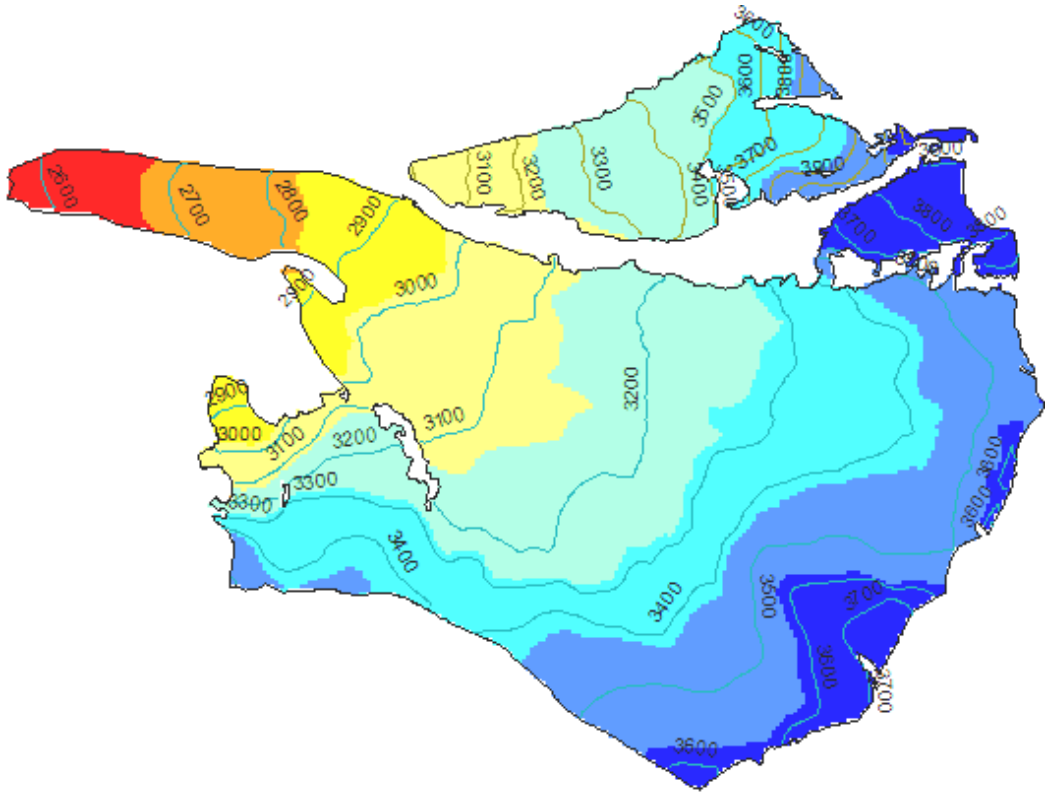
GG. 0502

Master Thesis

DISTRIBUTION SPATIALE DES PRÉCIPITATIONS DANS LES ENVIRONS DU GLACIER DE FINDELEN (VS)



Samuel Arrigo
Rue François Guillimann 6
1700 Fribourg
samuel.arrigo@unifr.ch

Supervisor: Nadine Salzmann

Fribourg, le 22 mai 2012

Abstract

La variabilité spatiale des précipitations et leur distribution inégale sur la surface sont un phénomène très présent dans les Alpes. L'hétérogénéité spatiale de la quantité de pluie dérive de la complexité de la topographie car elle peut faire soit fonction de barrage, soit favoriser la convection des nuages. La relation entre précipitations et altitude est donc très variée en Suisse et elle varie de 0 à 200 mm de pluie pour 100 mètres par an (Schwarb et al., 2001).

Ce travail se base sur les hypothèses issues d'une étude qui calcule la distribution spatiale de la neige sur les glaciers de Findelen et d'Adler. La zone 1 du glacier de Findelen (entre 2600 et 3100 msm) montre une claire relation entre la profondeur de la neige avec l'altitude (R^2=0.81), par contre pour la zone 2 (entre 3200 et 3500 msm) et le glacier d'Adler aucune relation n'est présente (R^2=0.01 et R^2=0.006). L'étude affirme que la grande différence spatiale de profondeur de la neige est très probablement la conséquence de la distribution spatiale des précipitations et d'une redistribution de la neige soufflée par le vent (Machguth et al., 2006).

Les bases de données utilisées pour reconstruire la distribution spatiale des précipitations sont les valeurs journalières mesurées par 45 stations pluviométriques. Après une modification des valeurs de départ en utilisant la hauteur de la neige fraîche, les premières analyses appliquées sont des statistiques descriptives des données, comme aussi l'analyse en composantes principales. Les stations météorologiques valaisannes résultent être les moins arrosées, tandis que celles avec une altitude supérieure à environ 2000 msm les moins fiables. La deuxième méthode interpole les données journalières de précipitations subdivisées par type de temps avec la méthode du krigeage. Les précipitations les plus importantes (>20 mm/j) proviennent des secteurs Sud-Est, Sud, Sud-Ouest et les jours avec le centre de basse pression sur la Suisse. La troisième méthode utilise la régression linéaire en fonction de la topographie. Elle est appliquée aux valeurs journalières de précipitations et aux gradients pluviométriques calculés pour chaque groupe de type de temps.

I. CONTEXTE GÉNÉRAL

1. Introduction 8
1.1. Situation actuelle et motivation 8
1.2. Hypothèses et objectifs 9
1.3. Structure du travail 9
2. Le glacier de Findelen et ses environs 12
2.1. Région d'étude 12
2.2. Les deux glaciers 13
2.2.1. Le glaciers de Findelen 13
2.2.2. Le glaciers d'Adler 15
3. Fondements théoriques 16
3.1. Hydrologie de la Suisse 16
3.1.1. Statistiques 16
3.1.2. Hydrologie entre les années 2005 et 2009 19
3.2. Précipitations en montagne 22
3.2.1. Type de précipitations 22
3.2.2. Gradient orographique des précipitations 25
3.2.3. L'effet du vent sur la distribution de la neige en montagne 25
3.3. Bilan de masse et précipitations 26
3.4. Circulation atmosphérique à 500 hPa 28
3.4.1. Station météorologique de Rheinwaldhorn 29

II. DONNÉES ET MÉTHODES

4. Base de données 33
4.1. Stations météorologiques suisses 33
4.2. Stations météorologiques italiennes 34
5. Méthodes 36
5.1. Statistique descriptive des données 36
5.1.1. Analyse en composantes principales (ACP) 37
5.2. Interpolation spatiale 37
5.2.1. Krigeage 38
5.3. Régression linéaire 39

III. ANALYSE ET RÉSULTATS

6. Analyse des données 42
6.1. Topographie de la région d'étude 42
6.1.1. Stations météorologiques suisses 42
6.1.2. Stations météorologiques italiennes 43
6.2. Relation entre précipitations neigeuses et altitude 45
6.2.1. Stations météorologiques en haute montagne 45
6.2.2. Transformation de la quantité de neige en eau 47
6.2.3. Rapport hauteur de la neige et l'eau liquide 48
6.2.4. Application des calculs 49
6.3. Statistiques descriptives 51
6.3.1. Moyennes annuelles des précipitations 51
6.3.2. Moyennes journalières des précipitations 52

6.3.3. Relations des précipitations avec l'altitude 55
6.3.4. Relations des précipitations avec l'espace 57
6.3.5 Corrélation entre les stations météorologiques 58

7. Interpolation avec la méthode du krigeage 64

7.1. Période d'étude 64
7.2. Classement par types de temps 64
7.3. Groupes de pluviosité 65
7.4. Relation entre la fréquence des types de temps avec les groupes de pluviosité 67
7.5. Interpolation selon le type de temps 70
7.5.1. Résultats de l'interpolation 70
7.5.2. Analyse des résultats de l'interpolation 72

8. Modélisation de l'effet orographique sur les précipitations 75

8.1. Gradients orographiques de précipitations 75
8.2. Interpolation selon l'effet orographique 79
8.2.1. Explication de la démarche 79
8.2.2. Cartographie des moyennes journalières de précipitations 79
8.2.3. Moyennes annuelles des précipitations de 2005 à 2009 82
8.3. Bilan de masse hivernal (de novembre à mars) 83
8.3.1. Hydrologie de la période entre novembre et mars 83
8.3.2. Variations spatiales des précipitations 84
8.3.3. Variations temporelle des précipitations 87

IV. DISCUSSION

9. Discussion 91

9.1. Stations météorologiques 91
9.2. Interpolation spatiale 91
9.2.1. Interpolations avec la méthode du krigeage 93
9.3. Gradients pluviométriques 93
9.3.1. Autres gradients pluviométriques 94
9.3.2. Autres facteurs importants pour la distribution de la neige 101

V. CONCLUSIONS

10. Conclusions 106
11. Prospectives 108
12. Bibliographie 109

I. CONTEXTE GÉNÉRAL

1. Introduction

1.1. Situation actuelle et motivation

La variabilité spatiale des précipitations et leur distribution sur la surface est un phénomène très présent dans la chaîne des Alpes. L'hétérogénéité spatiale de la quantité de pluie dérive de la complexité de la topographie locale qui peut se présenter sous différentes formes. La relation entre précipitations et altitude est influencée par la topographie, car elle peut faire soit fonction de barrage, soit favoriser la convection des nuages (Sevruk, 1997). Par exemple, en Suisse, la relation entre précipitations et altitude varie de 0 à 200 mm de pluie pour 100 mètres par an. Dans certaines régions alpines, ce rapport peut aussi être négatif (Baumgartner et al., 1983; Schwarb et al., 2001). Le vent, qui souffle en suivant la topographie, déforme la distribution spatiale des précipitations (Gauer, 2001). La vitesse du vent après avoir franchi un obstacle tend à diminuer. Par conséquent, les gouttes de pluie ou les flocons de neige tombent au sol (Barry, 1992). Ils existent de nombreux facteurs qui déterminent la distribution spatiale des précipitations, surtout en haute montagne. Les géographes et les climatologues sont en train de perfectionner les méthodes pour estimer la quantité de précipitations en montagne. En effet, ils tentent de trouver de nouvelles méthodes encore plus efficaces pour estimer la distribution spatiale en montagne. La compréhension et la recherche dans ce domaine sont très difficiles, car que dans les régions de haute montagne, le réseau de mesures est précaire. Il y a un manque de données météorologiques et le peu d'informations à disposition des climatologues est souvent biaisé par des erreurs de mesures (à cause de la neige, du vent ou du froid) (Gottardi, 2009).

Ce travail se base sur les hypothèses issues d'une étude qui a calculé la distribution spatiale de la neige grâce à la méthode GPR employée avec un hélicoptère sur les glaciers de Findelen et d'Adler (Machguth et al., 2006). La distribution spatiale de la neige du 9 mai 2005, le jour des mesures avec l'hélicoptère, montre 3 régions avec des caractéristiques différentes. La zone 1 (région entre 2600 et 3100 msm du glacier de Findelen) montre une claire relation entre la profondeur de la neige avec l'altitude (R^2=0.81). Pour la zone 2 (entre 3200 et 3500 msm du glacier de Findelen), il n'existe aucune relation entre la profondeur de la neige et l'altitude (R^2=0.01). Aucune relation n'est mesurée pour la zone 3 (glacier d'Adler) (R^2=0.006), mais elle mesure des profondeurs de neige nettement inférieures à la région 2, qui se trouve aux mêmes altitudes (fig. 1).

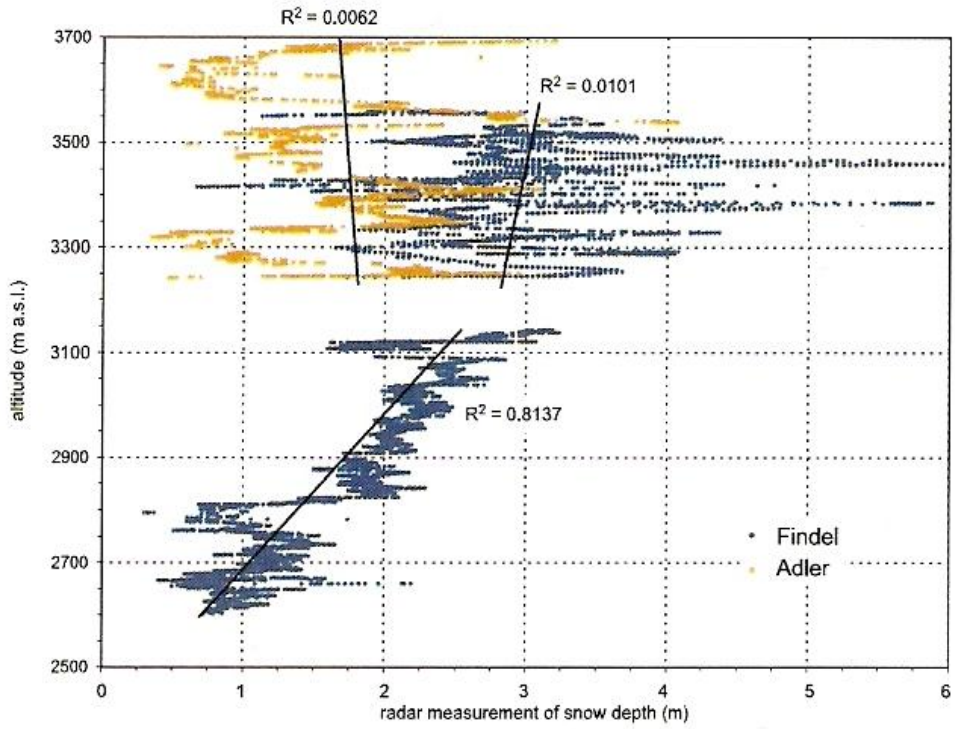


Figure 1: relation entre profondeur de la neige mesurée avec le radar et l'altitude. Correspondance entre les deux paramètres seulement dans la partie basse du glacier de Findelen (Source Machguth et al., 2006).

Machguth et al. (2006) affirment que la grande différence spatiale de profondeur de la neige est très probablement la cause de la distribution spatiale des précipitations et d'une redistribution de la neige soufflée par le vent. Ils supposent que la région du glacier de Findelen reçoit principalement de fortes quantités de pluie quand le vent souffle depuis le sud.

Selon Machguth et al. (2006), les lacunes de connaissance de la distribution spatiale des précipitations et de la redistribution de la neige à cause du vent sont les causes d'une sur estimation du bilan de masse pour les deux glaciers. Elle serait calculée simplement en fonction de l'altitude en utilisant les données des précipitations de Zermatt. Selon cette méthode, le bilan de masse du glacier d'Adler entre 1971 et 1990 serait de 0.7 m we. En réalité, son bilan de masse pour cette période est de -0.25 m we (Machguth et al. 2006).

1.2. Hypothèses et objectifs

Ce travail de master se concentre sur la répartition spatiale des précipitations sur le glacier de Findelen et sur le glacier voisin d'Adler. Mes résultats se baseront sur une interpolation des données pluviométriques des stations météorologiques de la région du glacier.

Mon objectif est de comprendre la distribution spatiale sur les deux glaciers, d'abord en m'appuyant sur les moyennes annuelles puis, pendant la période où les précipitations tombent sous forme de neige sur le glacier (novembre à mars).

Mes hypothèses qui concernent la distribution spatiale des précipitations, peuvent être classées en trois grands chapitres:

Sept stations pluviométriques se situent sur le territoire suisse. Les 38 autres stations se trouvent dans la province de Verbano-Cussio-Ossola et dans la province de Vercelli au Piémont. 9 stations italiennes mesurent la hauteur de la neige fraîche. Probablement c'est possible de trouver une méthode qui transforme ces valeurs en eau, mais surtout que cette méthode puisse être appliquée à toutes les autres stations de mesure. Après avoir appliqué cette méthode, je m'attends à des grandes différences des valeurs des précipitations. Peut-être qu'il existe ensuite une relation entre les stations météorologiques mesurant les données pluviométriques: plus elles sont proches et plus la relation sera forte. Pour discuter ces premières hypothèses il faut utiliser la statistique descriptive des données.

Le deuxième groupe a comme but de cartographier la distribution spatiale des pluies sur tout le territoire d'étude et donc, comprendre la fonction des Alpes en tant que barrage naturel aux perturbations humides, plus précisément, il sera intéressant de voir quand et avec quelle ampleur les Alpes bloquent les masses d'air pleines d'eau. Très probablement le plus fort barrage des Alpes est dû aux précipitations provenances de sud. Le glacier de Findelen est placé exactement entre les côtés nord est sud des Alpes et très plausiblement ce motif est à la cause d'une grande variabilité spatiale et temporelle des quantités moyennes de pluie. Pour trouver une réponse à ces hypothèses j'utilise la méthode du krigeage pour interpoler les données des précipitations sur toute la région d'étude en utilisant le classement des jours selon la provenance de l'air à 500 hPa.

Le troisième groupe comprend les hypothèses liées à la distribution des précipitations sur les glaciers de Findelen et d'Adler. Très probablement la région la plus arrosée par les pluies sera celle plus à sud-est du glacier, i.e. la région la plus proche au versant sud des Alpes, et donc plus arrosé. Je m'attends à une grande variabilité spatiale des précipitations à partir d'environ 3200 mètres. La partie inférieure du glacier aura par contre une forte corrélation entre les précipitations moyennes et altitude. Vu que la région de Zermatt, et donc du glacier de Findelen, est entourée de sommets qui dépassent localement les 4000 mètres d'altitude, il sera

intéressant voir quelle provenance des masses d'air humide provoquera les précipitations les plus intenses sur les deux glaciers. Très plausiblement les moyennes des précipitations sur le glacier d'Adler seront moins élevées que celle du glacier de Findelen. La méthode d'interpolation pour ce dernier chapitre tient compte de l'effet orographique sur les précipitations.

1.3. Structure du travail

La thèse est structurée en cinq parties. La première partie présente la région du glacier de Findelen et les fondements théoriques requis pour comprendre la suite du travail.

La deuxième partie du travail est consacrée aux données météorologiques et aux méthodes utilisées pour pouvoir répondre aux questions de départ. Les méthodes employées dans ce travail sont la statistique descriptive, l'interpolation selon le krigeage et la régression linéaire.

La troisième partie de la thèse qui la plus importante, présente les analyses et les résultats. Dans cette partie toutes les hypothèses du départ sont traitées et trouvent enfin une explication scientifique.

La quatrième partie du travail contient la discussion issue des analyses et des résultats. Certains résultats sont mis en question, par des défauts dans la base de données ou par des problèmes dans les méthodes utilisées.

Enfin, la cinquième partie expose les conclusions du travail et le prospective future pour la continuation de cette thèse.

2. Le glacier de Findelen et ses environs

2.1 Région d'étude

Le village de Zermatt se trouve au sud du Canton de Valais dans une vallée orientée nord nord-est vers sud sud-ouest (Mattertal) à une altitude de 1638 msm. Le glacier de Findelen se trouve à 5-7 km direction à l'est par rapport à Zermatt (fig. 2).

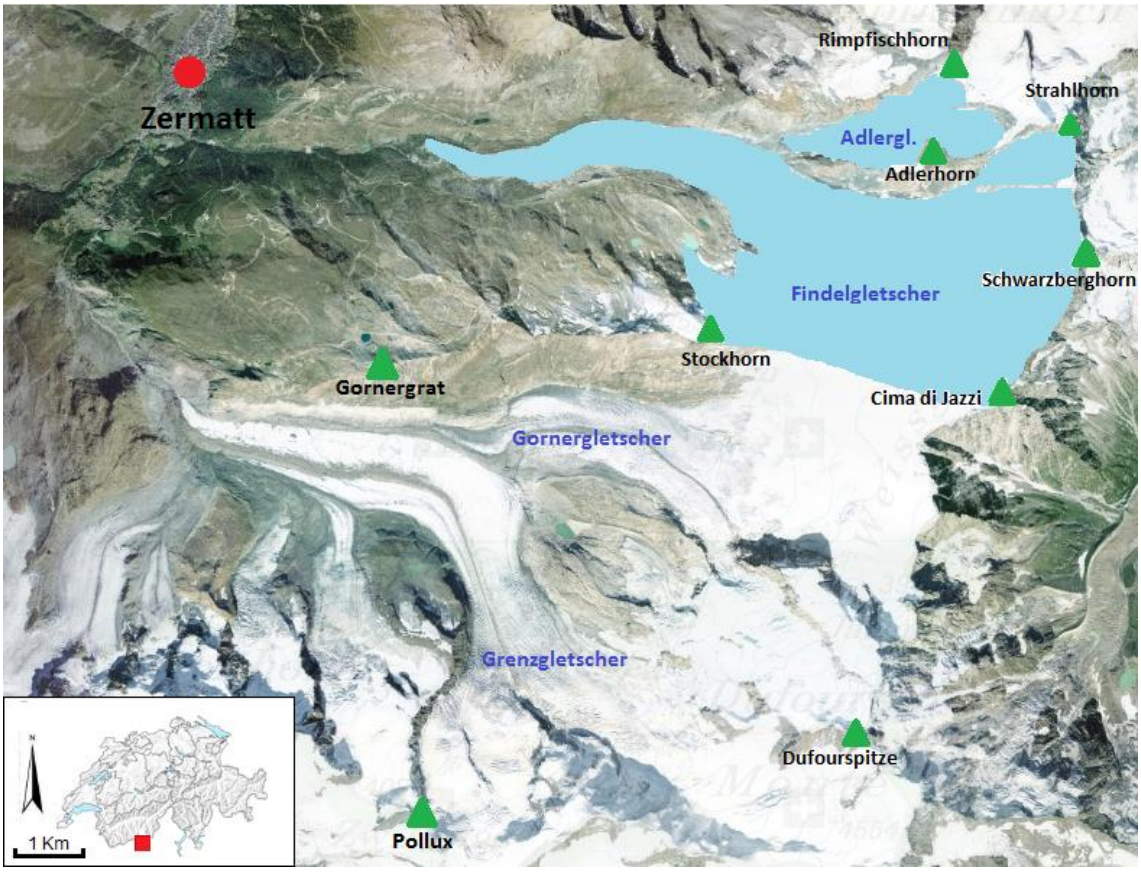


Figure 2: région autour du glacier de Findelen. En rouge, Zermatt, la localité la plus proche. En vert, les sommets autour des glaciers de Findelen et d'Adler, mais aussi ceux dépassant 4000 mètres d'altitude. Au sud du glacier de Findelen, se trouvent les glaciers de Gorner et du Grenz (source Swisstopo).

La région de Zermatt est complètement entourée de montagnes qui peuvent dépasser les 4000 mètres d'altitude, par exemple: Dufourspitze 4634 msm; Punta Gnifetti 4554 msm; Rimpfischhorn 4199 msm; Breithorn 4164 msm. (fig. 3).

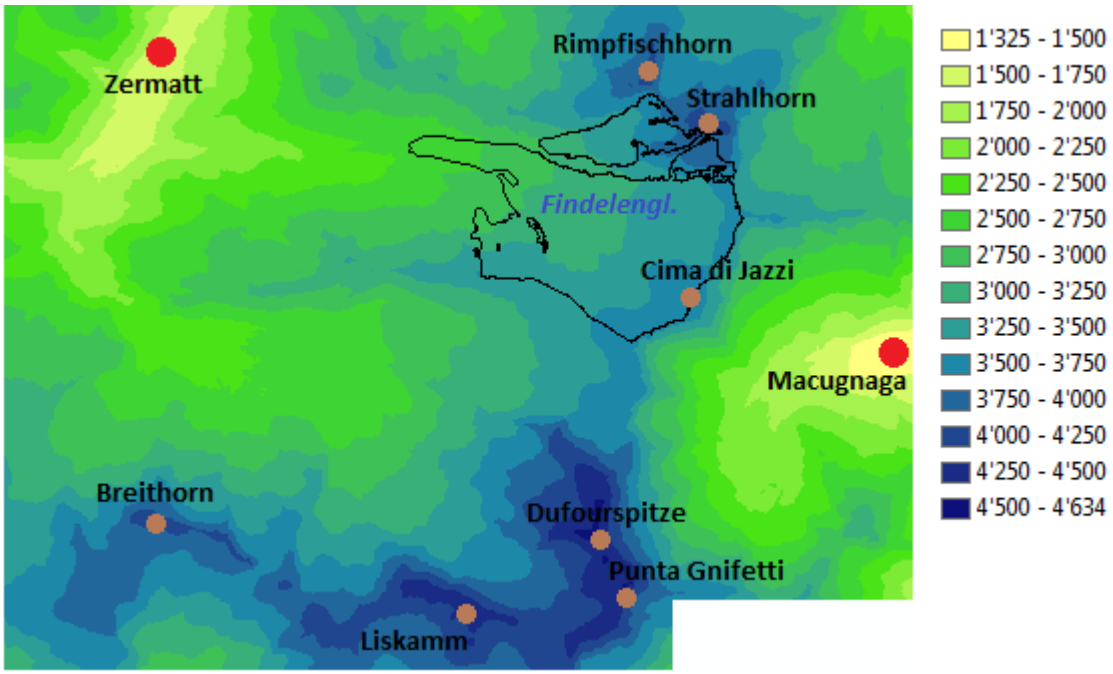


Figure 3: altitude [msm] de la région autour du glacier de Findelen. Zermatt est entouré de crêtes de montagnes qui dépassent les 4000 mètres d'altitude. À l'est de Zermatt, la ligne des montagnes a une orientation nord nord-est vers sud sud-est. Autour du massif du Monte Rose, l'orientation de la crête de montagnes se fait sur un axe est-ouest. Le glacier de Findelen se trouve entre les localités de Zermatt et Macugnaga.

2.2. Les deux glaciers

2.2.1 Le glacier de Findelen

La longueur approximative du glacier de Findelen est de 7 km. Son altitude varie de 2500 à 3900 msm. La superficie du glacier est de 14.1 km^2 (2010) (Foletti, 2010). Le glacier de Findelen peut être divisé en deux parties: la plus grande (depuis la langue frontale du glacier jusqu'aux crêtes est sud-est) et la plus petite qui se trouve au-dessous du Strahlhorn.

La Cime de Jazzi (3803 msm) est le point culminant la langue principale du glacier. Cette dernière se prolonge vers le sud jusqu'au Stockhorn et pose une délimitation arbitraire entre le glacier de Findelen de celui de Gorner, qui sont en réalité en continus.

La pente du glacier en générale ne dépasse pas les 25°. Mais la répartition spatiale de la pente est très hétérogène sur toute la surface et évoque une topographie très variée, avec la présence des crevasses. Au sud du Adlerhorn, la pende du versant (>20°) peut provoquer des avalanches (fig. 5).

Sur les trois quarts environ du glacier, l'orientation cardinale est ouest, nord-ouest et nord. À l'exception de quelques autres surfaces, seule la partie nord-est du glacier a une orientation

plutôt sud et sud-ouest. La dernière période d'avancée du glacier a été constatée entre 1977 et 1978. Depuis 1986, il enregistre une constante régression (Glaciological Report, 2009) (fig. 4).

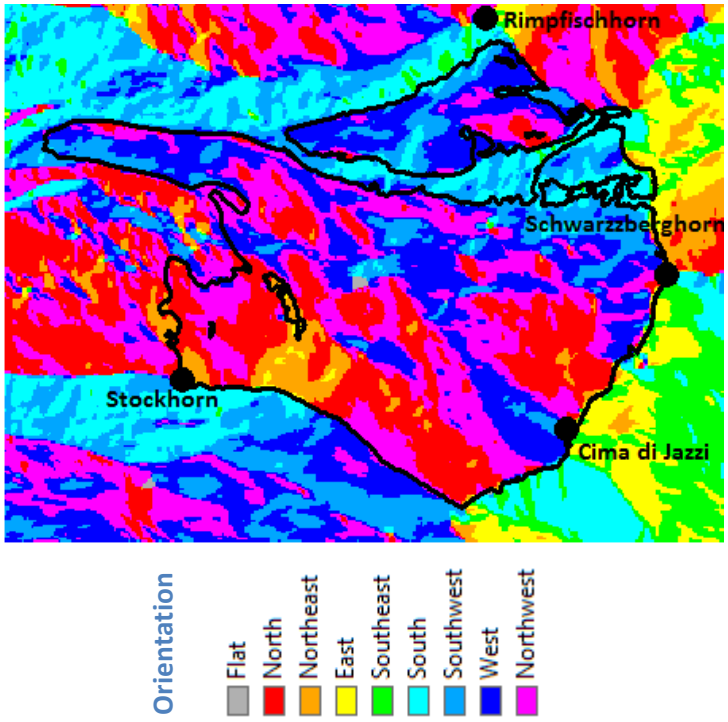


Figure 4: orientation cardinale des glaciers de Findelen, d'Adler et de leurs environs.

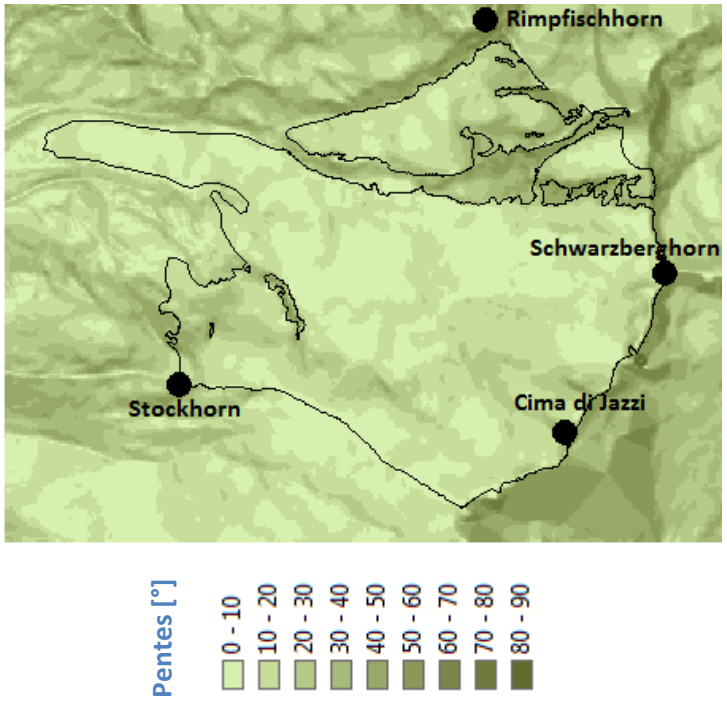


Figure 5: pentes sur les glaciers de Findelen, d'Adler et de leurs environs. À l'est du sommet du glacier de Findelen se trouve une paroi rocheuse très raide (>50°) orientée sud, sud-est et est.

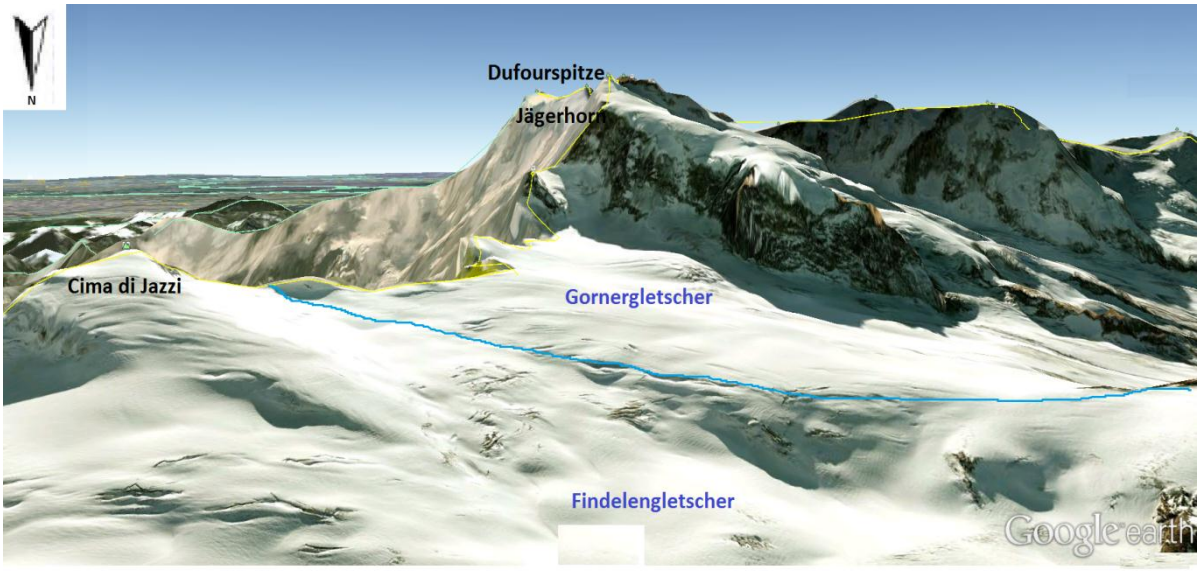


Figure 6: partie haute du glacier de Findelen. Sur la gauche, la cime de Jazzi (3803 msm), au centre, les montagnes du massif du Mont Rose. En bleu, la ligne approximative qui divise le glacier de Findelen de celui de Gorner. En arrière plan, la Pianura Padana en Italie (source Google earth).

2.2.2. Le glacier d'Adler

Le glacier d'Adler se trouve au nord du glacier de Findelen, encastré entre trois sommets d'environ 4000 mètres d'altitude (Rimpflischhorn: 4199 msm, Strahlhorn 4190 msm et Adlerhorn 3988 msm). Il mesure 3.4 km de longueur et a une surface de 2.1 km^2 (Foletti, 2010). Il se trouve à une altitude moyenne plus élevée par rapport au glacier voisin de Findelen (3000 à 4100 msm).

Comme pour le glacier de Findelen, la pente du glacier d'Adler est très hétérogène (<25°). Les seules régions avec une pente supérieure à 25° sont à l'abri de trois crêtes. Contrairement au glacier de Findelen, la plupart du glacier à une orientation cardinale de l'ouest, sud-ouest et sud.

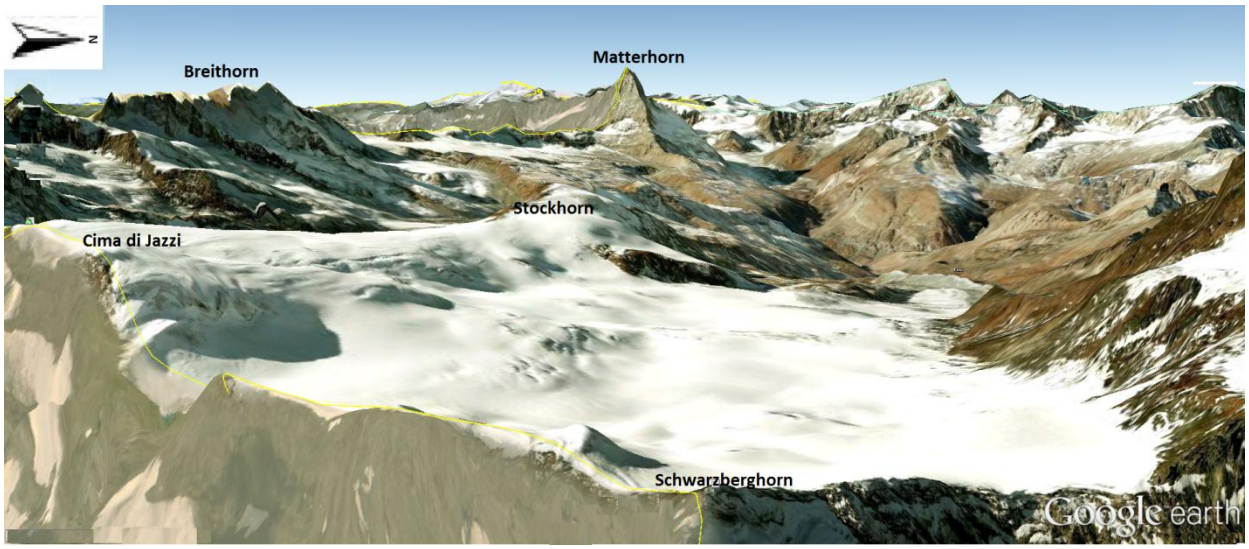


Figure 7: le glacier de Findelen vu depuis le nord-est (source Google earth).

3. Fondements théoriques

3.1. Hydrologie de la Suisse

3.1.1. Statistiques

En Suisse, la distribution spatiale des précipitations est fortement liée à la chaîne des Alpes (Aepli et al., 1997). Elle a le rôle du barrage aux perturbations qui rejoint la Suisse. Par conséquence les moyennes annuelles des précipitations sont très différentes: les stations du sud des Alpes reçoivent en moyenne 2000 mm/an, un volume de précipitations annuel beaucoup plus élevé par rapport à celle du nord des Alpes qui varie entre 600 et 1800 mm/an dans les Préalpes et au Plateau, qui varie entre 900 et 1500 mm/an (Rossi, 2007). Les moyennes des précipitations du Valais varient entre 500 à 600 mm/an et l'Engadine 600 à 700 mm/an (Météosuisse F). Le sud des Alpes comme aussi la région des Alpes centrales et orientales sont très arrosée en printemps et en été (fig. 10 et 11). L'été est la saison des orages, qui sont parfois longs et généreux en précipitations, surtout au sud des Alpes (Aepli et al., 1997).

La figure 9 montre qu'il existe une corrélation très faible entre les quantités annuelles de précipitations avec l'altitude. Ils subsistent de grandes variations annuelles pour des localités qui se trouvent géographiquement proches, comme par exemple Montreux (1238 mm) et Lausanne (1080 mm). La première localité se trouve proche aux Alpes vaudoises donc plus exposée au passage de fronts (Beariswyl et al., 1997).

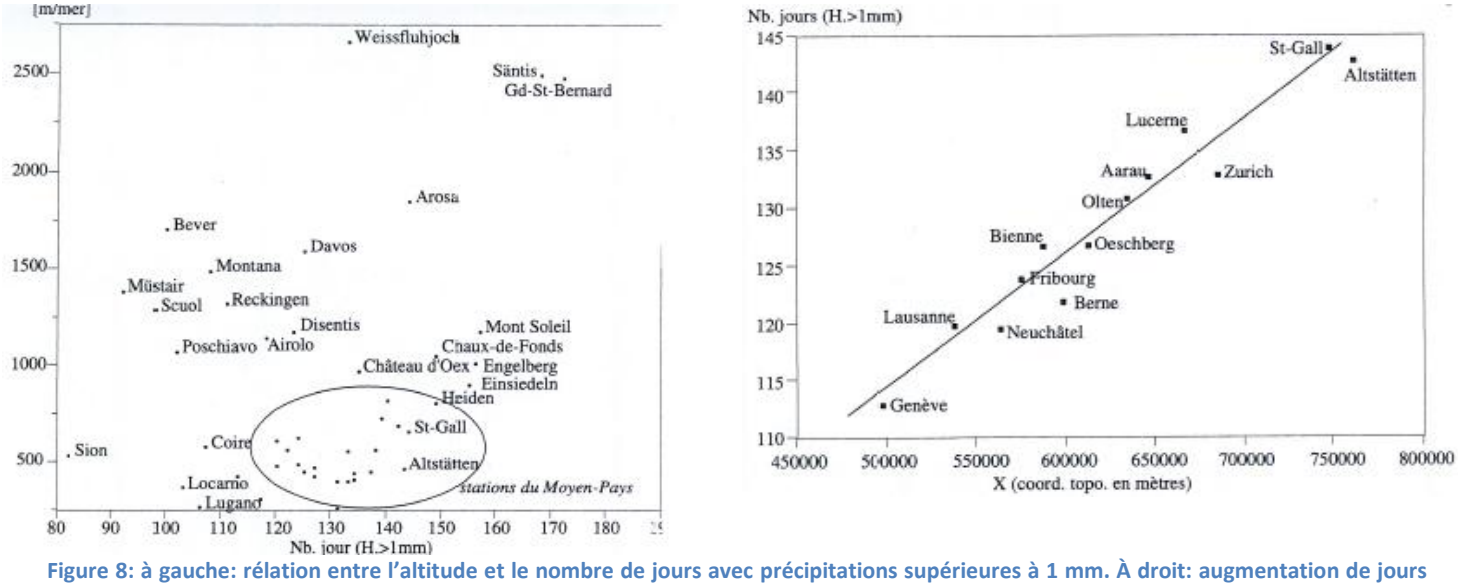


Figure 8: à gauche: rélation entre l'altitude et le nombre de jours avec précipitations supérieures à 1 mm. À droit: augmentation de jours avec précipitations supérieures à 1 mm, en allant du sud-ouest au nord-est du plateau suisse (source: Beariswyl et al., 1997).

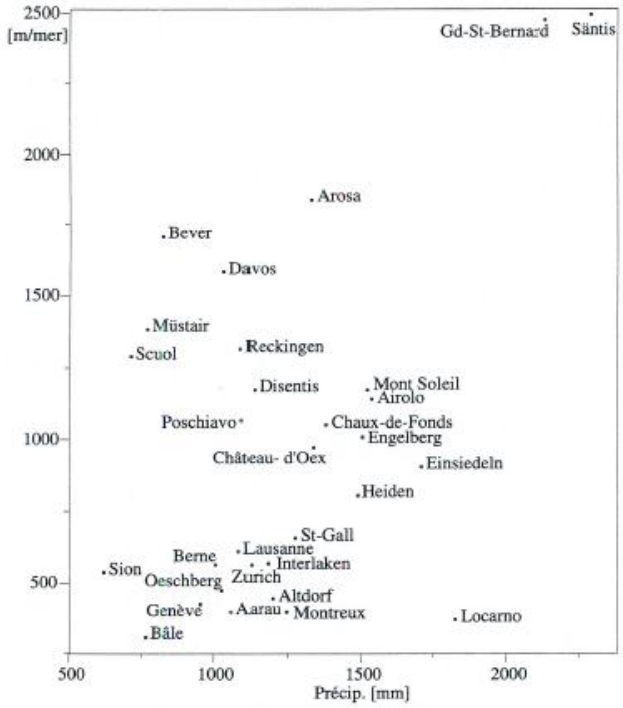


Figure 9: rélations entre les précipitations moyennes annuelles (1961-1980) et l'altitude (source: Beariswyl et al., 1997)

La prochaine analyse veut échapper aux précipitations abondantes qui influencent la quantité annuelle des précipitations. Le nouveau paramètre compte le nombre des jours où il est tombé une quantité d'eau supérieure ou égale à 1 mm. La relation entre ce paramètre et l'altitude montre une grande différence entre les régions suisses (fig. 8). Pour les localités du Plateau, les nombres de jours avec précipitations (H. > 1 mm) tend à croire du sud-ouest au nord-est (Beariswyl et al., 1997).

L'intensité des précipitations (somme des précipitations journalières [H. > 1mm] / nombre des jours où il est tombé une quantité d'eau supérieure ou égale à 1 mm) est aussi très différente selon les lieux. Les localités du sud des Alpes enregistrent les moyennes journalières des précipitations les plus élevées (tab. 1).

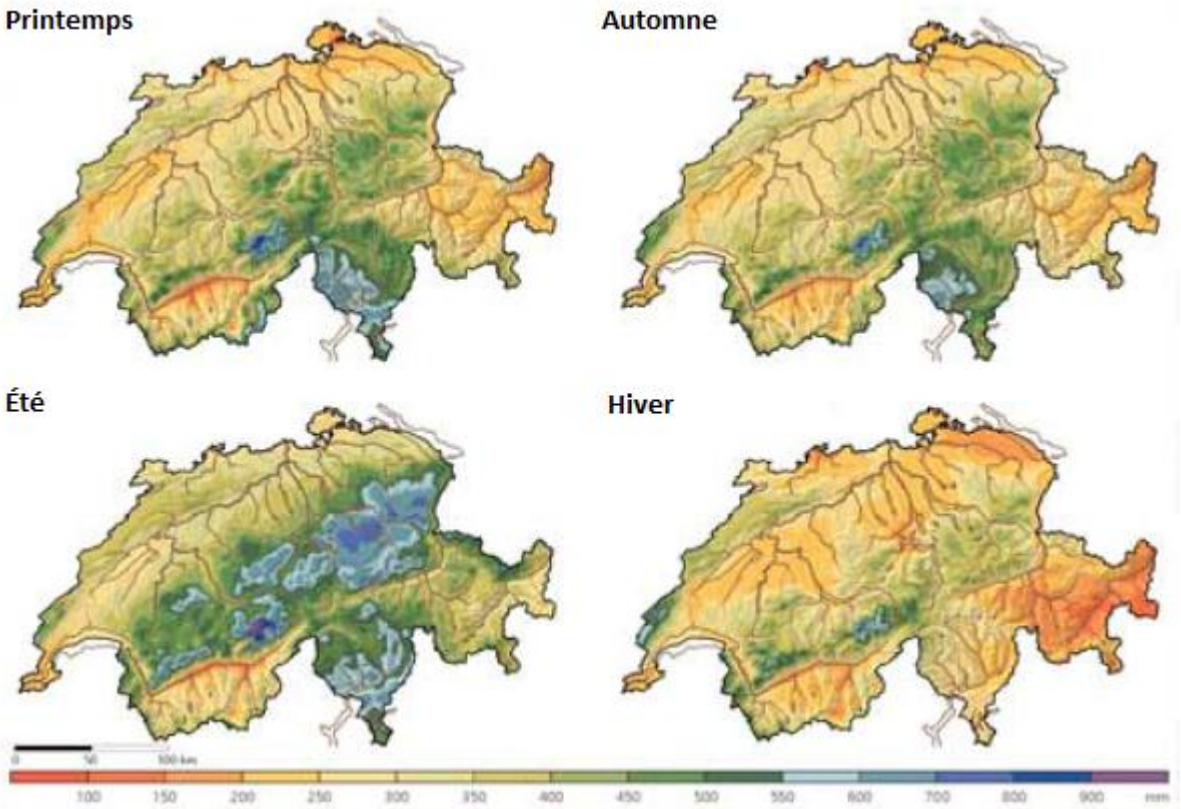


Figure 10: quantité de précipitation par saison [mm] (période 1971-1990) (Schwarb et al., 2001).

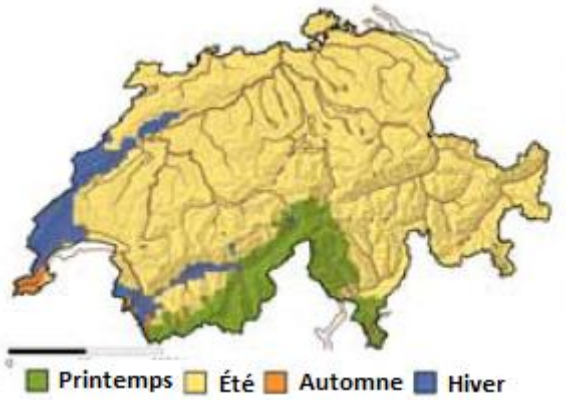


Figure 11: saisons avec les quantités des précipitations les plus élevées (Schwarb et al., 2001).

Stations	mm/j	Station	mm/j
Locarno	17.57	St. Gall	8.69
Lugano	15.25	Lucerne	8.66
Säntis	13.49	Fribourg	8.19
Airolo	12.89	Berne	8.02
Gd St. Bernard	12.21	Sion	7.33
Montreux	9.30	Schaffhouse	7.05
Montana	9.06	Delémont	6.93
Lausanne	8.86	Bâle	6.31

Tableau 1: précipitations moyennes journalières par jour (hauteur d'eau > à 1 mm) pour la période 1961-1980 (*Source Baeriswyl et al., 1997*).

3.1.2. Hydrologie entre les années 2005 et 2009

L'axe de temps le plus souvent utilisé pendant ce travail (cf. chap. 8.3) est compris entre le 1. septembre 2005 et le 31 août 2009.

MétéoSuisse a rédigé les rapports météorologiques annuels pour les années suivantes:

2005 L'année 2005 a été plus ensoleillée et la plus chaude, surtout en plaine, par rapport aux normes de 1961 à 1990. Les quantités de pluie ont été plus faibles que la normale. Au sud des Alpes, le temps a même été extraordinairement sec (Météosuisse A).

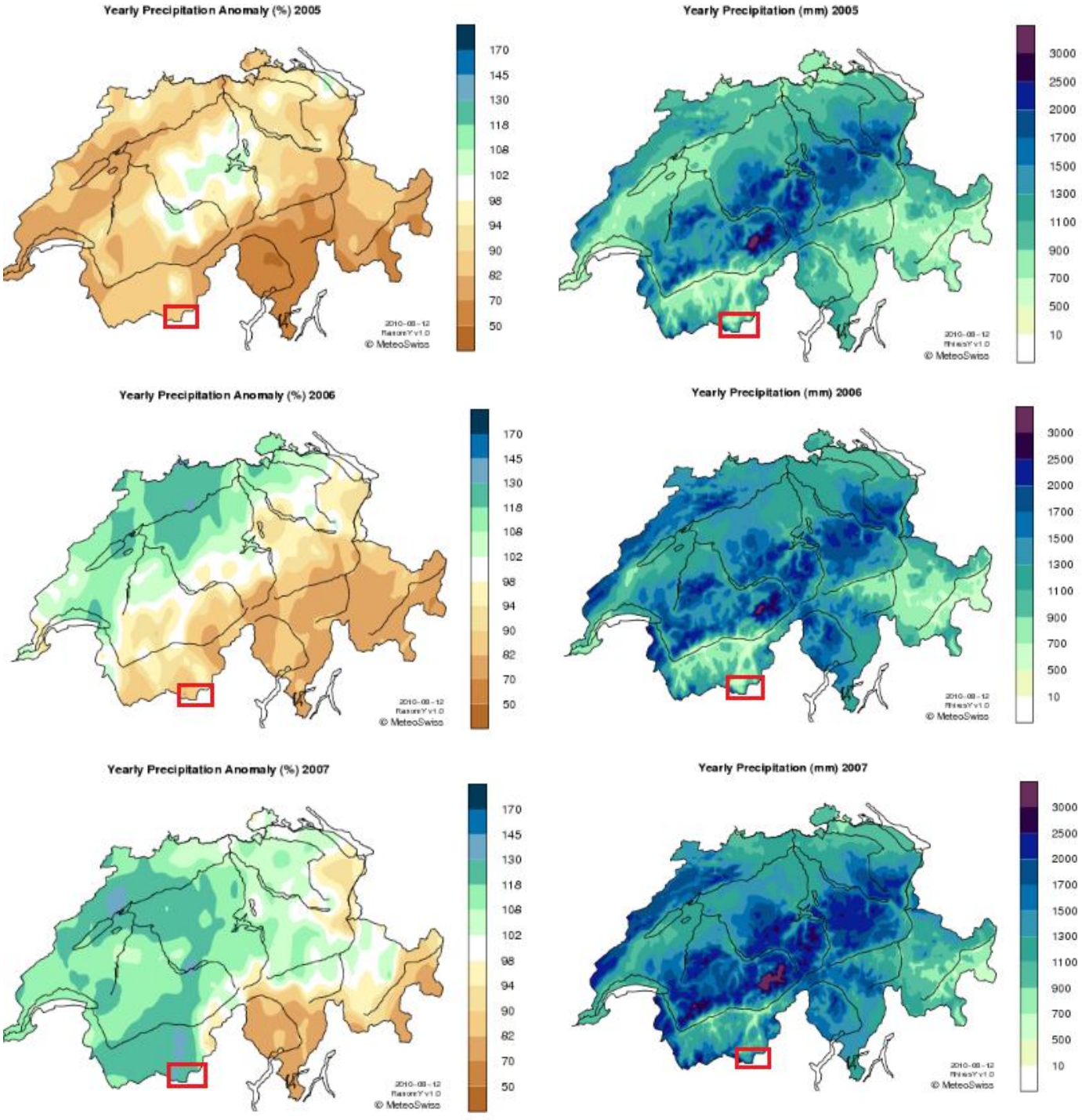
2006 Cette année était la cinquième plus chaude en Suisse depuis le début des mesures en 1864. À proximité du Jura, les précipitations annuelles ont été supérieures à la normale (entre 110 et 140% de la norme). Dans les Alpes centrales et au sud, elles ont été inférieures à la moyenne (entre 75 et 90% de la norme). L'ensoleillement a atteint des valeurs supérieures à la normale (Météosuisse B).

2007 Cette année a pris la place de 2006 au rang de cinquième année la plus chaude en Suisse depuis le début des mesures en 1864. L'ensoleillement fut plus généreux que la normale dans la plupart des régions de pays. En revanche, l'année fut copieusement arrosée (entre 105 et 130% de la norme). Cependant, au Sud des Alpes, 2007 fut une des années les plus sèches depuis 1864 (75% de la norme) (Météosuisse C).

2008 L'année 2008 a été plus chaude d'environ 1°C par rapport à la normale. Les précipitations ont été largement excédentaires au Sud des Alpes et sur le Haut-Valais (entre 120 et 140% de la norme). L'ensoleillement a été généreux sur le Plateau (Météosuisse D).

2009 Avec un surplus de 1.3°C en moyenne nationale, l'année 2009 a été la septième année la plus chaude en Suisse depuis le début des mesures en 1864. L'écart positif des températures a surtout été enregistré en plaine. Du côté des précipitations, l'année 2009 a plutôt été trop sèche (un peu plus de 90% de la norme) sauf dans le Tessin centrale et méridional ainsi que, localement, le long des versants nord des Alpes où des quantités légèrement excédentaires ont été enregistrées (la moyenne

dépassait localement les 100%). L'ensoleillement a été nettement excédentaire, surtout sur le Plateau en comparaison avec la norme de 1961 à 1990. Seuls certains sommets alpins ont connu un léger déficit d'ensoleillement (Météosuisse E).



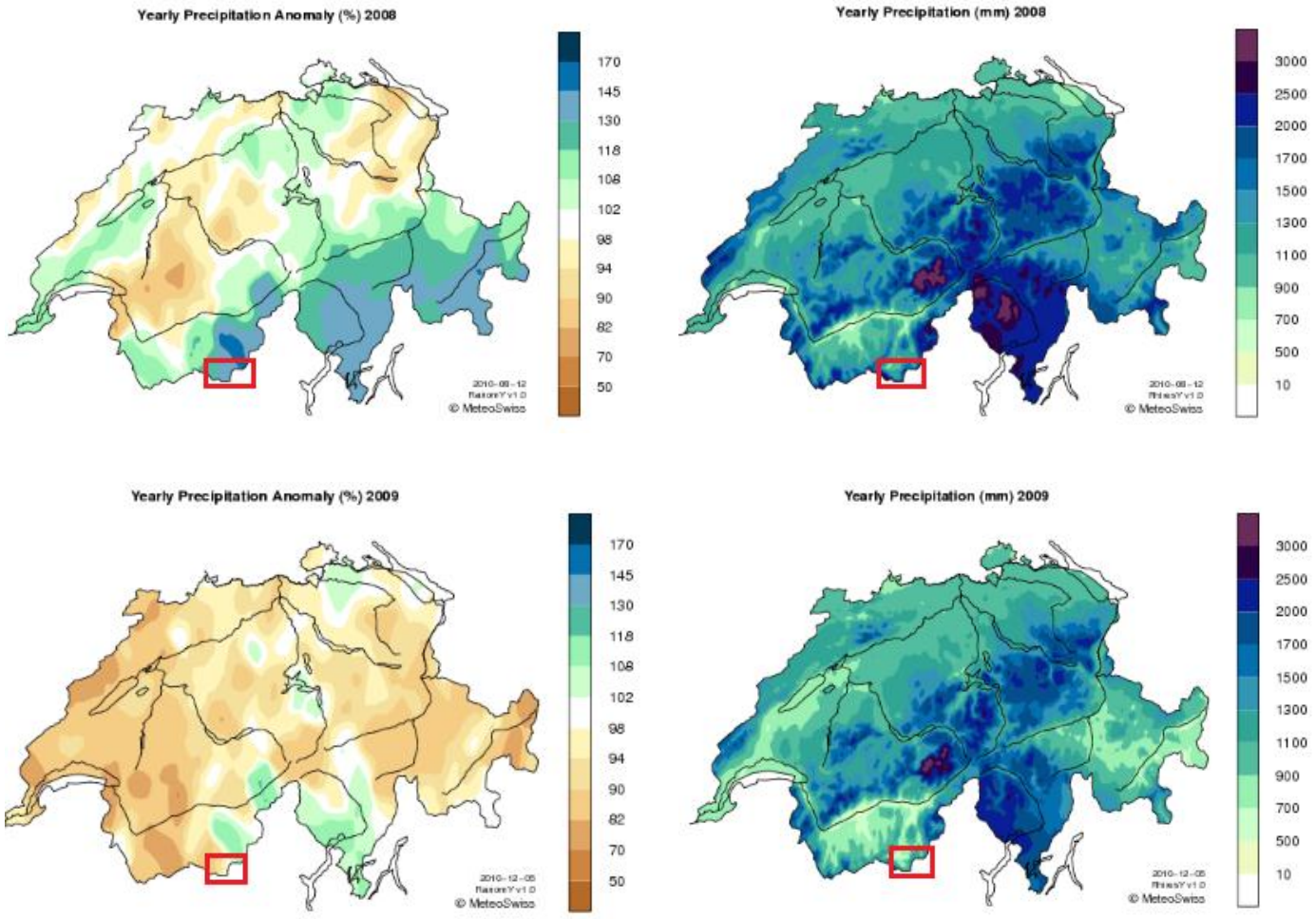


Figure 12: Colonne de gauche: pourcentage de la norme (1961 à 1990) de précipitations. Colonne de droite: somme annuelle des précipitations [mm] pour les années 2005 à 2009.

D'après les cartes de la figure 12, on remarque le rôle prédominant des Alpes en ce qui concerne la subdivision spatiale des précipitations annuelles.

Le sud des Alpes a vécu 3 ans sur 5 une période avec des moyennes annuelle de précipitations au-dessous des normes de 1961 à 1990. En 2008 seulement, les précipitations ont été au-dessus des normes d'environ 30 à 45%. Le cumule des précipitations a varié entre 2000 et 3500 mm de pluie pour cette année.

La distribution spatiale de la pluie en Valais a varié d'une année à l'autre. En 2005 et 2006 seulement, la distribution des précipitations était uniforme sur tout le canton. Pour les années 2008 et 2009, la région la plus arrosée du Valais était celle entre le Simplon et la vallée de Saas Fee.

Evènements des pluies extrêmes entre 2005 et 2009 (Arrigo, 2009):

- 18 au 23 août 2005: fortes précipitations dans les Alpes bernoises, en Suisse centrale et dans une partie des Grisons. Il est tombé plus de 100 mm de pluie en 24 heures, avec des pointes de 242 mm à Weesen, 233 mm à Gadmen, 203 mm à Amden et 198 mm à Schächental (AAVV, 2007).
- 9 et 10 avril 2006: inondations ayant touché tout le Plateau. Quantité de pluie entre 50 et 80 mm.
- 17 et 18 septembre 2006: Alpes centrales et orientales. Précipitations entre 70 et 100 mm.
- 8 et 9 août 2007: toute la Suisse, sauf les Grisons, a été touchée par 2 vagues de fortes précipitations. Sur certaines régions du Jura, il est tombé plus que 100 mm de pluie.
- 28 et 29 août 2007: inondations dans le Seeland et le Jura bernois. Il est tombé 113.7 mm de pluie en 48 heures à Neuchâtel.
- 12 et 13 juillet 2008: fort front orageux dans le sud des Alpes. Quantité de pluie entre 120 et 150 mm.
- 3 et 7 septembre 2008: abondantes précipitations au sud des Alpes. Plus de 400 mm de pluie en 90 heures.
- 13 et 14 septembre 2008: Alpes centrales et orientales. Plus de 100 mm de pluie.
- 26 et 29 avril 2009: abondantes précipitations au sud des Alpes. Pointes de 200 mm dans le nord du Tessin.

3.2. Précipitations en montagne

3.2.1. Types de précipitation

Les mécanismes principaux qui conduisent à la saturation de l'air et donc, à la formation des nuages sont: l'advection d'air froid (formation du brouillard) ou le refroidissement de l'air qui monte en altitude. Gottardi (2009) affirme encore que dans la littérature, il existe deux notions de gradients orographiques des précipitations: une vision déterministe et une vision plus statistique.

L'approche déterministe, introduite par Colton (1976) et Alpert (1986), se base uniquement sur un mécanisme physique en équilibre stationnaire. Cette conception se base sur le fait qu'une masse d'air humide rencontre une chaine de montagnes perpendiculairement et avec un flux constant. La vitesse verticale vers le haut engendre un refroidissement progressif de l'air humide qui cause la condensation des particules d'eau (Roe, 2005). Quand le point de saturation est atteint, les pluies apparaissent (Douguédroit 1984). Cette approche déterministe affirme qu'il pleut plus fort en altitude. Toutefois, cette dernière n'est applicable qu'aux pluies stratiformes. En effet, la caractéristique principale de ces pluies est qu'elles se soulèvent lentement et à grande échelle. Par conséquent, la condensation se produit progressivement vers le haut (Gottardi, 2009). Pour les pluies convectives, cette approche n'est pas applicable à cause du soulèvement brusque des masses d'air humide à cause de l'instabilité de l'atmosphère (typiquement, il s'agit de la situation des orages en été). Souvent l'altitude minimale de déclanchement des pluies est très basse. Ensuite, le centre des précipitations se développe très vite, souvent à la base et au milieu de versants très éloignés du sommet de la montagne (Graham et al., 1999). Il est difficile de catégoriser toutes les précipitations soit dans la classe des pluies stratiformes, soit dans celle des convectives. Il faudrait prendre trop de variables en considération. Même en analysant le type de précipitations pour une même perturbation (front froid, chaud, occlusion), on est en présence des deux types de pluies (Douguédroit 1984).

La deuxième approche statistique tient compte des deux types de précipitations mentionnées ci-dessus. Cependant, elle prend aussi en considération la différence de pourcentage d'humidité qu'a chaque masse d'air. La différence d'humidité dépend, par exemple, de la latitude et de la longitude (Ninyerola et al., 2000 ; Zahar, Laborde, 2001), de la distance par rapport à l'océan (Carrega, Garcia, 2001 ; Boubaker, Gammar, 2002), de l'effet d'abri (Laborde, Traboulsi, 2002), de la topographie (Benichou, Lebreton, 1987 ; Humbert et al., 1999 ; Fouchier et al., 2004) et de la végétation (Creech, McNab, 2002). Chaque précipitation a une altitude minimale et maximale pour le déclenchement des pluies. Logiquement, plus on monte et plus la probabilité de formation de pluies est importante. La démarche de cette approche consiste à cumuler les quantités de pluies sur des périodes suffisantes (mois, ans, …). Étant donné que la probabilité en altitude de la formation de pluies est plus élevée, un gradient de précipitations devrait apparaitre (Gottardi, 2009).

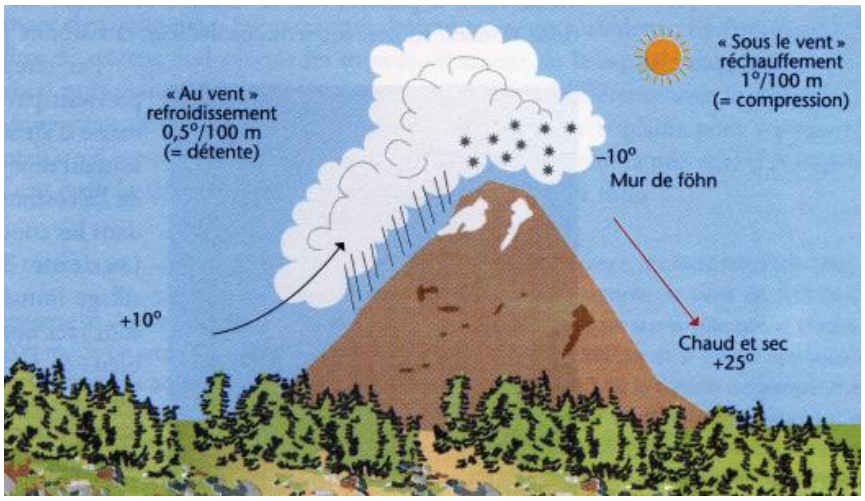
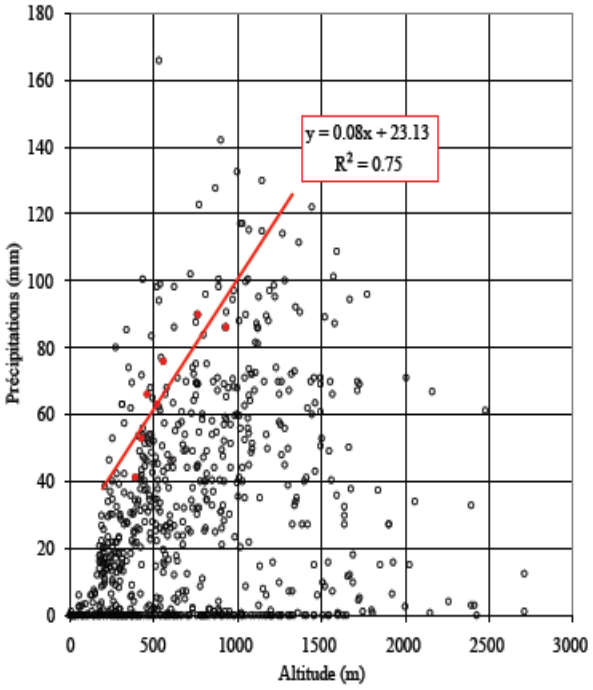


Figure 13: rappel du processus qui engendre les précipitations orographiques (versant au vent) et la formation du föhn (versant sous le vent). Quand une masse d'air rejoint le versant au vent, elle se soulève. En se soulevant, elle subit une détente et un refroidissement (0.5°C/100m pour une masse d'air saturé, 1°C/100 pour une masse d'air sec). Si l'air atteint 100% d'humidité, il y a la formation de nuages. Selon l'ampleur de ceux-ci, des précipitations peuvent aussi se déclencher. Quand l'air dépasse le sommet de la montagne, il n'a plus la même quantité d'humidité qu'il avait au début du processus. Cet air a tendance à descendre la montagne. Par conséquent, il subit une compression et un réchauffement. Donc, les nuages sont très vite évaporés à une altitude supérieure à celle de leur formation sur le versant au vent (*Source : Thillet, 1997*).



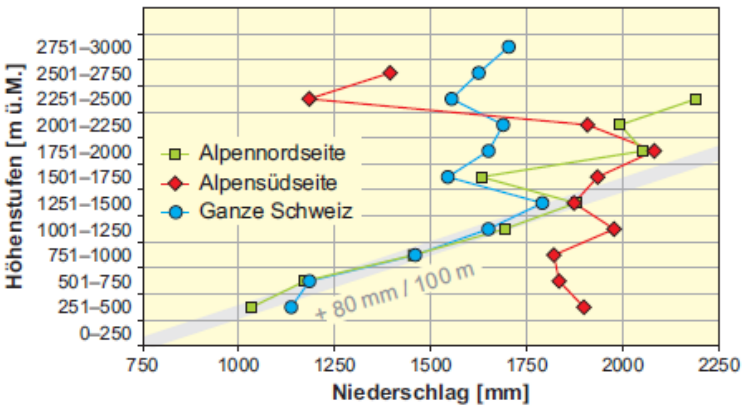


Figure 14: gradients de précipitations en Suisse (période 1961-1990). La moyenne Suisse est 80 mm par 100 mètres (Kirchhofer W et al., 1992)

Figure 15: précipitations observées le 26 novembre 1983 sur tout le territoire alpin en Suisse et en France. Globalement, il n'existe aucune relation entre l'altitude des stations et la quantité de pluie mesurée. Mais en se focalisant sur une surface moins étendue, comme par exemple sur la région du Jura (en rouge), il subsiste alors une rélation entre les deux variables (Source: Gottardi, 2009).

3.2.2. Gradient orographique des précipitations

Comme la répartition spatiale des précipitations dépend de l'environnement et de la topographie (Fouchier et al., 2004), et vu qu'elle varie beaucoup sur un territoire complexe, le gradient pluviométrique est lui aussi très variable selon les lieux (Descroix, 2001; Corbel, 1970; Alexandre et al., 1999). C'est pour cette raison qu'il est impossible de trouver un gradient pluviométrique commun pour les Alpes. Christoph Frei et Christoph Schär (1998) ont affirmé que les gradients en Suisse dépendent d'un effet conjugué entre les pentes et la position d'abri. Par conséquent, ils peuvent être très différents d'une vallée à l'autre. Soulignons que dans certaines vallées, le gradient de précipitations peut être négatif (Sevruk, 2002). Pour conclure, Daniel et al., 2009/2 affirment que ce gradient ne sera valide que sur une partie limitée du territoire (fig. 15). Sa généralisation à une échelle plus large, ou à une autre zone, provoquera des erreurs.

Le gradient orographique des précipitations moyennes en Suisse est de 80 mm par 100 mètres (fig. 14) (Kirchhofer et al., 1992). Sevruk (1997) a étudié dans le détail ce gradient. Il affirme que le gradient orographique des précipitations est très différent entre les versants nord et sud des Alpes (de 80 à 150 mm par 100 mètres au nord, de 10 à 40 mm par 100 mètres au sud). La même étude stipule, que dans la région du Valais, le gradient orographique des précipitions est de 50 mm par 100 mètres.

3.2.3. L'effet du vent sur la distribution de la neige en montagne

Le vent est connu comme étant l'élément dominant pour l'accumulation et la distribution de la neige sur le territoire alpin (Sevruk, 1997). La distribution de la neige par le vent dépend principalement de 2 situations différentes: la vitesse du vent pendant les précipitations et le vent qui déplace la neige déjà tombée.

Une perturbation qui franchit un obstacle, une montagne ou une crête par exemple, est soutenue par le vent qui souffle à une certaine vitesse. Quand l'obstacle est dépassé, la vitesse du vent diminue. En conséquence, la capacité de transport des flocons est moins importante et la déposition de la neige augmente (Barry, 1992). Le deuxième facteur qui contribue à la distribution de la neige est la courbure du sol. Sur une surface concave, on aura une tendance à l'accumulation de la neige soufflée par le vent. A l'opposé, sur une surface convexe, le vent dispersera de la neige (Winstral et al., 2002)

Winstral et al., (2002) et Blöschl et al. (1991) ont modélisé la distribution de la neige en fonction de la pente et de la courbure de la topographie avec des résultats satisfaisants. Liston et Sturm (1998) ajoutent la vitesse du vent aux autres paramètres pour modéliser l'érosion et l'accumulation de la neige dans les régions de montagne.

Un autre élément qui modifie la distribution de la quantité de la neige sur le territoire est les avalanches. A la base d'une paroi très raide, on a souvent une accumulation de neige suite à une avalanche. Au contraire, la quantité de neige sur la paroi où a eu lieu une avalanche est moindre (Schweizer et al., 2003).

Un dernier élément qui peut changer la distribution de la neige sur le terrain est l'exposition de la surface. Selon la pente de la montagne et son orientation vers un point cardinal, le terrain recevra une quantité d'énergie solaire entrante qui modifie de manière importante la fonte des neiges (Winstral et al., 2002).

3.3. Bilan de masse et précipitations

Le climat est le facteur principal qui détermine le bilan de masse. Plus précisément, les précipitations neigeuses, la température, l'exposition au soleil et le vent causent le gagne ou la perte de la masse (Jouvet, 2010). Le bilan de masse annuel b est la différence entre l'accumulation (précipitations sous forme solide) et l'ablation (flux d'énergie en surface qui provoquent la fusion de la neige et de la glace). Cette quantité est exprimée en volume équivalent en eau [we] sur une année hydrologique (Société Suisse Géomorphologie, 2009). La fonction $b = b(x, t)$ a comme paramètres l'espace et le temps (Jouvet, 2010) (fig. 17).

La zone d'accumulation ($b > 0$) du glacier est la partie avec les précipitations neigeuses plus importantes au cours de l'année et normalement est la partie supérieure du glacier. Par contre la zone d'ablation ($b < 0$) est la partie inférieure du glacier où la fonte domine. La ligne d'équilibre ($b = 0$) est la limite entre ces deux parties du glacier (Jouvet, 2010). Dans les Alpes suisses la ligne d'équilibre se trouve à une moyenne de 2750 mètres. Dans les régions plus humides, comme par exemple dans le massif du Mont Blanc, la limite se trouve à 2400 mètres. Dans une région plus sèche, comme par exemple dans la région de Zermatt, cette limite se trouve à environ 3050 mètres (Société Suisse Géomorphologie, 2009).

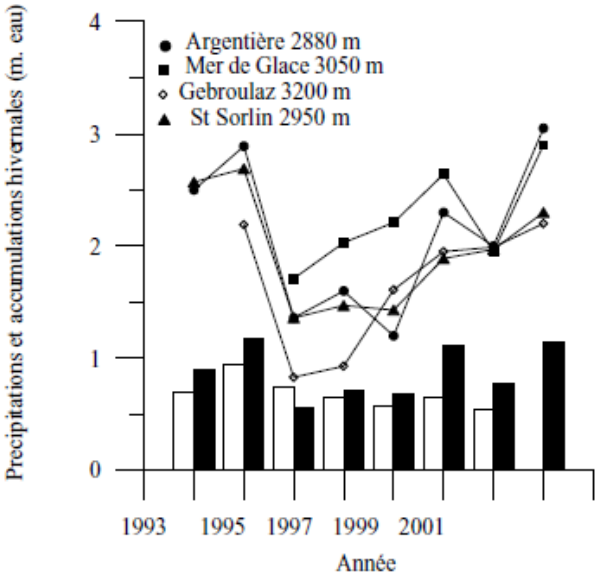


Figure 16: relations entre les données pluviométriques de Besse en Oisans (histogramme blanc) et de Chamonix (histogramme noir) avec les bilans de masse hivernaux des glaciers d'Argentière, Mer de Glace, Gebroulaz et St. Sorlin (*source Vincent, 2002*).

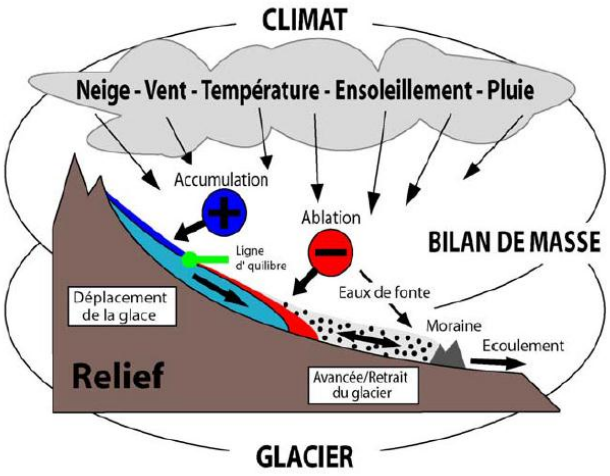


Figure 17: Le climat (neige, vent, température, ensoleillement et la pluie) est la cause principale qui influence la vie d'un glacier. L'accumulation est la partie supérieure du glacier (b>0), l'ablation est la partie inférieure (b<0) (*source Société Suisse Géomorphologie, 2009*).

Le bilan de masse hivernal fourni une image directe des précipitations hivernales (Vincent, 2005). Vincent (2002) a étudié la relation entre les précipitations dans les vallées (Besse en Oisans et Chamonix) et les bilans de masse hivernaux mesurés sur les glaciers d'Argentière, de la Mer de Glace, de Gébroulaz et de Saint Sorlin depuis 1994 (fig. 16). Selon Vincent (2002), ces deux paramètres semblent être dépendants. Les valeurs des bilans de masse hivernaux sont 2 à 3 fois supérieures aux valeurs des précipitations dans les vallées (Vincent, 2005). Vincent (2002) affirme que cette différence n'est pas due seulement à l'augmentation des précipitations avec l'altitude (effet orographique) mais qu'elle dépend aussi par la topographie locale, en particulier par les pentes abruptes qui surplombent les glaciers: par l'effet de la gravité et du vent, ces pentes peuvent collecter des précipitations solides sur des surfaces bien plus importantes que celle du glacier.

Jouvet (2010) propose deux approches au calcul du bilan de masse. Premièrement, le bilan de masse peut être mesuré directement sur le terrain, avec des observations et des mesures de la profondeur et de l'évolution de l'épaisseur de la neige et de la glace. Le désavantage de cette opération c'est qu'on ne peut pas échantillonner toute la surface du glacier dans la même façon et que ces mesures ne peuvent pas être calculées pendant toute l'année. La deuxième approche est un modèle qui utilise les données des précipitations et de température comme paramètres et

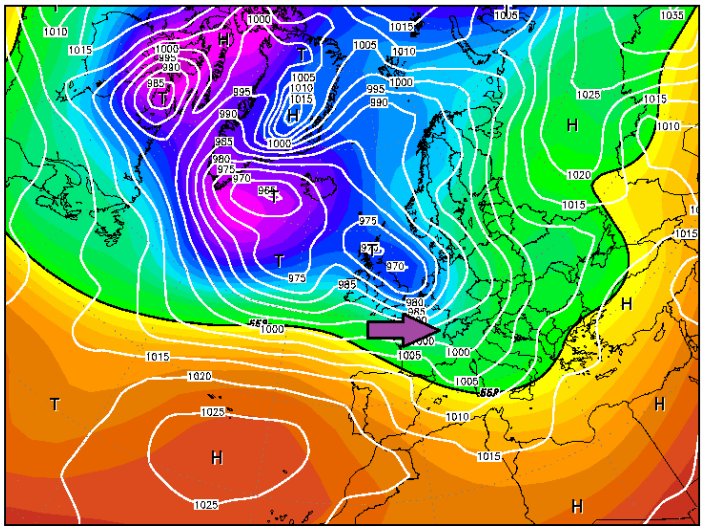
ensuite appliqué linéairement par rapport à l'altitude. Le vent, la topographique et la présence de débris en surface ne sont pas pris en considération pour le calcul du bilan de masse.

3.4. Circulation atmosphérique à 500 hPa

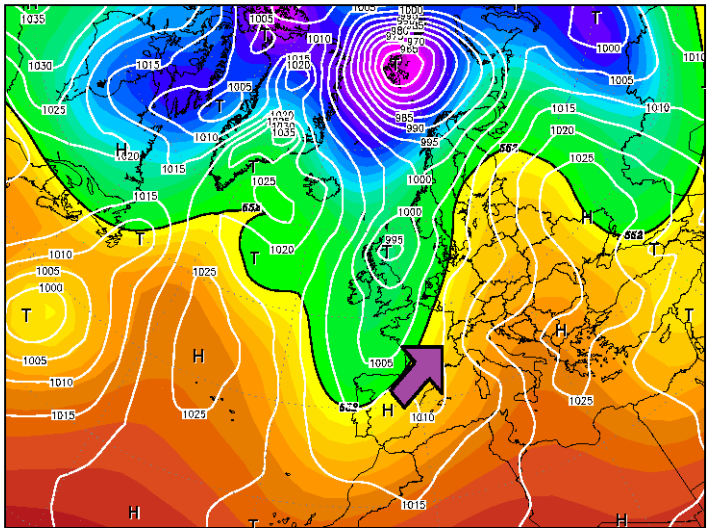
La carte de l'altitude de surface à 500 hPa montre à quelle altitude on trouve la pression atmosphérique de 500 hPa. En moyenne, le géopotentiel de 500 hPa se trouve à une altitude de 5500 mètres. Vu qu'il s'agit d'une moyenne, l'altitude du géopotentiel varie selon le lieu. La zone d'altitude élevée d'une surface isobare est appelée haute pression (d'altitude). Par contre, la zone de basse d'altitude est dite basse pression (d'altitude) (Burkard et al., 2007). Une zone de basse pression d'altitude ne correspond pas forcement à une basse pression au niveau du sol et vice-versa pour la haute pression (Moulins, 2006). La circulation atmosphérique à 500 hPa est la conséquence de la distribution des hautes et basses pressions d'altitude. En fait, dans l'hémisphère nord, les vents soufflent en sens antihoraire autour d'une zone de basses pressions et en sens horaire autour d'une zone de hautes pressions (Burkard et al., 2007). La provenance de l'air en Suisse dépend donc aussi du géopotentiel à 500 hPa et elle peut se classer en 10 classes qui en caractérisent le type de temps (tab. 2) (Conway et al., 1998).

Classe 1	*Circulation d'Ouest à 500 hPa*
Classe 2	*Circulation de Sud-Ouest à 500 hPa*
Classe 3	*Circulation de Nord-Ouest à 500 hPa*
Classe 4	*Circulation de Nord à 500 hPa*
Classe 5	*Circulation de Nord-Est à 500 hPa*
Classe 6	*Circulation d'Est à 500 hPa*
Classe 7	*Circulation de Sud-Est à 500 hPa*
Classe 8	*Circulation du Sud à 500 hPa*
Classe 9	*Situation de basse pression à 500 hPa*
Classe 10	*Situation d'haute pression à 500 hPa*

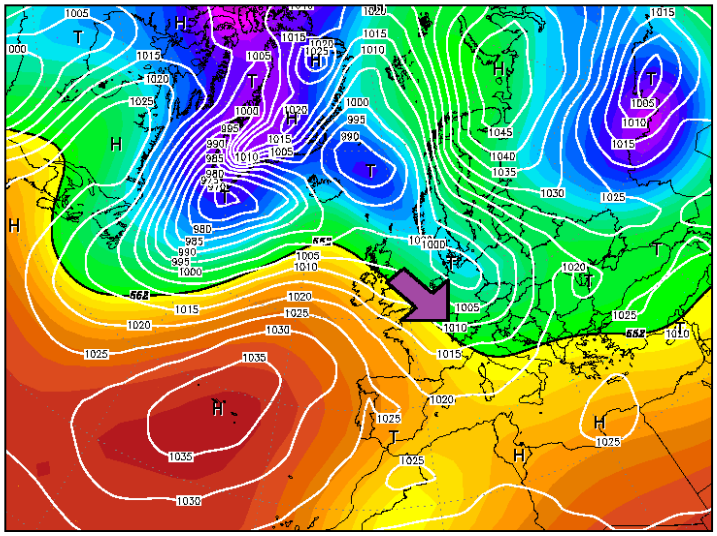
Tableau 2: les 10 classes par types de temps.



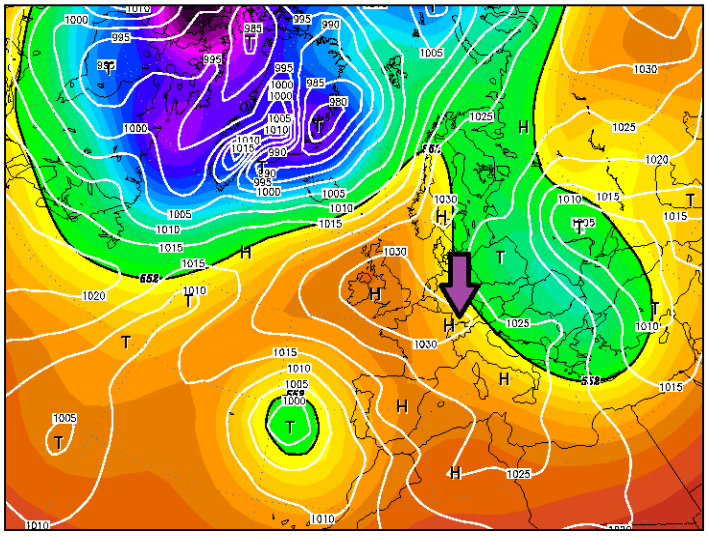
Classe 1: circulation d'Ouest (11 mars 2008; 00Z)



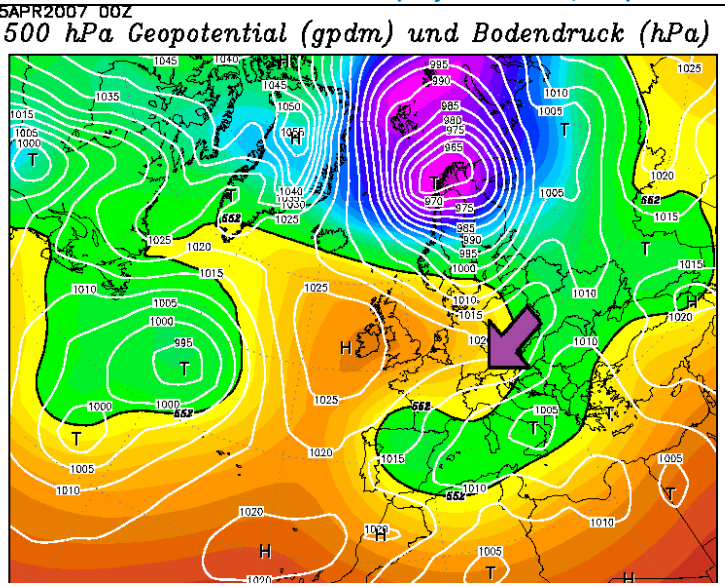
Classe 2: circulation de Sud-Ouest (11 novembre 2007; 00Z)



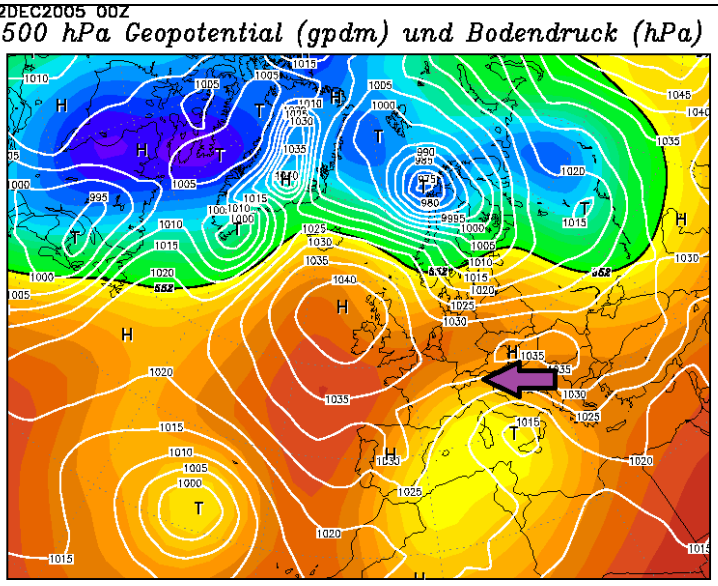
Classe 3: circulation de Nord-Ouest (11 janvier 2006; 00Z)



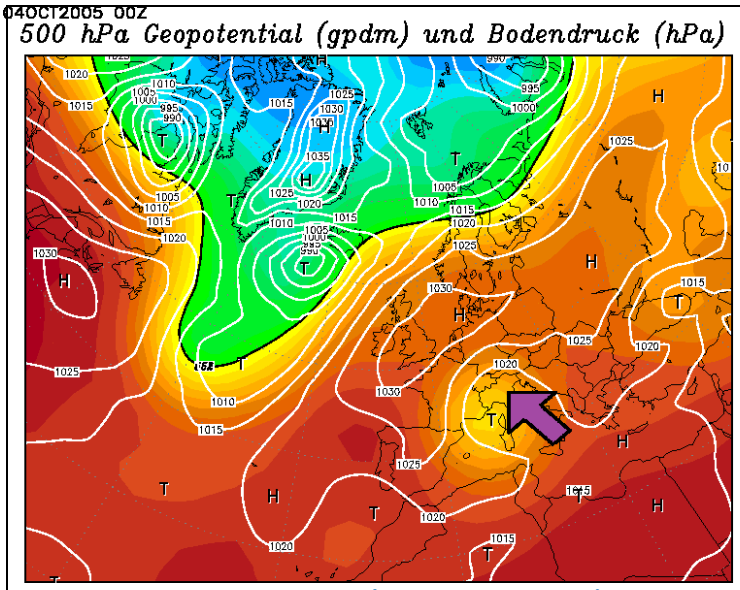
Classe 4: circulation de Nord (21 novembre 2005; 00Z)



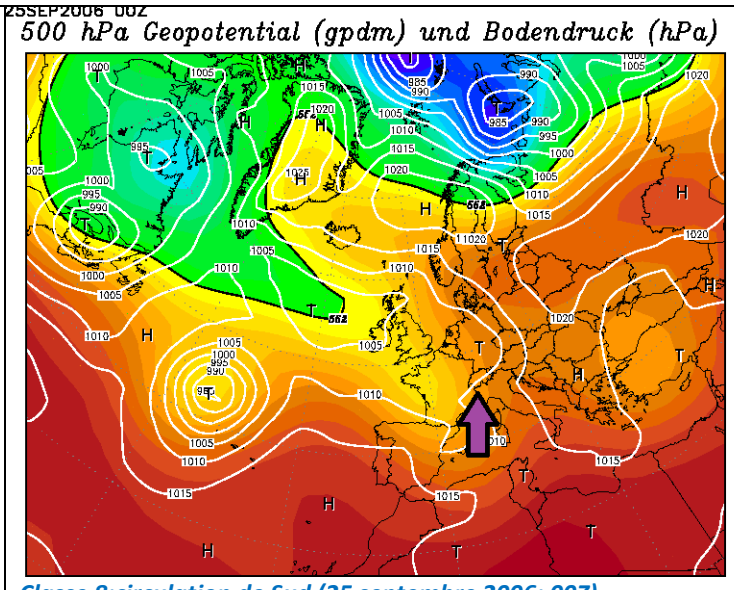
Classe 5: circulation de Nord-Est (5 avril 2007; 00Z)



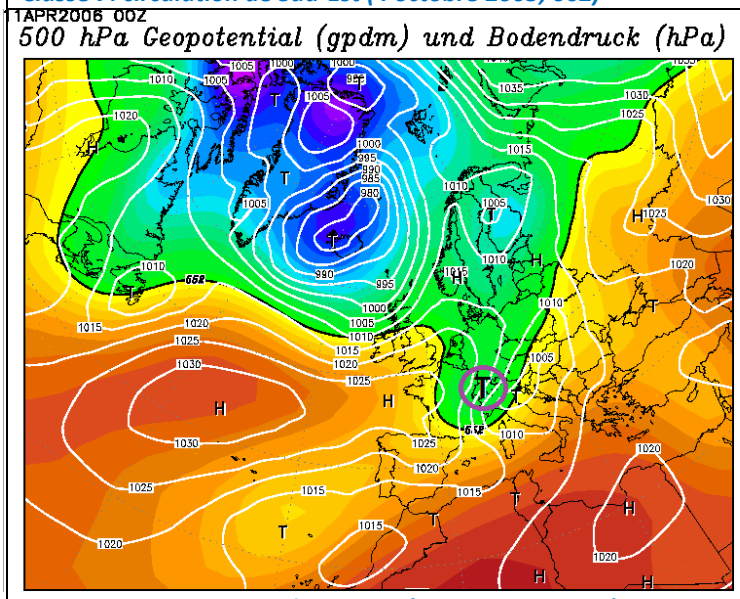
Classe 6: circulation d'Est (12 décembre 2005; 00Z)



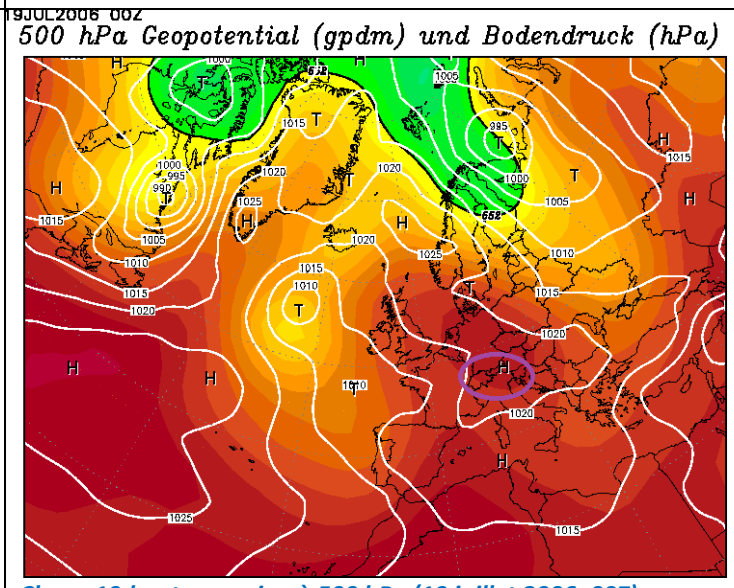
Classe 7: circulation de Sud-Est (4 octobre 2005; 00Z)



Classe 8:circulation de Sud (25 septembre 2006; 00Z)



Classe 9: basse pression à 500 hPa (11 avril 2008; 00Z)



Classe 10:haute pression à 500 hPa (19 juillet 2006; 00Z)

Tableau 3: géopotentiels de la surface 500 hPa. Pour chaque classe de temps, une carte montre la situation à 500 hPa qui provoque la différence de provenance des masses d'air sur la Suisse. La flèche violette indique la provenance de l'air à 500 hPa. Les vents soufflent en suivant les isohypses en tournant en sens antihoraire autour d'une basse pression et en sens horaire autour d'une haute pression (Burkard et al., 2007). Dans le tableau suivant, échelle pour lire l'altitude du géopotentiel (source: *Page web: Wetterzentrale*).

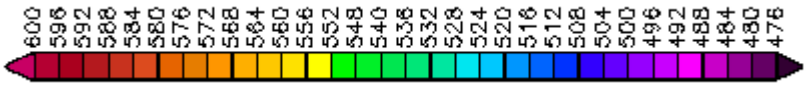


Tableau 4: gpdm: Niveau de géopotentiel en décamètres

3.4.1. Station météorologique de Rheinwaldhorn

La station de Rheinwaldhorn est la seule en Suisse qui mesure le paramètre: «classification des masses d'air selon la provenance à 500 hPa».

Le Rheinwaldhorn (46°29'37''N, 9°02'24''E) est le sommet le plus haut du canton Tessin (3402 msm). Il se trouve à la frontière entre les cantons du Tessin et des Grisons.

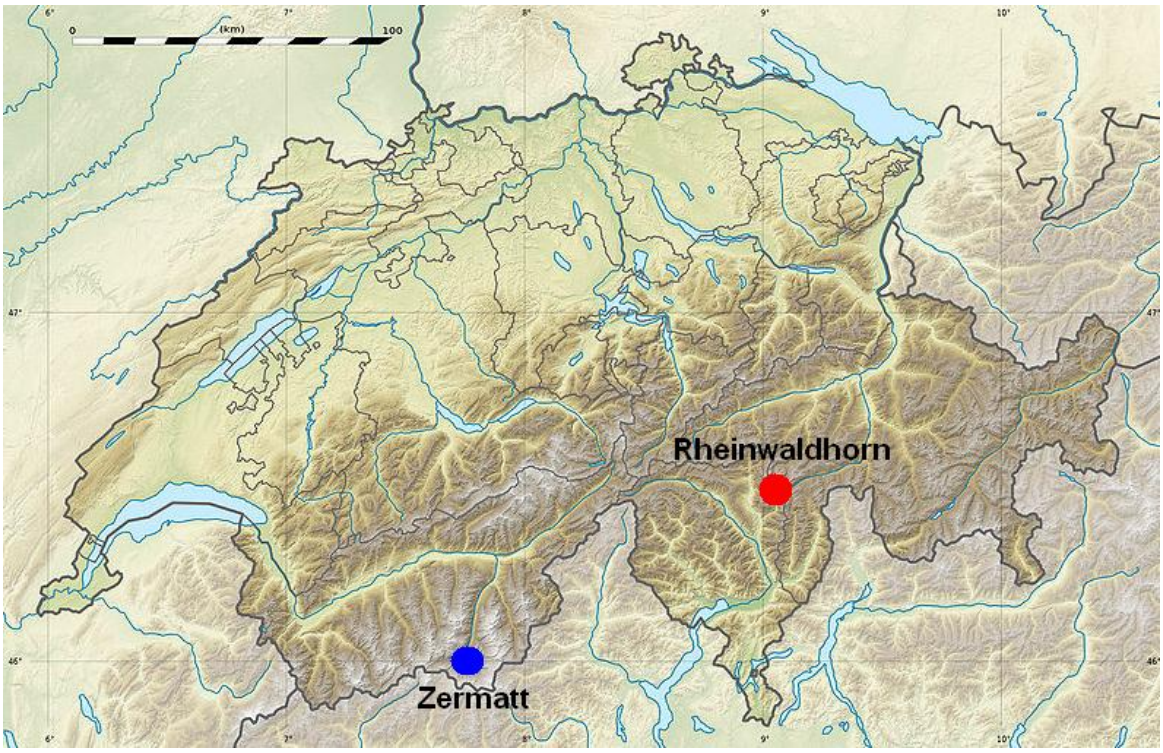


Figure 18: le Rheinwaldhorn (3402 msm) dans le nord-est du canton du Tessin (rouge) et Zermatt dans le sud du canton du Valais (1638 msm) (bleu).

Schüepp, dans son introduction à la statistique du climat des Alpes (Schüepp 1979 et Wanner et al. 1998) utilise les paramètres de cette station virtuelle pour grouper chaque jour en 40 classes de types de temps différents. Schüepp applique ces données à toute la région alpine, i.e. un cercle d'environ 220 km de rayon autour de la station de Reinwaldhorn (Rossa et al., 2004/1; Rossa et al., 2004/2).

II. DONNÉES ET MÉTHODES

4. Base de données

4.1. Stations météorologiques suisses

Il n'y a que sept stations météorologiques de MétéoSuisse à disposition dans les environs du glacier de Findelen (fig. 19; tab. 5).

#		Station	Altitude [msm]	Latitude N	Longitude E	Fonctionnante à partir de
A	SIM	**Simplon Dorf**	1495	46.1950	8.0550	oct. 1969
B	SAF	**Saas Fee**	1790	46.1030	7.9620	nov. 1994
C	SBA	**Saas Balen**	1355	46.1690	7.9140	déc. 1994
D	ZER	**Zermatt**	1638	46.0290	7.7520	sept. 1969
E		**Ackersand Stalden**	700	46.2422	7.8755	jan. 1961
F		**Grächen**	1550	46.1832	7.8332	Jan. 1864
G		**Visp**	639	46.3041	7.8439	oct. 1900

Tableau 5: stations météorologiques suisses.



Figure 19 : stations météorologiques sur le territoire suisse (*Source, Google Maps*).

4.2. Stations météorologiques italiennes

Le nombre très limité de stations météorologiques utilisables en Suisse m'a amené à chercher les données de précipitations disponibles sur le territoire italien entre le Valais et le Tessin: provinces de Verbano-Cusio-Ossola et de Vercelli dans la région du Piémont.

L'utilisation des données suisses et italiennes pour l'interpolation donnera un résultat plus précis. Une interpolation qui utilise uniquement les valeurs suisses mènera à des résultats 10 à 20% trop élevés. D'après l'étude de Meteodat (1999), l'utilisation des données des deux pays pour l'interpolation a démontré que le centre des précipitations les plus abondantes se trouve beaucoup plus au nord, vers la Suisse.

Les données météorologiques italiennes sont ouvertes au public et se trouvent sur le site officiel de «l'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente del Piemonte» (*Page web: Arpa*). Parmi tous les paramètres disponibles, seuls trois ont été utilisés pour ce travail: les **précipitations** (mm), la **hauteur de la neige fraiche** (cm) et les **températures** (°C) (tab. 6).

Les données de précipitations des stations de haute montagne sont souvent inexactes, à cause des chutes de neige qui faussent les vraies valeurs. Dans le sous-chapitre 6.2., je chercherai à améliorer les données sur les précipitations au moyen d'une méthode qui utilise l'épaisseur de la neige fraiche.

Je n'ai pas pu trouver les données pluviométriques de la région italienne d'Aoste, au sud du glacier de Findelen. Elles auraient permis une meilleure interpolation.

#	Station	Altitude [msm]	Latitude N	Longitude E	Fonctionnante à partir de	Précipitation [mm]	Neige fraiche [cm]	Température [°C]
A	**Alagna**	1196	45.5231	7.5614	juin.01	X	X	X
B	**Alpe Cheggio**	1460	46.0510	8.0700	nov.96	X	X	X
C	**Alpe Devero**	1634	46.1901	8.1540	nov.91	X	X	X
D	**Alpe Veglia**	1740	46.1630	8.0830	août.02	X	X	X
E	**Anzino**	669	45.5916	8.0925	déc.00	X		X
F	**Arvogno**	1240	46.1008	8.2727	oct.01	X		X
G	**Boccioleto**	800	45.5009	8.0645	déc.99	X		X
H	**Borgosesia**	359	45.4248	8.1645	janv.01	X		X
I	**Candoglia Toce**	201	45.5832	8.2522	juin.01	X		X
K	**Carcoforo**	1290	45.5429	8.0306	nov.96	X		X
L	**Cellio**	705	45.4508	8.1941	sept.06	X		X
M	**Ceppo Morelli**	1995	45.5917	8.0251	déc.00	X		X
N	**Cesara**	500	45.5013	8.2157	nov.01	X		X
O	**Cicogna**	696	46.0016	8.2934	déc.99	X		X
P	**Crodo**	560	46.1339	8.1929	févr.93	X		X
Q	**Domodossola**	252	46.0614	8.1812	mai.88	X		X
R	**Druogno**	831	46.0806	8.2538	mai.89	X		X
S	**Fobello**	873	45.5342	8.0935	janv.01	X		X
T	**Fomarco**	252	46.0018	8.1601	janv.02	X		X
U	**Lago Paione**	2269	46.1037	8.1129	janv.01	X		X
V	**Larecchio**	1860	46.1221	8.2557	oct.99	X	X	X
W	**Lozzolo**	533	45.3837	8.2004	oct.01	X		X
X	**Macugnaga Pecetto**	1360	45.5823	7.5732	déc.99	X	X	X
Y	**Macugnaga Rifugio**	2075	45.5708	7.5505	août.07	X	X	X
Z	**Mottac**	1695	46.0344	8.2419	janv.01	X		X
A'	**Mottarone**	1491	45.5257	8.2717	août.88	X		X
B'	**Mottarone Baita**	1302	45.5252	8.2653	janv.01	X		X
C'	**Omegna Lago d'Orta**	292	45.5231	8.2436	mars.07	X		X
D'	**Passo del Moro**	2820	45.5953	7.5839	nov.88	X	X	X
E'	**Pizzanco**	1142	46.0730	8.1044	nov.91	X		X
F'	**Rassa**	950	45.4613	8.0103	août.93	X		X
G'	**Rima**	1289	45.5251	8.0038	nov.01	X		X
H'	**Sabbia**	600	45.5128	8.1416	janv.01	X		X
I'	**Sambughetto**	742	45.5426	8.1845	janv.01	X		X
J'	**Trasquera**	1145	46.1254	8.1221	août.02	X		X
K'	**Varallo**	470	45.4914	8.1630	mars.89	X		X
L'	**Varzo**	1308	46.1502	8.1139	août.89	X		X
M'	**Boccheta della Pisse**	2410	45.5235	7.5407	juil.96	X	X	X

Tableau 6: stations météorologiques italiennes.

5. Méthodes

5.1. Statistique descriptive des données

La statistique descriptive regroupe l'ensemble des méthodes et techniques mathématiques qui permettent de présenter, décrire et résumer un ensemble des données (Iovleff, 2007). Cette statistique se subdivise en deux grands sous-groupes: la statistique descriptive univariée et la statistique descriptive bivariée.

La statistique univariée prend en considération seulement une variable à la fois. La variable peut être sous forme cardinale, nominale ou ordinale. Les deux paramètres les plus utilisés pour cette statistique sont: le paramètre de position et le paramètre de dispersion (Tillé, 2010).

Les paramètres de position: le mode, la moyenne, moyenne géométrique, moyenne harmonique, moyenne pondérée, la médiane et les quartiles.

Les paramètres de dispersion (Tillé, 2010):

La variance: $s_x^2 = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2$

L'écart-type: $s_x = \sqrt{s_x^2}$

La statistique bivariée compare deux variables, qui peuvent être soit quantitatives soit qualitatives. Les opérateurs les plus importantes pour des variables quantitatives (Tillé, 2010):

Droite de régression: (cf. 5.3. avec $d = 2$)

Covariance: $s_{xy} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})$

Coeff. de corrélation: $r_{xy} = \frac{s_{xy}}{s_x s_y}$

Coeff. de détermination r_{xy}^2

Remarques:
- le coefficient de corrélation mesure la dépendance linéaire entre deux variables
- $-1 < r_{xy} < 1$
- si le coefficient de corrélation est positif, les points sont alignés le long d'une droite croissante
- si le coefficient de corrélation est négatif, les points sont alignés le long d'une droite décroissante
- si le coefficient de corrélation est nul ou proche de zéro, il n'y a pas de

dépendance linéaire. On peut cependant avoir une dépendance non-linéaire avec un coefficient de corrélation nul.

5.1.1. Analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales est une technique qui permet de représenter sous forme graphique l'essentiel de l'information contenue dans un tableau de données quantitatives (Descroix et al., 2001).

D'abord il faut construire une matrice (F) de corrélation centré-réduite (*dim* F = *p*), i.e. une matrice des coefficients de corrélation calculés sur plusieurs variables prises deux à deux. Une matrice centrée est une matrice où à chaque valeur d'une variable on soustrait sa moyenne, et une matrice réduite est une matrice où à chaque valeur d'une variable on divise son écart-type (Iovleff, 2007).

On ne peut pas visualiser le nuage de points de la matrice F (car *dim* F > 3). Le principe de l' ACP consiste à projeter orthogonalement la nuage de points sur un plan (sous-espace de la matrice F) (Kouani et al., 2007).

La qualité de la représentation de l'information sur les axes principaux (vecteurs propres de la matrice F) dépend du pourcentage appliqué au sous-espace de la matrice F.

Pour de raisons technique de représentativité le sous-espace de la matrice F doit avoir la dimension de 2. Le calcul de représentativité est donc le suivant (Kouani et al., 2007):

$$\left(\frac{\lambda_1 + \lambda_2}{I_F}\right) * 100,$$

$avec\ \lambda_1\ et\ \lambda_2\ vecteurs\ propres\ des\ vecteurs\ propres\ \mu_1\ et\ \mu_2\ et\ \ I_F\ la\ somme\ des\ p\ valeurs\ propres.$

Raffestin (2005) affirme que si cette valeur dépasse le seuil de 80%, le nuage des points sera bien représenté par les deux premiers principaux.

5.2. Interpolation spatiale

Le but d'une interpolation spatiale est d'obtenir une information continue de tout l'espace en partant de valeurs ponctuelles. L'interpolation est souvent utilisée en climatologie (températures, précipitations et vents) (Daniel et al., 2009/2). Les stations météorologiques utilisées pour les interpolations ne sont pas placées de manière homogène sur le terrain. Par

conséquent, elles ne recouvrent pas tout l'espace. De plus, en région montagneuse, les données climatologiques sont déjà précaires à cause du faible réseau et la variabilité spatiale est importante. Qui plus est, les données hivernales doivent être interprétées avec précaution (Gottardi et al., 2008).

En Suisse centrale, dans la région montagneuse située entre Altdorf et Andermatt, une étude intéressante d'interpolation a été réalisée. 3 méthodes différentes (Polygone de Thiessen, Inverse distance wighting [IDW] et la régression linéaire) ont été utilisées pour interpoler les données des précipitations, afin de pouvoir ensuite confronter les résultats. Les valeurs obtenues sont très différentes entre elles. (Spreafico et al., 2005). Il serait absurde d'espérer qu'une méthode puisse calculer la valeur exacte pour chaque pixel de l'image. En plus, il est difficile évaluer l'interpolation d'une valeur estimée sur une zone où on ne la mesure pas. Encore de nos jours, il est compliqué de proposer un modèle des précipitations en montagne sans fortes incertitudes (Gottardi et al., 2008). D'autres études utilisent le classement des jours en classes de temps, pour en comprendre les caractéristiques individuelles pour chaque classe (cf. chap. 3.4.) (Gottardi, 2009). Par exemple, pour la prévision des avalanches (Obled et Good, 1980), pour l'interpolation des températures (Courault et Monestiez, 1999) ou encore, pour l'étude des pluies et des débits extrêmes (Paquet et al., 2006).

5.2.1. Krigeage

Les interpolations statistiques demandent la constitution de bases de données à référence spatiale. C'est le cas des données pluviométriques mesurées à des stations météorologiques (Mitas, Mitasova, 1999). Il existe plusieurs méthodes pour interpoler des données à référence spatiale. Les plus connues sont: spline, idw, krigeage (Roy, 2007). Une des méthodes les plus utilisées est le krigeage (Lebel et Laborde, 1988). Les points communs entre ces méthodes sont nombreux, mais le krigeage se distingue par sa prise en compte de la connaissance de la structure de dépendance spatiale des données.

$$Z(s) = \mu(s) + \delta(s), \qquad s \in (D)$$

$\delta(s)$ est une fonction aléatoire stationnaire, d'espérance nulle et de structure de dépendance connue. La spécification de la tendance $\mu(s)$ précise le type de krigeage effectué. Par exemple: le krigeage simple $\mu(s) = m$ (une constante connue), le krigeage ordinaire $\mu(s) = k$ (une

constante inconnue) et le krigeage universel $\mu(s) = \sum_{j=0}^{p} f_j(s)\beta_j$ (combinaison linéaire de fonctions de la position s)

La structure de dépendance spatiale des données ($\delta(s)$) est estimée lors de l'analyse variographique, i.e. la mesure de dépendance entre deux points en fonction de la distance entre eux (Oukil, 2007).

L'idée de base du krigeage est de prévoir la valeur de la variable régionalisée étudiée en un site non échantillonné ((s_0)) par une combinaison linéaire de données ponctuelles adjacentes (Baillargeon, 2005).

$$\hat{z}(s_0) = a + \sum_{i \in V((s_0))} \lambda_i z((s_i))$$

5.3. Régression linéaire

La régression linéaire est un cas spécifique d'une régression classique. Elle suppose que la variable régionalisée à l'étude est une fonction aléatoire qui se décompose (Baillargeon, 2005):

$$Z(s) = \mu(s) + \varepsilon(s), \qquad s \in D$$

Où Ɛ(s) est une fonction aléatoire normale d'espérance nulle, de variance homogène et ne présentant pas de structure de dépendance spatiale. μ(s) est un polynôme (de degré *d*) de la localisation des observations. Il s'écrit dans la façon suivante:

$$\mu(s) = (x, y) = \mu(x, y) = \sum_{l+k \leq d} \beta_{lk} x^l y^k$$

Les coefficients du modèle (β_{lk}) sont calculés par une méthode d'estimation, comme par exemple la méthode du maximum de vraisemblance ou celle des moindres carrés. Cette dernière doit minimiser la différence entre la valeur estimée par la méthode et la valeur réelle (Baillargeon, 2005).

Dans ce travail de master, le degré du polynôme $\mu(s)$ est *d=2*. D'ici le nom de la régression linéaire.

Gottardi (2009) a publié une étude sur l'estimation statistique et la réanalyse des précipitations en montagne. Il a développé plus particulièrement des recherches dans les montagnes françaises: les Alpes, les Pyrénées et le Massif Central.

Il a modélisé l'espace d'après une relation linéaire reliant les précipitations selon le type de temps avec l'altitude pour chaque pixel de l'image. Chaque pixel est relié à une pondération des valeurs de précipitations avec les stations les plus proches suivant des critères de poids. Grâce à des comparaisons avec d'autres méthodes classiques d'interpolation spatiale, Gottardi (2009) a mis en évidence l'aptitude du modèle à restituer les champs journaliers moyens de précipitations par type de temps.

Ce modèle, qui s'appuie sur les statistiques de données pluviométriques, est à l'avant-garde par rapport à d'autres méthodes qui sont censées évaluer l'estimation des précipitations en montagne.

III. ANALYSE ET RÉSULTATS

6. Analyse des données

6.1. Topographie de la région d'étude

6.1.1. Stations météorologiques suisses

Les stations météorologiques suisses sont classées en trois zones. Chaque région est caractérisée par une topographie différente influençant la quantité des précipitations (fig. 20).

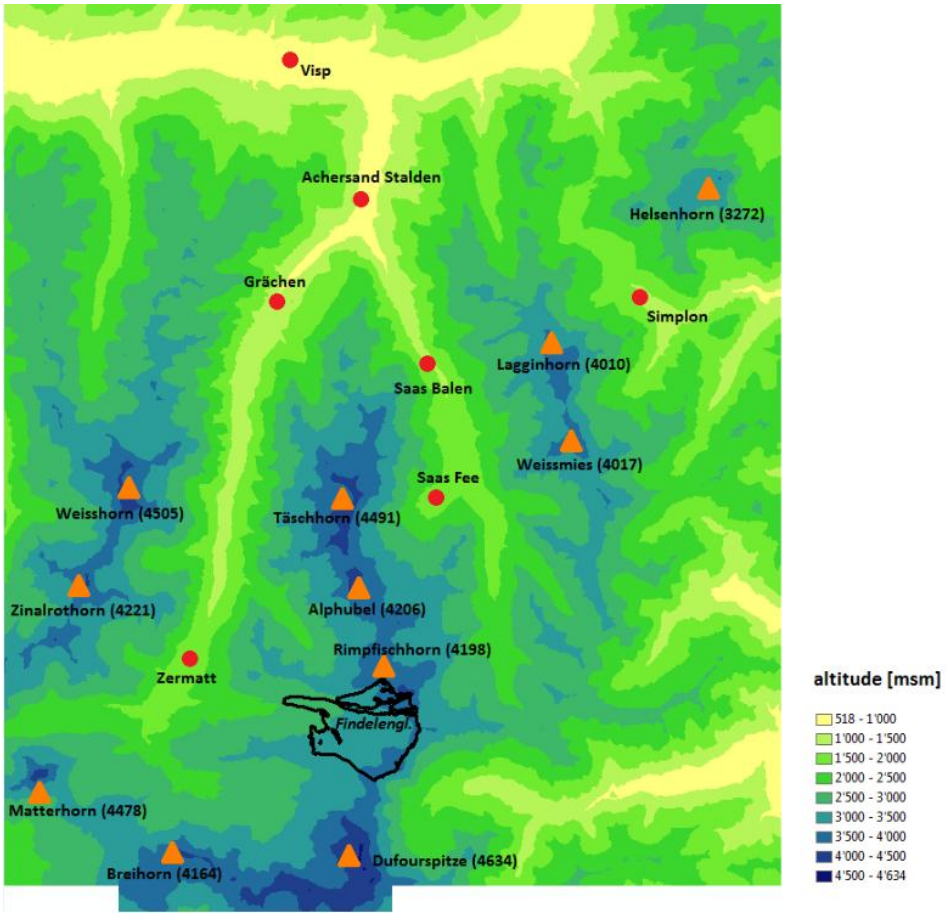


Figure 20: En rouge, les stations météorologiques sur le territoire suisse. En orange, quelque sommet qui dépasse 4000 mètres. À l'est de Zermatt, les glaciers de Findelen et d'Adler.

Zermatt, Grächen, Ackersand Stalden et Visp se situent dans la vallée de Matter (à l'exception de Visp qui se trouve à l'entrée de la vallée). Les montagnes qui délimitent la vallée, surtout dans la région sud sud-est, dépassent les 4000 mètres. Ce mur naturel protège la vallée des précipitations (Arrigo, 2010).

Saas Fee et **Saas Balen** sont deux localités de montagnes dans la vallée parallèle. A la différence de la vallée de Matter, le versant droit de la région des Saas a des sommets atteignant à peine les

4000 mètres. Vers le sud, la vallée n'est pas protégée par de hautes montagnes (elles atteignent à peine 3000 à 3300 mètres). Par conséquent, les précipitations y sont plus fréquentes (Arrigo, 2010).

Parmi les stations météorologiques suisses, celle du **Simplon** est la moins protégée des courants humides provenant de sud-ouest, du sud et du sud-est. Les sommets au sud sud-est du Simplon ont des altitudes modérées de 2000 à 3000 mètres (Arrigo, 2010).

6.1.2. Stations météorologiques italiennes

Toutes les stations météorologiques italiennes sont dispersées sur une vaste surface comprise entre le lac Majeur au sud-est et la frontière italo-suisse dans les environs du Simplon au nord-ouest. Les stations météorologiques italiennes sont divisées en 4 régions (fig. 21 et tab. 7).

La **vallée d'Ossola** est la principale de toute cette région. Elle est orientée nord-sud avec une altitude moyenne de 200 à 300 mètres. Le fond de la vallée à forme en « U », comme la plupart des vallées alpines postglaciaires. Outre la vallée d'Ossola, la première région comprend les vallées latérales ouest-est d'Antrona, de Bognanco et de Vigezzo, ainsi que la région du Mottac. Les montagnes qui séparent les vallées latérales à l'ouest de la vallée d'Ossola ont une altitude variant de 1900 à 2700 mètres environ.

La deuxième région comprend la **vallée d'Anzasca**. Elle est située latéralement à la vallée d'Ossola. Elle est orientée ouest-est et est longue de 30 kilomètres environ. Son altitude varie entre 500 et 1400 mètres. Les sommets qui encerclent la partie haute de la vallée sont les montagnes les plus élevées de toute la région italienne étudiée dans ce travail (la Pointe Dufour: 4633 msm, Jägerhorn: 3970 msm, cime de Jazzi: 3802 msm, Roffelhörner: 3478 msm, Joderhorn: 3036 msm). À l'ouest, se trouve le glacier de Findelen.

La troisième région est celle de la **vallée de la Sesia**. Elle est orientée ouest-est et ses vallées latérales ont une orientation nord-sud. Les montagnes qui séparent cette vallée de celle d'Anzasca au nord, ont une altitude variant entre 2000 et 3500 mètres environ.

La dernière région est celle qui comprend le **Lago d'Orta**. Elle a des altitudes qui varient entre 200 et 1300 mètres.

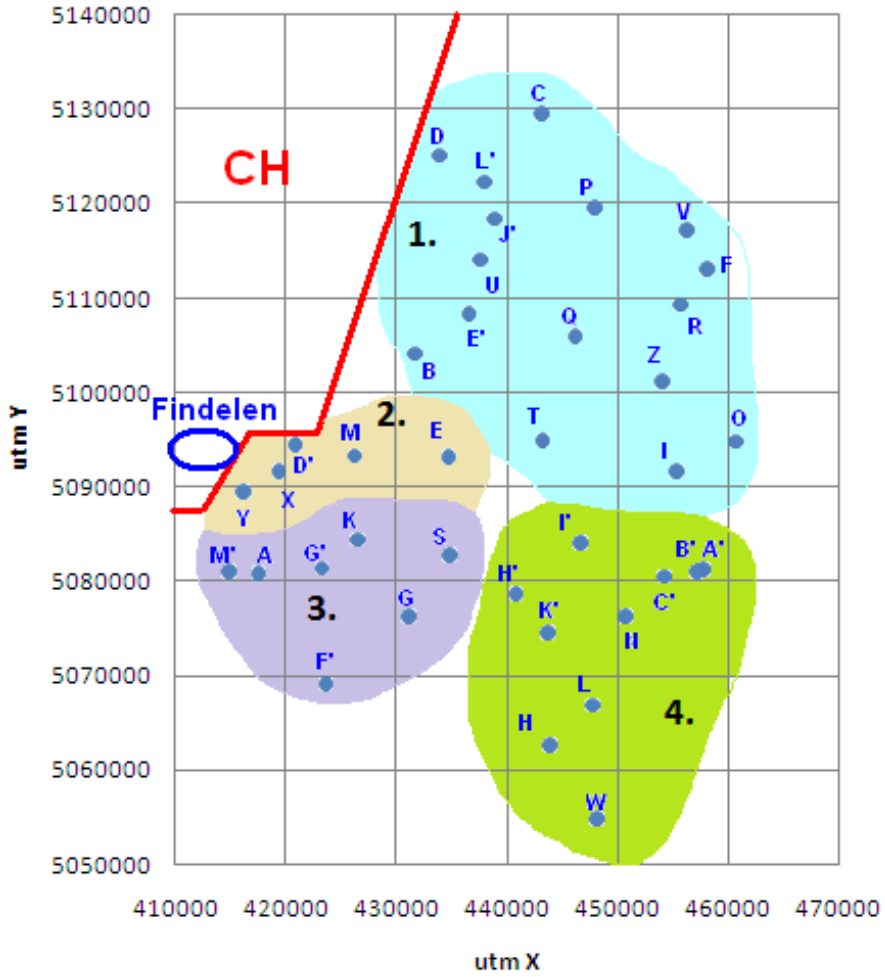


Figure 21 : les stations météorologiques italiennes se trouvent toutes à l'est du glacier de Findelen. 1. Vallée d'Ossola; 2. Vallée Anzasca; Vallée de la Sesia et 4. Lago d'Orta.

Vallée d'Ossola	Alpe Cheggio, Alpe Devero, Alpe Veglia, Arvogno, Candoglia Toce, Cicogna, Crodo, Domodossola, Druogno, Fomarco, Lago Paione, Larecchio, Mottac, Pizzanco, Trasquera, Varzo
Vallée d'Anzasca	Anzino, Ceppo Morelli, Macugnaga Pecetto, Macugnaga Rifugio, Passo del Moro
Vallée de la Sesia	Alagna, Bocchetta della Pisse, Boccioleto, Carcoforo, Fobello, Rassa, Rima
Lago d'Orta	Borgosesia, Cellio, Cesara, Lozzolo, Mattarone, Mattarone Baita, Omegna, Sambughetto, Sabbia, Varallo

Tableau 7: stations météorologiques italiennes dans les quatre régions.

6.2. Relation entre précipitations neigeuses et altitude

6.2.1. Stations météorologiques en haute montagne

Il existe une grande différence d'altitude entre les stations italiennes. La plus basse a une altitude de 201 msm (Candoglia Toce) et la plus haute de 2820 msm (Passo del Moro) (fig. 26). La relation entre précipitations sous formes liquide ou solide est très variée selon l'altitude et la saison.

Les appareils de mesures italiens ne parviennent pas à transformer correctement les précipitations neigeuses sous forme liquide. Ces stations pluviométriques dispersent sur plusieurs jours les mesures des précipitations solides après les chutes de neige. (Gottardi, 2009). À cause de ce défaut, les valeurs des précipitations pour les stations pluviométriques de haute montagne sont souvent sous-estimées pendant la période froide de l'année. En conséquence, ces valeurs sont peu significatives à l'état actuel.

Les deux exemples suivants démontrent le problème lors de la période hivernale. Pour chaque cas, les moyennes mensuelles des trois stations sont confrontées. Théoriquement, plus les stations sont proches et plus elles doivent suivre les mêmes tendances (Daly et al., 2002).

Exemple 1: avec les stations météorologiques de Macugnaga Pecetto (1360 msm), Anzino (669 msm) et Passo del Moro (2820 msm). Les premières moyennes mensuelles à être confrontées sont celles de Macugnaga Pecetto à celles d'Anzino (fig. 22). Ces deux stations pluviométriques sont placées à une distance d'environ 15 km. Leur différence mensuelle de précipitations est constante sur toute l'année, ce qui est attendu. Les deuxièmes moyennes mensuelles à être comparées sont celles de Macugnaga Pecetto contre celles de Passo del Moro (fig. 23). Ces deux stations sont distantes de 3 km seulement. Par contre, l'évolution des différences de précipitations entre les deux stations n'est pas constante au cours de l'année. En l'hiver et en l'été, la différence est de 20 à 30 mm de pluie. Mais au printemps et en automne, elle est de 100 mm environ. Durant l'hiver et l'été, les deux stations ont le même type de précipitations (solide-solide en hiver, et liquide-liquide en été). En hiver, à cause des appareils de mesures, les valeurs enregistrées sont sous-estimées. En été, les valeurs enregistrées devraient correspondre à la réalité. Dans la plupart de cas, en automne et au printemps les deux stations de mesures devraient avoir des précipitations sous formes différentes (liquide à Macugnaga Pecetto, solide à Passo del Moro). Les valeurs des précipitations liquides à Macugnaga devraient correspondre à la

réalité. Par contre à Passo del Moro, elles seront sous-estimées à cause des précipitations neigeuses.

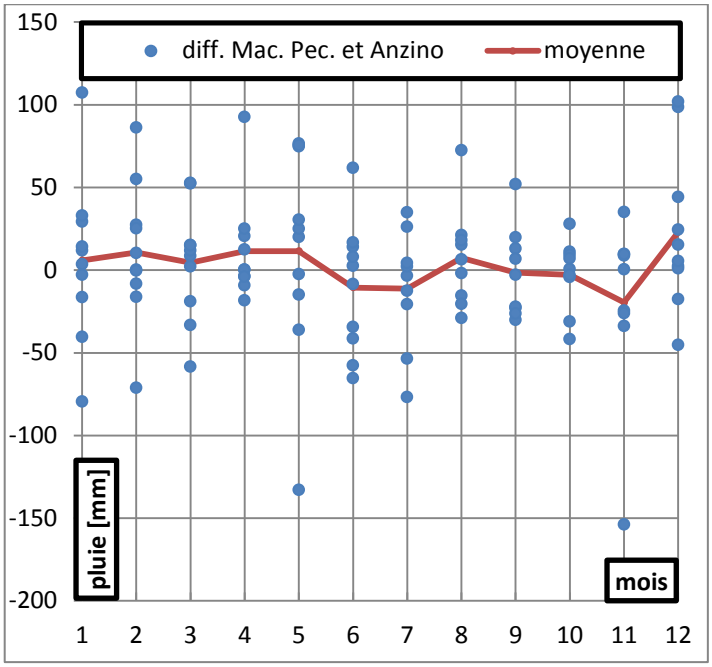


Figure 22: différence mensuelle (1=janvier) des précipitations entre Macugnaga Pecetto (1360 msm) et Anzino (669 msm) (Période 2003-09).

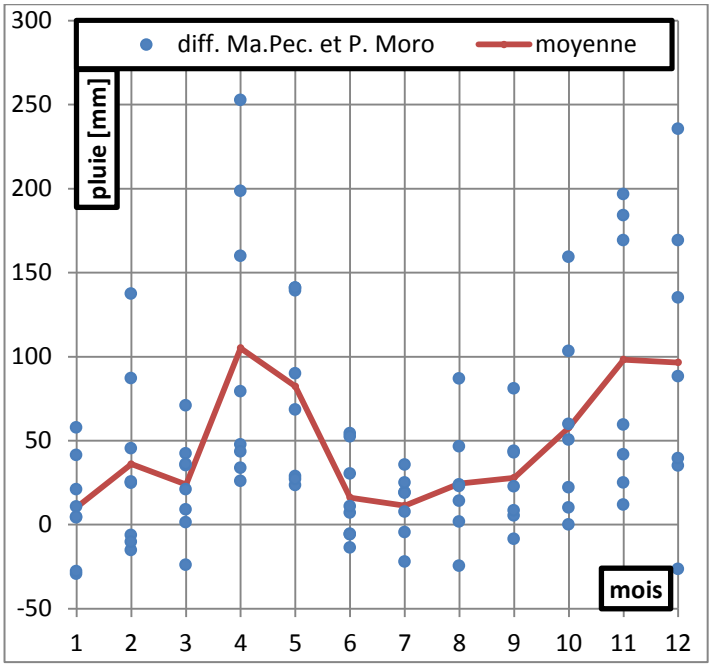


Figure 23: différence mensuelle (1=janvier) des précipitations entre Macugnaga Pecetto (1360 msm) et Passo del Moro (2820 msm) (Période 2003-09).

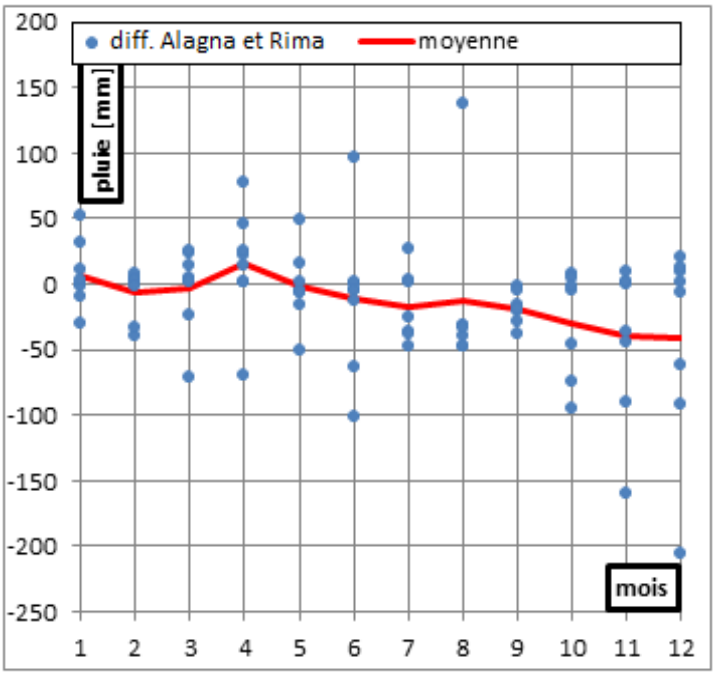


Figure 24: différence mensuelle (1=janvier) des précipitations entre Alagna (1196 msm) et Rima (1289 msm) (Période 2003-09).

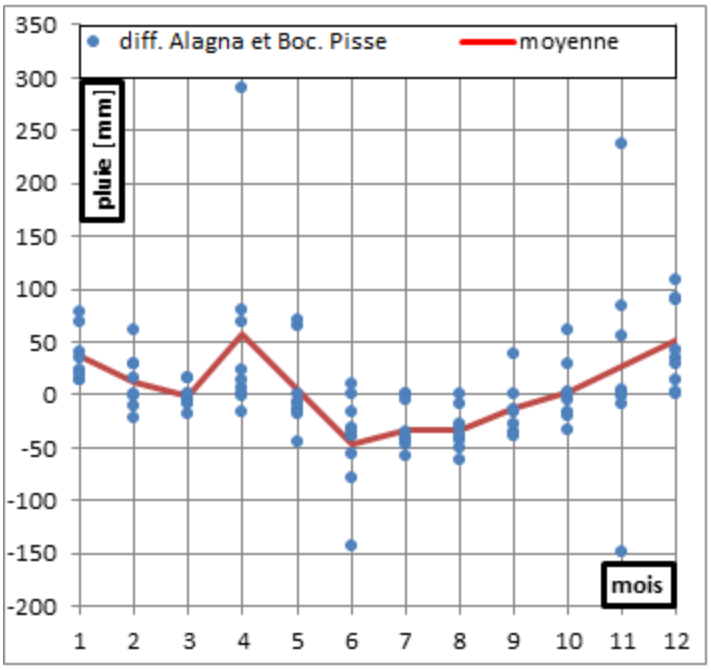


Figure 25: différence mensuelle (1=janvier) des précipitations entre Alagna (1196 msm) et Bocchetta della Pisse (2410 msm) (Période 2003-09).

Exemple 2: utilisant les stations d'Alagna (1196msm), de Rima (1289msm) et de Bocchetta della Pisse (2410msm). La figure 24 montre la comparaison des moyennes mensuelles des précipitations entre Alagna et Rima. Elle est constante et proche de zéro pour la plupart des

mois. La deuxième comparaison s'intéresse à Alagna et Bocchetta della Pisse qui sont séparées de 3 km seulement (fig. 25). Comme dans l'exemple 1, la différence des précipitations mensuelles est accentuée au printemps et entre la fin de l'automne et le début de l'hiver. Mon explication reste la même que pour l'exemple 1.

6.2.2. Transformation de la quantité de neige en eau

Cette méthode est de faire tendre vers la réalité les données des précipitations récoltées par les stations météorologiques italiennes et qui sont soumises au défaut susmentionné. Cette méthode n'exige pas d'avoir les valeurs exactes des précipitations pour être utilisable.

Il n'y a que neuf stations météorologiques italiennes qui mesurent l'épaisseur de la neige fraiche chaque jour (fig. 26). L'idée est de convertir ces valeurs en quantités d'eau, en utilisant une clé de transformation qui dépend de la température de l'air (tab. 8). Puis, de les confronter avec les valeurs enregistrées réellement. L'analyse des neuf stations météorologiques donnera une méthode de transformation de la hauteur de la neige en eau. Cette dernière dépend de l'altitude et elle sera appliquée à toutes les stations italiennes.

Le paramètre «hauteur de la neige fraiche» est biaisé par d'autres facteurs. Par exemple, le vent fait varier la hauteur de la neige (soufflée ou accumulée). De plus, la température qui varie au cours de la journée change la densité de la neige et donc, la clé de conversion de la neige en eau (tab. 8) ne sera plus précise. Par conséquent, la méthode de transformation en est affectée. Pour finir, lorsque la pluie est alternée à des chutes de neige dans une même journée, la hauteur de la couche neigeuse ne sera pas représentative de la vraie quantité d'eau qui est tombée. Ceci n'est pas pris en compte dans la méthode.

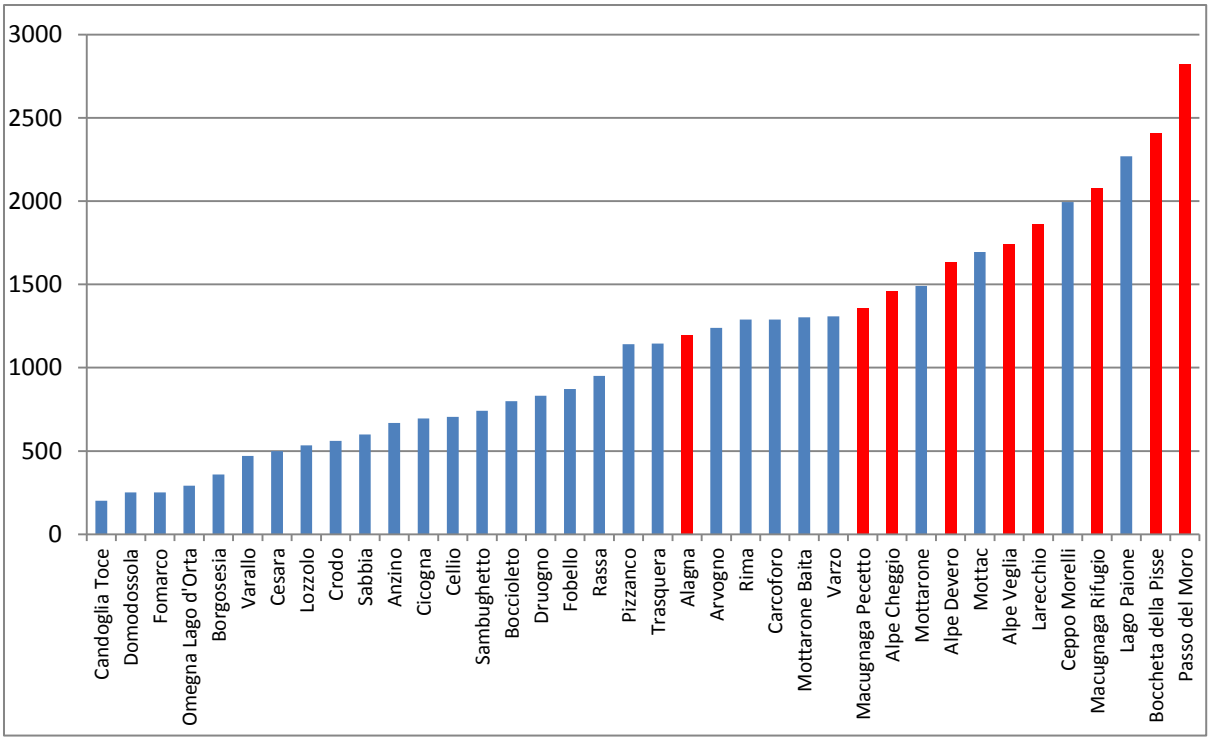


Figure 26: les stations météorologiques italiennes classées en fonction de leur altitude. En rouge, les stations qui mesurent le paramètre «hauteur de la neige fraiche» (Alagna, Macugnaga Pecetto, Alpe Cheggio, Alpe Devero, Alpe Veglia, Larecchio, Macugnaga Rifugio, Bocchetta della Pisse et Passo del Moro).

6.2.3. Rapport hauteur de la neige et l'eau liquide

Ils existent plusieurs méthodes pour convertir la quantité de neige en quantité d'eau (Dubé, 2003). Cependant, trouver une règle générale de conversion précise et toujours applicable est encore une question actuelle et ouverte dans les domaines de la météorologie et de la climatologie. Une des raisons principales est le grand nombre de paramètres qui influencent la vie d'un flocon de neige depuis sa formation jusqu'au moment où il touche le sol. Par exemple, ceci a un impact sur la densité de la neige qui est fortement dépendante de l'accrétion des cristaux et de leur fragmentation par le vent et l'évolution de la température de l'air à travers toute la troposphère. La température optimale de l'air pour avoir la densité la plus basse de neige est d'environ -15°C. En diminuant ou en augmentant la température, la densité augmente. D'autres méthodes plus complexes utilisent des paramètres différents. La trajectoire des systèmes dépressionnaires, l'intensité de la basse pression (hPa), les masses d'air maritimes ou continentales, l'intensité et l'orientation des courants jets de bas niveau en sont des exemples (Dubé, 2003).

Pour ce travail de master, le seul facteur utilisé pour la transformation de la couche de neige fraiche en mm de pluie est la température. Le tableau 8 montre la clé de transformation:

Températures [°C]	Rapports neige/eau
-2.2 à 1.1	10 :1
-6.6 à -2.2	15 :1
-9.4 à -6.6	20 :1
-12.2 à -9.4	30 :1
-17.7 à -12.2	40 :1
-28.3 à -17.7	50 :1
-40 à -28.3	100 :1

Tableau 8: table de conversion montrant la relation entre la température et le rapport neige/eau (*source DOC/NOAA/NWS 1996*).

6.2.4. Application des calcules

Pour chaque station météorologique mesurant la hauteur de la neige fraiche, la clé de conversion a été appliquée (tableau 8) pour transformer les valeurs de la couche de neige en mm de pluie. L'intervalle de temps va l'automne 1999 à l'été 2010.

Explications supplémentaires:

1. Pour chaque jour, deux transformations neige-eau ont été calculées : la première fois avec la température la plus basse de la journée et la deuxième fois en utilisant la plus haute. Ensuite une moyenne entre ces deux valeurs a été faite. Ceci permet d'avoir une moyenne plus réelle de la densité de la neige qui dépend, dans ce cas, de la température.
2. La valeur des «précipitations mesurée» est rarement plus grande que la valeur des «précipitations calculées d'après la hauteur de la neige». Dans ce cas, j'ai gardé la valeur du paramètre «précipitations mesurées». Ceci arrive principalement quand la plupart des précipitations dans une journée tombent sous forme de pluie et peu sous forme de neige.

La figure 27 montre la différence en pourcent entre les paramètres «précipitations mesurées» et «précipitations calculées d'après la hauteur de la neige».

L'hiver est la période de l'année où la différence entre les deux paramètres est la plus importante (de 30 à 90%). En hiver, la plupart des précipitations tombent sous forme de neige et les appareils les mesurant sous estiment les valeurs.

La relation entre cette différence et l'altitude des stations de mesures semble être évidente: plus la différence de pourcentage est grande, plus la station se trouve en altitude. Pour chaque mois,

j'ai calculé des fonctions linéaires qui estiment les précipitations des stations météorologiques italiennes en fonction de leur altitude. Elles décrivent la différence en pourcent par rapport à la quantité des précipitations enregistrées par les appareils. Les fonctions seront appliquées à toutes les stations qui se trouvent au-dessus de l'isotherme de 3°C, qui est la limite entre les précipitations sous formes de neige et de pluie établie par Dubé, 2003 (annexe 1).

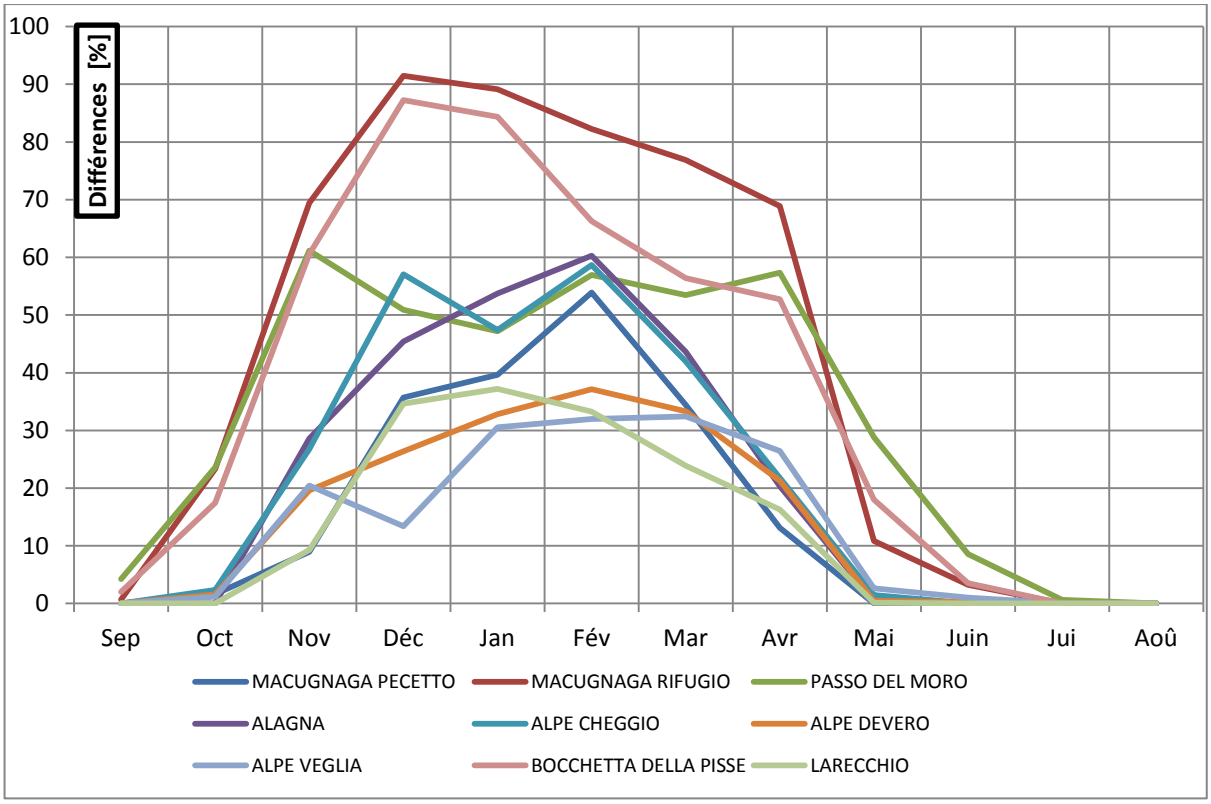


Figure 27: différences en % entre les paramètres «précipitations mesurées» et «précipitations calculées avec la hauteur de la neige».

La méthode de conversion a été appliquée à toutes les stations météorologiques italiennes. La différence entre la moyenne des précipitations enregistrées par les appareils de mesures et celle calculée avec la méthode est très faible. L'écart le plus important, soit 20 mm, a été calculé pour le mois de novembre. Les mois de décembre et mars ont une différence d'environ 13 mm d'eau. Janvier, février et avril oscillent entre 8 et 10 mm d'eau. La différence en octobre et en mai est d'environ à 3 mm d'eau. Les moyennes pendant la période chaude de l'année restent identiques.

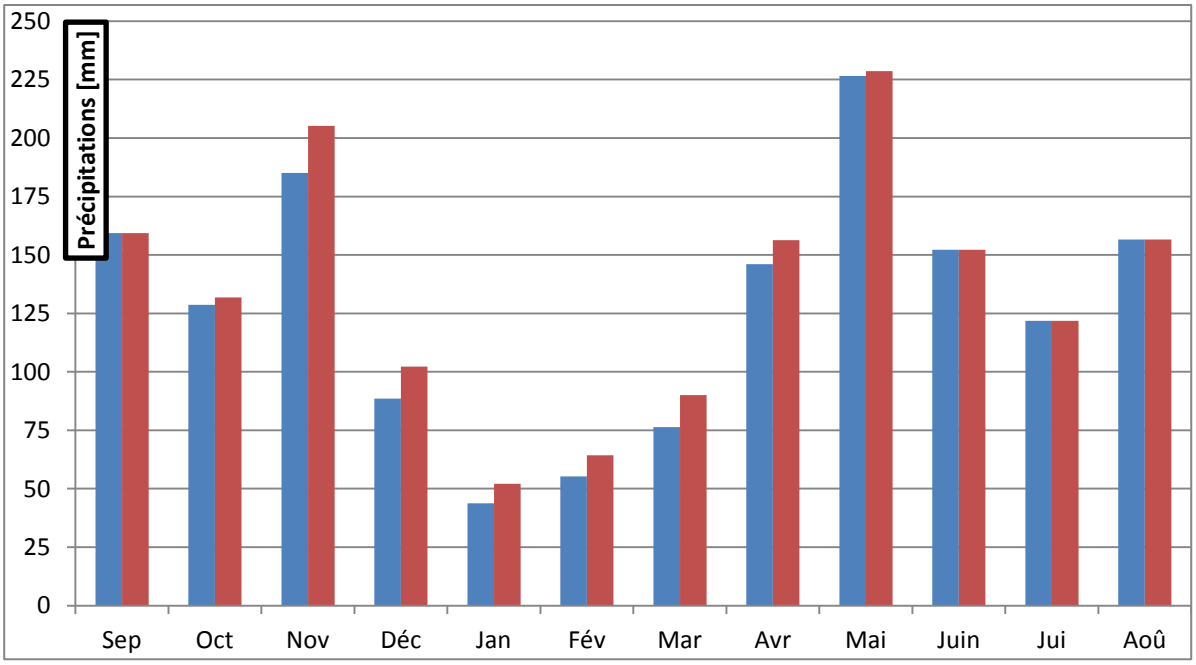


Figure 28: en bleu, la moyenne des précipitations mesurées par les appareils de mesures des stations italiennes. En rouge, la moyenne des précipitations après l'application de la méthode de conversion de l'épaisseur de la neige en mm d'eau.

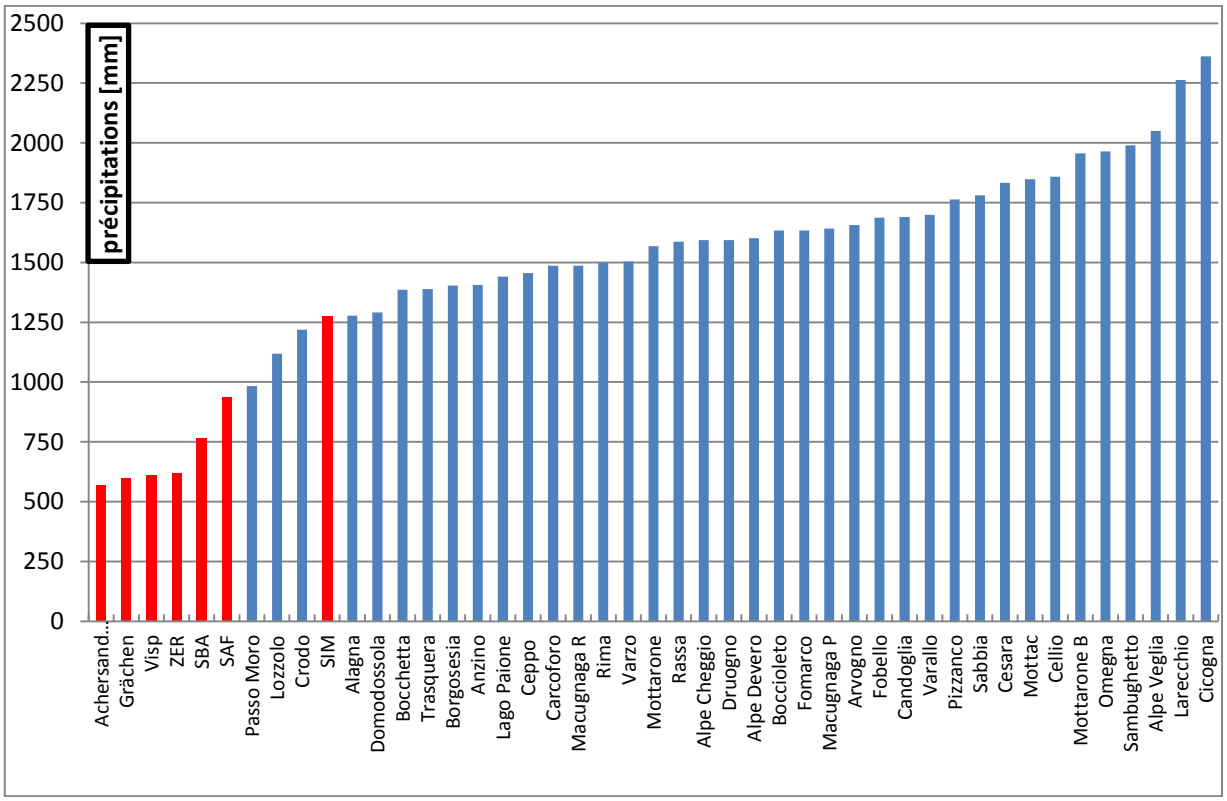


Figure 29: Moyenne annuelle des précipitations pour toutes les stations entre 2005 et 2009. En rouge, les 7 stations météorologiques suisses.

6.3. Statistiques descriptives

6.3.1. Moyennes annuelles des précipitations

La station météorologique avec la moyenne annuelle de précipitations la plus basse est celle d'Ackersand Stalden (570 mm). À l'opposé, la station la plus arrosée est à Cicogna (2361 mm). Les sept localités suisses ont une moyenne nettement plus basse par rapport à toutes les autres stations (fig. 29). En effet, elles sont protégées par les hautes chaines de montagnes aux courants humides méditerranéens (Arrigo, 2010).

La moyenne annuelle des précipitations des stations italiennes est d'environ 1650 mm. Cette moyenne annuelle est comparable à celle du canton du Tessin (Lugano: 1600 mm; Locarno Monti: 1847 mm) (Rossi, 2007).

La répartition des précipitations au cours d'une année montre que la saison la plus arrosée est l'automne (31%), suivie du printemps (29%), de l'été (27%) et pour finir, de l'hiver (13%). Les mois de mai et novembre comptabilisent 27% de toutes les précipitations annuelles (fig. 30). Le Tessin, tout comme la Plaine du Pô, ont le même régime pluviométrique (Rossi, 2007).

6.3.2. Moyennes journalières des précipitations

Les moyennes journalières de pluie sont très différentes entre toutes les stations analysées dans ce travail (fig. 31). La moyenne journalière de pluie à Zermatt entre septembre 2005 et août 2009 est d'environ 7 mm/j. Par contre, la moyenne sur la même période pour les stations italiennes se situe entre 10 et 20 mm/j. Les moyennes journalières de pluie du Tessin pour la période 1961 à 1980 ont la même amplitude que celles des stations italiennes (cf. chap. 3.1.1.).

L'écart-type calculé pour chaque station (fig. 31) montre la grande variabilité des précipitations entre les stations suisses et italiennes. Si par exemple, une journée avec une moyenne de 15 mm de pluie à Zermatt peut être classée comme précipitations intenses, presque toutes les autres stations auront une quantité de précipitations classables dans la moyenne normale.

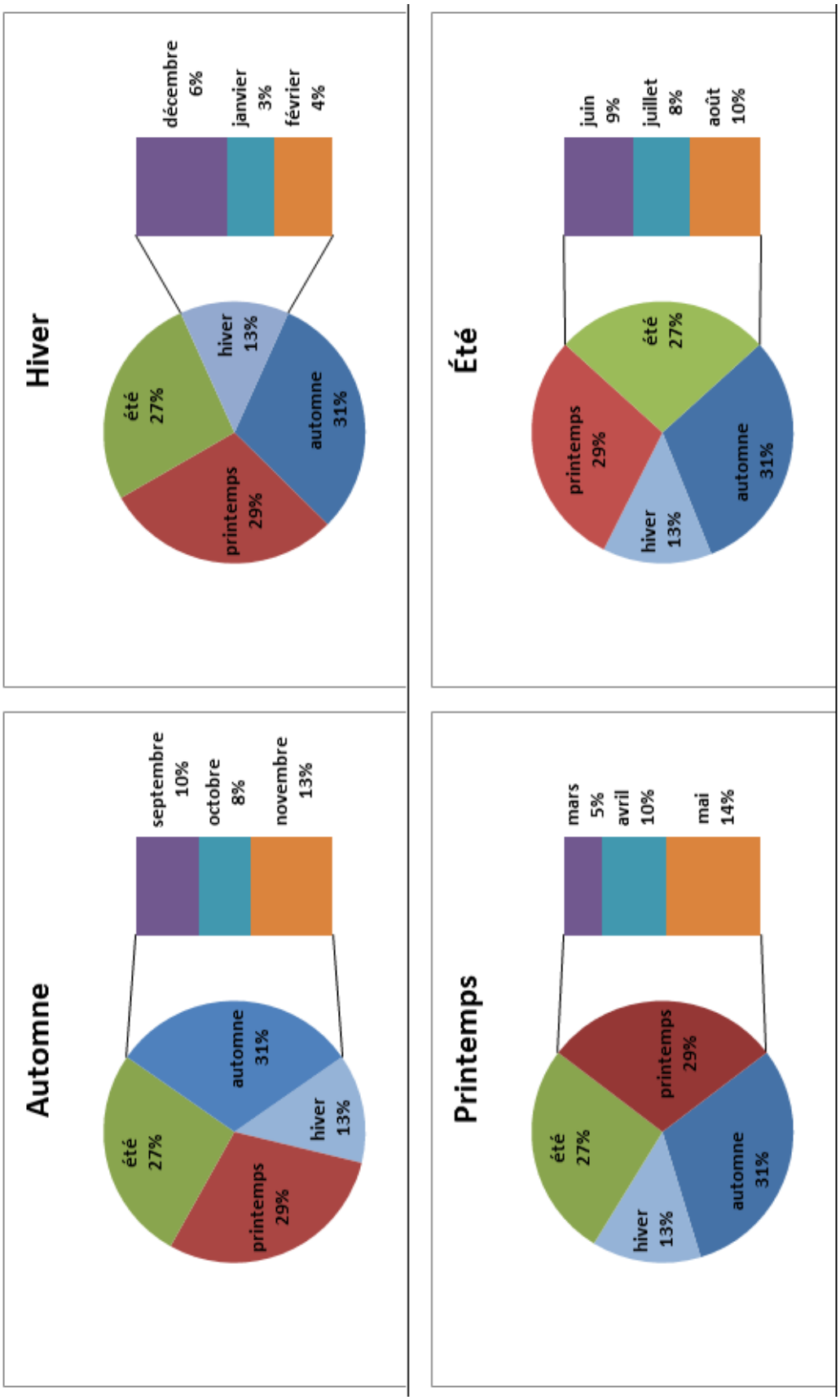


Figure 30: Répartition des précipitations en % pour chaque saison et pour tous les mois pour toutes les stations météorologiques italiennes.

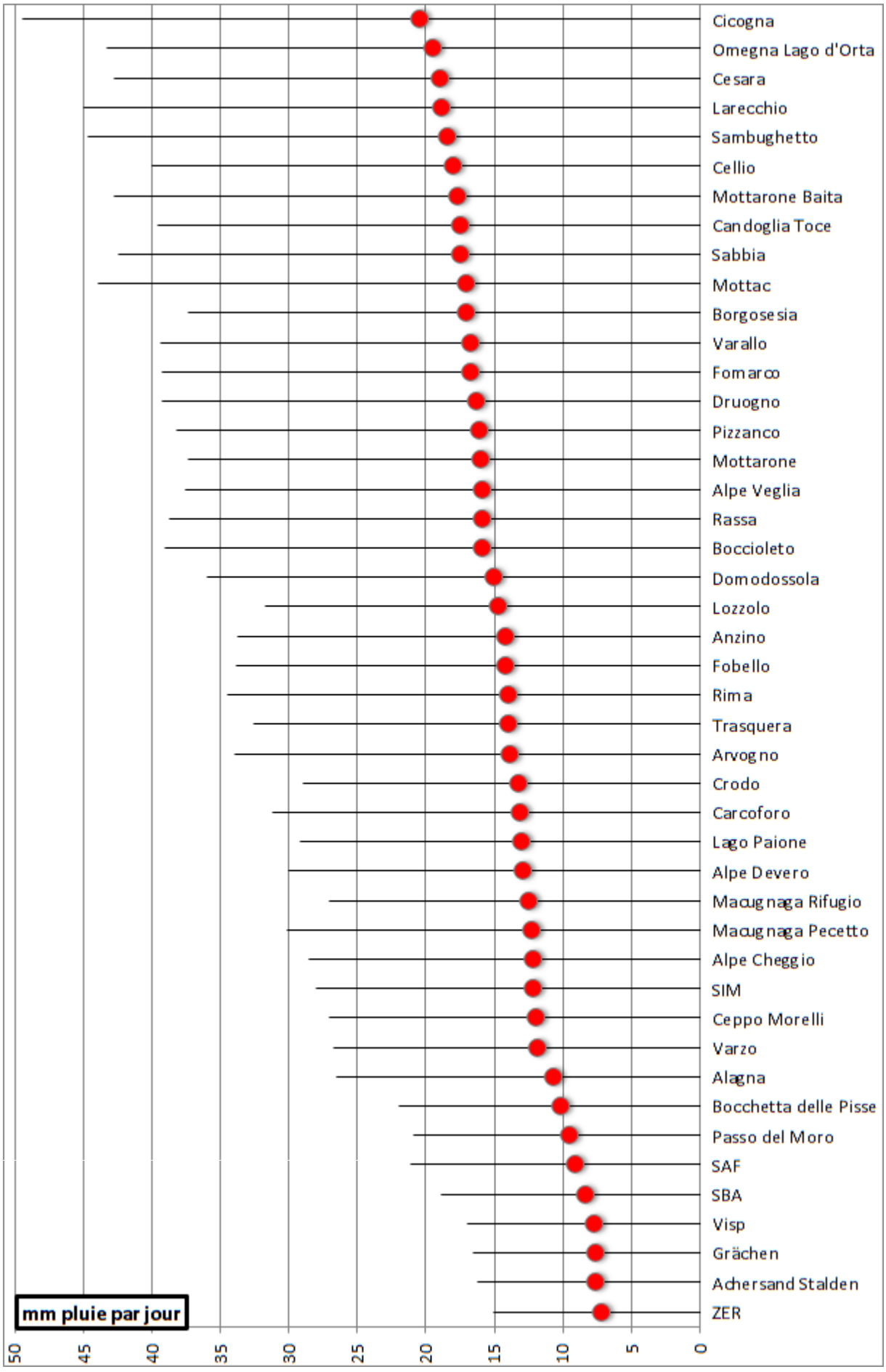


Figure 31 moyennes journalières de précipitations [mm] et écart-type pour toutes les stations météorologiques suisses et italiennes (période 2005/09).

6.3.3. Relations des précipitations avec l'altitude

La section suivante analyse la corrélation entre l'altitude des stations pluviométriques et la moyenne des précipitations saisonnières (fig. 33).

La relation entre ces deux paramètres, en considérant toutes les stations, est difficile à démontrer (le sous-chapitre 8.1. montre cependant l'existence d'une telle relation, mais seulement en considérant les stations qui se trouvent dans une même vallée). Trois groupes différents peuvent être mis en évidence: les stations inférieures à 1000 mètres, les stations entre 1000 et 2000-2500 mètres (à l'exception des stations suisses) et les stations avec une altitude supérieure à 2000-2500 mètres.

L'automne est la saison avec l'écart de précipitations le plus grand (Zermatt: 163 mm et Cicogna: 819 mm). La moyenne de précipitations pour les stations inférieures à 1000 msm varie de 300 mm (sauf pour Cicogna qui mesure plus de 800 mm). La plus grande variation des moyennes des précipitations est observée dans le groupe des stations qui se trouvent entre 1000 et 2000 mètres. Pour les stations situées à plus de 2000 msm, les moyennes sont plus ou moins regroupées et ne dépassent pas 428 mm de pluie. La moyenne automnale de la station de Passo del Moro est beaucoup moins élevée que pour les autres stations de plus de 2000 mètres.

L'hiver est la saison avec l'écartement plus faible entre les moyennes (entre environ 70 mm et 350 mm de pluie), sauf pour Alpe Veglia qui a une moyenne de 515 mm.

Le printemps montre un schéma très similaire à celui de l'automne. Les stations de moins de 2500 mètres suivent une tendance semblable. Encore une fois, la moyenne du Passo del Moro est inférieure aux autres (293 mm).

Pour l'été, il n'y a aucun changement par rapport au printemps en ce qui concerne les stations de basse altitude. Par contre les stations de 1000 à 2500 mètres ont des moyennes de précipitations plus regroupées. Pour la troisième fois, la moyenne du Passo del Moro est plus basse (311 mm).

Les stations pluviométriques suisses ont souvent des moyennes moins importantes que les italiennes aux mêmes altitudes. A l'exception de la station du Simplon qui se rapproche des valeurs italiennes en automne et au printemps.

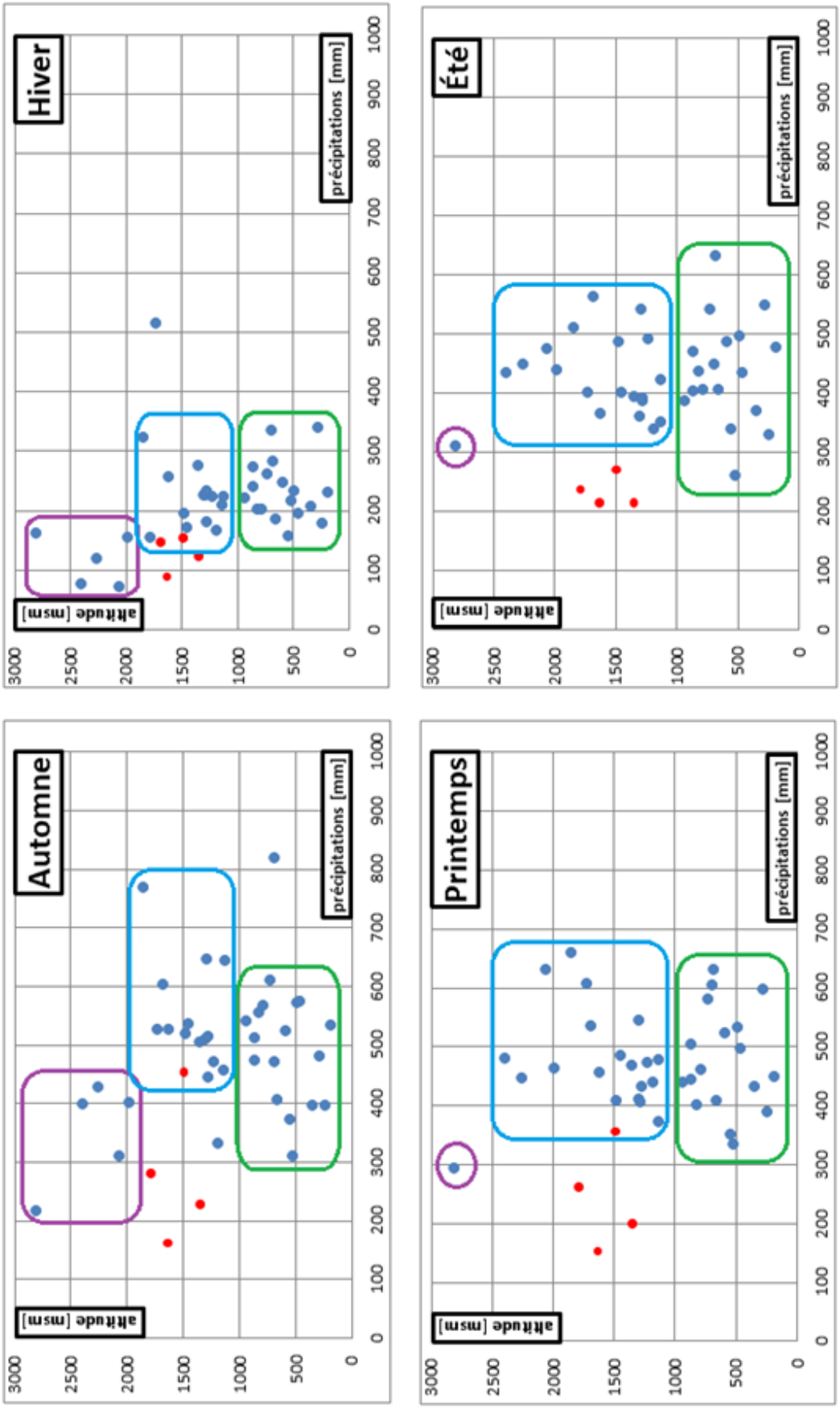


Figure 33: Relation entre l'altitude et la moyenne de précipitations par saison. En rouge les quatre stations pluviométriques suisses.

Les stations pluviométrique plus hautes que 2000 mètres (Ceppo Morelli, Macugnaga Rifugio, Lago Paione, Bocchetta della Pisse et Passo del Moro) ont des moyennes nettement inférieures aux autres stations italiennes en automne et en hiver. Même si ces données ont été corrigées selon la méthode de conversation, elles restent plus basses d'environ 100-300 mm par saison par rapport à la réalité (si on compare avec l'été et le printemps). En printemps et en été par contre, ces données sont exactement dans la moyenne des stations italiennes (à l'exception faite du Passo del Moro). Les données de ce dernier sont aussi inférieures à celles des autres stations pendant les mois de printemps et d'été. C'est pour cette raison que je considère les données de cette station comme discutables et utilisables avec précaution.

6.3.4. Relations des précipitations avec l'espace

Cette partie considère la répartition des moyennes saisonnières des précipitations sur le territoire italien.

Les moyennes saisonnières de chaque station pluviométrique ont été classées selon ces critères:

Int1: moyenne saisonnière < Q1
Int2: Q1 < moyenne saisonnière < Q2
Int3: Q2 < moyenne saisonnière < Q3
Int4: Q3 < moyenne saisonnière

Q1, Q2 et Q3 sont des opérateurs de statistique descriptive (quartiles) qui séparent toutes les données en nombres égaux.

La figure 34 montre l'emplacement des quatre catégories sur le territoire italien. En général, les localités qui appartiennent à ces classes sont réparties dans le territoire sans vraie logique. Par contre une tendance est visible. Les stations qui appartiennent à la classe Int1 se situent en général à l'ouest et au nord du territoire. Les stations avec la plus haute altitude, qui sont aussi celles qui ont les données les moins fiables, se trouvent à l'ouest du territoire d'étude.

Les régions qui semblent être les plus arrosées se trouvent entre l'est et le nord-est. Cette tendance est clairement visible au printemps et en été.

Les montagnes de 2000 à 2800 mètres qui séparent les vallées italiennes ont peu d'influence sur les moyennes saisonnières de pluie. Par contre, elles peuvent avoir un rôle très important de partage des pluies lors de petits événements météorologiques locaux. Les hautes montagnes des Alpes sont la vraie barrière des pluies (Sodemann et al., 2009).

6.3.5. Corrélation entre les stations météorologiques

Le cercle des corrélations, comme résultat d'une démarche ACP (Analyse en Composantes Principales), explique visuellement les corrélations positives ou négatives pour chaque station météorologique. Ceci permet de voir si des variables ont des comportements semblables (Raffestin, 2005).

L'ACP a comme base de données les moyennes mensuelles pour chaque station pluviométrique entre septembre 2005 et août 2009. Le premier axe d'inertie représente le 78% de toute l'information, le deuxième axe le 8%. En cumulant les deux premiers axes, l'inertie cumulée atteint 86% de toute l'information. Le seuil de 80% est dépassé, c'est-à-dire que l'analyse suivante sera pertinente (Raffestin, 2005).

La dispersion des points dans le cercle des corrélations suggère un classement des stations en 3 groupes (tab. 9).

Classe 1	Visp, Alpe Veglia, Ackersand Stalden, Grächen
Classe 2	Zermatt, Lozzolo, Bocchetta della Pisse, Omegna Lago d'Orta, Cellio, Passo del Moro, Macugnaga Rifugio, (Lago Paione), (Alagna), (Ceppo Morelli)
Classe 3	Simplon, Alpe Devero, Larecchio, Varzo, Macugnaga Pecetto, Pizzanco, Cicogna, Trasquera, Fomarco, Saas Balen, Saas Fee, Boccioleto, Druogno, Carcoforo, Varallo, Alpe Cheggio, Rassa, Mottac, Condoglia Toce, Crodo, Mottarone Baita, Rima, Domodossola, Borgosesia, Anzino, Sabbia, Mottarone, Arvogno, Fobello, Cesara, (Lago Paione), (Alagna), (Ceppo Morelli)

Tableau 9: classement des stations météorologiques selon le cercle des corrélations

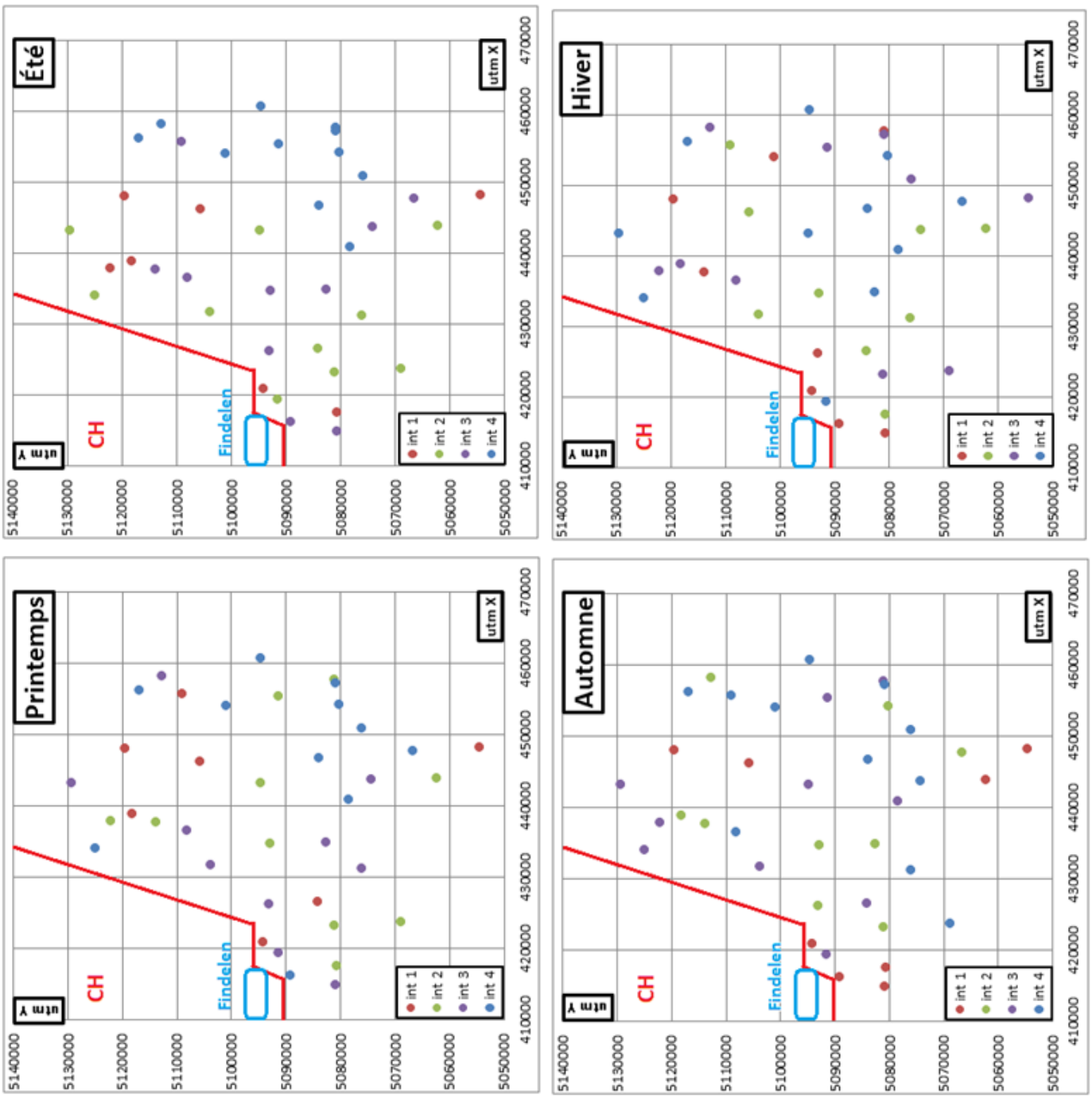


Figure 34: Relation entre la position géographique des stations et les moyennes saisonnières des précipitations. Les moyennes ont été classées en 4 groupes différents: int1, int2, int3 et int4. La règle de classement utilise des opérateurs de la statistique descriptive: le quartile (Q1, Q2 et Q3). Int1: moyenne saisonnière < Q1 ; int2: Q1 < moyenne saisonnière < Q2 ; int3: Q2 < moyenne saisonnière < Q3 ; int4: Q3 < moyenne saisonnière.

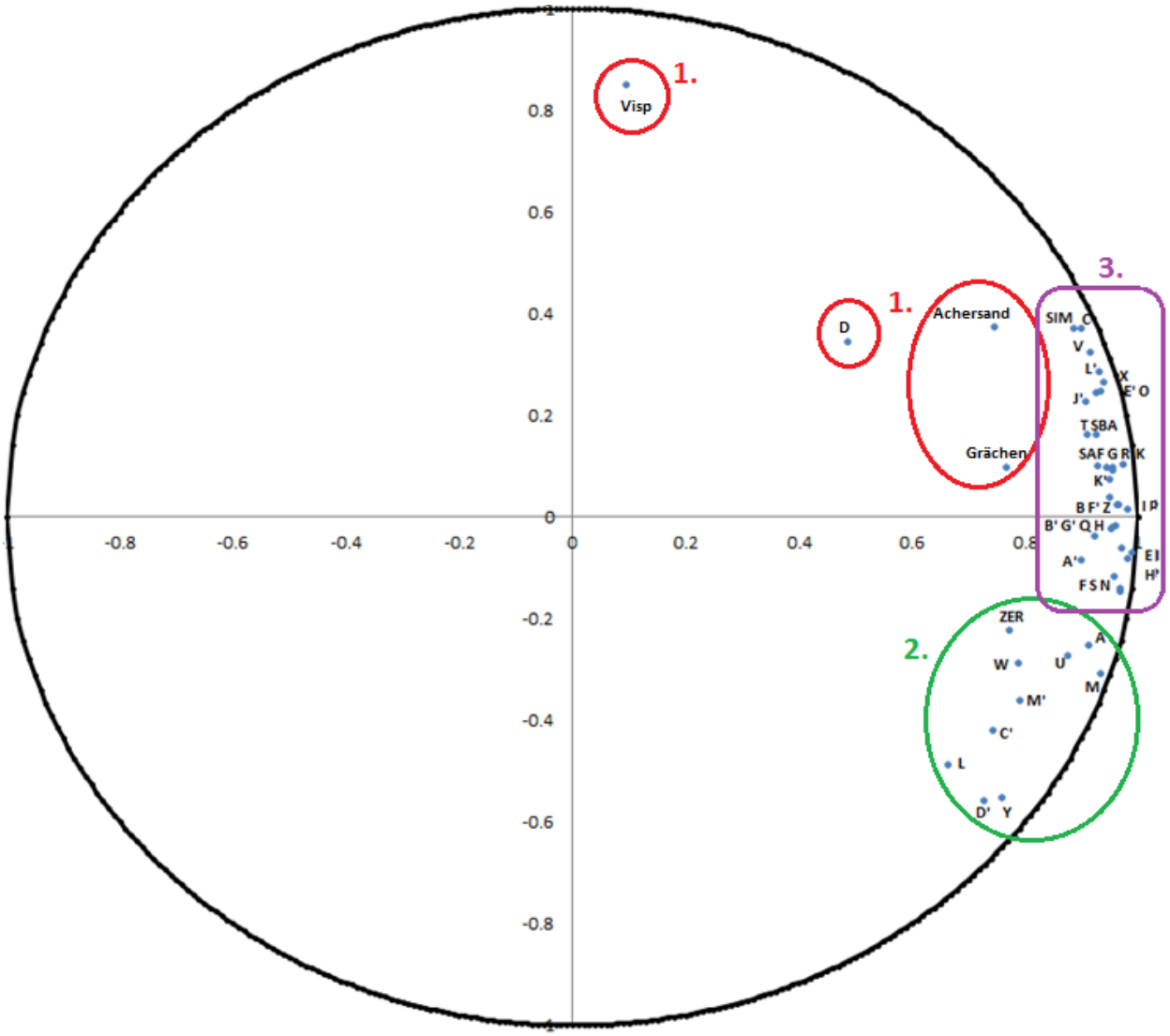


Figure 35: Cercle des corrélations pour toutes les stations météorologiques utilisées dans ce travail. D'après leurs dispersions dans le cercle des corrélations, 3 groupes avec des comportements différents ont été créés. La légende est explicitée au tab. 6.

Interprétation du cercle des corrélations:

Classe 1: contient seulement 4 stations pluviométriques dans ce groupe, dont 3 sur le territoire suisse. Ces 3 stations se trouvent toutes au nord de la chaîne principale des Alpes. Visp est un village au fond de la vallée du Rhône. Achesand Stalden et Grächen sont dans une vallée étroite au sud de Visp (cf. chap. 4.1.). La chaîne principale des Alpes fait fonction de barrage aux perturbations avec, par conséquent, une mauvaise corrélation entre ces 3 stations du versant nord des Alpes et celles qui se trouvent soit au sud des Alpes, soit dans une vallée dans le cœur de ces dernière (Zermatt) (Spreafico et al., 2005).

La situation à Alpe Veglia (1740 msm) est plus particulière. En effet, cette station mesure en moyenne des quantités de pluie beaucoup plus élevées par rapport aux autres stations

météorologiques. Par exemple, la corrélation avec la station de Varzo (1308 msm) (qui est la station la plus proche d'Alpe Veglia) est seulement de 0.55. Comme première explication on pourrait penser à la topographie de la région autour d'Alpe Veglia. Cette station est complétement entourée de montagnes ayant une altitude qui varie entre 3000 mètres (au sud-ouest) et 2600 mètres. Seule une étroite vallée (direction sud-est) relie cette région à la plaine (fig. 36). Cette topographie particulière pourrait favoriser l'intensification des pluies. Ceci est dû à l'exposition constante du versant au vent (Daly et al., 2002). La deuxième hypothèse stipule un dysfonctionnement du capteur qui mesure la quantité de pluie. (Gottardi et al., 2008).

Classe 2: En regardant uniquement le premier axe factoriel, les éléments de ce groupe sont relativement bien corrélés avec ceux du groupe 3. Le deuxième axe factoriel montre la faible corrélation entre certaines stations de mesures. Les 3 stations pluviométriques de Lago Paione, Alagna et Ceppo Morelli auraient aussi pu être classées dans la classe 3.

Il y a trois raisons principales qui provoqueraient une baisse de corrélation avec les autres stations météorologiques: la haute altitude des stations, le manque de données pour une période allant de septembre 2005 à août 2009 et la topographie.

Un défaut dans les données de précipitations est la cause d'un manque de corrélation pour les stations suivantes: Omegna Lago d'Orta, Cellio et Macugnaga rifugio. La moyenne des précipitations entre les années 2005 à 2009 doit être aussi étudiée avec précaution.

La distance importante de la station de Lozzolo est la cause la plus probable de la basse de corrélation avec les autres stations.

La barrière de montagnes qui entoure le village de Zermatt provoque une situation climatique légèrement différente par rapport aux autres stations (Arrigo, 2010).

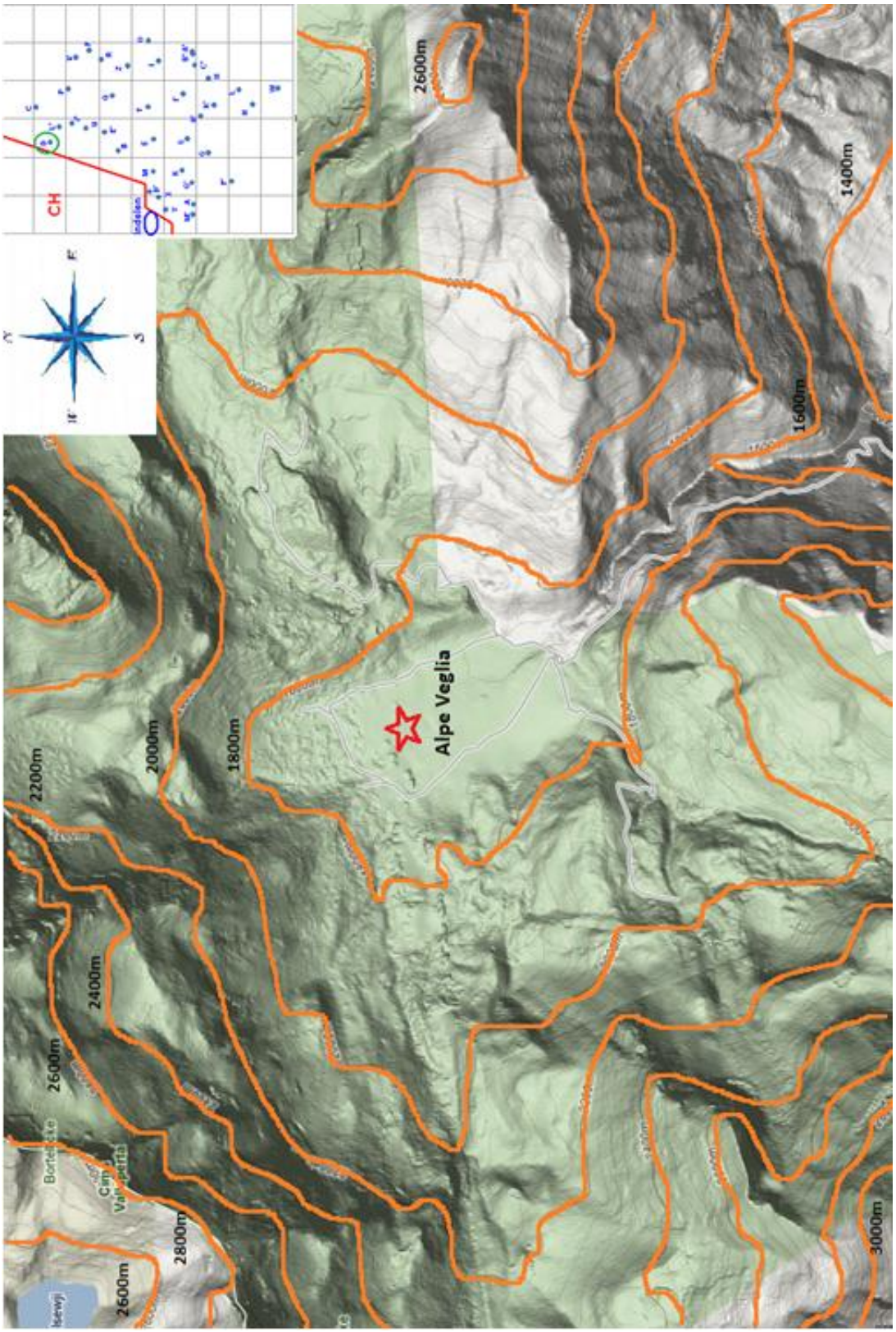


Figure 36: Station météorologique Alpe Veglia. À droite en vert, sa position par rapport à toutes les stations italiennes. À gauche, la topographie avec les courbes de niveau autour de la station météorologique Alpe Veglia. (Source *Google Maps*)

Classe 3: Le nuage de points pour cette classe est bien regroupé et la corrélation varie de 0.8 à 1 par rapport à l'axe principal. Donc, les moyennes mensuelles des précipitations sont bien corrélées entre elles. La distribution par rapport au deuxième axe factoriel n'est pas très uniforme. Leur emplacement sur cet axe est en relation avec leur position géographique. En fait, les stations qui se trouvent au nord ont une valeur positive sur cet axe. Les stations qui se trouvent au centre ont une valeur assez proche de zéro. Par contre, les stations qui contre se trouvent plus au sud ont une valeur négative sur cet axe. En résumé, ces données sont toutes bien corrélées entre elles. Cependant, les stations qui se trouvent géographiquement plus proches ont une corrélation encore plus forte par rapport aux plus éloignées.

La mesure des précipitations en haute montagne est soumise à des conditions parfois difficiles. Par exemple, la neige ou le vent peuvent fausser les valeurs enregistrées (Gottardi et al., 2008). Même si les données ont déjà été soumises à des corrections par rapport à la quantité de neige mesurée (cf. chap. 6.2.), la corrélation avec la moyenne des autres stations n'est pas toujours importante. (Bocchetta della Pisse 2410 msm; Passo del Moro 2820 msm; Lago Paione 2269 msm; Ceppo Morelli 1995 msm). Les données des précipitations de ces stations sont à analyser avec grande précaution.

7. Interpolation avec la méthode du krigeage

7.1 Période d'étude

La période choisie pour l'interpolation selon la méthode du krigeage est comprise entre le 1. septembre 2005 et le 31 août 2009. Il s'agit de la seule période dans laquelle toutes les stations météorologiques ont enregistré des valeurs des précipitations.

La distribution de la moyenne annuelle des précipitations a une forte variabilité spatiale et temporelle. En se focalisant sur les stations suisses utilisées pour ce travail on peut aussi noter la grande différence entre leurs moyennes de précipitations.

La figure 37 montre la différence de pourcentages entre la moyenne de 2005 et 2009 avec la moyenne de 1961 à 1990. Cinq stations sur six ont une moyenne de 2005 à 2009 est supérieure à la norme de 1961 à 1990. Le pourcentage varie entre 2 et 16%. Seul Visp mesure une moyenne inférieure (-2.7%) par rapport aux valeurs de 1961 à 1990.

Grächen et Ackersand Stalden se trouvent à une distance d'environ 5 kilomètres. Par contre, leur écart à la moyenne est très différent. Pour les années 2005 à 2009, Grächen reçoit en moyenne 96 mm de pluie de plus (619 mm par rapport aux 523 mm de norme). La station voisine reçoit seulement 23 mm de plus (544 mm contre 521 mm en moyenne).

Une fois de plus, cette figure confirme la grande variabilité des précipitations tombées sur cette surface relativement petite, mais dont la topographie est très complexe.

7.2. Classement par types de temps

Le but de ce chapitre est de classer chaque jour, entre septembre 2005 et août 2009, en 10 classes qui représentent un type de temps différent (Gottardi et al., 2008). La différence du temps pour chaque classe est due à la circulation atmosphérique à 500 hPa sur la Suisse (Conway et al., 1998) (cf. 3.4.).

La différence d'altitude de la pression à 500 hPa sur l'Europe favorise la prédominance de la circulation d'Ouest en Suisse (30%). En considérant les 3 secteurs avec provenance de l'air d'occident (NW, W, SW), le pourcentage augmente à 66% (fig. 38). L'Europe centrale peut rester sous l'affluence de vents occidentaux pour plusieurs jours de suite, ou dans certains cas, plus

d'une semaine. Pendant ces périodes, des vagues de fronts polaires liées à une dépression traversent la Suisse (Hack, 2009).

La fréquence des autres secteurs de provenance de l'air est moins importante et varie entre 2% et 13% (fig. 38).

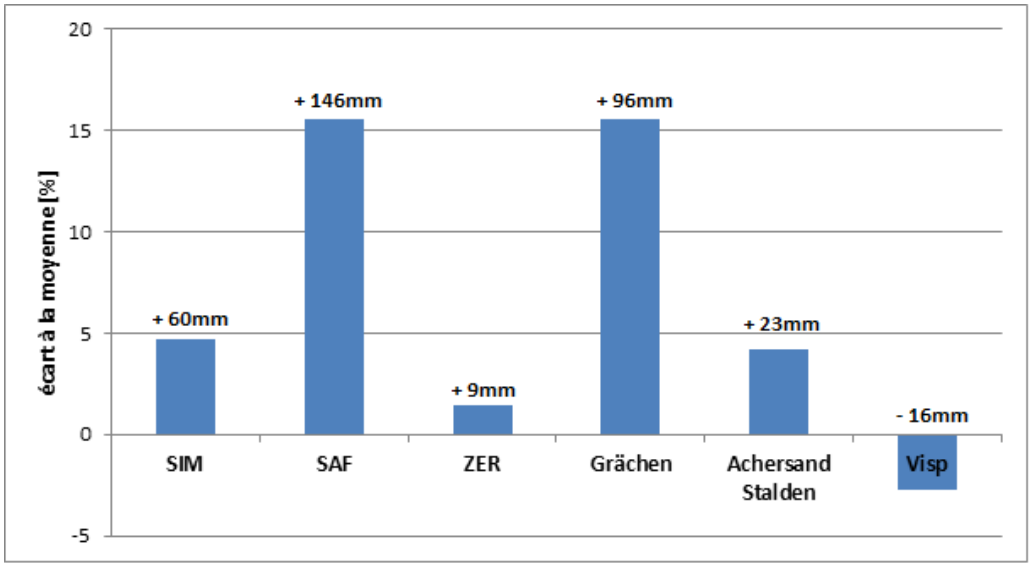


Figure 37: Pourcentages d'écarts à la moyenne annuelle de 1961 à 1990 pour la période de 2005 à 2009 pour les cinq stations météorologies suisses: SIM (Simplon Dorf), SAF (Saas Fee), ZER (Zermatt), Grächen, Ackersand Stalden et Visp.

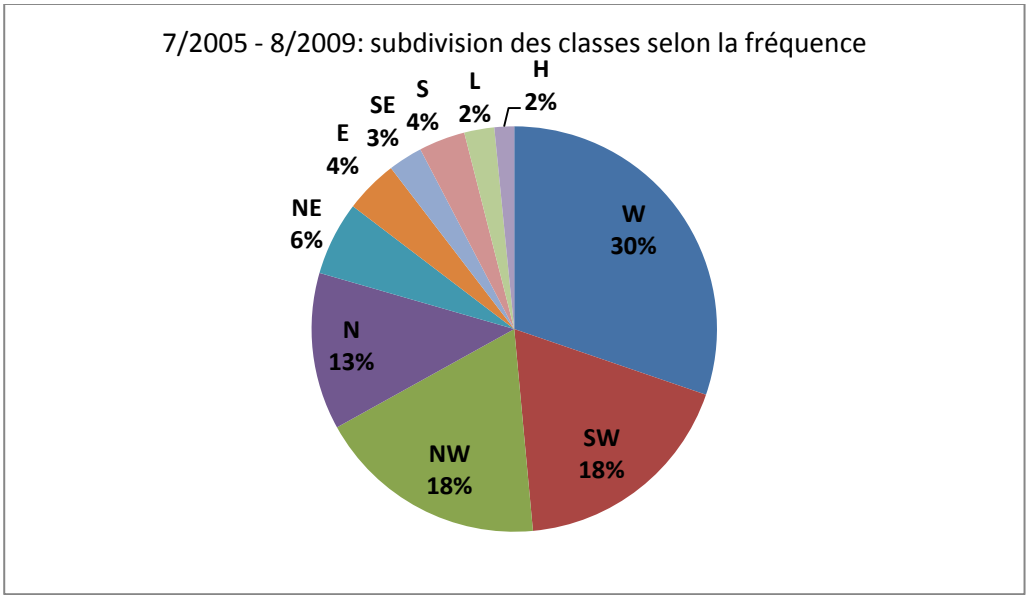


Figure 38: Pourcentage de la fréquence des jours pour chaque type de temps entre septembre 2005 et août 2009.

Vu que période d'analyse est courte (septembre 2005 à août 2009), il est difficile d'affirmer l'existence d'une tendance de fréquences pour chaque classe subdivisée par les 12 mois de l'année (annexe 2).

Selon les statistiques de l'hydrologie suisse, la fréquence de la circulation d'Ouest apparait principalement dans la période allant de l'automne au printemps (Hack, 2009). Les affluences des secteurs SW, S, SE apparaissent surtout pendant les saisons automnales et printanières et amènent à de fortes précipitations sur le côté sud des Alpes (Spreafico et al., 2005). Selon l'annexe 2, le vent sud-est est presque inexistant en été.

7.3. Groupes de pluviosité

Dans cette partie du chapitre on regroupe de chaque jour (entre septembre 2005 et août 2009) d'après la hauteur d'eau enregistrée sur la surface d'étude. La comparaison de la quantité de pluie tombée dans une journée entre plusieurs stations doit tenir compte du régime de précipitations pour chaque station. La manière la plus simple est de comparer les moyennes journalières de pluie pour chaque station.

La classification de chaque jour selon la hauteur journalière des précipitations tient compte des grandes différences climatiques décrites dans la section précédente.

La démarche se fait en deux parties:

1ère étape: pour chaque station de mesures, chaque valeur de précipitations journalières est classée dans 5 groupes selon le régime de précipitations de chaque station météorologique (tab. 10).

Groupe 0*	pas des précipitations
Groupe 1*	jours entre > 0 mm – 1er quartile (de la station)
Groupe 2*	jours entre 1er quartile – 2ème quartile (de la station)
Groupe 3*	jours entre 2ème quartile – 3ème quartile (de la station)
Groupe 4*	jours entre 3ème quartile – 4ème quartile (de la station)

Tableau 10: limites statistiques qui permettent de classer tous les jours dans 5 groupes avec des caractéristiques différentes.

Les valeurs qui limitent les groupes sont très différentes entre les stations. Elles dépendent du régime de précipitations pour chaque station météorologique.

2ème étape: chaque jour est classé dans 5 groupes différents selon l'appartenance journalière de chaque station aux 5 groupes ci-dessus.

Exemple (15 janvier 2008): voir annexe 3.

Grace à cette méthode de classement, chaque jour a été classé dans 5 classes selon la quantité de précipitations mesurées chaque jour par rapport à l'importance qu'elle a eue pour la station concernée.

La figure 39 montre la moyenne journalière de pluie pour chaque groupe. Le groupe 0 contient seulement des journées où aucune précipitation n'a été mesurée dans toutes les stations météorologiques. Les groupes 1 et 2 ont des moyennes journalières de précipitations qui ne dépassent pas 1 mm d'eau. La moyenne journalière du groupe 3 est de 2.63 mm. La moyenne de la pluie journalière pour le groupe 4 est nettement plus importante, soit 14.63 mm.

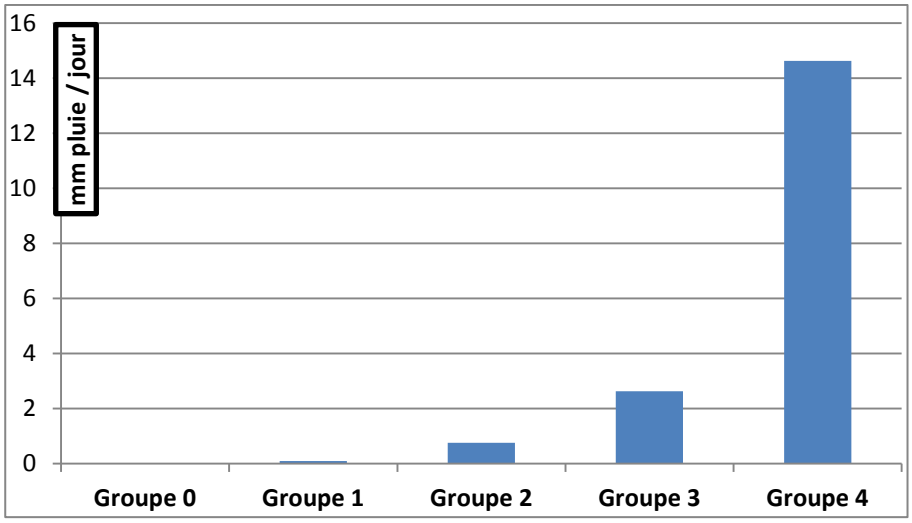


Figure 39: moyennes journalières de précipitations pour chaque groupe de pluviosité (Période considérée entre septembre 2005 et août 2009).

7.4. Relation entre la fréquence des types de temps avec les groupes de pluviosité

En associant les 10 classes de types de temps (cf. chap. 7.2.) avec les 5 groupes selon l'intensité des précipitations (cf. chap. 7.3.), on comprend mieux la différence et leur importance et leur provenance.

Le tableau 11 expose la quantité journalière de pluie mesurée pour chaque type de temps. Cette dernière est ensuite subdivisée selon les 5 groupes d'intensités des précipitations. Le tableau 12 montre le nombre de jours concernés pour chaque sous-groupe. La distribution du nombre de jours dans chaque classe de types de temps est très hétérogène. Par exemple, la classe « circulation du nord » répertorie le plus grand nombre de jours dans le groupe 0. Plus on s'approche du groupe 4, moins il y en a. A l'opposé, la classe « circulation du sud » compte le plus

grand nombre de jours dans le groupe 4. Plus on s'approche de la classe 0, plus le nombre de jours diminue.

		classes types de temps									
		W	**SW**	**NW**	**N**	**NE**	**E**	**SE**	**S**	**L**	**H**
Groupes pluie	**0**	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0.1	0.1	0.1
	2	0.5	0.6	0.8	0.8	0.9	0.5	0.7	0.9	0.5	1.2
	3	2.5	2.9	2.8	2.3	2.5	2.2	2.5	2.3	2.9	3.2
	4	8.5	18	6.8	7.6	12	12	20	31	21	--

Tableau 11: moyennes journalières de précipitations [mm], selon la classe de types de temps, croisées avec les 5 groupes d'intensités de pluie (7/2005 – 8/2009).

		classes types de temps									
		W	**SW**	**NW**	**N**	**NE**	**E**	**SE**	**S**	**L**	**H**
Groupes pluie	**0**	87	26	78	65	22	12	4	2	3	12
	1	87	31	72	47	35	17	4	4	2	5
	2	101	34	61	35	15	7	5	5	7	4
	3	96	66	47	28	10	10	11	10	8	2
	4	71	110	11	8	4	16	16	33	15	0

Tableau 12: fréquences pour chaque type de temps par rapport aux quantités de pluie enregistrées par les stations météorologiques (7/2005 – 8/2009).

Pour la construction des figures 40 et 41, j'ai regroupé les précipitations moyennes journalières des groupes 3 et 4 de pluviosité. Ces deux groupes ont les valeurs de précipitations les plus élevées. Donc, leur association explique bien l'influence que chaque type de temps a sur la région d'étude.

Chaque classe de types de temps influence de manière différente le temps sur la région italo-suisse étudiée dans ce travail. La quantité de précipitations que chaque type de temps amène et leur distribution spatiale sur le territoire sont particulièrement intéressantes dans le cadre de ce mémoire.

Les 10 classes de types de temps pourraient être regroupées en 4 grands groupes qui ont de mêmes caractéristiques de fréquences et de quantités de précipitations mesurées (fig. 40 et 41):

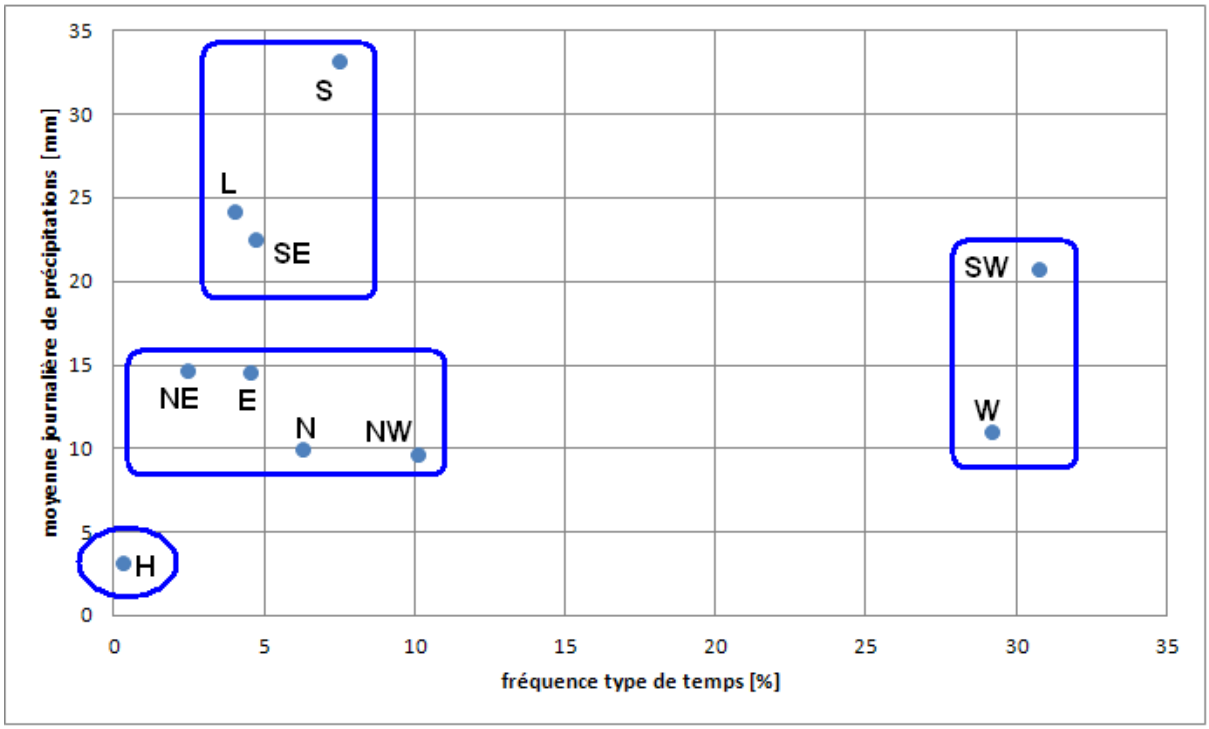


Figure 40: association de la fréquence de types de temps [%] avec la moyenne journalière de précipitations [mm]. Pour chaque classe de types de temps, j'ai regroupé les valeurs du groupe 3 et 4 de pluviosité, i.e. les deux groupes avec les quantités de pluie les plus significatives. En plus de ce croisement des paramètres, les 10 classes de types de temps pourraient être reclassées en 4 grands groupes: 1: SW, W ; 2: S, SE, L ; 3: NE, E, N, NW; 4: H. La figure 41 montre mieux ces 4 nouvelles classes (7/2005 – 8/2009).

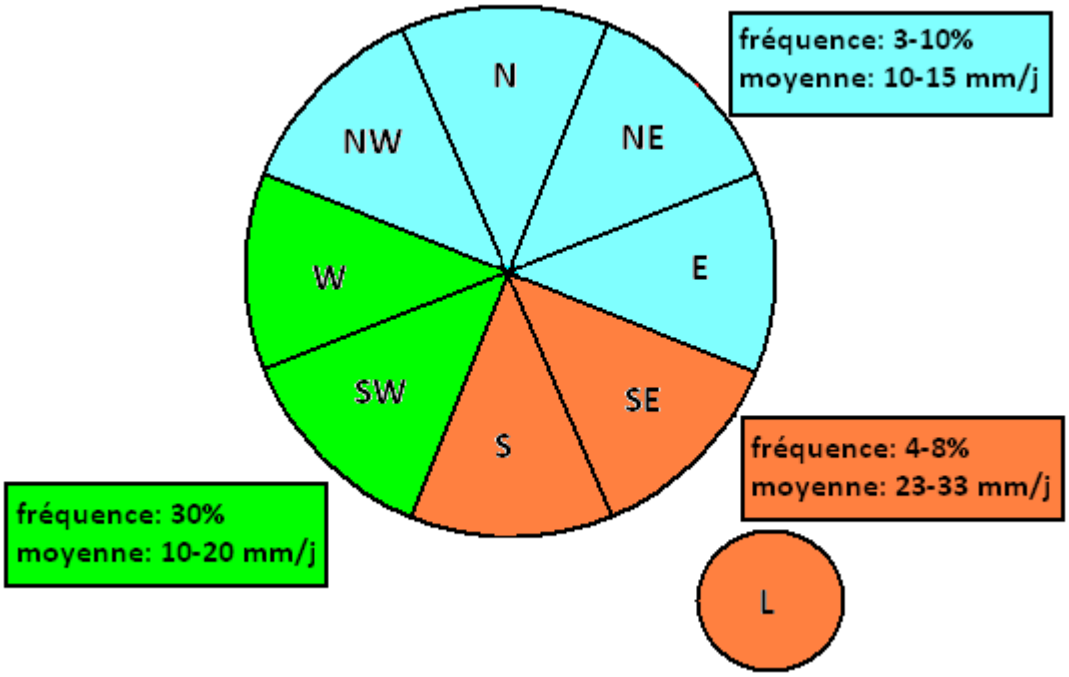


Figure 41 : résumé schématique issu de la figure 40. Pour chaque groupe, le pourcentage de la fréquence par rapport au total des groupes 3 et 4 de pluviosité et la moyenne journalière de précipitations [mm].

SW, W	Fréquence: environ 30% des jours qui appartiennent aux groupes 3 et 4. Moyenne de pluie: entre 10 et 20 mm/j.
S, SE, L	Fréquence peu élevée : entre 4 et 8% des jours qui appartiennent aux groupes 3 et 4. Quantité de pluie très importante, 23-25 mm/j pour SE et L, 33 mm/j pour le secteur S.
NE, E, N, NW	Fréquence : entre 3 et 10% des jours qui appartiennent aux groupes 3 et 4. Faibles quantités de pluie entre 10 et 15 mm/j
H	Fréquence : quasi nulle. Tout comme la moyenne journalière enregistrée pour ce groupe.

7.5. Interpolation selon le type de temps

7.5.1. Résultats de l'interpolation

Les cartes suivantes montrent le résultat de l'interpolation des données de précipitations du groupe 4 de pluviosité pour toutes les classes de types de temps. La méthode utilisée est celle du krigeage simple (cf. 5.2.1.). Les stations italiennes de Macugnaga Rifugio, Omegna Lago d'Orta et Celio n'ont pas été utilisées à cause de leur manque de corrélation avec les autres stations à cause d'un déficit important dans la série de données (cf. 6.3.5.).

Il faut bien comprendre la signification exacte des résultats de l'interpolation pour pouvoir en tirer des résultats convenables. Seuls les jours qui appartiennent au groupe 4 de pluviosité ont été utilisés pour cette interpolation. Chaque classe de types de temps n'a pas le même nombre de jours dans le groupe 4 de pluviosité (cf. tableau 12). De plus, chaque classe de types de temps n'a qu'un pourcentage différent appartenant au groupe 4 de pluviosité. Ce dernier varie selon les classes. Par exemple, 16% des jours de la classe 1 appartiennent au groupe 4 de pluviosité (71/442), 4% pour la classe 4 (8/183) et 61% pour la classe 8 (33/54) (cf. tableau 12).

Classe 1 - circulation d'Ouest: toute la région italienne est arrosée par la même quantité moyenne journalière de pluie. Les vallées suisses mesurent une moyenne journalière légèrement inférieure.

Classe 2 – circulation du Sud-Ouest: certaines régions à l'est mesurent des quantités de pluie qui dépassent 30 mm/j. La chaine de montagnes entre la région de Domodossola et le Tessin ont probablement un effet barrage aux vents humides provenant de sud-ouest. La chaine de montagnes entre la vallée de Saas Fee et celle du Simplon (Wenghorn, 2450 msm; Weissmies, 4017 msm) empêche les précipitations d'arroser abondamment les régions suisses.

Classe 3 – circulation du Nord-Ouest: la moyenne journalière des précipitations est très homogène sur toute la région d'étude (7-12 mm/j). Seul l'extrême est reçoit légèrement plus de pluie.

Classe 4 – circulation du Nord: la partie nord-ouest de la région d'étude mesure une moyenne journalière très faible de pluie (0-5 mm/j). La région centrale est la plus arrosée, avec des quantités de précipitations qui dépassent 12 mm/j.

Classe 5 – circulation du Nord-Est: la région la plus arrosée est celle de Saas où la moyenne journalière dépasse 20 mm/j de pluie. Je suppose que la chaine des montagnes au sud-ouest de Saas (Täschhorn, 4491 msm; Alphubel, 4206 msm) provoque un effet de barrage de l'air humide en provenance du Nord-Est. Toute la région centrale est également arrosée par 12 à 20 mm/j en moyenne. Les régions en marge de la surface d'étude sont beaucoup moins touchées par les précipitations.

Classe 6 – circulation d'Est: les régions au centre et au sud, i.e. les régions qui ne sont pas à l'abri des hautes montagnes, sont les plus touchées par les précipitations. En effet, elles atteignent des moyennes journalières entre 12 et 20 mm. Les régions plus au nord et les vallées suisses ont des précipitations plus rares.

Classe 7 – circulation du Sud-Est: toute la région italienne est fortement arrosée par les précipitations. Plus particulièrement, la partie qui se trouve au sud (15 à 25 mm/j). Encore une fois, les hautes montagnes entre le Mont Rose (4618 msm), Rimpfischhorn (4198 msm) et Weissmies (4017 msm) qui dépassent les 4000 mètres provoquent un grand effet de barrage. Par conséquent, la vallée de Zermatt mesure des moyennes journalières de pluie très faibles (2 à 10 mm/j).

Classe 8 – circulation du Sud: il s'agit sans doute du type de temps qui amène les précipitations les plus abondantes sur cette région, soit plus que 25 mm/j. Localement, les moyennes peuvent dépasser les 40 mm/j. 61% des jours de cette classe ont de fortes précipitations, i.e. que les masses d'air provenant du Sud sont très souvent chargées en humidité. Les sommets des montagnes décrits pour la classe 7 sont à nouveau un barrage aux pluies.

Classe 9 – situation de basses pressions: la région au sud-est est celle qui est la plus concernée par les fortes précipitations, avec une moyenne de plus 25 mm/j, voire de 35 mm/j localement.

Les autres régions sont aussi très arrosées (15 à 20 mm/j). La vallée de Zermatt est la plus sèche, avec des valeurs moyennes journalières de 5 à 10 mm.

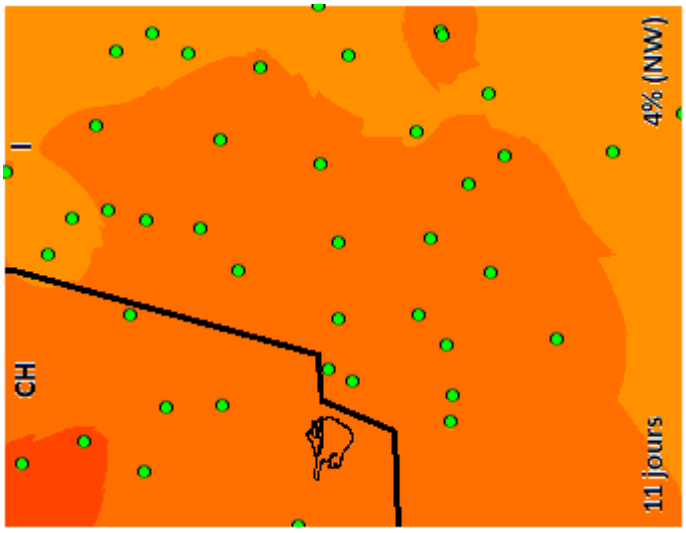
Classe 10 – situation de hautes pressions: la situation de hautes pressions amène rarement des précipitations. Quand c'est le cas, elles sont très faibles (jusqu'à 7 mm/j dans la région au sud).

7.5.2. Analyse des résultats de l'interpolation

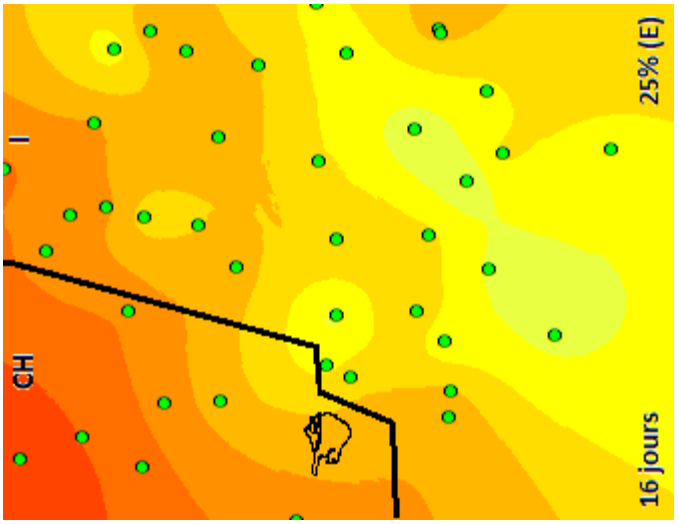
L'interpolation spatiale des données pluviométriques montre la dispersion des moyennes journalières des précipitations subdivisées en 10 classes de type de temps sur le territoire étudié. Les cartes du chapitre précédent utilisent uniquement les jours appartenant au groupe 4 de pluviosité. Celui-ci est par définition, le groupe avec les précipitations les plus importantes, et en conséquence, le groupe le plus intéressant de l'étude. La dispersion des moyennes de pluies sur le territoire est très hétérogène et dépend de la provenance des masses humides et de la manière dont elles rejoignent les sommets les plus hauts.

Une similitude est relevée dans presque toutes les cartes d'interpolation: les vallées suisses (de Zermatt et de Saas) qui se trouvent au nord (nord-ouest) des chaines les plus hautes des Alpes mesurent une moyenne journalière de pluie moins élevée que les autres régions du territoire étudié. La différence est très accentuée quand les masses humides proviennent du sud-ouest, sud, sud-est et pour des situations de basses pressions. La partie la plus arrosée est souvent celle qui se trouve au centre-sud du territoire étudié, soit la région comprise entre le Lac Majeur et la vallée de la Sesia.

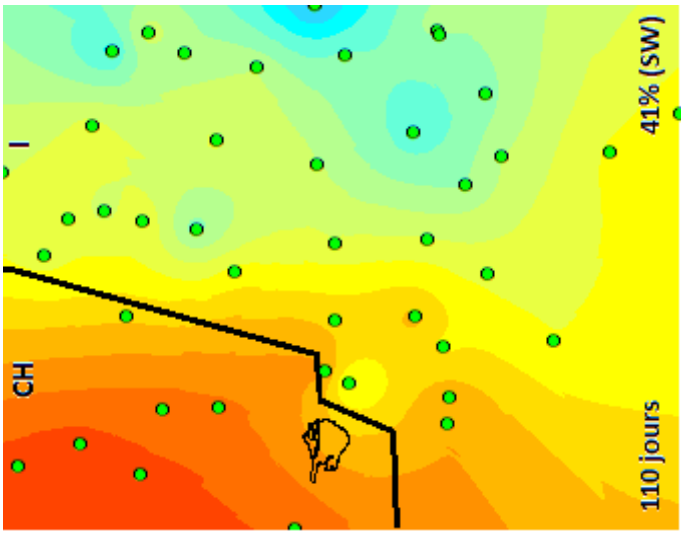
La région du glacier de Findelen est souvent placée entre la région la plus riche en précipitations (vallée de la Sesia) et la plus pauvre (vallée de Zermatt). Les cartes d'interpolation montrent que sur ce glacier, le gradient de la moyenne journalière de précipitation est souvent très fort (surtout pour les classes 2, 5, 6, 7, 8, et 9). Par conséquent, la distribution spatiale des pluies est très différente sur sa surface. Effectivement, ces interpolations montrent que sur la partie sud-est du glacier, qui correspond à la partie la plus haute, les précipitations moyennes journalières sont plus importantes que dans la partie nord-ouest, qui est la partie la plus basse du glacier.



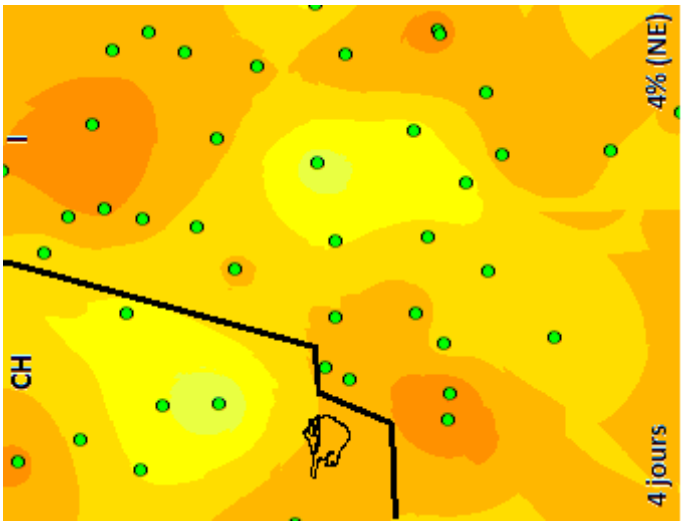
Classe 3: circulation du Nord-Ouest



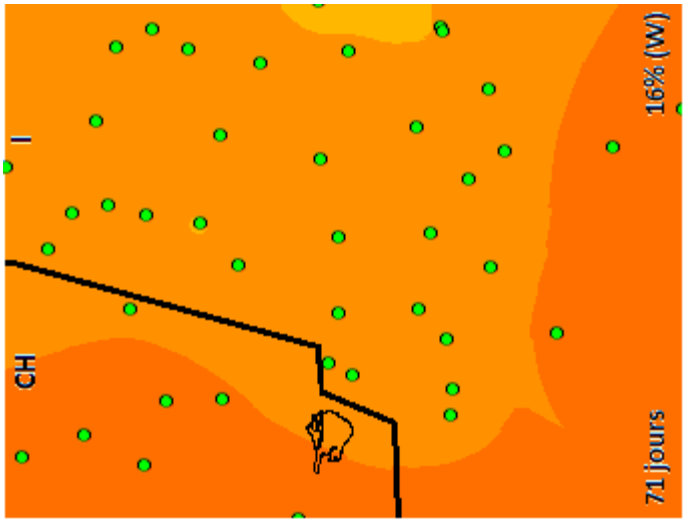
Classe 6: circulation d'Est



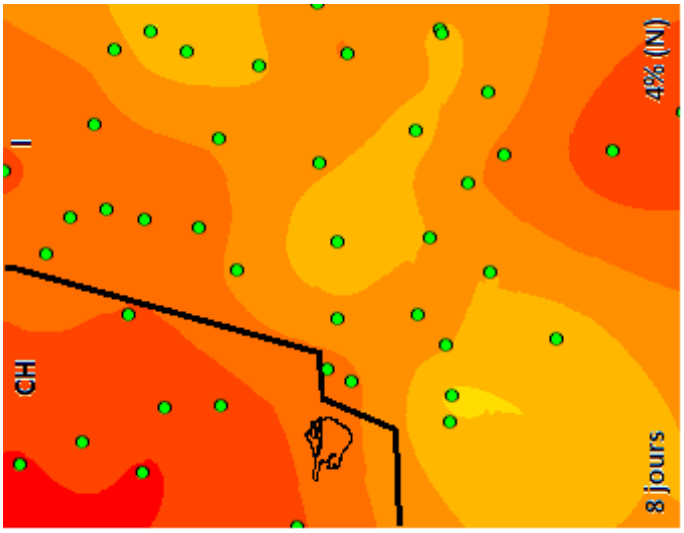
Classe 2: circulation du Sud-Ouest



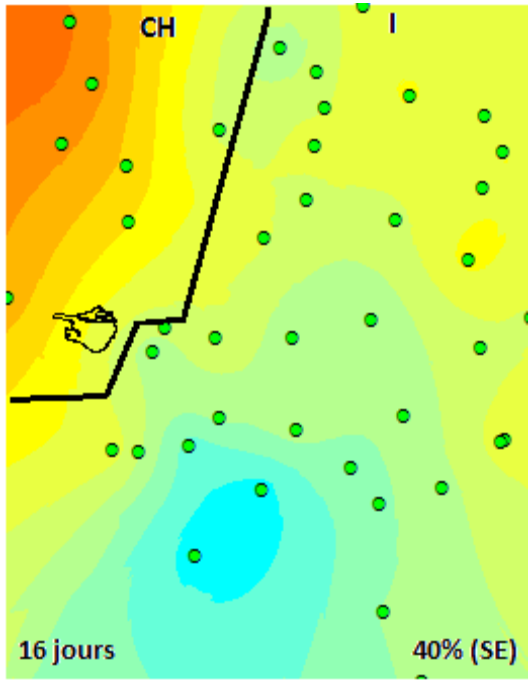
Classe 5: circulation du Nord-Est



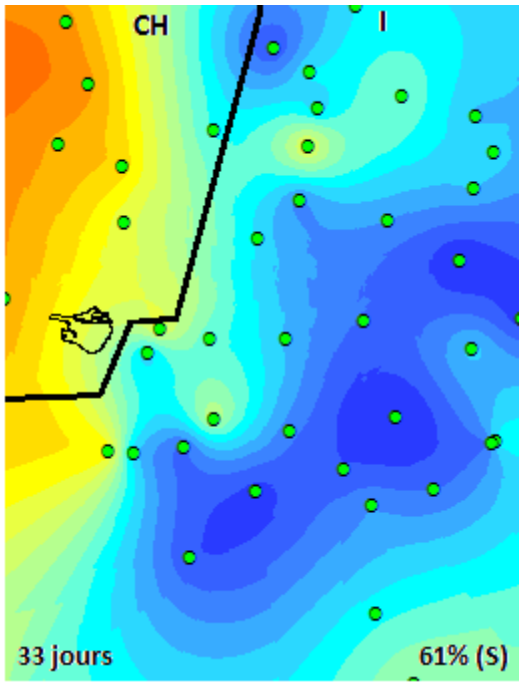
Classe 1: circulation d'Ouest



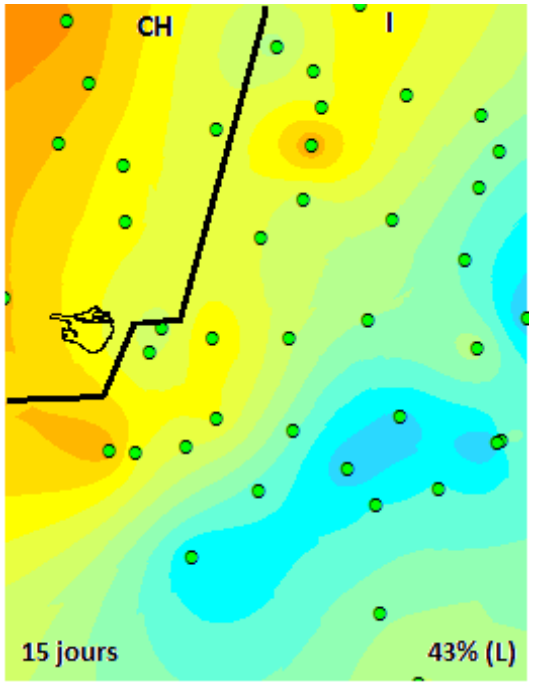
Classe 4: circulation du Nord



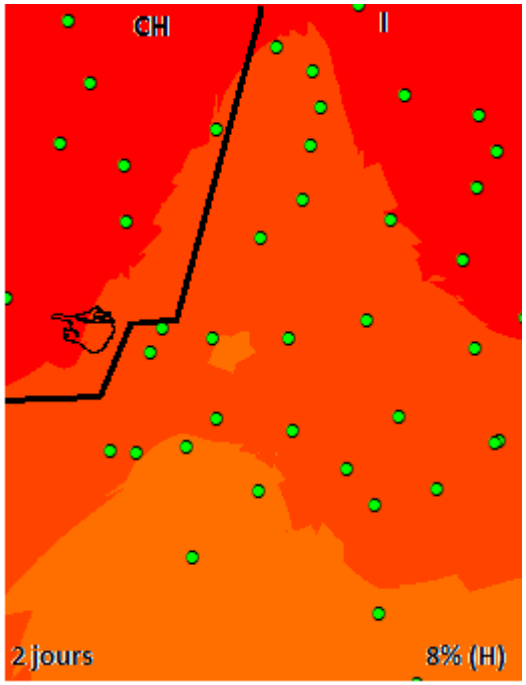
Classe 7: circulation du Sud-Est



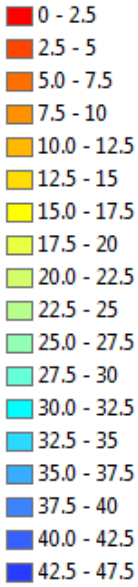
Classe 8: circulation du Sud



Classe 9: situation de basses pressions



Classe 10: situation de hautes pressions



Interpolation avec la méthode du krigeage pour toutes les classes de types de temps. Les points verts sont les stations pluviométriques (références spatiales). Sur chaque carte apparait les emplacements des glaciers de Findelen et d'Adler. Les valeurs de précipitations sont les moyennes journalières pour les jours qui appartiennent au groupe 4 de pluviosité [mm/j]. Vu qu'aucun jour du groupe 4 de pluviosité n'appartient à la classe 10, les jours du groupe 3 de pluviosité ont été utlisés.

8. Modélisation de l'effet orographique sur les précipitations

La région autour du glacier de Findelen a une forte variabilité spatiale des précipitations. Elles varient d'après la provenance des masses d'air humide. L'orographie est considérée comme prépondérante dans l'explication des précipitations en montagne (Gottardi, 2009). Selon si la région se trouve sur un versant, ou l'autre d'une montagne, elle peut se trouver à l'abri des précipitations ou bien enregistrer des fortes valeurs de pluie. En plus, l'approche statistique du gradient pluviométrique affirme qu'en montagne, il pleut plus souvent par rapport aux régions de plaine (cf. chap. 3.2.1.).

La méthode d'interpolation que je vais développer dans ce chapitre tient compte pour chaque type de temps, de la topographie orographique dans la région autour du glacier de Findelen.

8.1. Gradients orographiques de précipitations

La méthode consiste à chercher le gradient de précipitations des groupes 2, 3 et 4 de pluviosité (cf. chap. 7.3.) pour les 10 classes de types de temps (cf. chap. 7.2.). Par définition, les groupes 0 et 1 de pluviosité mesurent des quantités de précipitations égales à zéro, ou très proches de zéro. C'est pourquoi que je ne considère que les groupes 2, 3 et 4 pour la modélisation des précipitations.

Il est impossible de trouver un gradient de précipitations si on l'utilise toutes les stations météorologiques de la région (cf. chap. 6.3.3.). La figure 43 montre la régression linéaire pour les classes 2 et 8 de types de temps (circulation du Sud-Ouest et du Sud) pour le groupe 4 de pluviosité. La relation entre l'altitude des stations et la moyenne journalière de pluie est très faible (R^2 = 0.11). Ces exemples sont représentatifs et résument tous les résultats des autres classes de type de temps croisés avec les groupes 2, 3 et 4 de pluviosité.

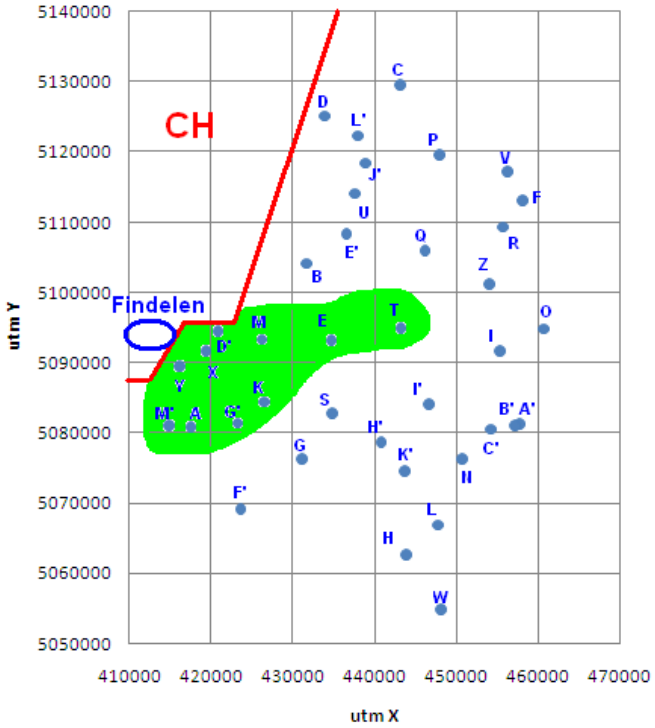
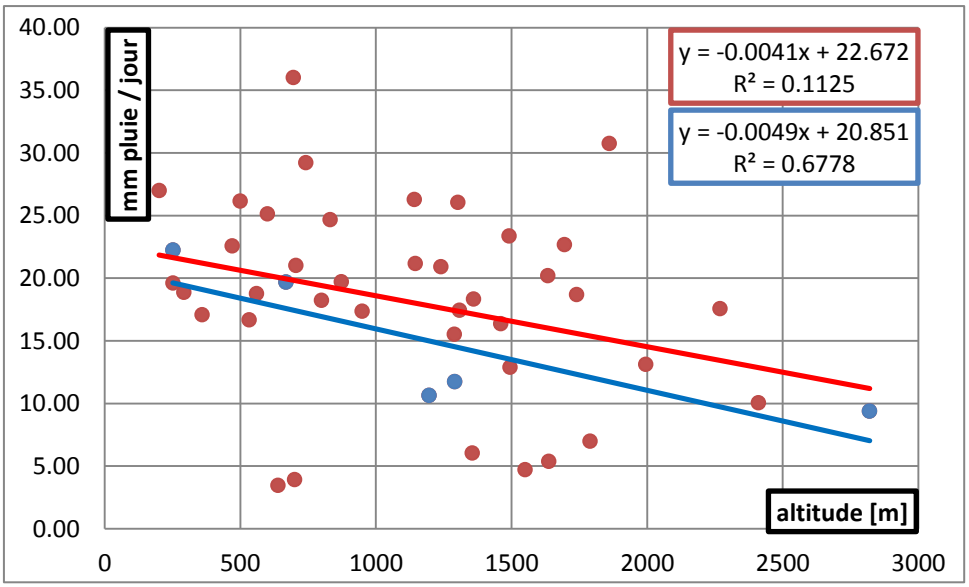


Figure 42: en vert, la région prise en considération pour la recherche des gradients orographiques de précipitations. Il s'agit de la région la plus proche du glacier de Findelen, avec un réseau relativement dense de stations météorologiques.

Classe 2 / Groupe 4: circulation du Sud-Ouest



Classe 8 / Groupe 4: circulation du Sud

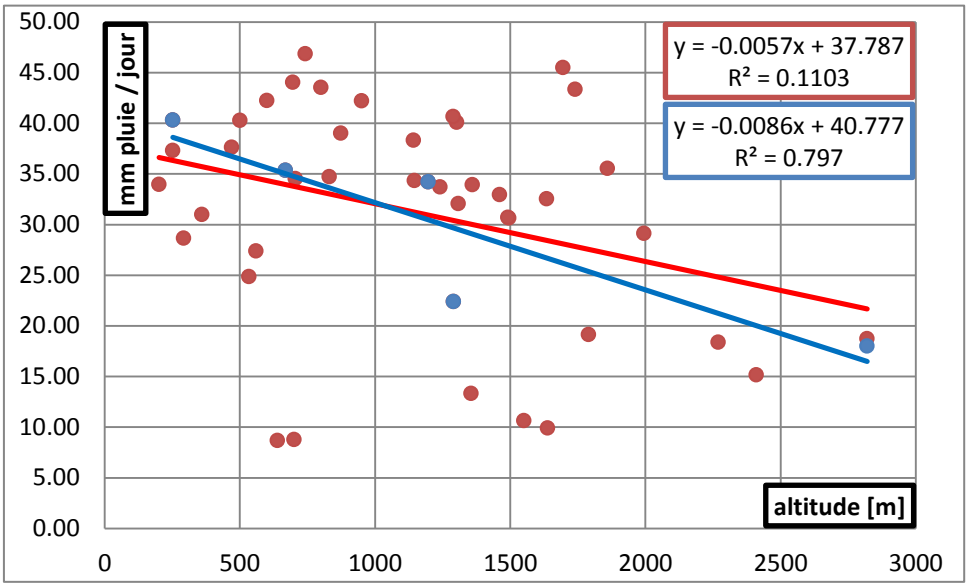


Figure 43: relation entre l'altitude [m] et la moyenne journalière de précipitations [mm]. En haut, les valeurs de la classe 2 de types de temps et du groupe 4 de pluviosité. En bas, la classe 8 du groupe 4. En rouge, les données pour toutes les stations météorologiques italiennes et suisses. En bleu, en utilisant seulement les stations météorologiques de la figure 32. Les coefficients de détermination linéaire (R^2) des stations proches du glacier de Findelen sont supérieurs aux coefficients qui considèrent toutes les stations et dépassent 0.60. La régression linéaire qui considère seulement les stations dans la même région est statistiquement plus forte et donc, la corrélation entre l'altitude et la moyenne journalière de pluie peut être utilisée pour estimer le gradient de précipitations orographiques dans cette région.

Le gradient de précipitations varie d'une vallée à l'autre, d'autant plus dans une région montagneuse comme par exemple, les Alpes. L'objectif du chapitre est celle d'interpoler les valeurs de précipitations en s'intéressant plus particulièrement au Glacier de Findelen. C'est pour cette raison que je vais calculer les gradients de précipitations de la partie la plus proche du glacier de Findelen. La région la plus proche de ce dernier comprend les stations météorologiques suivantes: Anzino, Ceppo Morelli, Macugnaga Pecetto, Passo del Moro, Fomarco, Alagna, Rima et Carcoforo (fig. 43).

Les annexes 4, 5 et 6 montrent la régression linéaire pour tous les croisements entre les classes de types de temps (10 classes) et les 3 groupes de pluviosité (groupe 2, 3 et 4). Le tableau 13 résume tous les gradients de précipitations avec le degré relatif de corrélation.

Les valeurs sont très différentes entre elles, même à l'intérieur d'un groupe de pluviosité. La relation entre gradient de précipitations et moyenne journalière de précipitations est étonnante. Par exemple, pour les groupes 2 et 3 de pluviosité, plus la moyenne journalière des précipitations est grande, plus le gradient de précipitations est important.

Dans le groupe 4 de pluviosité, cinq gradients de pluie sont négatifs, i.e. que les régions en altitude reçoivent moins de précipitations que celles en plaine. Il s'agit des classes avec la moyenne journalière de précipitations la plus haute. Une explication plausible est que la plupart des précipitations dans ces classes (Sud-Ouest, Sud-Est, Sud, Basses pressions) du groupe 4 ont un caractère convectif. L'altitude de déclanchement des pluies se trouve en plaine et les précipitations maximales n'atteignent pas le sommet des montagnes. D'ailleurs, d'après les interpolations du chapitre 7.5.2., la région la plus arrosée comprend la partie la plus à l'est, qui est celle avec les altitudes les moins élevées parmi les stations qui calculent les gradients (fig. 42). Il est donc difficile d'affirmer si ces gradients de précipitations sont négatifs à cause des pluies convectives ou plutôt de la distribution spatiale des précipitations.

	Groupe 2 pluviosité		**Groupe 3 pluviosité**		**Groupe 4 pluviosité**	
	Gradients mm pluie / 100 m	R^2	Gradients mm pluie / 100 m	R^2	Gradients mm pluie / 100 m	R^2
Classe 1: Ouest	0.06	0.62	0.12	0.77	0.03	0.049
Classe 2: Sud-Ouest	0.08	0.83	0.12	0.62	-0.49	0.67
Classe 3: Nord-Ouest	0.14	0.07	0.28	0.70	0.10	0.62
Classe 4: Nord	0.08	0.36	0.20	0.69	-0.27	0.43
Classe 5: Nord-Est	0.31	0.68	0.09	0.23	0.18	0.58
Classe 6: Est	0.21	0.82	0.15	0.75	0.19	0.28
Classe 7: Sud-Est	0.22	0.67	0.46	0.64	-0.57	0.45
Classe 8: Sud	0.33	0.81	0.18	0.90	-0.86	0.79
Classe 9: Basse pression	0.05	0.42	0.45	0.77	-0.55	0.89
Classe 10: Haut pression	0.30	0.54	0.37	0.64	---	---

Tableau 13: gradients des précipitations [mm pluie / 100 m] pour toutes les classes pour les groupes 2, 3 et 4 de pluviosité. Le coefficient de détermination R^2 explique pour chaque gradient sa force de corrélation.

8.2. Interpolation selon l'effet orographique

8.2.1. Explication de la démarche

L'objectif de la méthode est de produire des champs journaliers moyens de précipitations pour chaque type de temps et pour les 3 groupes de pluviosité sur la surface des glaciers de Findelen et sur d'Adler.

La démarche se subdivise en plusieurs étapes:

Pour chaque pixel (i,j) on estime d'abord la moyenne journalière de précipitations selon le type de temps. Cette estimation est possible seulement en utilisant les gradients de précipitations calculés dans le chapitre précédant et grâce à la valeur d'altitude que possède chaque pixel.

Selon la station choisie pour l'estimation de la pluie, les autres stations de mesures auront un résidu, i.e. une différence entre la moyenne journalière des précipitations calculée et celle estimée. L'analyse des résidus montre qu'ils sont encore structurés spatialement. Ces résidus sont ensuite krigés.

La dernière étape de l'application consiste à soustraire le krigeage des résidus à l'estimation de la pluie calculée d'après le gradient de précipitation. Comme le krigeage est un interpolateur exact, nous retrouvons les valeurs observées à chaque poste de mesures (Gottardi, 2009).

$$P^*_{(i,j)} = P'_{(i,j)} + \varepsilon_{(i,j)}$$

Où:

$P^*_{(i,j)}$ = estimation finale de la moyenne journalière de précipitations dans le pixel (i,j)
$P'_{(i,j)}$ = estimation de la moyenne journalière en utilisant le gradient de précipitations dans le pixel (i,j)
$\varepsilon_{(i,j)}$ = résidu krigé dans le pixel (i,j)

8.2.2. Cartographie des moyennes journalières de précipitations

Le tableau 14 montre les moyennes journalières de précipitations pour chaque classe de types de temps par rapport aux 3 groupes de pluviosité [mm/j]. Ces résultats ont été calculés d'après la méthode qui utilise l'orographie pour modéliser les précipitations dans l'espace. La relation entre

précipitations et altitude est bien visible pour les résultats du groupe 2 et 3. Le gradient de précipitations suit celui d'altitude. Par contre, la distribution spatiale des précipitations pour le groupe 4 de pluviosité ne dépend pas de l'altitude, même si la région la plus arrosée est toujours celle avec l'altitude la plus haute.

Le type de temps avec circulation du sud-est amène la quantité moyenne journalière de pluie la plus significative sur le glacier par rapport aux autres classes. Elle est suivie de celles du Nord-Est, du Sud, des Basses pressions et d'Est. Ces résultats sont conséquents aux hautes chaines de montagnes qui entourent la quasi-totalité du Glacier, sauf vers le (nord-)est, l'est et le sud-est. (cf. chap. 2.1.).

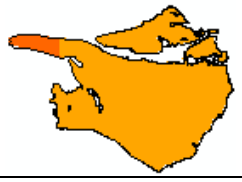
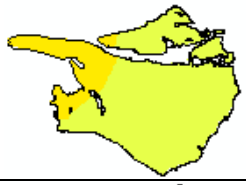
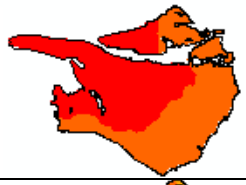
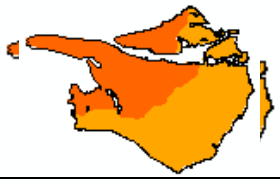
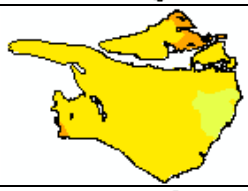
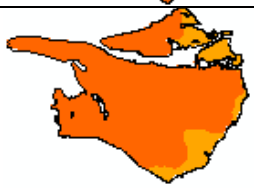
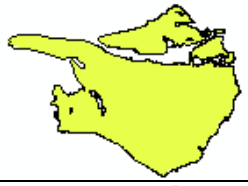
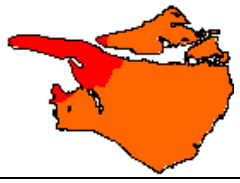
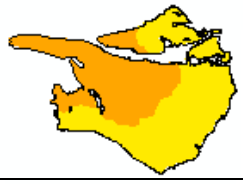
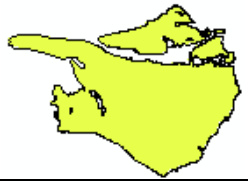
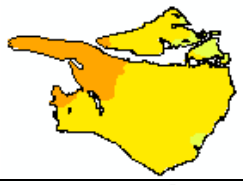
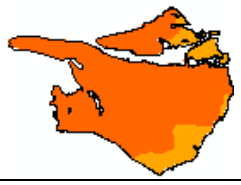
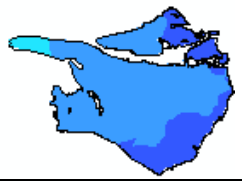
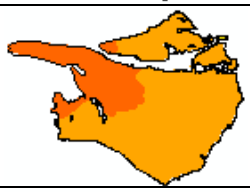
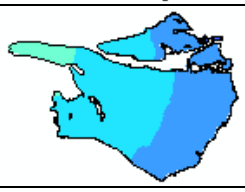
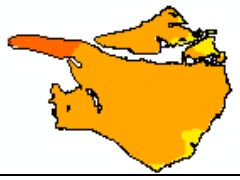
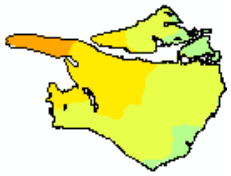
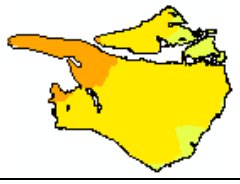
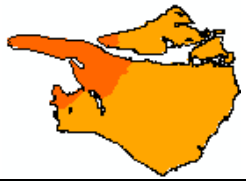
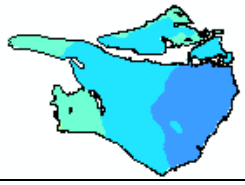
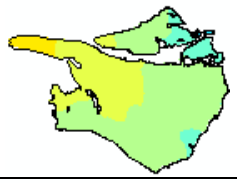
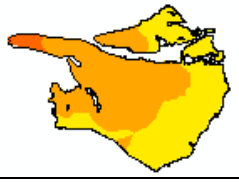
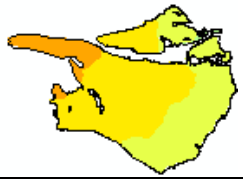
	Groupe 2 pluviosité	Groupe 3 pluviosité	Groupe 4 pluviosité
Classe 1: Ouest			
Classe 2: Sud-Ouest			
Classe 3: Nord-Ouest			
Classe 4: Nord			
Classe 5: Nord-Est			
Classe 6: Est			
Classe 7: Sud-Est			
Classe 8: Sud			
Classe 9: Basses pressions			
Classe 10: Hautes pressions			

Tableau 14: moyennes journalières de précipitations [mm/j] pour les 10 classes de types de temps par rapport aux 3 groupes de pluviosité.

8.2.3. Moyennes annuelles des précipitations de 2005 à 2009

La construction de la moyenne annuelle des précipitations sur le glacier de Findelen utilise les données du tableau 12, i.e. la fréquence du type de temps pour chaque groupe de pluviosité entre septembre 2005 et août 2009. Toutes les moyennes journalières ont été multipliées par leur fréquence, puis additionnées.

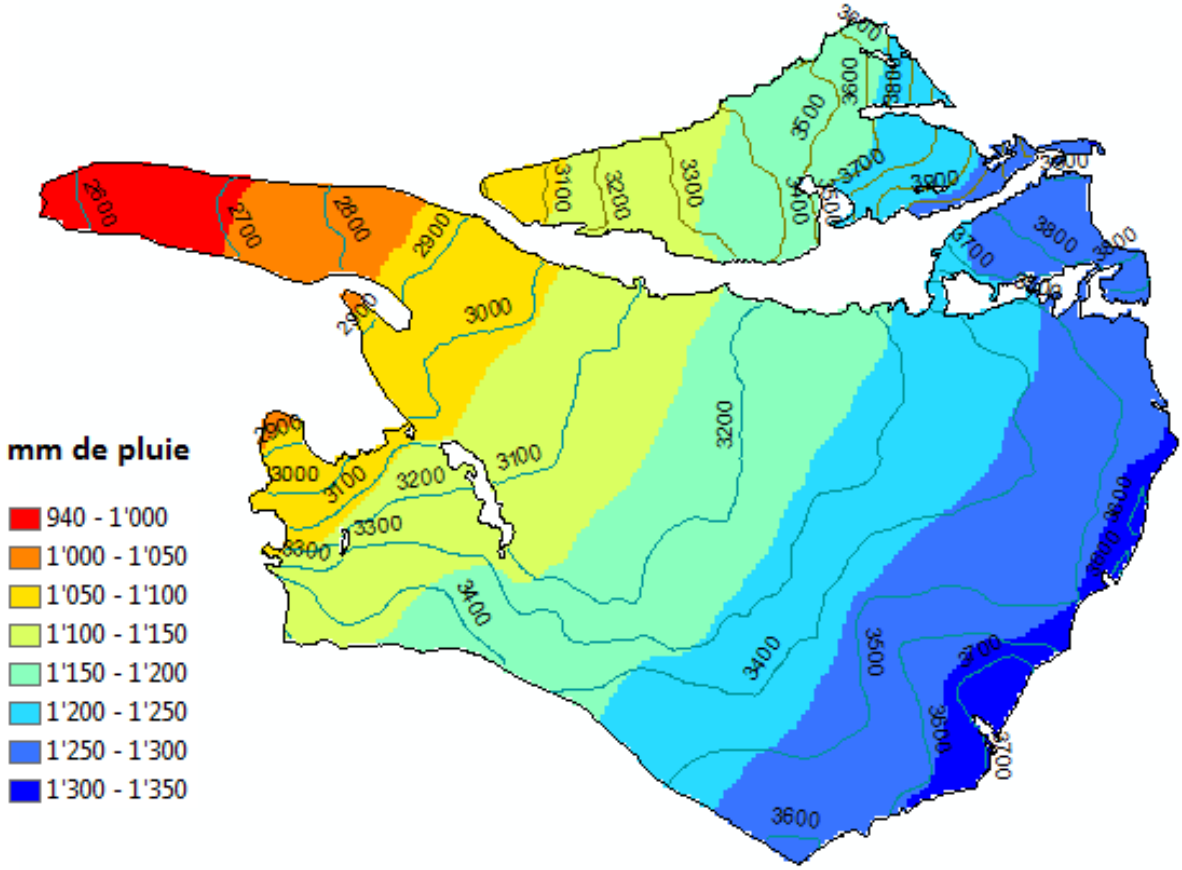


Figure 44: moyennes annuelles des précipitations entre septembre 2005 et août 2009 [mm].

La moyenne annuelle varie entre 940 mm de pluie dans la partie la plus basse du glacier à 1350 mm dans la partie la plus haute. Le gradient de précipitations se dispose perpendiculaire par rapport à la crête principale du glacier (coté sud-est). Les perturbations de sud, sud-est, est et (nord-est) arrosent principalement le haut du glacier, pour diminuer d'intensité au fur et à mesure qu'elles se dirigent vers la vallée.

À titre d'exemple, la moyenne annuelle suisse (de 1961 à 1990) est de 1458 mm (Schädler et al., 2002a). SCHWARB et al. 2001a obtiennent les mêmes valeurs moyennes de précipitations autour de la région de Findelen (annexe 7).

8.3. Bilan de masse hivernal (de novembre à mars)

8.3.1. Hydrologie de la période entre novembre et mars

Sur le glacier de Findelen, le bilan de masse hivernal est calculé pour la période entre novembre et mars (fig. 50). Pendant celle-ci, la plupart des précipitations tombent sous forme de neige. En printemps, on mesure les épaisseurs de la neige les plus hautes (fig. 45). Ce sous-chapitre calcule la répartition des précipitations, ou de la neige dans ce cas, pendant la période d'accumulation du glacier.

Le rapport annuel de «Science et montagne» (Bauder et al., 2008) résume de la façon suivante les hivers et les printemps qui nous intéressent:

novembre 2005 – mars 2006	Automne et début d'hiver doux et sans neige, en particulier dans les régions internes des Alpes. En décembre et janvier, de nouvelles chutes de neige ont lentement épaissi la couche neigeuse. Importantes chutes de neige en fin février et début avril.
novembre 2006 – mars 2007	L'automne est l'hiver furent très secs. Les grosses précipitations au cœur de l'hiver tombèrent parfois jusqu'à plus de 2000 mètres sous forme de pluie.
novembre 2007 – mars 2008	L'hiver fut marqué par un enneigement précoce et important sur le versant nord des Alpes. En raison de températures hivernales relativement douces, seules les zones d'altitude purent profiter durablement des fréquentes chutes de neige.
novembre 2008 – mars 2009	Fin octobre une vigoureuse incursion hivernale engendra des chutes de neige à basse altitude sur les deux versants des Alpes. Il faut relever les fréquentes situations de barrage de sud en novembre et décembre. Au sud des Alpes, dans le Haut-Valais, l'Engadine et le centre des Grisons, la hauteur de la neige atteignait fin décembre, jusqu'à deux fois la valeur habituelle. Suite à d'autres précipitations de barrage, l'épaisseur maximale du manteau fut atteinte le 8 février déjà dans certaines stations du sud des Alpes. En mars, les chutes de neige furent également supérieures à la moyenne des deux côtés des Alpes.

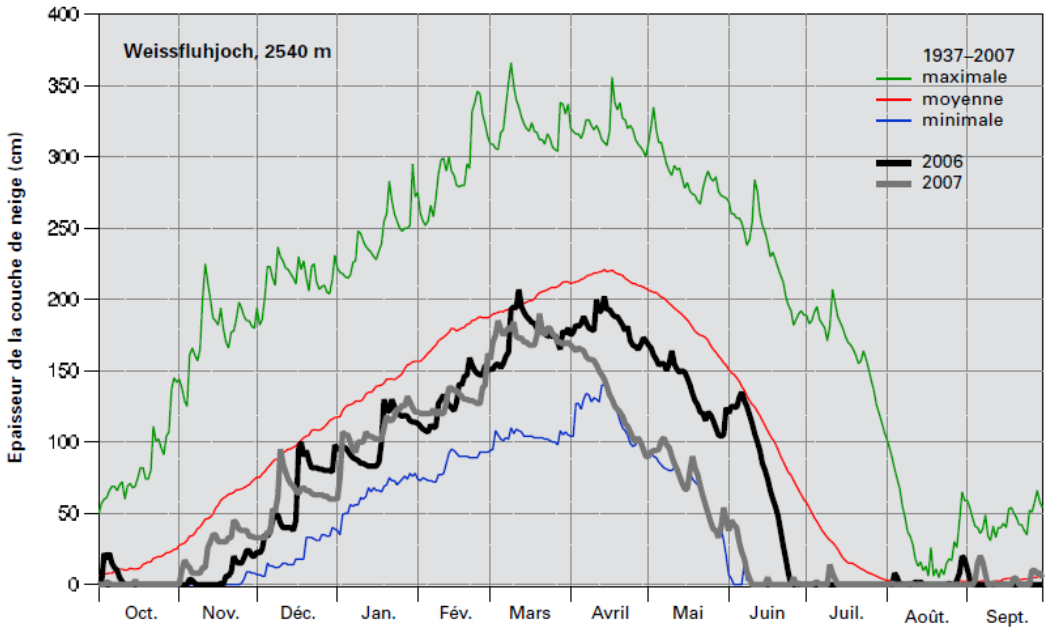


Figure 45: évolution de l'épaisseur de la couche de neige [cm] à Weissfluhjoch (2540 m). Pour les années 2006 et 2007, l'épaisseur maximale fut atteinte dans le courant du mois de mars (Source Bauder et al., 2008).

8.3.2. Variation spatiale des précipitations

La figure 46 est construite de la même façon que la figure 44, i.e. chaque carte de moyennes journalières de précipitations (tableau 14) est multipliée par leur fréquence moyenne (tableau 15), puis additionnée.

		classes type de temps									
		W	**SW**	**NW**	**N**	**NE**	**E**	**SE**	**S**	**L**	**H**
Groupes pluie	**2**	10.25	3.25	10	3.75	2.25	1	0.5	0.75	1.25	0.25
	3	8.75	8.25	8.5	2.5	1	1	1.25	1.25	0.25	0.5
	4	4.25	8.25	0.75	0	0.25	0.75	1.25	2.75	0.25	--

Tableau 15: moyennes annuelles de la fréquence pour chaque type de temps pour les 4 périodes: 11/2005-03/2006 – 11/2006-03/2007 – 11/2007-03/2008 – 11/2008-03/2009.

Pendant cette période de l'année (novembre à mars), la plupart des précipitations au-dessus de 2000 mètres tombèrent sous forme de neige. La disposition spatiale des précipitations nous donnera une idée sur la variation spatiale de la déposition de la neige, sans tenir compte du rôle du vent qui redistribue la neige sur la surface du glacier.

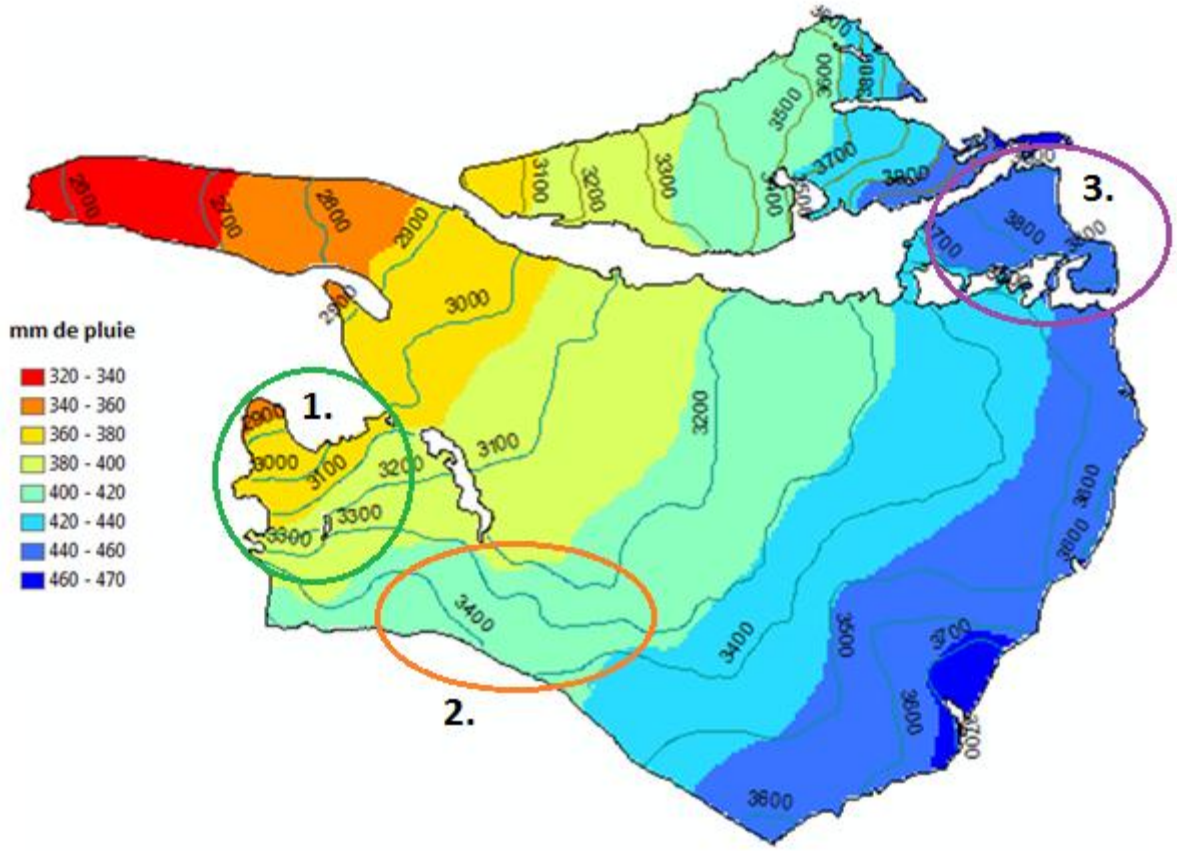


Figure 46: moyenne de précipitations [mm] pour les périodes 11/2005-03/2006 – 11/2006-03/2007 – 11/2007-03/2008 – 11/2008-03/2009.

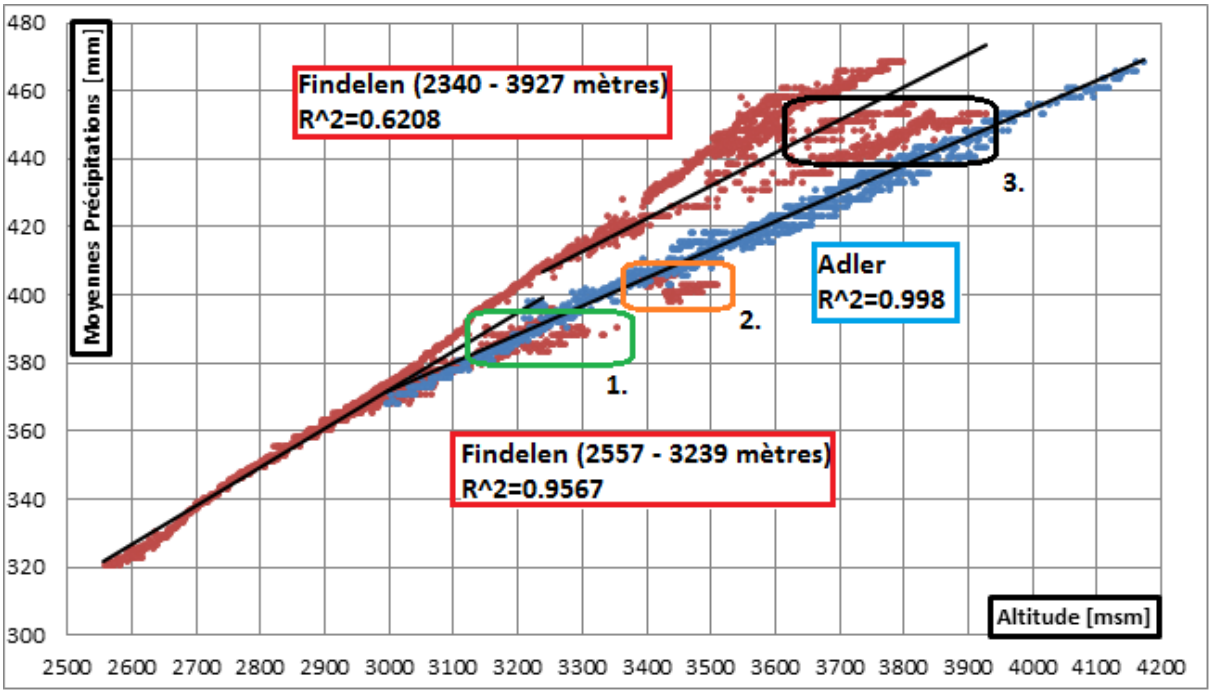


Figure 47: rélation entre l'altitude [msm] et les moyennes de précipitations [mm] pour chaque pixel de la figure 46. Les points rouges repprensentent le glacier de Findelen. Les points bleu, le glacier d'Adler. Les données du glacier de Findelen ont été subdivisées en 2 classes. Dans la première classe, les valeurs entre 2557 et 3239 mètres. Dans la deuxième classe, les valeurs entre 2340 et 3927 mètres. Pour les deux classes du glacier de Findelen, tout comme pour celui d'Adler, le coefficient de corrélation (R^2) apparait dans le graphique.

Comme pour la moyenne annuelle des précipitations, celle entre novembre et mars suit une diminution des précipitations parallèle à la ligne de crêtes des montagnes au sud-est du glacier. Ces lignes parallèles coïncident assez bien avec la diminution de l'altitude, surtout dans la partie basse du glacier. En effet, le R^2 entre l'altitude et la moyenne de précipitation est de 0.95 entre 2557 et 3239 mètres. À partir de 2340 mètres, la relation entre ces 2 paramètres n'est pas aussi importante. Le coefficient de corrélation n'est que de 0.62. Les 3 régions (cercles 1, 2 et 3 dans les figures 46 et 47) ont des valeurs moyennes de précipitations inférieures (entre 10 et 40 mm de pluie) par rapport aux autres régions à la même altitude. Cette différence confirme que la distribution spatiale des pluies est dépendante des précipitations qui atteignent le glacier en passant principalement par-dessus la crête au sud-est.

Le glacier d'Adler est plus élevé d'environ 200 mètres par rapport au glacier voisin de Findelen. Néanmoins, il mesure des précipitations moins élevées en moyenne (30-40 mm). Premièrement, il se trouve au nord-ouest par rapport au glacier de Findelen et donc, il ne reçoit pas les valeurs les plus importantes des précipitations des perturbations qui arrivent sur la région depuis le sud-est, le sud et l'est (nord-est). Deuxièmement, le glacier d'Adler est entouré (nord, nord-est, est, sud-est) par des montagnes qui dépassent 4100 mètres d'altitude. Le fait que le glacier ait une orientation est-ouest coïncide avec la direction du gradient de précipitations. Par conséquent, le R^2 de la régression linéaire altitude et moyennes de précipitations a une valeur très proche de 1 (R^2=0.98).

8.3.3. Variation temporelle des précipitations

Pour comprendre la variabilité temporelle de la distribution spatiale des précipitations sur le glacier de Findelen, j'ai construit 4 cartes pour les 4 périodes d'accumulation suivantes: 11/2005-03/2006 – 11/2006-03/2007 – 11/2007-03/2008 – 11/2008-03/2009.

La quantité de pluie estimée sur les glaciers de Findelen et d'Adler est très similaire pour les périodes de: 11/2005-03/2006 – 11/2006-03/2007. Seules les moyennes des précipitations (entre 200 et 250 mm) ont été estimées sur la langue du glacier. La région la plus arrosée est proche des crêtes de montagnes au sud-est. Elle a des moyennes comprises entre 330 et 370 mm.

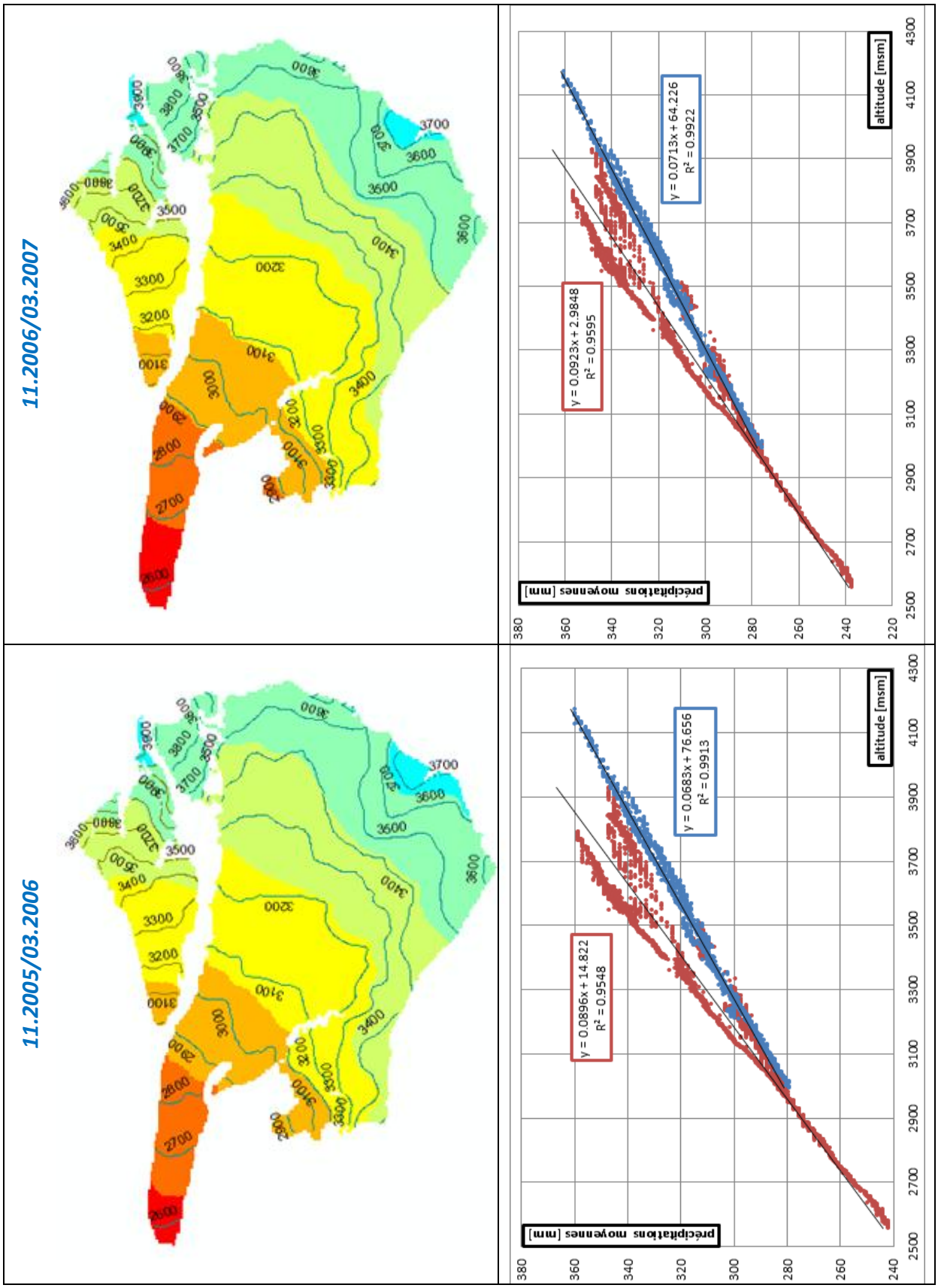
La période entre novembre 2007 et mars 2008 a des valeurs plus élevées. Elles atteignent 250 à 270 mm dans la partie la moins élevée et 350 à 370 mm dans la partie à sud-est.

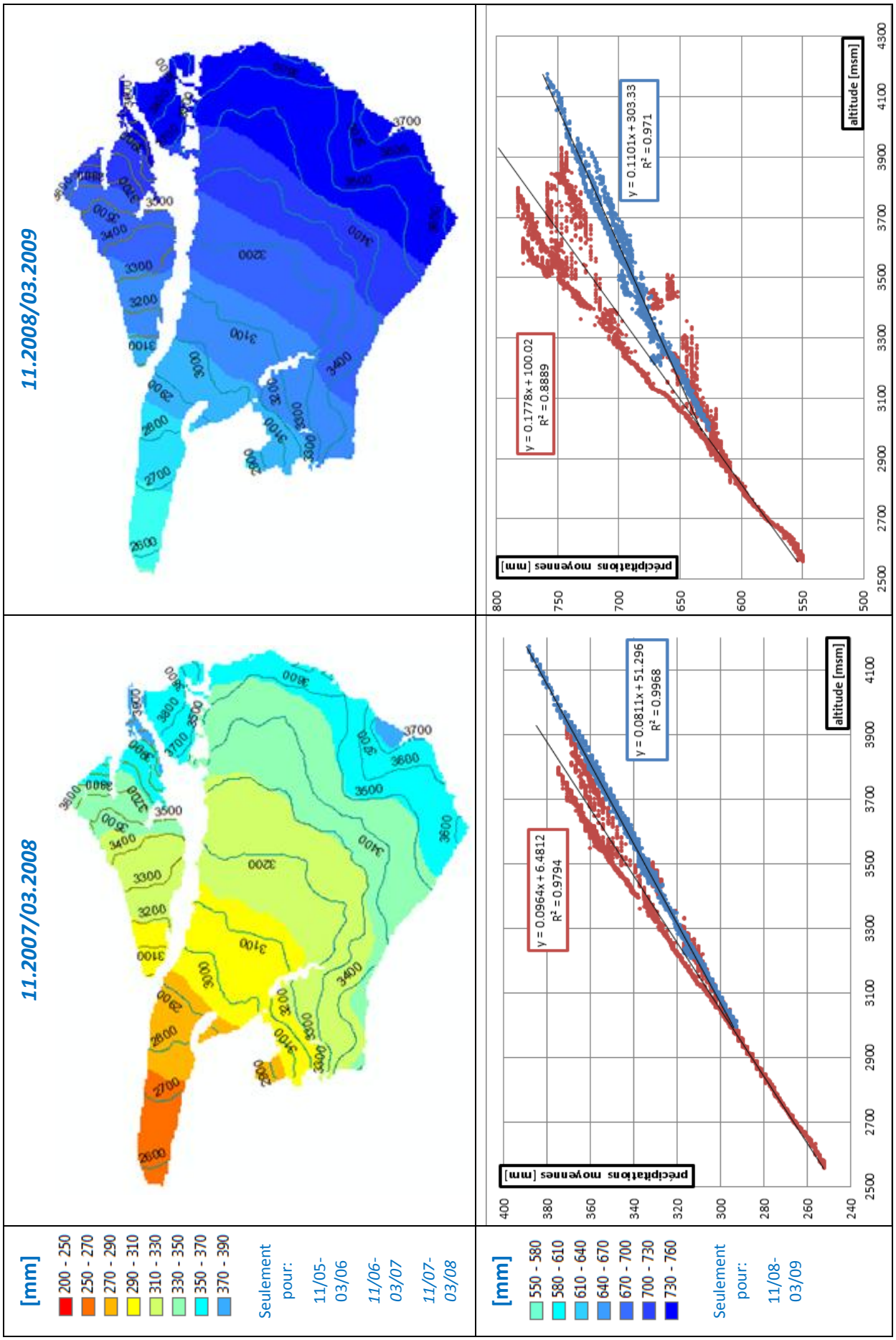
La période entre novembre 2008 et mars 2009 a enregistré les moyennes les plus élevées à cause des fréquents barrages de sud pendant toute la période. Les moyennes varient entre 580 et 610 mm dans la partie basse du glacier et entre 730 et 730 mm dans la partie haute.

La variation spatiale pour les trois premières périodes, i.e. avec des moyennes de précipitations moyennes-basses, ne subit pas trop l'influence des perturbations en provenance de l'est, du sud-est et du sud. Donc, la relation entre altitude et précipitations moyennes est très forte (R^2 qui varie entre 0.95 et 0.97).

La distribution spatiale des précipitations pour la période entre novembre 2008 et mars 2009 est clairement dépendante des courants humides qui viennent depuis les hautes crêtes, au sud-est du glacier. En effet, la distribution spatiale des précipitations suit parfaitement l'orientation des crêtes de sud-est. C'est pour cette raison que le R^2 n'a qu'une valeur de 0.88.

Pour les 4 périodes considérées, les moyennes de précipitations du glacier d'Adler sont inférieures à celles du glacier de Findelen.


11.2006/03.2007
11.2005/03.2006
altitude [msm]
précipitations moyennes [mm]
y = 0.0713x + 64.226
R² = 0.9922
y = 0.0923x + 2.9848
R² = 0.9595
y = 0.0683x + 76.656
R² = 0.9913
y = 0.0896x + 14.822
R² = 0.9548


11.2008/03.2009
11.2007/03.2008
[mm]
200 - 250
250 - 270
270 - 290
290 - 310
310 - 330
330 - 350
350 - 370
370 - 390
Seulement pour:
11/05-03/06
11/06-03/07
11/07-03/08
[mm]
550 - 580
580 - 610
610 - 640
640 - 670
670 - 700
700 - 730
730 - 760
Seulement pour:
11/08-03/09
précipitations moyennes [mm]
altitude [msm]
y = 0.1778x + 100.02
R² = 0.8889
y = 0.1101x + 303.33
R² = 0.971
y = 0.0964x + 6.4812
R² = 0.9794
y = 0.0811x + 51.296
R² = 0.9968

IV. DISCUSSION

9. Discussion

9.1. Stations météorologiques

La quantité de pluie enregistrée sur le territoire italien est toujours beaucoup plus élevée par rapport à la Suisse. La cause de cette différence est le barrage naturel des Alpes qui empêche les courants humides méditerranéens de rejoindre les stations valaisannes.

Même après la modification des données des précipitations avec la méthode qui transforme l'épaisseur de la neige fraiche en mm d'eau, les stations pluviométriques à une altitude de plus de 2000 msm ont résultats très imprécis, à utiliser avec critique et précaution.

L'ACP réalisée en utilisant les moyennes de précipitations mensuelles (entre septembre 2005 et août 2009) de toutes les stations de mesures utilisées pour ce travail a permis la construction de trois classes entre les stations météorologiques. La première classe contient les stations suisses les plus au nord (Visp, Grächen et Ackersand Stalden) et la station italienne d'Alpe Veglia. Ces stations ne corrèlent pas bien avec les autres. Dans le groupe 2, se trouvent les stations qui sont au-dessus de 2000 mètres et les stations à l'abri derrière une chaine de montagnes (e.g. Zermatt). Dans le même groupe, on trouve encore 3 autres stations qui ont un déficit important de mesures journalières de précipitations. Pour cette raison, leur corrélation avec les autres stations n'est pas bonne et leur utilisation de leurs données dans la suite du travail risque de provoquer des erreurs. Il s'agit des stations d'Omegna Lago d'Orta, de Macugnaga Rifugio et de Cellio. Toutes les autres stations sont très bien corrélées entre elles et ont été reclassées dans le dernier groupe.

9.2. Interpolation spatiale

La distribution spatiale et temporelle de la moyenne des précipitations en suisse pendant la période étudiée dans ce travail (septembre 2005 à août 2009) est très hétérogène. Le pourcentage de précipitations à la norme est très varié d'une année à l'autre. En général, le sud des Alpes et la région alpine ont la quantité annuelle la plus élevée (> 2000 mm). La grande variabilité spatiale est aussi visible en confrontant l'écart à la norme de deux stations météorologiques valaisannes qui sont proches (Grächen et Ackersand Stalden). Durant la période d'étude, Grächen mesurait des quantités supérieures à 15% de la moyenne de cette station, par contre, seulement 4% à Ackersand Stalden.

La première manière de subdiviser chaque jour en plusieurs groupes est de les classer selon le type de temps. La station virtuelle de Rheinwaldhorn mesure quotidiennement le paramètre «classification des masses d'air selon la provenance à 500 hPa». Les classes de types de temps sont: Classe 1: *Circulation d'Ouest à 500 hPa; Classe 2: Circulation du Sud-Ouest à 500 hPa; Classe 3: Circulation du Nord-Ouest à 500 hPa; Classe 4: Circulation du Nord à 500 hPa; Classe 5: Circulation du Nord-Est à 500 hPa; Classe 6: Circulation d'Est à 500 hPa; Classe 7: Circulation du Sud-Est à 500 hPa; Classe 8: Circulation du Sud à 500 hPa; Classe 9: Situation de basses pressions à 500 hPa; Classe 10: Situation de hautes pressions à 500 hPa.* Les circulations les plus fréquentes en Suisse sont de provenance occidentale. Cependant, 2/3 des jours sont classés dans les groupes de provenance du Nord-Ouest, Ouest et Sud-Ouest.

Une deuxième subdivision afin de classer chaque jour entre septembre 2005 et août 2009 est nécessaire avant d'interpoler les données météorologiques. Il s'agit de classer chaque jour en 5 groupes selon la moyenne journalière de pluie enregistrée. Dans le groupe 0 de pluviosité, ont été classés les jours sans aucune précipitation. À fur et à mesure que on avance dans les 4 autres groupes, plus les moyennes journalières de pluie sont élevées. La moyenne pour le groupe 0 est logiquement de 0 mm/j. La moyenne journalière pour les groupes 1 et 2 ne dépasse pas 1 mm de pluie. Elle est de 2.63 mm/j pour le groupe 3 et de 14.63 mm/j pour le groupe 4

En analysant les 10 classes de types de temps en association avec les groupes 3 et 4 de pluviosité, on peut tirer les conclusions suivantes. Les types de temps qui amènent les quantités de pluie les plus importantes sur le territoire analysé sont les secteurs du sud et du sud-est (moyennes entre 23 et 33 mm/j). Les secteurs d'ouest et du sud-ouest conduisent le plus souvent à des précipitations de 10 à 20 mm/j sur la région d'étude (30% de tous les jours sont dans les groupes 3 et 4 de pluviosité). Les secteurs du nord-ouest, du nord, du nord-est et d'est amènent à des moyennes journalières de pluie d'environ 10 à 15 mm, avec une fréquence de 3 à 10%.

Après avoir analysé la fréquence temporelle pour chaque type de temps, le dernier point traité dans ce chapitre étudie la disposition spatiale des précipitations sur le territoire concerné. L'interpolation spatiale des moyennes journalières de pluies du groupe 4 de pluviosité a été faite avec la méthode du krigeage. Pour chaque type de temps, une carte montre la distribution des précipitations dans l'espace. Le résultat de l'interpolation est très différent d'une carte à l'autre. Il y a tout de même des points communs. La région la moins arrosée est celle du nord-ouest, i.e.

la partie qui reste à l'abri de la chaine de montagnes des Alpes. D'autre part, la région avec la quantité de précipitations la plus importante est entre le Lac Majeur et la vallée de la Sesia. Le glacier de Findelen se situe entre ces deux régions.

9.2.1. Interpolation avec la méthode du krigeage

Dans le domaine environnemental, la méthode du krigeage simple est très utilisée. Comme déjà expliqué, cette méthode interpole spatialement et tient compte de la configuration géométrique des points observés et de la structure spatiale propre à la variable estimée: le variogramme (Goovearts, 2000). En d'autres termes, le krigeage simple ne prend pas en considération le relief (Gottardi, 2009) et vu que la région autour de Zermatt est très montagneuse, une autre méthode pourrait mieux dessiner la distribution spatiale des précipitations. D'autres méthodes géostatistiques qui interpolent mieux les données des précipitations existent, par exemple, le cokrigeage ou le krigeage avec dérive interne (Tabsoba et al., 2005).

Par contre, ces interpolations par types de temps restent extrêmement intéressantes pour une analyse sur une région assez vaste, même en présence de montagnes, par exemple pour les régions italiennes et suisses étudiées ici.

9.3. Gradients pluviométriques

Les gradients de précipitations ont été calculés dans la région italienne la plus proche du glacier de Findelen (fig. 42) Vue la grande variabilité spatiale des précipitations, ces gradients peuvent être appliqués dans cette partie seulement du territoire. Une régression linéaire entre l'altitude et la moyenne journalière des précipitations a été calculée pour chaque classe de types de temps (10 classes) et pour les 3 groupes de pluviosité (groupes 2, 3 et 4). Les résultats obtenus sont très hétérogènes entre eux. Le coefficient de détermination R^2 est dans la plupart des cas supérieur à 0.5. Dans certaines classes du groupe 4 de pluviosité, i.e. le groupe avec les moyennes journalières de précipitations les plus élevées, le gradient de précipitations est négatif. Je suppose que la majorité des précipitations dans la classe 4 de pluviosité est de type convectif.

Les moyennes de précipitations journalières ont une disposition spatiale différente suivant leur appartenance à une classe de types de temps et à un groupe de pluviosité. La partie inférieure du glacier est la moins arrosée. Par contre, la région la plus arrosée se situe entre les parties nord-est, est ou sud-est du glacier. Les perturbations venant du sud-est sont celles qui causent les

moyennes journalières de pluie les plus élevées (>20 mm de pluie dans la partie nord-est du glacier). Les masses d'air humides qui rejoignent le glacier depuis nord-est, l'est et le sud, avec des basses pressions, conduisent aussi à des valeurs journalières moyennes supérieures à 12 mm de pluie sur tout le glacier.

Pendant la période d'accumulation (entre novembre et mars), les valeurs de précipitations estimées peuvent être très différentes d'une année à l'autre. A cause d'un barrage de sud important, le glacier de Findelen enregistre les valeurs de précipitations les plus élevées. Pendant la période entre novembre 2008 et mars 2009, la situation du barrage de sud a été très fréquente. En conséquence, il tomba entre 580 et 760 mm de pluie sur le glacier pendant cette période. Les quantités de pluie pour les mêmes périodes entre 2005 et 2008 furent seulement de 200 à 370 mm. Plus la somme des précipitations pendant la période d'accumulation est élevée, plus la diminution des valeurs de pluie diminue parallèlement aux crêtes des montagnes situées au sud-est du glacier. Dans la partie inférieure du glacier, les précipitations suivent la ligne d'altitude. Dans le reste du glacier, la variabilité spatiale entre la moyenne des précipitations et l'altitude est moins élevée. Cependant, une tendance apparait clairement. Moins la moyenne de pluie est élevée, moins la différence spatiale sera grande.

9.3.1. Autres gradients pluviométriques

Actuellement, les précipitations sur les glaciers de Findelen et d'Adler sont calculées en appliquant une simple régression linéaire de l'altitude d'après la base de données des précipitations mesurées à Zermatt (Machguth et al., 2006).

Le modèle qui tient compte de l'effet orographique de la répartition des précipitations sur le glacier de Findelen, présenté dans le chapitre précédent, propose deux gradients orographiques de précipitations: 33 mm par 100 mètres pour le glacier de Findelen (R^2=0.98) et 18 mm par 100 mètres pour le glacier d'Adler (R^2=0.97) (fig. 48).

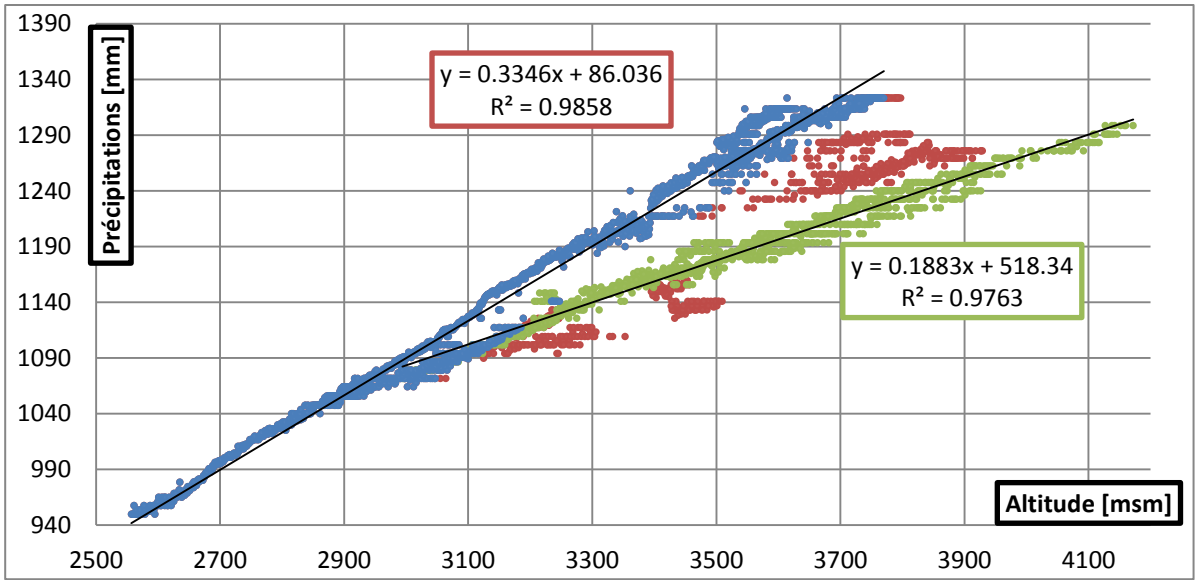


Figure 48: relation entre l'altitude [msm] et les précipitations moyennes annuelles [mm] (septembre 2005 à août 2009). En vert, les résultats pour le glacier d'Adler. En bleu, les résultats du glacier de Findelen. En rouge, les parties marginales du glacier de Findelen.

Le modèle d'estimation de la quantité des précipitations pour les deux glaciers est confronté à deux estimations qui utilisent la régression linéaire en fonction de l'altitude. La valeur de départ de la régression linéaire est la moyenne annuelle (de 2005 à 2009) de la station météorologique de Zermatt, soit 651 mm de pluie.

Je compare d'abord mon modèle d'estimation des précipitations à la régression linéaire qui utilise les gradients orographiques de 33 mm par 100 mètres pour le glacier de Findelen et de 18 mm par 100 mètres pour le glacier d'Adler.

La quantité d'eau estimée avec ces gradients orographiques varie de -3 à 12% selon la zone du glacier. Elle est sous-estimée du centre à l'est du glacier. Cette dernière région se trouve exactement sous la crête sud-est du glacier. Selon mon modèle, cette partie du glacier reçoit une grande quantité de précipitations. Néanmoins, elle se situe à une altitude inférieure de 300 mètres environ par rapport à son entourage immédiat. C'est pour cette raison que la régression linéaire sous-estime la quantité d'eau sur cette partie du glacier. La situation inverse est constatée sur de petites surfaces au nord-est et au sud-ouest (cercle bleu dans la figure 49). La régression linéaire surestime donc ces zones d'environ 6-12% à cause de leur altitude élevée. L'éloignement de ces deux zones du glacier par rapport à la crête principale du glacier a pour conséquence des quantités de précipitations moins élevées (selon mon modèle). Pour toutes les autres parties du glacier de Findelen, tout comme pour celui d'Adler, la régression linéaire surestime les valeurs des précipitations entre 0 et 3%.

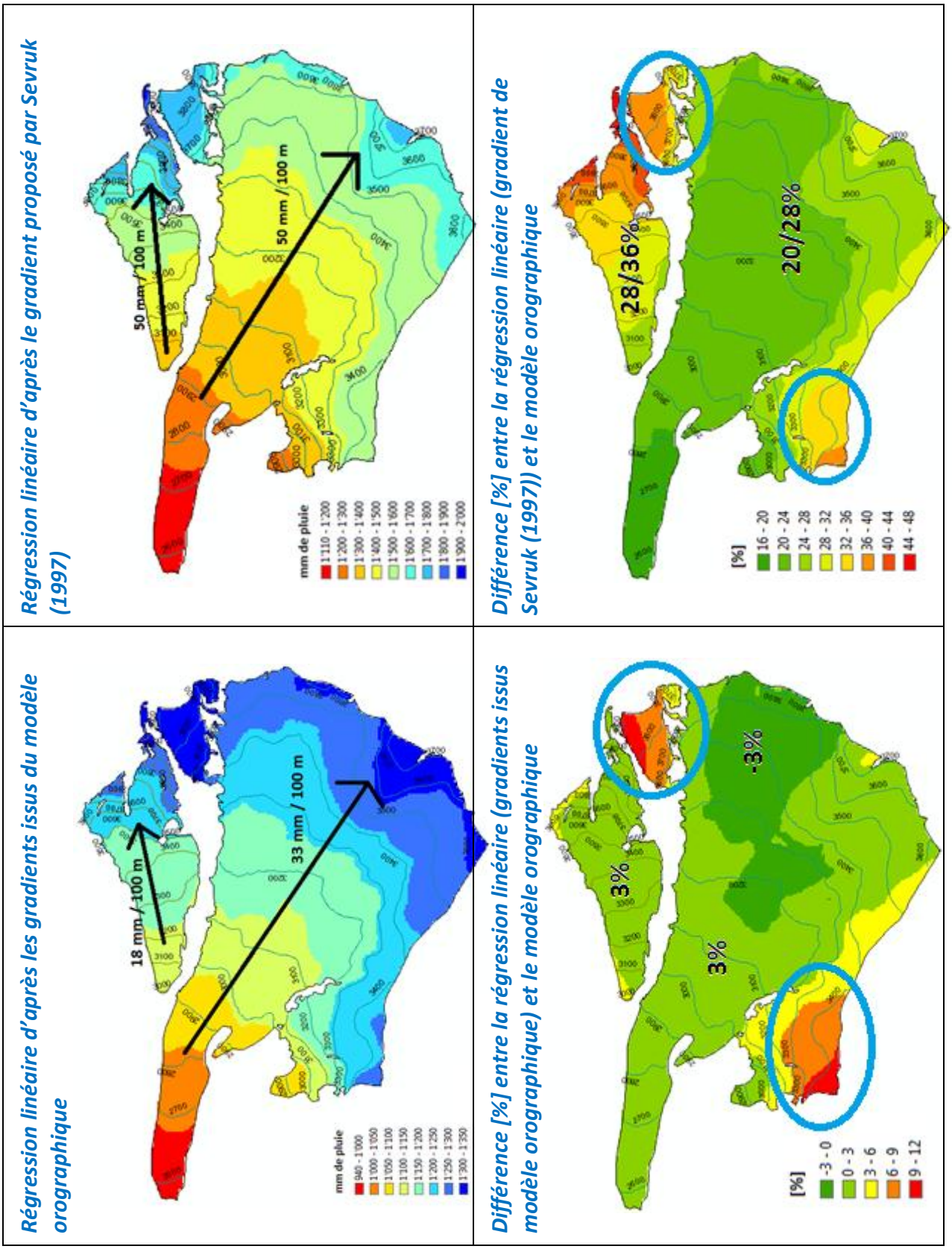


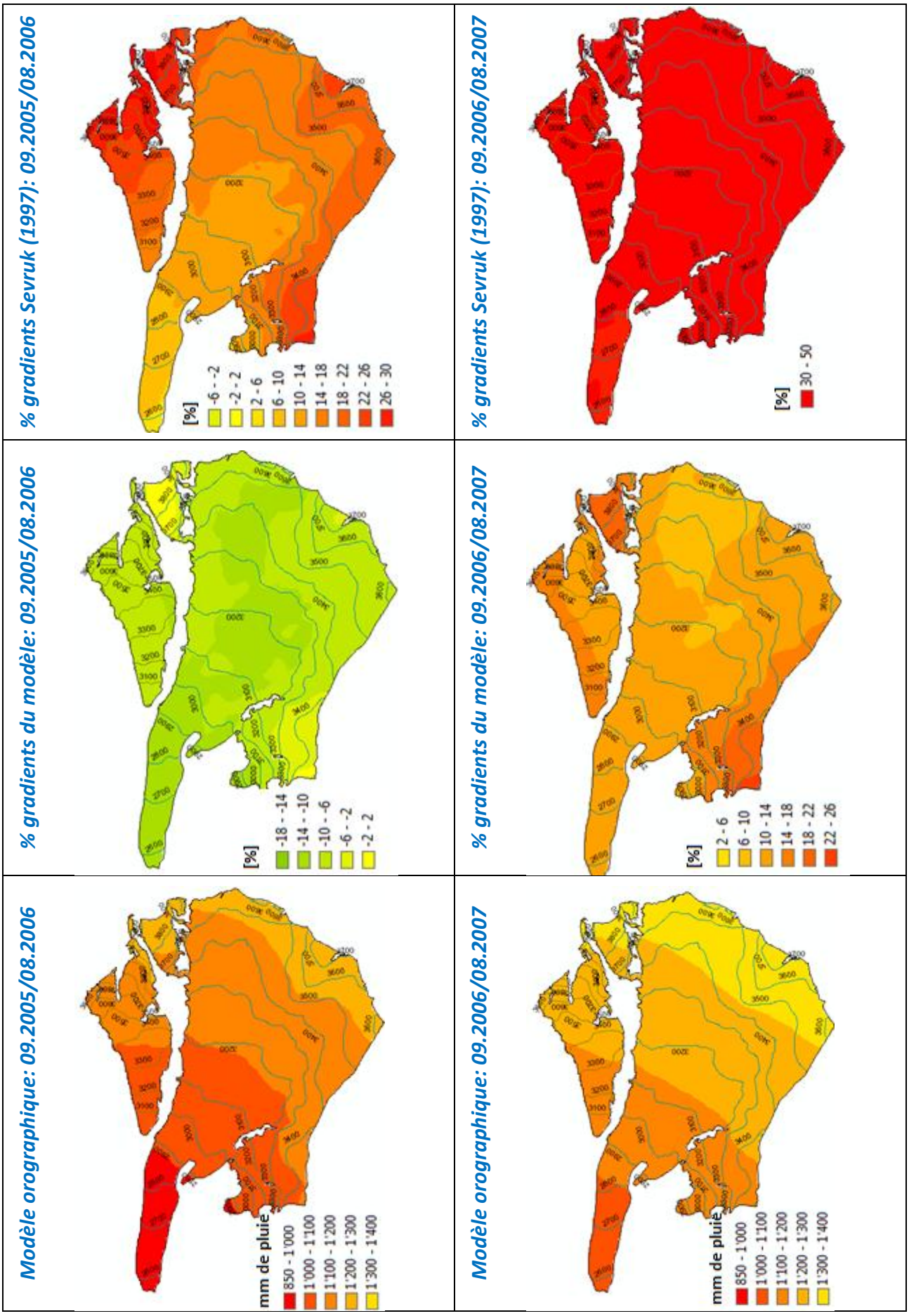
Figure 49: les quatre cartes ont été réalisées en utilisant les moyennes annuelles de Zermatt entre septembre 2005 et août 2009. La première régression linéaire en fonction de l'altitude utilise les gradients issus du modèle orographique de la figure 37. La deuxième régression linéaire s'appuie sur le gradient de précipitations proposé par Sevrek (1997) de 50 mm à 100 m. Les deux cartes du bas décrivent la différence en pourcentage par rapport à la répartition des pluies calculée avec le modèle orographique.

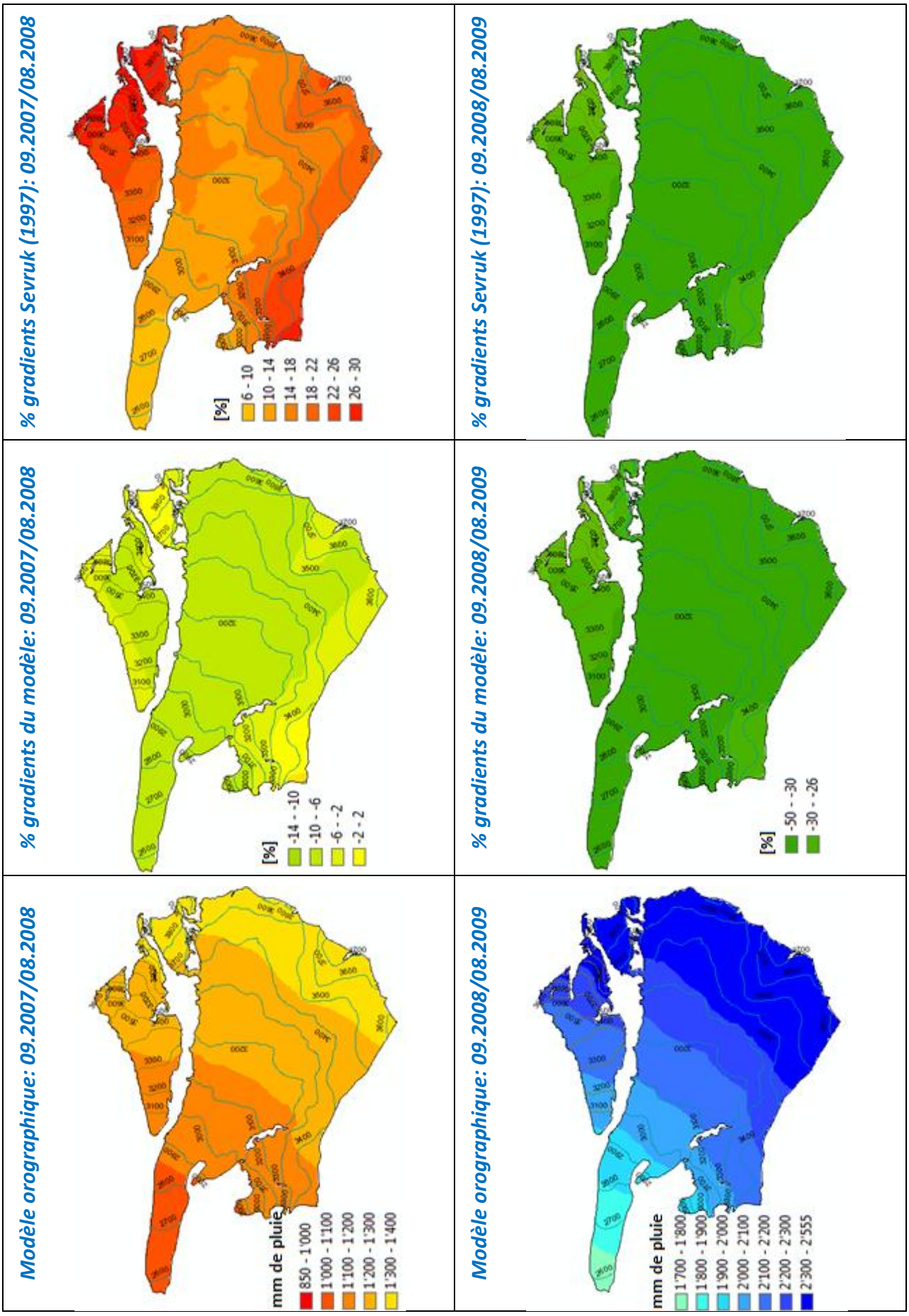
Je compare ensuite mon modèle d'estimation des précipitations à l'estimation des précipitations d'après la régression linéaire de la valeur du gradient orographique proposée par Sevruk, i.e. 50 mm par 100 mètres.

Cette deuxième estimation surestime les valeurs des précipitations d'environ 20 à 28% sur la plupart du glacier de Findelen, parfois de 40% pour les deux côtés périphériques du glacier (cercle bleu dans la figure 49). Les valeurs des précipitations sont aussi surestimées sur le glacier d'Adler d'environ 28 à 36%.

Dans la suite de ce sous-chapitre, je compare, pour chaque année, les deux régressions linéaires qui utilisent deux gradients différents de précipitations avec les résultats du mon modèle d'estimation. Pour chaque période, je propose trois cartes. La première donne la répartition des précipitations sur les deux glaciers selon mon modèle d'estimation. La deuxième carte montre la différence entre la régression linéaire qui utilise les gradients de précipitations que je propose (33 mm par 100 mètres pour le glacier de Findelen, 18 mm par 100 mètres pour le glacier d'Alder) et mon modèle d'estimation des précipitations. La troisième carte expose la différence des précipitations de mon modèle et de la deuxième régression linéaire qui utilise le gradient orographique de précipitations proposé par Sevruk de 50 mm par 100 mètres. Les valeurs de départ pour les deux régressions linéaires sont les moyennes annuelles des précipitations de Zermatt (05/06: 478 mm, 06/07: 845.4 mm, 07/08: 607.7 mm, 08/09: 673.3 mm).

Les résultats des premières cartes représentent la répartition annuelle des précipitations selon mon modèle. Etonnement, la distribution des précipitations parait dépendre principalement de l'éloignement de la bordure sud-est du glacier. En effet, la diminution des précipitations suit parallèlement la crête sud-est du glacier.


% gradients Sevruk (1997): 09.2005/08.2006
[%]
-6 - -2
-2 - 2
2 - 6
6 - 10
10 - 14
14 - 18
18 - 22
22 - 26
26 - 30
% gradients Sevruk (1997): 09.2006/08.2007
[%]
30 - 50
% gradients du modèle: 09.2005/08.2006
[%]
-18 - -14
-14 - -10
-10 - -6
-6 - -2
-2 - 2
% gradients du modèle: 09.2006/08.2007
[%]
2 - 6
6 - 10
10 - 14
14 - 18
18 - 22
22 - 26
Modèle orographique: 09.2005/08.2006
mm de pluie
850 - 1'000
1'000 - 1'100
1'100 - 1'200
1'200 - 1'300
1'300 - 1'400
Modèle orographique: 09.2006/08.2007
mm de pluie
850 - 1'000
1'000 - 1'100
1'100 - 1'200
1'200 - 1'300
1'300 - 1'400


% gradients Sevruk (1997): 09.2007/08.2008
[%]
6 - 10
10 - 14
14 - 18
18 - 22
22 - 26
26 - 30
% gradients Sevruk (1997): 09.2008/08.2009
% gradients du modèle: 09.2007/08.2008
[%]
-14 - -10
-10 - -6
-6 - -2
-2 - 2
% gradients du modèle: 09.2008/08.2009
[%]
-50 - -30
-30 - -26
Modèle orographique: 09.2007/08.2008
mm de pluie
850 - 1'000
1'000 - 1'100
1'100 - 1'200
1'200 - 1'300
1'300 - 1'400
Modèle orographique: 09.2008/08.2009
mm de pluie
1'700 - 1'800
1'800 - 1'900
1'900 - 2'000
2'000 - 2'100
2'100 - 2'200
2'200 - 2'300
2'300 - 2'555

Les résultats des secondes cartes sont très différents selon les années. Les valeurs des précipitations sont très sous-estimées d'environ 5 à 20% pour les années 2005 à 2006 et 2007 2008. Les valeurs pour la période 2008 à 2009 est aussi très largement sous-estimée d'environ 30 à 50%. Il n'y a qu'entre 2006 et 2007 que les précipitations annuelles ont été surestimées. L'échec partiel de cette régression linéaire est dû à la faible relation entre la moyenne annuelle des précipitations de Zermatt et les moyennes obtenues sur les deux glaciers. Les différences de pourcentages des valeurs du glacier d'Adler sont, pour ces 4 ans, semblables à celles du glacier de Findelen. En effet, le gradient de précipitations pour le glacier d'Adler est beaucoup moins élevé que celui du glacier de Findelen. La grande différence entre ces deux glaciers est probablement due à l'éloignement de la bordure sud-est du glacier de Findelen et aux hautes montagnes qui entourent le glacier d'Adler.

Le résultat le plus étonnant, en ce qui concerne les troisièmes cartes, est que la quantité d'eau pour le glacier d'Adler est chaque année beaucoup plus surestimé que pour celui de Findelen. La régression linéaire qui utilise le gradient orographique proposé par Sevruk surestime de 10 à 50% les valeurs des précipitations pour les années 2005 à 2008 par rapport aux valeurs de mon modèle. Il n'y a que pour la saison 2008-2009 que les valeurs sont sous-estimées de 30 à 50%. Encore une fois, la grande différence d'une année à l'autre est directement consécutive à la faible corrélation entre les moyennes annuelles de précipitations de Zermatt et celles probablement enregistrées sur les deux glaciers.

Les précipitations en provenance du sud, du sud-est, de l'est et du nord-est amènent de grandes quantités d'eau sur les parties est et sud-est du glacier. Le village de Zermatt ne bénéfice pas des mêmes quantités de précipitations. Selon la fréquence de ces perturbations sur une année, la corrélation entre les moyennes de Zermatt et celles du glacier peut être soit élevée soit plus faible. Cette différence est très probablement la cause principale de l'échec partiel de l'estimation des précipitions qui utilisent les données de Zermatt comme valeurs initiales.

Ce travail, ayant étudié les précipitations durant les années 2005 à 2009, propose un gradient de précipitations de 33 mm par 100 mètres pour le glacier de Findelen et de 18 mm par 100 mètres pour le glacier d'Adler. Ces gradients estiment mieux les valeurs des précipitations pour ces années par rapport au gradient de 50 mm par 100 mètres proposé par Sevruk (1997).

Par contre, cette étude ne permet pas de savoir s'il est possible d'étendre ces gradients de précipitations à d'autres périodes. Comme les précipitations les plus intenses ont proviennent de

sud et du sud-est, je suppose que les gradients de précipitations sont vraiment inférieurs à la valeur proposée par Sevruk (1997). De plus, des gradients inférieurs à 50 mm par 100 mètres tendent plus vers les valeurs estimées pour le sud des Alpes.

9.3.2. Autres facteurs importants pour la distribution de la neige

Ce travail de master se concentre sur l'estimation de la répartition des précipitations sur les glaciers de Findelen et d'Adler, sans tenir compte de ces paramètres qui interviennent et modifient la distribution de la neige dans l'espace.

En comparant les estimations de la répartition des précipitations selon mon modèle et le bilan de masse des deux glaciers, j'ai essayé de comprendre l'effet du vent, des avalanches et de l'exposition de la surface sur la répartition spatiale de la neige.

Les bilans de masse des hivers 2008-2009, 2009-2010 et 2010-2011 sont représentés dans la figure 50. Ils ont été calculés pour la période de novembre à mars, soit le même intervalle de temps utilisé dans mon modèle d'estimation de la répartition des précipitations sur les deux glaciers (cf. chap. 8.3.3.). Malheureusement, il n'existe pas de cartes qui montrent le bilan de masse avant l'hiver 2008-2009. Les bilans de masse ont été construits grâce aux résultats de la régression linéaire, en utilisant les valeurs des précipitations de Zermatt et de l'interpolation des mesures de l'épaisseur de la neige mesurées sur place au printemps.

En général, en regardant les bilans de masse, la répartition spatiale des chutes de neige est parallèle aux crêtes du sud-est du glacier sur toute la surface. Cependant, la répartition locale de la neige est très hétérogène sur toute la surface du glacier, surtout dans la partie centrale et dans la plus haute. Je suppose que la distribution de la neige est causée par les événements liés au vent, comme expliqués ci-dessus.

D'après la comparaison entre la carte 1 de la figure 51 et le bilan de masse, on constate une forte relation entre les zones avec une forte pente orientée Sud, Sud-Est, Sud-Ouest et Ouest et les zones avec des quantités modestes de neige par rapport aux alentours (en bleu sur la figure 50). L'exposition probable du versant favorise une forte fonte de la neige.

Il existe d'autres fortes relations entre la base d'un versant raide (carte 2, fig. 51) et les zones avec de fortes quantités de neige. Ces parois bloquent probablement la neige soufflée par le vent et causent des zones d'accumulation aux pieds du versant (en rouge sur la fig. 50).

La quantité modeste de neige sur la Cime de Jazzi est vraisemblablement due à la surface convexe du terrain qui favorise la dispersion de la neige vers des zones d'accumulation plus basses. Toutes les crêtes à l'est et au sud-est du glacier sont probablement des zones d'érosion de la neige par le vent qui souffle sur cette surface convexe (en jaune sur la fig. 50).

Sur la bordure nord du glacier d'Adler, une mince bande d'importantes accumulations de neige résulte peut-être d'une avalanche (en brun sur la fig. 50).

Il s'agit de suppositions qui sont difficilement démontrables. Il y a un manque d'informations météorologiques, par exemple l'inexistence de données relatives au vent. Il serait intéressant d'étudier la relation entre ce paramètre et le type de temps. Par exemple, quel est le type de temps et à quelle fréquence le vent favorise-t-il les accumulations à la base de la Cime de Jazzi ? Les modèles qui calculeront le bilan de masse dans le futur devront inclure ces phénomènes dans les calculs sans nécessairement mesurer l'épaisseur de la neige sur le terrain pour corriger les résultats issus de la régression linéaire des précipitations de la station de Zermatt.

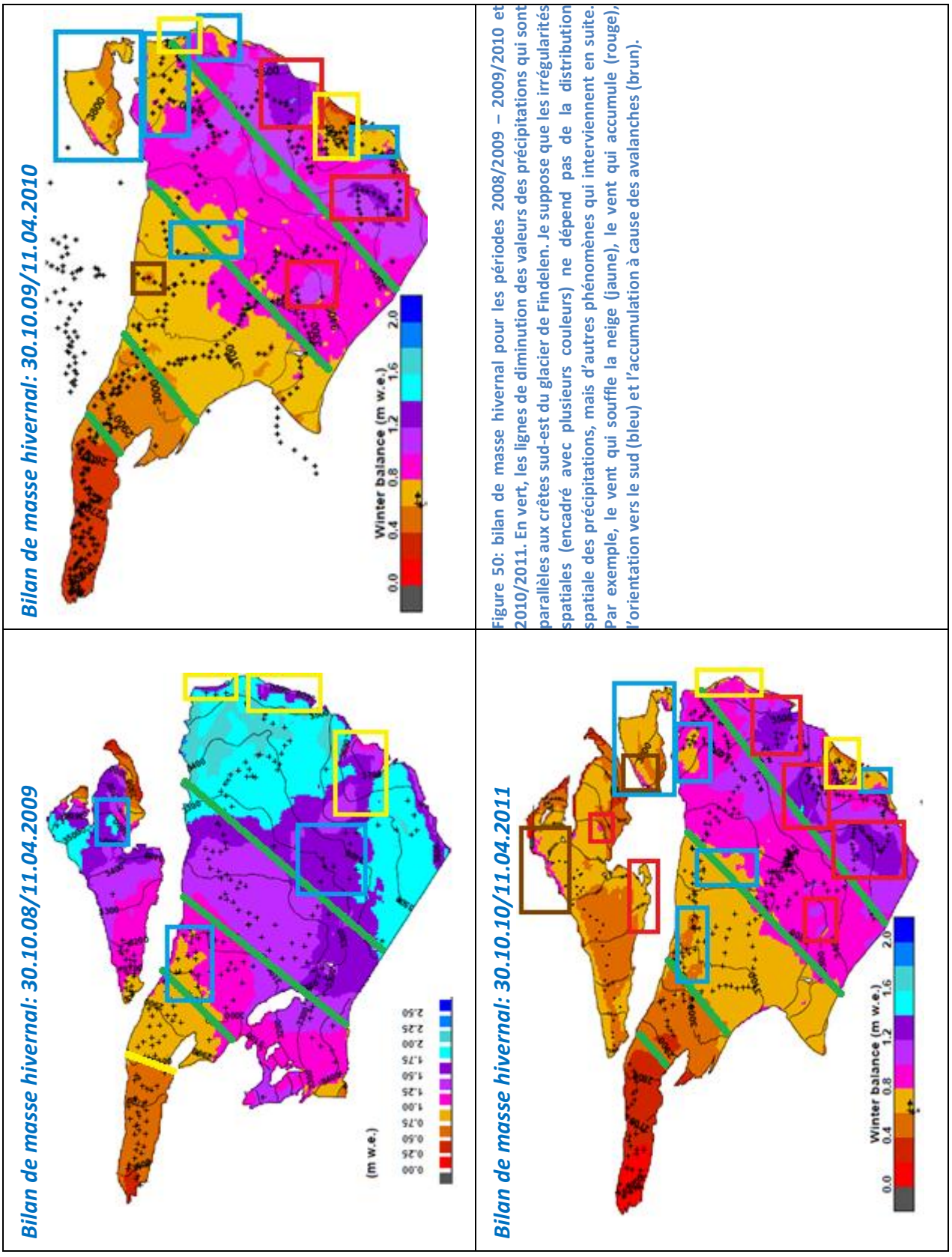


Figure 50: bilan de masse hivernal pour les périodes 2008/2009 – 2009/2010 et 2010/2011. En vert, les lignes de diminution des valeurs des précipitations qui sont parallèles aux crêtes sud-est du glacier de Findelen. Je suppose que les irrégularités spatiales (encadré avec plusieurs couleurs) ne dépend pas de la distribution spatiale des précipitations, mais d'autres phénomènes qui interviennent en suite. Par exemple, le vent qui souffle la neige (jaune), le vent qui accumule (rouge), l'orientation vers le sud (bleu) et l'accumulation à cause des avalanches (brun).

Carte 2: Surface divisée en 2 groupes selon les pentes et l'orientation cardinale

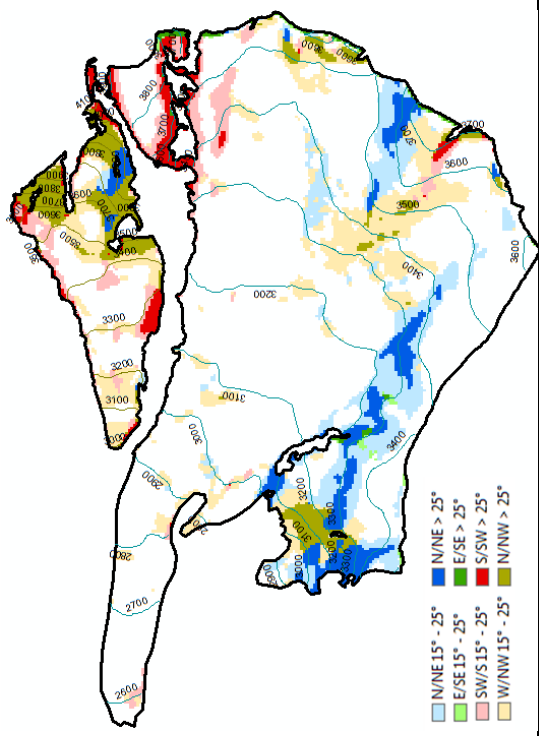
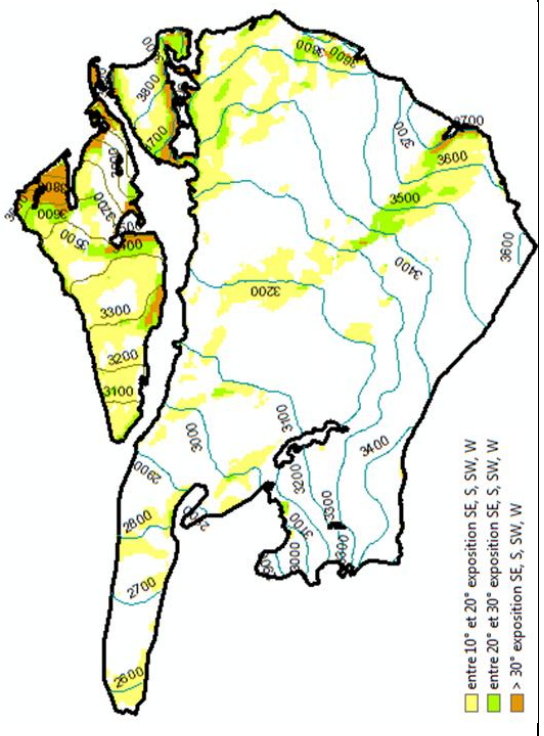
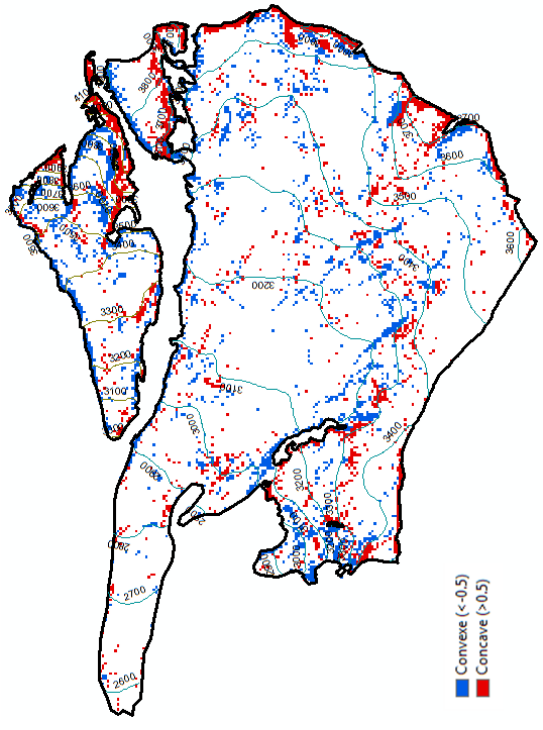


Figure 51: La carte 1 montre les zone exposées au SE, S, SW et W subdivisées en trois classes selon les pentes du versant. La carte 2 montre toutes les zones avec une pente plus grande que 15° selon l'orientation cardinale. La carte 3 montre la courbure du sol selon 2 critères, concavité et convexité.

Carte 1: Surface exposée au SE, S, SW, W divisée en 3 classes selon la pente



Carte 3: Convexité et concavité du sol



V. CONCLUSIONS

10. Conclusions

La région autour de Zermatt est entourée dans toutes les directions de montagnes de plus de 4000 mètres. Cette topographie particulière ne permet pas aux perturbations humides de rejoindre ces zones. La moyenne annuelle des précipitations à Zermatt n'est que d'environ 600 mm. A l'opposé, dans la vaste région italienne à peu de kilomètres à l'est de Zermatt, les moyennes annuelles varient entre 1000 et 2300 mm de pluie. La chaîne principale des Alpes leur fait barrage au nord, au nord-est et au nord-ouest. Elle favorise de fortes chutes de pluie venant de la Mer Méditerrané. Les glaciers de Findelen et d'Adler se situent exactement entre ces deux régions de valeurs pluviométriques très différentes. Contrairement au village de Zermatt, le glacier de Findelen n'a aucune montagne vers l'est et le sud-est. C'est pour cette raison que le glacier de Findelen est susceptible aux perturbations en provenance du nord-est, de l'est, du sud-est et du sud et aux situations de basses pressions en altitude.

Deux méthodes d'interpolations ont été appliquées dans ce travail de master. La première est le krigeage simple. Il se base sur la mesure de dépendance entre deux points en fonction de la distance entre eux. Cette méthode ne prend pas en compte la topographie du territoire. C'est pour cette raison que je n'ai utilisé le krigeage simple que pour l'interpolation des valeurs des précipitations à l'échelle de toute la région italienne concernée par ce travail. La deuxième méthode se base sur des régressions linéaires locales qui estiment les précipitations en fonction de l'altitude. Les résidus entre les résultats des régressions linéaires locales et les vraies valeurs mesurées dans les stations météorologiques sont finalement krigés et soustraites aux résultats des régressions linéaires locales. Ceci permet d'estimer la répartition locale des précipitations sur les glaciers de Findelen et d'Adler.

Les zones du glacier, dont l'estimation des valeurs des précipitations est la plus élevée, se situent autour de la Cime de Jazzi et le long des crêtes qui délimitent sa bordure au sud-est. La quantité d'eau diminue parallèlement aux crêtes du sud-est. Les valeurs des précipitations pour le glacier d'Adler sont inférieures à celles du glacier de Findelen aux mêmes altitudes.

La répartition spatiale des précipitations pendant la période du bilan de masse hivernal (entre novembre et mars) ne représente pas la relation entre l'épaisseur de la neige mesurée sur le terrain et l'altitude (cf. chap.1). La répartition spatiale des précipitations estimée d'après ma méthode corrèle bien avec la relation entre la quantité de précipitations et l'altitude (fig. 52). La

différence est très probablement due à des phénomènes qui interviennent après les précipitations, par exemple, la neige soufflée par le vent.

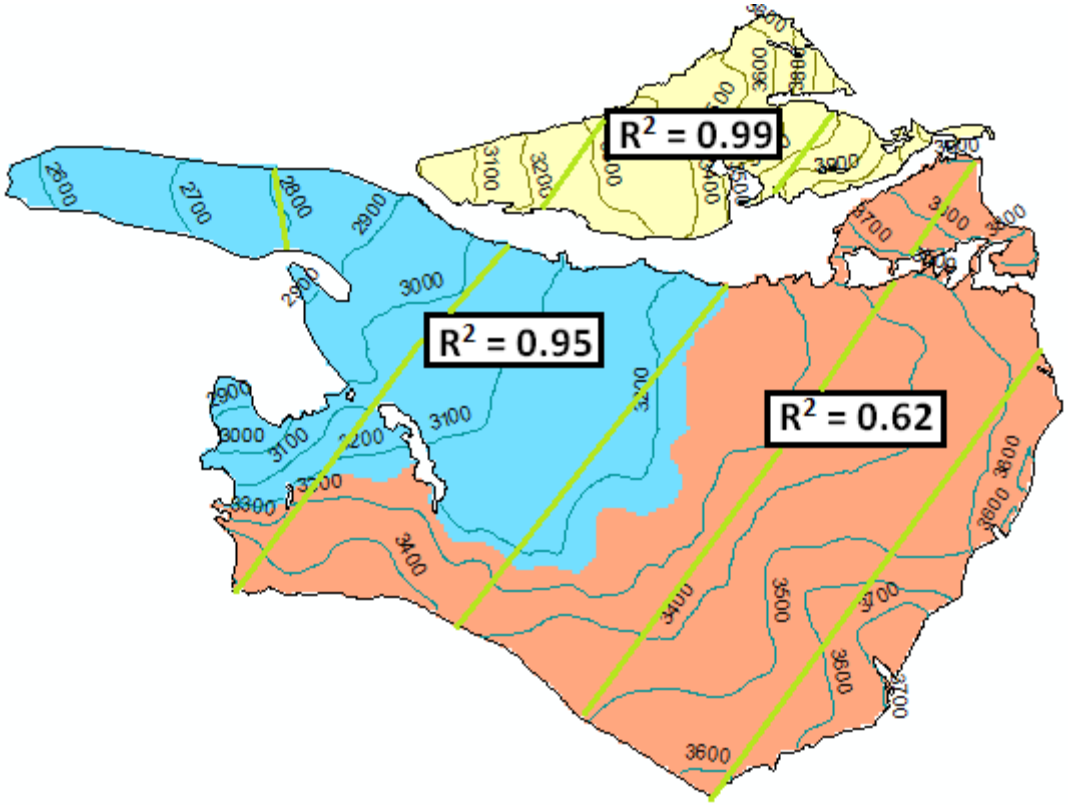


Figure 52: relation [R^2] de la quantité des précipitations estimées avec ma méthode entre novembre et mars et l'altitude. En vert, les lignes de diminutions des précipitations parallèles aux crêtes au sud-est du glacier de Findelen.

11. Prospectives

Ce travail a pris en considération une courte période pour l'analyse des données pluviométriques selon le type de temps. Avant l'année 2005, le réseau des stations météorologiques était peu développé, surtout du côté italien. Pendant ces dernières années, de nouvelles stations météorologiques mesurant la quantité de précipitations ont été installées dans la région de Zermatt et dans les vallées italiennes proches à la région du glacier de Findelen.

Dans les prochaines années, il serait intéressant de recalculer les valeurs des précipitations pour chaque classe de types de temps, en utilisant un intervalle de temps plus long. Les résultats ainsi obtenus auraient une importance statistique plus forte pour l'estimation de la répartition des pluies sur les deux glaciers.

Pendant tout ce travail, la détermination de la quantité de pluie sur le glacier a été faite en interpolant les données pluviométriques de plusieurs stations. Il sera intéressant de calculer la quantité et la fréquence des précipitations sur le glacier en utilisant l'information pluviométrique du radar météorologique. Ensuite, confronter les résultats à ceux calculés dans ce travail.

Ce travail analyse seulement l'interpolation entre 2005 et 2009 sans trouver des règles applicables pendant les autres périodes. Par exemple trouver une fonction qui utilise les données pluviométriques de Zermatt et Macugnaga, et qui donne comme résultat les valeurs des précipitations calculés dans ce travail.

Le cas idéal, c'est de trouver un modèle qui calcule la distribution spatiale des précipitations (en hiver ou pour toute l'année) qui tient en considération tous les paramètres qui influencent le résultat, en manière particulière le vent. Ce modèle est beaucoup plus compliqué et il a besoin d'une connaissance approfondie du comportement du vent sur toute la région. A l'heure actuelle, on dispose d'aucune information relative à la fréquence, à la provenance ni à la force du vent.

12. Bibliographie

1.1. Articles scientifiques

AA.VV. «Ereignisanalyse Hochwasser 2005». BAFU. 2007.

AA.VV. «The Swiss glaciers 2003/2004 and 2004/2005.» *Glaciological Report n. 125/126.* n. 126/126. 2009.

Aepli Elsenbeer M.-F. et Montmollin André. «Le climat». Statistique suisse de l'environnement n. 7. 1997.

Alpert P.. «Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains.» Journal of Applied Meteorology, 25. 1986. 532–545.

Arrigo S.. «Pluies extremes en Suisse». TRP1. 2009.

Arrigo S.. «Précipitations autour de Zermatt». Project in Cryosphere and Geomorphology. 2010.

Baeriswyl P., Rebetez M., Winistörfer A. et Roten M.. «Répartition spatiale des modifications climatiques dans le domaine alpin». Rapport final du Programme National de Recherche 31. Zürich. 1997.

Baillargeon S.. «Le krigeage: revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations». Université Laval, Québec. 2005.

Barry, R. G..: «Mountain Weather and Climate.» 2d ed. Routledge. 1992. 402.

Bauder A., Marty C. et Nötzli J.. «La cryosphère dans les Alpes suisses, Neige, glaciers et permafrost en 2005/2006 et 2006/2007». Science et montagne, 9. 2008. 47-56.

Baumgartner, A., Reichel, E., and Weber, G.. «Der Wasserhaushalt der Alpen. Niederschlag, Verdunstung, Abfluss und Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931–1960.» Oldernburg, Munich, 1983.

Bénichou P., Lebreton O.. «Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques». *La Météorologie*, vol. 19. 1987. 23-34.

Blöschl, G., and D. Gutknecht. «A spatially distributed snowmelt.» 1991.

Burkard R., Hauser A. et Oesch D.. «Besprechung der aktuellen Wetterlarge». Geographisches Institut der Universität Bern. 2007.

Carrega P., Garcia E.. «Les fortes précipitations quotidiennes en Toscane et leur cartographie». In Maheras P. (éd. sc.), *Publications de l'Association internationale de climatologie*, actes du 13e colloque: «Cartographie des pluies, à fine échelle», Nice, 6-9 septembre 2000. Thessalonique: Département de météorologie et de climatologie, université de Thessalonique, vol. 13. 2001. 169-180.

Colton D.. «Numerical simulation of the orographically induced precipitation distribution for use in hydrologic analysis.» Journal of Applied Meteorology, 12. 1976. 1241–1251.

Conway D. et Jones P. D.. «The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling». Journal of Hydrology 212-213. 1998. 348-361.

Courault D. et Monestiez P.. «Spatial interpolation of air temperature according to atmospheric circulation patterns in southeast france.» International Journal of Climatology, 19. 1999. 365–378.

Creech T.G., Mcnab A.L.. «Using NDVI and elevation to improve precipitation mapping». In *13th Conference on Applied Meteorology, Portland, 13-16 may 2002*. Washington: American Meteorological Society. 2002. 184-187.

Daly C., Gibson W. P., Taylor G. H., Johnson G. L., Pasteris P.. «A knowledge bases approach to the statistical mapping of climate». *Climate research, Vol. 22.* 2002. 99-113.

Daniel J. et al.. «Interpolation par régressions locales: application aux précipitations en France». L'espace géographique, Vol. 38. 2009/2. 157-170.

Descroix L., Nouvelot J. F., Estrada J. et Lebel T.. «Complémentarités et convergences des méthodes de régionalisation des précipitations: application à une région endoréique du Nord-Mexique». Revue des sciences de l'eau 14/3. 2001. 281-305.

DOC/NOAA/NWS, 1996: Observing Handbook Number 7, Surface Observations part IV, Supplementary Observations, Table 2-14. 1996. 440.

Douguédroit A.. «Les gradients de températures et de précipitations en montagne». In Revue de géographie alpine, Tome 72 N° 2-4. 1984. 225-240.

Dubé I.. «De mm à cm… Etude des rapports neige/eau liquide au Québec». BSME Rimouski. 2003.

Foletti A.. «Mass balance model calibration». Université de Fribourg. 2010.

Fouchier C., Lavabre J., Gregoris Y., Sol B., Desouches C., Faure-Soulet A.. «Prédétermination régionale des pluies d'occurrence fréquente à exceptionnelle. Application au pourtour méditerranéen français». *Annales de l'Association internationale de climatologie*, vol. 1. 2004. 33-44.

Frei C., Schär C.. «A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations». *International Journal of Climatology*, vol. 18, no 8. 1998. 873-900.

Gauer, P.. «Numerical modeling of blowing and drifting snow in Alpine terrain.» *J. Glaciol.,* 47(156). 2001. 97–110.

Goovaerts P.. «Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall.» Journal of Hydrology, 228(1-2). 2000. 113-129.

Gottardi F., Obled C., Paquet E. et Gailhard J.. «Régionalisation des précipitations sur les massifs montagneux français à l'aide de regressions locales et par type de temps.» Revue Climatologie, 5. 2008. 7–25.

Gottardi F.. «Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne. Utilisation d'ébouches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français.». Grenoble. 2009.

Graham S. T., Famiglietti J.S. et Maidment D. R.. «5-minute, 0.5-degree, and 1-degree data sets of continental watersheds and river networks for use in regional and global hydrologic and climate system modeling studies.» Water Resources Research, 35. 1999. 583–587.

Hack K. H.. «Situations météorologiques typiques dans la région des Alpes». Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse. 2009.

Kirchhofer W. et Sevruk B.. «Mean Annual Corrected Precipitation Depths 1951–1980.» In: FOWG: Hydrological Atlas of Switzerland (Plate 2.2), Berne. 1992.

Kouani A., El Jamali S. et Talbi M.. «Analyse en composantes principales, une méthode factorielle pour traiter les données didactiques». Numéro 2. 2007.

Iovleff S.. «Statistiques descriptives». 2007.

Jouvet G.. «Modélisation, analyse mathématique et simulation numérique de la dynamique des glaciers». Ecole polytechnique fédérale de Lausanne. 2010.

Laborde J.-P., Traboulsi M.. «Cartographie automatique des précipitations: application aux précipitations moyennes annuelles du Moyen-Orient». In Kergomard C. (éd. sc.), *Publications de l'Association internationale de climatologie*, actes du 14e colloque: «Cartographie, outils et méthodes», Séville, 12-15 septembre 2001. Aix-en-Provence: AIC, vol. 14. 2002. 296-303.

Lebel T., Laborde J.P.. 1988. «A Geostatistical approach for areal rainfall statistics assessment.» Stochastic Hydrology, 2. 1988. 245-261.

Liston, G. E., and M. Sturm. «A snow-transport model for complex terrain.» *J. Glaciol.,* 44 (148). 1998. 498–516.

Machguth, H., O. Eisen, M. Hoelzle, et F. Paul. «Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers.» *Geophysical Research Letters.* 2006.

Meteodat (Ed.). «Meteorologische Grundlagen und Möglichkeiten der Hochwasservorhersage in Wallis». Meteodat GmbH, Zürich. 1999.

Mitas L., Mitasova H.. «Spatial interpolation.» In Longley P.A., Goodchild M.F., Maguire D.J., Rhind D.W., *Geographical Information Systems: Pricniples and Techniques, Applications and Management*, Vol. 1. New York: John Wiley & Sons. 1999. 481-492.

Moulins A.. «Comment débuter dans l'interprétation des modèles». 2006.

Ninyerola M., Pons X. et Roure J.M.. «A methodological approach of climatological modeling of air temperature and precipitation through GIS techniques». *International Journal of Climatology*, vol. 20, no 14. 2000. 1823-1841.

Obled C. et Good W.. «Recent developments in avalanche forecasting by statistical techniques : a methodological review and some applications to the parsenn area (Davos-Switzerland).» Journal of Glaciology, 92. 1980. 315–346.

Oukil A.. «Analyse variographique, modélisation et synthèse de textures appliquées aux images numériques». Université des sciences et de la technologie, «Houari Boumediene». 2007.

Paquet E., Gailhard J. et Garçon R.. «Évolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique.» La Houille Blanche, 5. 2006. 80–90.

Raffestin M.. «Pratiquer une analyse en composantes principales». 2005.

Roe G.H. «Orographic precipitation ». *Annual Review of earth and planetary sciences*, vol. 33. 2005. 645-671.

Roy J. M.. «Tutorial ArcGis». Université de Sherbrooke.

Rossa A. M., Arpagaus M. et Zala E.. «Weather situation-dependent stratification or radar-based precipitation verification of the Alpine Model (aLMo)». Proceeding of ERAD. 2004/1. 502-508.

Rossa A. M., Arpagaus M. et Zala E.. «Weather situation-dependent stratification of precipitation and upper-air verification of the Alpine Model». COSMO newsletter N°. 3. 2004/2. 123-138.

Rossi M.. «Smaltimento acque». SUPSI – DACD. 2007. 1-13.

Schädler, B. et Weingartner, R.. «Components of the Natural Water Balance 1961–1990.» In: FOWG: Hydrological Atlas of Switzerland (Plate 6.3), Berne. 2002a/b.

Schüepp M.. «Witterungsklimatologie, Beiheft zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (Jahrgang 1979)». 1979. 1-93.

Schwarb M., Frei C., Schär C. et Daly C.. «Mean Annual Precipitation throughout the European Alps 1971–1990.» In: FOWG: Hydrological Atlas of Switzerland (Plate 2.6), Berne. 2001a.

Schweizer, J., J.B. Jamieson and M. Schneebeli. «Snow avalanche formation.» *Rev. Geophys.,* 41(4), 1016. (10.1029/ 2002RG000123.). 2003

Sevruk B.. «Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the swiss Alps». Climatic Change 36. 1997. 355-369.

Sevruk B., Mieglitz K.. «The effect of topography, season and weather situation on daily precipitation gradients in 60 Swiss valleys». *Water Science Technology*, vol. 45, no 2. 2002. 41-48.

Société Suisse de Géomorphologie. «Le système hydroclimatique glaciaire». Fiche 2.1.1.. 2009.

Sodemann H. et Zubler E.. «Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1992-2002». International Journal of Climatology. 2009.

Spreafico M. et Weingartner R.. «Hydrologie der Schweiz». Rapport de l'OFEG, Série Eaux N°7. 2005.

Tapsoba D., Fortin V., Anctil F. et Haché M.. «Apport de la technique du krigeage avec derive externe pour une cartographie raisonnée de l'équivalent en eau de la neige: Application aux bassins de la rivière Gatineau.» Canadian Journal of Civil Engineering, 32. 2005. 289–297.

Tillé Y.. «Résumé du cours de statistique descriptive». 2010.

Thillet J.. «La météo de montagne.» Club Alpin Français. 1997.

Vincent C.. «Fluctuations des bilans de masse des glaciers des Alpes françaises depuis le début du 20^{e} siècle au regard des variations climatiques». La Houille Blanche n. 8. 2002.

Vincent C.. «Evolution des bilans de masse des glaciers alpins et changement climatique». 2005.

Winstral A., Elder K. et Davis R.. «Spatial Snow Modeling of Wind-Redistribution snow using terrain-based parameters». Journal of Hydrology vol. 3. 2002. 524-538.

1.2. Pages web

Météosuisse:

A : Rétrospective annuelle 2005 (2005):
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourdhui/retrospective_annuelle/retrospective_annuelle.html

B : Rétrospective annuelle 2006 (2006):
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourdhui/retrospective_annuelle/retrospective_annuelle0.html

C : Rétrospective annuelle 2007 (2008):
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourdhui/retrospective_annuelle/retrospective_annuelle1.html

D : Rétrospective annuelle 2008 (2009):
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourdhui/retrospective_annuelle/retrospective_annuelle2.html

E : Rétrospective annuelle 2009 (2010):
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_aujourdhui/retrospective_annuelle/flash2009.html

F : Le climat en Suisse (mars 2012):
http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_en_suisse/un_bref_apercu.html

Arpa: azienda Regionale per la Protezione Ambientale (2011):

http://www.arpa.piemonte.it/annuali/meteorologici

Wetterzentrale: Archiv der NOAA CR20 und NCEP Reanalysis (2011):
http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html