobilisables. L'identification des principaux stocks sédimentaires est importante pour l'étude d'un système torrentiel sous forme de cascade sédimentaire. Cette méthode permet de combiner les observations effectuées sur le terrain, les analyses de photos aériennes et d'orthophotos ainsi que le travail sur un logiciel de SIG.

Les cartes réalisées à l'aide de cette méthode ont permis d'acquérir une bonne vue d'ensemble de la distribution spatiale des stocks sédimentaires contribuant à alimenter les potentielles laves torrentielles du site étudié. Il s'agit d'une méthode fournissant une synthèse sur les processus actifs qui influencent les processus géomorphologiques du bassin versant torrentiel. La distinction entre les secteurs participant à la dynamique sédimentaire ou non est un facteur important lors de l'analyse de la dynamique torrentielle d'un bassin versant. Cette distinction n'est pas prise en compte par la légende géomorphologique de l'IGUL.

D'après Theler (2010), cette méthode a été développée pour des bassins versants principalement caractérisés par des laves torrentielles qui se déclenchent suite au remplissage d'un chenal torrentiel. Dans le cas des Chalti Wasser, le remplissage du chenal a peu d'influence sur le déclenchement des laves torrentielles. En effet, les stocks intermédiaires sont de taille très restreinte et ce sont les grands stocks en amont qui contribuent au déclenchement des laves torrentielles. La méthode est moins adaptée dans cette situation car la délimitation des zones connectées ou non en amont est plutôt difficile à réaliser en dehors des grands stocks principaux. Sur le site des Chalti Wasser, une grande partie des stocks sédimentaires est connectée entre elles. Cependant, ces stocks n'alimentent pas tous le même bassin versant. C'est également à cause de cette connexion des stocks sédimentaires entre eux qu'il a été jugé plus pertinent de représenter l'entier du site étudié sur une seule carte au lieu de quatre cartes distinctes à savoir une par bassin versant. Cette carte permet de situer les différents stocks sédimentaires par rapport à l'ensemble du site.

Les cartes réalisées à l'aide de la méthode Theler sont très pixélisées (fig 5.4, 5.5 et 5.6). Leur résolution dépend du MNT sur lequel se base la matrice des pentes. Ces pixels sont présents sur les trois cartes et le raster des pentes constitue la base du travail. Dans le cadre de ce travail, un MNT d'une résolution de 2 m sur 2 m a été utilisé (voir chapitre 5.3.2). Le bassin versant d'une taille supérieure à 5 km² a donc été cartographié avec une précision de 2 m sur 2 m ce qui induit des formes très hétérogènes si les terrains se situent à la limite des trois classes du raster des pentes. Il serait judicieux d'uniformiser la matrice des pentes à l'échelle de la forme géomorphologique.

La végétation est prise en considération en tant que facteur stabilisateur des pentes. Le chercheur délimite des zones de végétation homogène entre : 0% et 30% de végétation, 30% et 70 % et plus que 70 % déterminé d'après les observations effectuées sur le terrain et les orthophotos. Dans le cas d'une végétation superficielle mais continue (> 70 %) la stabilité du terrain n'est pas forcément plus élevée que dans une zone avec une végétation plus développée mais plus éparse (< 70 %). Une distinction plus détaillée de classes de végétation pourrait donc être envisagée en fonction de son rôle stabilisateur des stocks sédimentaires. Cela nécessiterait des études détaillées de chaque secteur du terrain.

Les processus agissant sur les unités hydrologiques ont été identifiés sur le terrain et vérifiés sur les orthophotos pour la partie supérieure du terrain. Contrairement à la partie supérieure du versant, la partie inférieure des chenaux torrentiels n'a été étudié sur le terrain qu'à certains endroits, en particulier le long des chemins pédestres. En effet, il n'était pas permis de suivre les torrents sur toute leur longueur en raison de la forte pente du versant qui était caractérisé par des escarpements rocheux et un débit élevé en été 2012. De ce fait, les données concernant l'érosion latérale et le fond ne sont pas exhaustives.

6.4.2 Méthode Gertsch

Cette méthode a permis d'obtenir le volume sédimentaire mobilisable lors d'un évènement torrentiel. Gertsch (2009) propose cette méthode pour des bassins versants complets, c'est-à-dire du bassin de réception jusqu'au sommet du cône de déjection. Or, le site des Chalti Wasser n'est pas un bassin versant typique, comme par exemple un bassin versant délimité en forme de cirque avec un bassin de réception, un chenal d'écoulement et un cône de déjection en aval. La délimitation particulière prend en compte le bassin versant des Chalti Wasser entre le Hübschhorn et le Mäderhorn ainsi que les deux bassins versants adjacents à l'ouest du Mäderhorn. La confluence de ces eaux dans la Taferna est le point le plus bas du terrain étudié. Le cône de déjection, situé dans la vallée du Rhône n'y figure pas. L'estimation du volume prend donc fin à l'exutoire commun et non au sommet du cône.

De plus, la délimitation des tronçons peut poser problème : lors de l'application de la méthode Gertsch (2009), le tronçon supérieur doit figurer sur la carte nationale au 1 :25'000 en tant que ravine sèche. Or, la formation de nouvelles ravines en amont du chenal existant est possible. Elle permet ainsi de mobiliser une quantité de matériel important par érosion régressive ou par une mise en mouvement de matériel directement en amont. Un déclenchement en amont du chenal existant a été observé pour la ravine du Hübschhorn. Cette ravine ne figure pas sur une carte nationale au 1 :25'000 en tant que ravine sèche. Il a été jugé nécessaire de prolonger certains chenaux vers l'amont, pour autant qu'ils figurent comme tels sur le modèle hydrologique d'*ArcMap*.

Afin de valider les volumes obtenus, il a été jugé nécessaire de les comparer à des études de cas similaires. Gertsch (2009) avait testé le modèle sur 42 torrents dans l'arc alpin. Le bureau Ecotec Environnement (2012) a appliqué la méthode sur quatorze bassins versants dans le Val d'Hérens. Dans cette vallée, les volumes estimés sont compris entre 8'500 m³ et 60'000 m³ (Ecotec Environnement, 2012). Le volume mobilisable des torrents étudiés en présence d'une accumulation glaciaire en amont a été estimé à 35'700 m³ pour le torrent du Perroc, 60'000 m³ pour le torrent des Douves Blanches et 50'400 m³ pour le torrent de Lagec. Les volumes mobilisables des torrents en l'absence de matériel glaciaire en amont et alimenté principalement par des événements gravitaires ou fluviatiles ont été répertoriés comme étant plus faibles, entre 8'500 et env. 23'000 m³ (Ecotec Environnement, 2012). Les valeurs obtenues pour les bassins versants de Schallbett et de Chüöni sont inférieures aux volumes obtenus par Ecotec Environnement (2012) pour des bassins versants sans facteurs négatifs glaciaires. Le bassin versant des Chalti Wasser se situe dans les ordres de grandeur des torrents du Val d'Hérens. Le volume obtenu pour le bassin versant du Hübschorn est nettement supérieure à ceux des torrents du Val d'Hérens.

D'après Zimmermann et al. (1997a et 1997b), des laves torrentielles peuvent mobiliser jusqu'à 100'000 m³ de matériel sédimentaire. Gertsch (2009) obtient des volumes mobilisables entre 45'000 m³ et 90'000 m³ pour des grands torrents alpins comme le Minstigerbach à Münster (VS) et le Ritigraben à St. Niklaus. Ces deux torrents ont des caractéristiques géomorphologiques très différentes de celles des Chalti Wasser. Cependant, ils lui ressemblent de par leur taille et leur dénivelé. La lave torrentielle du Durnand a été estimée entre 70'000 m³ et 80'000 m³ par Gertsch (2009) et l'évènement de 2006 a été estimé entre 25'000 m³ et 30'000 m³ selon une étude faite par Frachebaud & Marquis Sàrl (Gertsch 2009). D'après Ravel (2009), cette lave torrentielle « a créé un barrage de 35'000 m³ dans le lit de la Dranse ». Ceci montre que le résultat obtenu par Gertsch (2009) est probablement surestimé dans le cas de la lave torrentielle du Durnand. Cette observation est également valable pour les volumes estimés dans le cadre de ce travail, à savoir particulièrement le bassin versant du Hübschhorn et probablement aussi celui des Chalti Wasser.

La comparaison des deux valeurs obtenues pour chaque bassin versant (événement simple et événement extrême) montre que la valeur insérée pour l'apport des pentes adjacentes n'a pas une influence significative sur le résultat final. Le volume final obtenu pour le sommet du cône dépend fortement de la saisie des paramètres extraits depuis le modèle numérique de terrain (tab. 6.2) et de la disponibilité en matériel meuble.

La surestimation dépend fortement de la disponibilité de matériel meuble et des facteurs négatifs insérés dans le modèle. Pour des torrents à matériel meuble illimité, des puissances d'érosion très élevées sont possibles. La présence de facteurs négatifs comme un bastion morainique, du pergélisol en dégradation, des glissements de terrains, des niches d'arrachement existantes, des confluences de plusieurs chenaux ou des ruptures de pentes, augmente sensiblement la charge sédimentaire transférable.

Le volume mobilisable obtenu par cette méthode dépend donc fortement de l'évaluation de l'activité torrentielle du site étudié par le chercheur. Stocker (2010) relève que pour cette méthode « *ist das Expertenwissen unerlässlich*⁹ ». Le résultat final dépend de l'évaluation de la puissance d'érosion du torrent. En effet, à part des paramètres extraits du MNT¹⁰, il est absolument nécessaire d'avoir des bonnes connaissances des caractéristiques géomorphologiques (accumulations sédimentaires, pergélisol etc.) et de la dynamique du site (chenaux actifs, taille des chenaux, connexion des chenaux et apport en eau). Les données insérées dans la matrice des chenaux ou des pentes adjacentes restent relativement subjectives (tab. 6.2) car il y a peu d'informations précises sur les évènements torrentiels. En effet, sans connaissance des évènements antérieurs extrêmes et sans analyse et quantification des dépôts (possibilité d'introduire un chiffre exact dans le modèle si le volume déposé est mesuré), les résultats sont probablement plus fiables que pour des bassins versants sans facteurs négatifs.

Tab. 6.2 : Paramètres objectifs et subjectifs nécessaires pour la méthode Gertsch

Paramètres objectifs	Paramètres subjectifs
Longueur du tronçon	Délimitation des tronçons
Surface du bassin versant en amont	Disponibilité en matériel meuble mobilisable
Pente du tronçon	Apport depuis les pentes adjacentes
H_{100} , H_F et H_{pot}	Facteurs négatifs

Finalement, cette méthode ne prend pas en compte la végétation ou le type de végétation comme étant un facteur stabilisant pour un versant. La distinction se fait uniquement en fonction de la structure du sous-sol et ceci sur la base du modèle Vecteur25 de Swisstopo. Ce modèle est relativement évasif et peu détaillé. L'input se base donc surtout sur les observations effectuées sur le terrain¹¹. De plus, il est relativement difficile de fixer une limite entre des tronçons à matériel meuble limité ou illimité s'il n'y a pas une grande accumulation morainique dans les 100 m autour du tronçon. Le volume mobilisable d'un tronçon dépend, lui, fortement de la disponibilité en matériel mobilisable qui peut être limitée, ou illimitée.

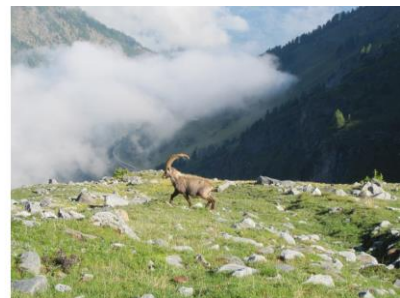
⁹ La connaissance du terrain par un expert est indispensable.

¹⁰ Longueur du chenal, altitude du début et de la fin du chenal, superficie du bassin versant en amont du chenal, confluence des différents chenaux, type de sol

¹¹ Quatre options sont proposées: matériel meuble illimité, matériel meuble limité, bedrock, ou barrage

Chapitre VII

Conclusions et perspectives



Photos de couverture du chapitre 7 (de gauche à droite) :

Lever du soleil sur le Monte Léone | Vue sur le bourrelet frontal du Chaltwassergletscher. Au centre de la photo emplacement du syscal du profil 1, partie supérieure | Bouquetin à 2180 m le long du bisse

7.1 Conclusions

Ce travail a permis d'identifier les secteurs contribuant à l'activité torrentielle du site des Chalti Wasser de par l'importance des charges sédimentaires mobilisables. La cartographie dynamique du bassin versant selon la méthode Theler a permis de mettre en évidence les secteurs affectés par un approvisionnement important en sédiments. Ces apports sédimentaires influencent la dynamique torrentielle du bassin versant. Ils ont été quantifiés par la méthode Gertsch pour un évènement normal et un évènement extrême.

Le front du Chaltwassergletscher et l'importante accumulation sédimentaire au pied du Hübschhorn ont été étudiés par la géophysique mais également par des capteurs de température placés à la surface du sol. Les déplacements ont été quantifiés à l'aide du DGPS et l'analyse d'interférogrammes. Les secteurs affectés par des changements importants de la topographie ont été identifiés. La photogrammétrie a permis de documenter ces changements depuis 1967 et de suivre l'étalement de la couverture sédimentaire au front du Chaltwassergletscher et sur le glacier couvert du Hübschhorn.

Grâce à ces différentes méthodes, il a été possible de déterminer l'extension de la glace en sous-sol sur le front du Chaltwassergletscher, qui s'étend jusqu'à 2660 m d'altitude, sous une couche de blocs de 2 m à 5 m d'épaisseur. Ce front couvert du Chaltwassergletscher ne constitue pas une menace pour les sites à plus basse altitude. De par sa connexion éventuelle voire nulle au système torrentiel, aucune grande mobilisation de sédiments ne doit être attendue de ce secteur. En aval du front actuel, entre 2660 m et 2600 m d'altitude, une couche plus résistante a été identifiée à 15 m de profondeur. Son origine n'a pas pu être véritablement établie. Ce corps pourrait éventuellement correspondre à un glacier rocheux enterré lors du PAG. Il ne faut pas s'attendre à une augmentation de l'activité torrentielle de ce secteur liée à la modification du sous-sol. Par contre, du fait des importants volumes sédimentaires associés à la forte déclivité du secteur, le déclenchement de grosses laves torrentielles lors d'orages sera possible à l'avenir.

Au pied du Hübschhorn, un glacier couvert domine la niche d'arrachement de la ravine du Hübschhorn. Une lave torrentielle a arraché beaucoup de matériel sédimentaire lors des intempéries en 1993. La présence de glace enterrée pourrait, de par sa situation directement en amont d'une pente raide, constituer un danger pour le futur. Cette présence de glace peut empêcher l'infiltration d'eau lors de fortes pluies et ainsi accélérer le transfert hydrique en direction des dépôts morainiques. Il peut s'ensuivre une sursaturation en eau du terrain et donc une mobilisation brutale des sédiments. Des éboulements sur la face nord-est du Hübschhorn alimentent ce corps sédimentaire recouvrant la glace. Un éboulement de ladite face pourrait constituer un facteur déstabilisant pour la formation sédimentaire, provoquant ainsi la mise en mouvement du matériel.

Les deux bassins versants à l'ouest du Mäderhorn, celui de Schallbett et de Chüöni, contribuent également au système torrentiel de la Taferna. Ils sont caractérisés par un stock sédimentaire purement gravitaire contenant de faibles volumes mobilisables. De plus, l'apport en eau depuis l'amont est réduit par l'absence d'un glacier dans la partie supérieure du versant. Une digue protège les constructions à Schallbett qui se situent dans la zone de passage du torrent du même nom.

Les deux menaces principales sont donc dues à la fonte de pergélisol dans la face nord-est du Hübschhorn ainsi qu'à la mobilisation de matériel du secteur du glacier couvert du Hübschhorn favorisant le déclenchement de laves torrentielles. Les précipitations importantes ont été le facteur déclenchant dans le passé et il est fort probable qu'un déclenchement futur aura lieu avec l'augmentation de la fréquence des événements pluvieux. La région du Simplon, située à proximité de la ligne de faite des Alpes, est sous l'influence d'un régime de précipitations humides et abondantes. De plus, des orages locaux ou des précipitations intenses pourraient favoriser un déclenchement à cet endroit-là.

7.2 Perspectives

La combinaison des méthodes géophysiques, thermiques et de déplacement s'est avérée fructueuse. Les investigations ont permis de déterminer l'extension de glace dans le sous-sol dans le secteur étudié ainsi que l'identification des stocks sédimentaires affectés par d'importants changements de la topographie. Des lacunes existent néanmoins dans des secteurs peu ou pas investigués. Il serait intéressant de relever les données des capteurs de température et de déplacement des blocs sur le front du Chaltwassergletscher et sur le glacier couvert du Hübschhorn durant l'été 2013 et durant les étés suivants. Sur le long terme, cela permettrait de suivre le retrait du Chaltwassergletscher et la fonte du glacier couvert au pied du Hübschhorn. Il serait également intéressant de reprendre les mesures des blocs répertoriés par le DGPS dans la zone C. En effet, dans cette zone il n'avait pas été possible de détecter des déplacements durant l'été 2012.

L'installation de points de mesure dans la ravine du Hübschhorn a été jugée trop dangereuse durant les journées sur le terrain. Il serait néanmoins intéressant de pouvoir calculer précisément le volume de cette cicatrice dans le paysage afin de pouvoir étoffer les résultats. Pour cela, un profil en long au point le plus profond de la ravine ainsi que des profils sur la rive droite et gauche de cette ravine devraient être effectués à l'aide du DGPS. Ces profils permettraient de reconstruire le volume érodé par la lave torrentielle en trois dimensions. En répertoriant le contour de la ravine et la position exacte de la niche d'arrachement sur plusieurs années, les processus actifs pourraient être identifiés. Une remontée de la niche d'arrachement par érosion régressive ou un élargissement de la ravine par érosion latérale pourraient être, par exemple, constatées.

Concernant la grosse accumulation sédimentaire au front du Chaltwassergletscher, un ou deux profils géoélectriques supplémentaires pourraient éclairer la structure de la couche plus résistante à 15 m de profondeur.

Le manque de points de référence pour les photos de 1967 n'a pas permis d'utiliser le MNT obtenu pour quantifier les volumes érodés. Il serait intéressant de saisir une dizaine de points de référence par DGPS entre le Mäderhorn et le Hübschhorn, visibles sur les photos aériennes de 1967, et de recréer un MNT plus précis.

Le passé torrentiel du site des Chalti Wasser aurait pu être éclairci par une étude historique des évènements torrentiels passés. Peu de documents existent sur les laves torrentielles dans les Chalti Wasser. Souvent, les évènements sont documentés au niveau du point de dépôt uniquement, dans ce cas dans la vallée du Rhône. De part ces informations restreintes, il est difficile de savoir quel torrent a contribué de quelle manière à l'évènement torrentiel. Des entrevues avec des habitants de la vallée pourraient renseigner plus précisément sur les évènements passés. Il serait donc très intéressant de pouvoir faire une étude similaire sur la base de données précise sur le(s) évènement(s) récent(s), comme les connexions des stocks aux chenaux, l'ampleur des laves torrentielles ou les tracés empruntés. Ceci permettrait de pouvoir mieux comparer les résultats obtenus par les méthodes Theler et Gertsch. Des mesures directes des dépôts torrentiels après un évènement permettraient de quantifier plus précisément le volume mobilisé. La méthode Gertsch propose d'introduire dans son modèle un volume exact mesuré.

L'application des méthodes de l'analyse torrentielle serait donc facilitée par une investigation plus rapide après l'évènement torrentiel. En effet, l'identification de la connexion des stocks ainsi que la charge transportable est difficilement estimable dix ans après le dernier grand évènement. Une étude similaire d'un cas très récent pourrait être intéressante en ce qui concerne l'application des méthodes Gertsch et Theler afin de pouvoir profiter des traces récentes sur le terrain.

Références bibliographiques

- Bader, S. et Kunz, P. (1998). *Climat et risques naturels – La Suisse en mouvement*. Rapport scientifique final PNR 31. Zürich : vdf Hochschulverlag ETH Zürich.
- Barboux C., Delaloye R. et Lambiel C. (en prép.). Detection and Survey of Slope Movements in Alpine Environment using DInSAR. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Strozzi, T., Collet, C. et Raetzo, H. (2013). Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. In C. Graf (Dir.), *Mattertal – ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni - 1. Juli 2011, St. Niklaus* (pp. 7 – 19). Birmensdorf: Eidgenössische Forschungsanstalt WSL.
- Badoux, A. et Rickenmann, D. (2008). Berechnungen zum Geschiebetransport während der Hochwasser 1993 und 2000 im Wallis. *Wasser Energie Luft – 100. Jahrgang*, 3, 217-226. Disponible sur : ftp://ftp.wsl.ch/pub/rickenmann/Rickenmann-pdf/2008/Badoux-Rickenmann-2008_WEL.pdf (consulté le 18.04.2013)
- Bardou, E. (2002). *Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin*. Thèse de doctorat non publié. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Section génie civil, Lausanne, Suisse.
- Bardou, E. et Favre, G. (2008). Le déclenchement de laves torrentielles, un phénomène complexe étudié à l'aune des crues survenues dans les Alpes occidentales en 2006. *Bulletin Murithienne*, 126, 19-28.
- Bardou, E. et Delaloye, R. (2004). Possible effects of previous ground freezing and snow avalanche deposits in debris flow activity related to a rainfall event in an alpine environment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 519-530.
- Bendjoudi, H. et Hubert, P. (2002). Le coefficient de compacité de Gravelius : analyse critique d'un indice de forme de bassins versants. *Hydrological Sciences – Journal des Sciences Hydrologiques*, 47 (6), 921-930. Disponible sur : http://iahs.info/hsj/470/hysj_47_06_0921.pdf (consulté le 22.05.2013).
- Beniston, M. (2005). Changements climatiques et impacts possibles dans la région alpine. *La Revue de géographie alpine*. 93, 13-24.
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, A. T. C., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K. et al. (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climate Change*, 81, 71-95.

- Bonnet-Staub, I. (2001). Une méthodologie d'analyse et de cartographie de l'aléa « initiation de laves torrentielles » – application au torrent du Bragousse (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 59, 319–327.
- Bosson, J.-B. (en prép). *Dynamique contemporaine des marges proglaciaires de haute montagne*. Thèse de doctorat. Université de Lausanne, Institut de géographie et de durabilité, Lausanne, Suisse.
- Bouët, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande (2ème édition)*. Lausanne : Payot.
- Burkard, A. et Jäggi, M. (2002). Saltina (Brig-Glis). In Département fédéral de l'environnement, des transports, de l'énergie et de la communication (Eds). *Les crues 2000– Analyse des événements / Cas exemplaires - Rapports de l'OFEG, Série Eaux Nr. 2* (pp. 170-179). Bern : Office fédéral de l'eau et de la géologie. Disponible sur : <http://www.bafu.admin.ch/publikationen/publikation/00316/index.html?lang=de> (consulté le 22.05.2013)
- Caillemer, A. et Planques, P. (1983). *Topographie, Photogrammétrie*. Paris : Editions technip et Institut français de pétrole.
- Crealp (2013). *Liapeys de Grône*. [Page Web]. Disponible sur <http://www.crealp.ch/de/accueil/thematiques/dangers-naturels/permafrost-a-risque/liapeys-de-grone.html> (consulté le 18.04.2013).
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Fribourg : Multiprint.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. et Strozzi, T. (2007a). ERS InSAR for Detecting Slope Movement in a Periglacial Mountain Environment (Western Valais Alps, Switzerland). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43, 113-120.
- Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H. et Strozzi, T. (2007b). Typical ERS InSAR signature of slope movements in a periglacial mountain environment (Swiss Alps), *Proc. 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland 23–27 April 2007* (ESA SP-636, July 2007).
- Delaloye, R., Métrailler, S. et Lugon, R. (2003). Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 121, 7-20.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Lambiel, C. et Lugon, R. (2008). *InSAR Haut-Valais – Inventaire des mouvements de terrain par analyse de signaux d'interférométrie radar satellitaire (période 1993 – 2000). Rapport final*. Fribourg : Office fédéral de l'environnement et European Space Agency.

Derron, M.-H. et Michoud, C. (2012). *Téledétection RADAR. Interférométrie – MNT*. [Documents de cours], Non publié. Centre de recherche en environnement terrestre, Université de Lausanne.

Ecotec Environnement (2012). *Cartographie, géomorphologie dynamique et systèmes torrentiels du Val d'Hérens (2010-2013)*. Rapport final. Service des forêts et du paysage, canton du Valais (non publié).

Etchevers, P. et Martin, E. (2002). *Impact d'un changement climatique sur le manteau neigeux et l'hydrologie des bassins versants de montagne*. Colloque International « L'eau en montagne » - Mégève septembre 2002. Disponible sur : <http://www.inbo-news.org/IMG/pdf/Etchevers-2.pdf> (consulté le 18.04.2013)

Fallot, J.-M. (2008) : Documents du cours *Topoclimatologie et risques climatiques*. Non publié. Institut de géographie, Université de Lausanne.

Fallot, J.-M. (2009). *Cours de climatologie régionale* [Polycopié]. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.

Fallot, J.-M. (2012). Influence de la topographie et des accumulations d'air froid sur les températures moyennes mensuelles et annuelles en Suisse. In. S. Bigot et S. Rome (Eds). *Les climats régionaux : observation et modélisation. Actes du colloque organisé à Grenoble du mercredi 5 au samedi 8 septembre 2012*. 273-278.

Fachleute Naturgefahren Schweiz FAN (2010). *Beitrag aus aktuellem Anlass. Murgänge Spreitgraben Guttannen*. FAN Herbstkurs 2010: Objektschutz. Disponible sur http://www.geotest.ch/File/download/Aktuell/Spreitgraben%20Guttannen/FAN_Herbstkurs_2010_Murgang_Spreitgraben.pdf (consulté le 18.04.2013)

Frick, E., Kienholz, H. et Romang, H. (2011). SEDEX (SEDiments and EXperts). P42 *Geographica Bernensia*. Institut de géographie, Université de Berne.

Gertsch, E. (2009). *Geschiebelieferung alpiner Wildbachsysteme bei Grossereignissen – Ereignisanalysen und Entwicklung eines Abschätzverfahrens*. Thèse de doctorat non publiée. Université de Berne, Institut de Géographie, Berne, Suisse.

Graf, C., Badoux, A., Dufour, F., Fritschi, B., McAdrell, B. W., Rhyner, J., Kuntner, R. et al. (2007). Alarmsystem für murgangfähige Wildbäche – Beispiel Illgraben. *Wasser Energie Luft – 99. Jahrgang*, 2, 119-128. Disponible sur : <http://www.wsl.ch/info/mitarbeitende//grafc/pdf/8079.pdf> (consulté le 22.05.2013)

- Gruber, S., Hoelzle, M. et Haerberli, W. (2004). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31, 1-4. Disponible sur: http://www.geo.unizh.ch/~stgruber/pubs/gruber_2004-GRL.pdf (consulté le 29.05.2013).
- Gustavsson, M., Kolstrup, E. et Seijmonsbergen, A. (2006). A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology*, 77, 90-111.
- Gustavsson, M., Seijmonsbergen, A. et Kolstrup, E. (2007). Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology*, 95, 335-349.
- Haerberli, W. (1996). Die „Permafrost-Faustregeln“ der VAW/ETHZ – einige grundsätzliche Bemerkungen. In W. Haerberli, M. Hoelzle, J.-P. Dousse, C. Ehrler, J.-M. Gardaz, M. Imhof, F. Keller et al. (1996). *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderung und Naturkatastrophen“ NFP 31. Zürich: vdf Hochschulverlag ETH Zürich.
- Haerberli, W. et Maisch, M. (2007). Klimawandel im Hochgebirge. In W. Endlicher et F.-W. Gerstengarbe. *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke (Klimawandel)*, (pp 98 – 107). Potsdam : Institut für Klimafolgenforschung.
- Haerberli, W., Schleiss, A., Linsbauer, A., Künzler, M. et Bütler M. (2012). Gletscherschwund und neue Seen in den Schweizer Alpen. Perspektiven und Optionen im Bereich Naturgefahren und Wasserkraft. *Wasser Energie Luft - 104. Jahrgang*, 2, 93-102. Disponible sur: http://www.nfp61.ch/SiteCollectionDocuments/medienspiegel/nfp61_wel_haerberli.pdf (consulté le 22.05.2013).
- Hauck et Kneisel (2008). Electrical methods. In C. Hauck et C. Kneisel (Eds.). *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. New York : Cambridge University Press.
- Hauck, C., Barandum, M. et Marmy A. (2011). *Torrent, Val d'Aoste. Analyses géophysiques et modèle 4-phases. Rapport final, été 2011*. Non publié. Alpine Cryosphere and Geomorphologie. Université de Fribourg. Disponible sur : http://www.risknat-alcofra.org/rna/allegati/11-torrent_991.pdf (consulté le 03.05.2013).
- Henry, J.B., Grussenmeyer, P. Malet, J.P. et Maquaire, O. (2001). Génération de MNT par photogrammétrie aérienne de petit format : application au versant instable de Super-Sauze. *Revue xyz*, 87, 42-50. Disponible sous : http://halshs.archives-ouvertes.fr/docs/00/26/38/75/PDF/XYZ_87.pdf (consulté le 22 janvier 2013).

- Hürlimann, G., Graf, C., Rickenmann, D., Näf, D. et Weber, D. (2000). Murgang-Beobachtungsstationen in der Schweiz: Erste Messdaten aus dem Illgraben. In *Jahrestagung SGmG. Winterthur. Physische Geographie*, 41 (pp- 105-115). Birmensdorf : WSL Eidgenössische Forschungsanstalt, Bereich Naturgefahren, Wasser, Erd- und Felsbewegungen. Disponible sous <http://www.wsl.ch/wsl/info/mitarbeitende/grafc/pdf/4383.pdf> (consulté le 14.03.2012).
- Keusen, H. R. (2006). Naturgefahren: Die neue Herausforderung für die Gesellschaft. *Bulletin angewandter Geologie*. 11 (2), 57-63.
- Klimaszewski, M. (1990). Thirty Years of detailed geomorphological mapping. *Geographia Polonica*, 58, 11-18. Polish Academy of Sciences, Institute of Geography.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R. et Moorman, B. (2008). Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. *Permafrost and Periglacial processes*. 19, 157-178.
- Kummert, M. (2012). *Cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire et torrentielle de haute montagne. Le cas du bassin-versant des Aiguilles Rouges d'Arolla, Val d'Hérens (VS)* (mémoire de master non publié), Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie et de durabilité.
- Kunz, P. (1996). *Dangers naturels : conséquences face au climat. Dans Klimarisiken – Herausforderung für die Schweizer Wirtschaft. Thesen zur Klimaänderung und Naturkatastrophen*, Arbeitsberichte des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderung und Naturkatastrophen in der Schweiz“ NFP 31. Zürich: vdf Hochschulverlag ETH Zürich.
- Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de doctorat non publiée. Université de Lausanne, Faculté des Géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Lausanne, Suisse.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of Real-time Kinematic GPS in the Study of Creeping Mountain Permafrost : Examples from de Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial processes*, 15, 229-241.
- Lambiel, C. et Reynard, E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). In M. Maisch, D. VonderMühl et M. Monbaron (Eds.). *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie . Physische Geographie*, 41, 91-104.

- Lambiel, C., Bardou, E., Delaloye, R., Schoeneich, P. et Schütz, P. (2008a). *Permafrost-Vaud - Etat des lieux de la distribution du pergélisol et du risque périglaciaire dans le canton de Vaud*. Rapport d'étude (non publié). Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R. et Raetzo, H. (2008b). *ERS InSAR for assessing Rock Glacier Activity*. In *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, USA*. 1019-1025.
- Lambiel, C., Reynard, E., Cheseaux, G. et Lugon, R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 122, 89-102.
- Lane, S.N., Richards, K.S. et Chandler, J.H. (1993). Developments in photogrammetry ; the geomorphological potential. *Progress in physical geography*, 17(3), 306-328.
- Lugon, R. et Stoffel, M. (2010). Rock-glacier dynamics and magnitude – frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73, 202-210.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C. et Gonzalez-Trueba, J.-J. (2004). Permafrost and Little Ice Age Glacier Relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 207-220.
- Lugon, R. et Monbaron, M. (1998). *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais: le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Rapport scientifique final pour le Programme national de recherche 31 (PNR 31), Zürich : vdf Hochschulverlag ETH Zürich.
- Marescot, L. (2006). Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bull. Soc. Vaud Sc. Nat.*, 90(1), 23-40.
- Marescot, L., Loke, M.H., Chapellier, D., Delaloye, R., Lambiel, C. et Reynard, E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1(2), 57-67. Disponible sur: <http://nsg.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=7992> (consulté le 18.04.2013).
- Marty, C., Philipps, M., Lehning, M., Wilhelm, C. et Bader, A. (2007). Klimaänderung und Naturgefahren in Graubünden | Climate change and natural hazards in the Grisons. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen*, 160(7), 201-209.

MétéoSuisse 2012a: Bulletin climatologique juillet 2012. Genève. Disponible sur :

http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourd'hui/retrospective_mensuelle.html
(consulté le 27.03.2013)

MétéoSuisse 2012b: Bulletin climatologique août 2012. Genève. Disponible sur :

http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourd'hui/retrospective_mensuelle.html
(consulté le 27.03.2013)

MétéoSuisse 2012c: Bulletin climatologique septembre 2012. Genève. Disponible sur :

http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourd'hui/retrospective_mensuelle.html
(consulté le 27.03.2013)

Müller, H.N., (1984). *Spätglaziale Gletscherschwankungen in den westlichen schweizer Alpen (Simplon-Süd und Val de Nendaz, Wallis) und im nordisländischen Tröllaskagi-Gebirge (Skidadalur)*. Näfels: Buchdruckerei Küng AG.

Müller, H.N., (2005). *Landschaftsgeschichte Simplon (Walliser Alpen, Schweiz). Gletscher- Vegetations- und Klimaentwicklung seit der Eiszeit*. Karlsruhe: Karlsruher Schriften zu Geographie und Geoökologie. Band 17.

Noetzli, J., Hoelzle, M. et Haerberli, W. (2003). Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. In M. Phillips, S.M. Springmann et L.U.M. Arenson (Eds), *Permafrost*. Lisse: Swets & Zeitlinger.

Noetzli, N. et Gruber, S. (2005). Alpiner Permafrost - ein Überblick. In: *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt* (pp. 111-121), 70. Jahrgang. München: Selbstverlag.

Office fédéral de l'environnement OFEV (2009). *Fläche der naturüberlassenen Gebiete. Basisdaten aus dem Biodiversitätsmonitoring Schweiz BDM*. OFEV. Disponible sur:

http://www.biodiversitymonitoring.ch/fileadmin/user_upload/documents/daten/basisdaten_dt/800_E3_Basisdaten_2009_V1_dt.pdf (consulté le 22.05.2013)

Office fédéral des eaux et de la géologie OFEG. (2002). *Les crues 2000 – Analyse des évènements / cas exemplaires. Rapports de l'OFEG, Série Eaux*. No 2. Berne. Disponible sur

http://www.bafu.admin.ch/hydrologie/01834/02041/02045/index.html?lang=fr#sprungmarke1_2
(consulté le 29.04. 2011)

- Pfammatter, S. (2005). Caractéristiques des évènements pluvieux générant du transfert de sédiments en milieu alpin. Etude de cas de l'Illgraben. *Bulletin d'Hydrogéologie*, 21, 213. Neuchatel, Centre d'hydrogéologie.
- Pieracci, K., Lambiel, C. et Reynard, E. (2008). La répartition du pergélisol dans trois éboulis alpins du massif de la Dent de Morcles (Valais, Alpes suisses). *Geomorphologie*, 2, 87-97. Disponible sur <http://geomorphologie.revues.org/6143> (consulté le 18.04.2013).
- Rausis, O. (2012). Eboulement au Grand-Saint-Bernard: une conséquence de la canicule. *Le Nouvelliste*. Disponible sur : <http://www.lenouvelliste.ch/fr/valais/martigny/eboulement-au-grand-saint-bernard-une-consequence-de-la-canicule-494-1031200> (consulté le 22.05.2013).
- Ravel, L. (2009). Evolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. *Cahiers de Géographie. Neige et glace de montagne. Reconstitution, dynamique, pratiques*. Collection Edytem, 8/2009.
- Ravel, L. et Deline, P. (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 261-272.
- Ravel, L. et Deline, P. (2006). Nouvelles méthodes d'étude de l'évolution des parois rocheuses de haute montagne : application au cas des Drus. In. *Actes du Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc – 18 Nov. 2006 – Sallanches* (pp.48-53). Sallanches.
- Rebetez, M. (2011). *La Suisse se réchauffe : effet de serre et changement climatique*. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Rebetez, M., Lugon, R. et Baeriswyl, A. (1997). Climatic change and debris flows in high mountain regions : the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic Change*, 36, 371–389.
- Reynard, E., Holzmann, C., Lambiel, C. et Phillips, M. (2005). *Légende géomorphologique de l'IGUL et Guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*. Lausanne : Institut de Géographie.
- Reynard, E. et Schoeneich, P. (1995). *Introduction aux méthodes en géographie physique*. [Matériaux pour les cours et séminaires n°29], Lausanne: Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Rickenmann, D. (1997). Estimation des laves torrentielles. *Ingénieurs et architectes suisses* 123, 19, 386-392.

- Rickenmann, D., Hürlimann, M. Graf, C., Näf, D. et Weber, D. (2001). Murgang-Beobachtungsstationen in der Schweiz. *Wasser Energie Luft - 100. Jahrgang*, 1, 1-8. Disponible sous <http://www.slf.ch/wsl/info/mitarbeitende/grafc/pdf/4110.pdf> (consulté le 18.04.2013).
- Röthlisberger, G. (1998). *Unwetterschäden in der Schweiz*. Berichte der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft 346 Birmensdorf: Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft.
- Scapoza, C. (2012). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin*. Thèse de doctorat non publiée. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Lausanne, Suisse.
- Scapoza, C., Lambiel, C. et Reynard, E. (2011). Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapoza (Eds), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone. Institut de Géographie, Université de Lausanne, Géovisions 36, 128-143.
- Schöneich, P. (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse – principes de la légende IGUL. In P. Schöneich et E. Reynard. *Cartographie géomorphologique – Cartographie des risques*. (15-24) Lausanne : Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Société Suisse de Géomorphologie (SSGm). (2009). *Fiches pour l'enseignant. Pergélisol des parois rocheuses* [Page Web]. Disponible sur <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/pergelisol/3301.php> (consulté le 02.05.2013).
- Steck, A. (2005). Géologie du massif du Simplon. In M. Delaloye (2005). *Simplon Histoire-géologie-minéralogie*. Martigny : Fondation Bernard et Suzanne Tissières.
- Stocker, A. (2010). *Vergleich der Geschiebeabschätzverfahren Gertsch und SEDEX – Anwendung auf 15 Wildbacheinzugsgebiete in der Schweiz* (mémoire de master non publié), Institut de Géographie, Université de Berne.
- Stocker, A. (2013). Geschiebeabschätzung im Dorfbach und Wildibach mit den Geschiebeabschätzverfahren Gertsch und SEDEX. In C. Graf (Dir.), *Mattental – ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni - 1. Juli 2011, St. Niklaus* (pp. 7 – 19). Birmensdorf: Eidgenössische Forschungsanstalt WSL.

- Stoffel, M. (2003). *Leben mit Naturgefahren : Gefahrenbeurteilung, Massnahmenplanung und Katastrophenbewältigung*. Exkursionsführer 54. Dt. Geographentag Bern 2003, *Geographica Bernensia*, 44. Universität Bern, Geographisches Institut. Disponible sur: http://www.dendrolab.ch/download/articles/Stoffel_DGT03.pdf (consulté le 18.04.2013).
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Leutwiler, A. et Aeby, P. (2008). Tree-Ring Reconstruction of Debris-Flow Events Leading to Overbank Sedimentation on the Illgraben Cone (Valais Alps, Switzerland). *The Open Geology Journal*, 2, 18-29.
- Stoffel, M., Gärtner, H., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, H. et Monbaron, M. (2003). *Rekonstruktion der Muraktivität im Ritigraben (VS) und Vergleich mit Chronikdaten benachbarter Gewässer*. Jahrestagung der SSGm in Erstfeld. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETHZ. Disponible sur: http://www.dendrolab.ch/download/articles/Stoffel_VAW.pdf (22.05.2013).
- Stoffel, M., Gärtner, H., Lièvre, I. Conus, D., Grichting, M., Raetzo, H. et Monbaron, M. (2005). 400 years of debris flow activity and triggering weather conditions: Ritigraben VS, Switzerland. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 387-395.
- Strozzi, T., Delaloye, R., Raetzo, H. et Wegmüller U. (2009). Radar Interferometric observations of destabilized Rockglaciers. Proc. 'Fringe 2009 Workshop'. Frascati. Italie. 30.11.-4.12.2009. Disponible sous : http://earth.eo.esa.int/workshops/fringe09/proceedings/papers/s12_4stroz.pdf (consulté le 19.03.2013).
- Theler, D. (2010). *Contribution à la cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire des petits bassins versants torrentiels*. Thèse de doctorat. Université de Lausanne, Faculté des Géosciences et de l'Environnement de l'Université de Lausanne, Institut de géographie, Lausanne, Suisse.
- Theler, D., Reynard, E. et Bardou, E. (2008). Assessing sediment dynamics from geomorphological maps : Bruchi torrential system, Swiss Alps. *Journal of Maps*, 2008, 277-289.
- Theler, D., Reynard, E. et Garavaglia V. (2011). Cartographie morphodynamique de petits systèmes torrentiels. In C. Lambiel, E. Reynard E. et C. Scapozza (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone. Institut de Géographie, Université de Lausanne, Géovisions 36, 259-273.
- Theler, D., Reynard, E., Lambiel, C. et Bardou E. (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, 124, 113-123.

- Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (VAW). (2012). *Naturgefahren Gletscher*. [Page Web]. Disponible sur: <http://glaciology.ethz.ch/inventar/glaciers/chaltwasser.html> (consulté le 25.01.2012)
- Vitek, J.D., Giardino, J.R. et Fitzgerald, J.W., (1996). Mapping geomorphology : A journey from paper maps, through computer mapping to GIS and Virtual Reality. *Geomorphology*, 16, 233-249.
- Vogelmann, J. (2008). *Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in den Alpen*. Norderstedt: GRIN Verlag.
- Zimmermann, M. (1990). Periglaziale Murgänge. *Internationale Fachtagung über Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre* (pp. 89-107). Zürich: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie.
- Zimmermann, M. et Haeberli, W. (1992). Climatic Change and Debris Flow Activity in High-Mountains Areas – A Case Study in the Swiss Alps. *Catena Suppl.* (pp. 59-72). Cremlingen.
- Zimmermann, M., Mani, P. et Romang, H. (1997a). *Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows*. Basel : Birkenhäuserverlag.
- Zimmermann, M., Mani, P., Gamma, P., Gsteiger, P., Heiniger, O. et Hunziker, G. (1997b). *Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz*. Projektschlussbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderung und Naturkatastrophen in der Schweiz“ NFP 31. Zürich: vdf, Hochschulverlag ETH Zürich.

Cartes et documents numériques

- Etat du Valais, Plan d'ensemble du Valais au 1 :10'000 de 1983 (mise à jour partielle en 1991)
- Jemelin, L., Burri, M., Jeanbourquin, P. et Cudry, P. (1993). Feuille 1289 de Brigue de l'atlas géologique de la Suisse (1 :25'000). Publié par Swisstopo
- Météosuisse (2013). Climap, Datenservice.
- Swisstopo, cartes nationales au 1 :25'000 : Feuilles Brig (n° 1289) et Simplon (n° 1309)
- Swisstopo, orthophotos de 2004
- Swisstopo, photos aériennes de 1967 et 2005
- Swisstopo, modèle numérique de terrain à une résolution de 25 m sur 25 m
- TERRASAR-X data courtesy LAN0411, LAN1145, © DLR : Interférogrammes
- ERS SAR data courtesy, project ESA SLAM, processing GAMMA : Interférogrammes

Contacts

A. Arnold, habitant de la vallée.

Annexes

9.1 Tronçons et fiches de calcul de la méthode Gertsch

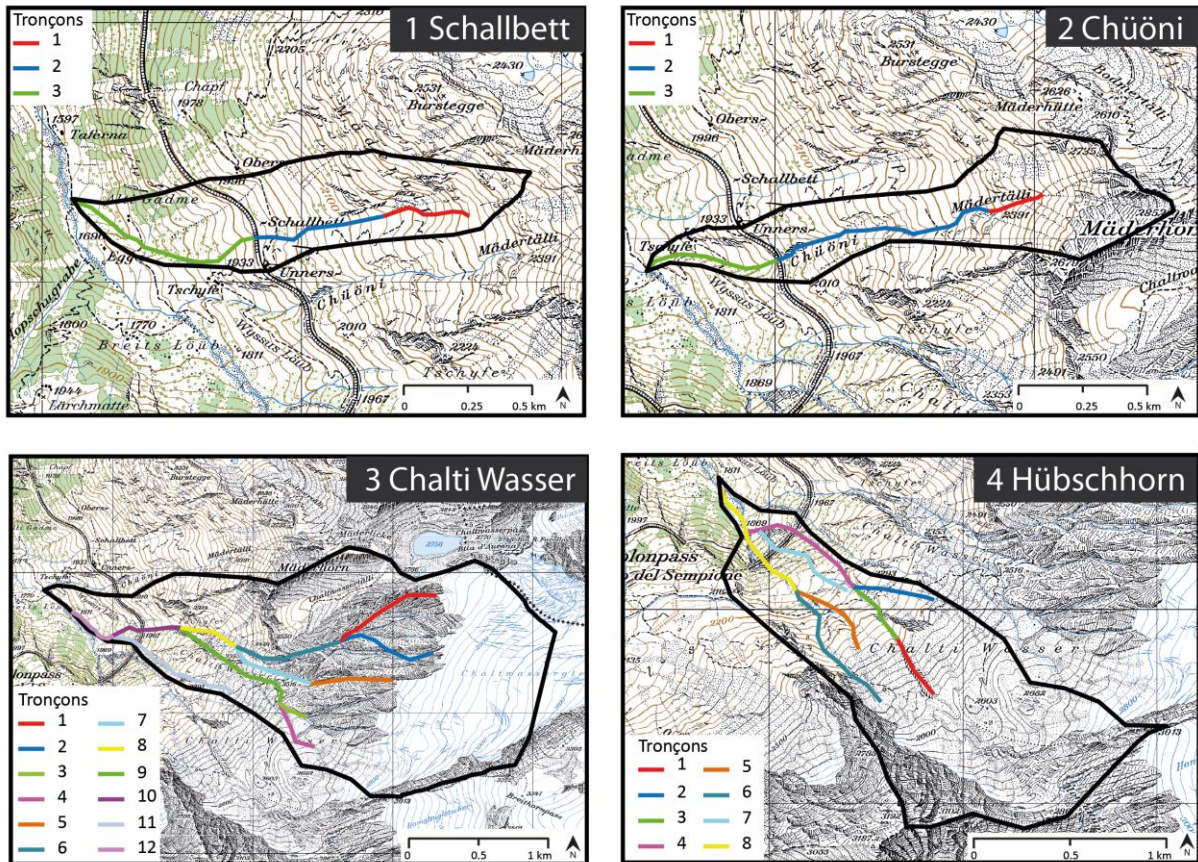


Fig. 9.1 : Découpage des tronçons pour la méthode Gertsch

Tab. 9.1 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant de Schallbett

Bassin versant 1 - Schallbett																	
Bassin versant	N° du tronçon	Longueur horizontale du tronçon (m)	Surface du bassin versant en amont du tronçon AEG (km ²)	Pente moyenne du chenal JGA (%)	Apports en matériaux meubles	pente du tronçon / pente du tronçon amont	Indice d'énergie accumulée E-lakk	Apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes [m ³]	Apport sédimentaire mobilisé depuis les pentes adjacentes [m ³]	Processus de transport dans le chenal	Fonction du tronçon	Facteur de dépôt	Volume déposé [m ³]	Puissance d'érosion [m ³ /m]	Volume érodé [m ³]	Bilan sédimentaire dans le tronçon [m ³]	Bilan sédimentaire en aval du tronçon [m ³]
Avec un apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
1	1	347	0.02	44.96	nat. limité	1.00	0.00	1000	1000	GT	érosion		1	347	1347	1347	
	2	520	0.074	44.42	nat. limité	0.99	12.83	500	500	MG	érosion		1	520	1020	2367	
	3	808	0.212	37.38	nat. limité	0.84	31.79	0	0	MG	érosion		2	1616	1616	3983	
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m³]														4000			
Sans apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
1	1	347	0.02	44.96	nat. limité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion		1	347	347	347	
	2	520	0.074	44.42	nat. limité	0.99	12.83	0	0	MG	érosion		1	520	520	867	
	3	808	0.212	37.38	nat. limité	0.84	31.79	0	0	MG	érosion		2	1616	1616	2483	
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m³]														2500			

Tab. 9.2 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant de Chüöni

Bassin versant 2 - Chüöni																	
Bassin versant	N° du tronçon	Longueur horizontale du tronçon (m)	Surface du bassin versant en amont du tronçon AEG (km2)	Pente moyenne du chenal JGA (%)	Apports en matériaux meubles	pente du tronçon / pente du tronçon amont	Indice d'énergie accumulée E-lakk	Apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes [m³]	Apport sédimentaire mobilisé depuis les pentes adjacentes [m³]	Processus de transport dans le chenal	Fonction du tronçon	Facteur de dépôt	Volume déposé [m³]	Puissance d'érosion [m³/m]	Volume érodé [m³]	Bilan sédimentaire dans le tronçon [m³]	Bilan sédimentaire en aval du tronçon [m³]
Avec un apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
2	1	220	0.07	59.09	nat. limité	1.00	0.00	2000	2000	MG	érosion		1	220	2220	2220	
	2	882	0.15	48.87	nat. limité	0.83	11.33	1000	1000	MG	érosion		2	1764	2764	4984	
	3	517	0.37	36.17	nat. limité	0.74	47.30	500	500	GT	érosion		2	1034	1534	6518	
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m3]																	6500
Sans apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
2	1	220	0.07	59.09	nat. limité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion		1	220	220	220	
	2	882	0.15	48.87	nat. limité	0.83	11.33	0	0	MG	érosion		2	1764	1764	1984	
	3	517	0.37	36.17	nat. limité	0.74	47.30	0	0	GT	érosion		2	1034	1034	3018	
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m3]																	3000

Tab. 9.3 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant des Chalti Wasser

Bassin versant 3 - Chalti Wasser																	
Bassin versant	N° du tronçon	Longueur horizontale du tronçon (m)	Surface du bassin versant en amont du tronçon AEG (km2)	Pente moyenne du chenal JGA (%)	Apports en matériaux meubles	pente du tronçon / pente du tronçon amont	Indice d'énergie accumulée E-lakk	Apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes [m³]	Apport sédimentaire mobilisé depuis les pentes adjacentes [m³]	Processus de transport dans le chenal	Fonction du tronçon	Facteur de dépôt	Volume déposé [m³]	Puissance d'érosion [m³/m]	Volume érodé [m³]	Bilan sédimentaire dans le tronçon [m³]	Bilan sédimentaire en aval du tronçon [m³]
Avec un apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
3	1	785	0.18	21.15	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	2	714	0.03	30.53	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	3	222	0.39	112.61	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	4	434	0.26	30.88	illimité	1.00	0.00	5000	4500	MG	érosion		60	26040	30540	30540	
	5	584	0.30	36.99	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	6	791	0.87	39.32	rocher	1.52	39.76	5000	5000	MG	transit		0	0	5000	5000	
	7	619	0.49	39.58	nat. limité	1.07	23.03	2000	2000	MG	érosion		2	1238	3238	3238	
	8	418	1.12	50.00	nat. limité	1.27	115.97	5000	5000	MG	érosion		4	1672	6672	14910	
	9	941	0.71	46.55	illimité	0.65	37.65	5000	5000	MG	érosion		9	8469	13469	44009	
	10	494	3.16	36.44	nat. limité	0.75	133.50	5000	5000	GT	érosion		5	2470	7470	66389	
	11	988	0.05	48.18	rocher	1.00	0.00	2500	2500	MG	transit		0	0	2500	2500	
	12	195	3.46	28.21	rocher	0.67	200.70	500	500	GT	transit		0	0	500	69389	
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m3]																	69400
Sans apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
3	1	785	0.18	21.15	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	2	714	0.03	30.53	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	3	222	0.39	112.61	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	4	434	0.26	30.88	illimité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion		60	26040	26040	26040	
	5	584	0.30	36.99	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit		0	0	0	0	0
	6	791	0.87	39.32	rocher	1.52	39.76	0	0	MG	transit		0	0	0	0	0
	7	619	0.49	39.58	nat. limité	1.07	23.03	0	0	MG	érosion		2	1238	1238	1238	
	8	418	1.12	50.00	nat. limité	1.27	115.97	0	0	MG	érosion		4	1672	1672	2910	
	9	941	0.71	46.55	illimité	0.65	37.65	0	0	MG	érosion		9	8469	8469	34509	
	10	494	3.16	36.44	nat. limité	0.75	133.50	0	0	GT	érosion		5	2470	2470	39889	
	11	988	0.05	48.18	rocher	1.00	0.00	0	0	MG	transit		0	0	0	0	0
	12	195	3.46	28.21	rocher	0.67	200.70	0	0	GT	transit		0	0	0	39889	
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m3]																	39900

Tab. 9.4 : Caractéristiques des tronçons du bassin versant du Hübchhorn

Bassin versant 4 - Hübchhorn																	
Bassin versant	N° du tronçon	Longueur horizontale du tronçon (m)	Surface du bassin versant en amont du tronçon AEG (km ²)	Pente moyenne du chenal JGA (%)	Apports en matériaux meubles	pente du tronçon / pente du tronçon amont	Indice d'énergie accumulée E-lakk	Apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes [m ³]	Apport sédimentaire mobilisé depuis les pentes adjacentes [m ³]	Processus de transport dans le chenal	Fonction du tronçon	Facteur de dépôt	Volume déposé [m ³]	Puissance d'érosion [m ³ /m]	Volume érodé [m ³]	Bilan sédimentaire dans le tronçon [m ³]	Bilan sédimentaire en aval du tronçon [m ³]
Avec un apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
4	1	341	0.01	51.03	illimité	1.00	0.00	5000	5000	MG	érosion			150	51150	56150	56150
	2	360	0.05	46.39	illimité	0.91	0.00	5000	5000	MG	érosion			135	48600	53600	109750
	3	424	0.08	37.03	nat. limité	1.00	0.00	2500	2250	MG	érosion			1	424	2674	2674
	4	633	0.36	14.06	rocher	0.43	21.77	500	500	GT	dépôt	0.2	22485			-22485	89939.2
	5	766	0.04	47.65	illimité	1.00	0.00	5000	5000	MG	érosion			70	53620	58620	58620
	6	477	0.57	48.22	nat. limité	1.00	0.00	5000	5000	MG	érosion			3	1431	6431	6431
	7	587	0.08	15.50	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit			0	0	0	0
	8	402	0.83	62.19	rocher	1.70	41.63	0	0	GT	transit			0	0	0	154990
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m³]																	
155000																	
Sans apport sédimentaire depuis les pentes adjacentes																	
4	1	341	0.01	51.03	illimité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion			150	51150	51150	51150
	2	360	0.05	46.39	illimité	0.91	0.00	0	0	MG	érosion			135	48600	48600	99750
	3	424	0.08	37.03	nat. limité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion			1	424	424	424
	4	633	0.36	14.06	rocher	0.34	12.56	0	0	GT	dépôt	0.2	20035			-20035	80139.2
	5	766	0.04	47.65	illimité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion			70	53620	53620	53620
	6	477	0.57	48.22	nat. limité	1.00	0.00	0	0	MG	érosion			3	1431	1431	1431
	7	587	0.08	15.50	rocher	1.00	0.00	0	0	GT	transit			0	0	0	0
	8	402	0.83	62.19	rocher	1.70	32.42	0	0	GT	transit			0	0	0	135190
Volume sédimentaire transporté à l'exutoire [m³]																	
135200																	